



ISPR A

Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale

SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA

Organo Cartografico dello Stato (legge n°68 del 2.2.1960)

NOTE ILLUSTRATIVE

della

CARTA GEOLOGICA D'ITALIA

alla scala 1:50.000

foglio 565

CAPOTERRA

A cura di:

**S. Barca⁽¹⁾, R. Serri⁽²⁾, R. Rizzo⁽²⁾, A. Forci⁽²⁾, P. Calzia⁽²⁾,
P.C. Pertusati⁽³⁾**

Hanno collaborato:

Sedimentologia del basamento cambriano: **A. Gandin⁽⁴⁾**;

Biostratigrafia del Paleozoico: **E. Serpagli⁽⁵⁾, C. Corradini⁽¹⁾, G.L. Pillola⁽¹⁾**;

Petrografia del basamento metamorfico: **C. Ghezzo⁽⁴⁾**;

Petrografia e geochimica dei granitoidi: **C. Ghezzo⁽⁴⁾**;

Geologia strutturale del basamento paleozoico: **P.C. Pertusati⁽³⁾**;

Geochimica di metavulcaniti del Paleozoico: **C. Garbarino⁽⁶⁾, S. Tocco⁽⁶⁾**;

Geocronologia di metavulcaniti del Paleozoico: **D. Krstic⁽⁷⁾**;

Petrografia delle vulcaniti terziarie: **M. Rosi⁽³⁾**;

Fotointerpretazione: **S. Pasci⁽²⁾**;

Geomorfologia e stratigrafia del Quaternario continentale: **M. Coltorti⁽⁴⁾**;

Geologia ambientale: **F. Di Gregorio⁽¹⁾**;

Attività di cava: **R. Dessi⁽²⁾**;

Idrogeologia: **A. Pala⁽¹⁾**;

Pedologia: **A. Vacca⁽¹⁾**.

(1) - Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Cagliari; (2) - Regione Autonoma della Sardegna - ARPAS, Dipartimento Specialistico Geologico Regionale, Cagliari; (3) - Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Pisa; (4) - Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Siena; (5) - Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Modena; (6) - Dipartimento di Geingegneria e Tecnologie Ambientali, Università di Cagliari; (7) - Geospec Consultants Limited, Edmonton, AB, Canada.

Ente realizzatore



Regione Autonoma della Sardegna

Direttore del Servizio Geologico d'Italia - ISPRA: A. TODISCO

**Responsabile del Progetto CARG per Servizio Geologico d'Italia - ISPRA:
F. GALLUZZO**

**Responsabile del Progetto CARG per la Regione Autonoma della Sardegna:
I. SALVADORI**

PER IL SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA - ISPRA

Revisione scientifica:

M. Pantaloni, R. Graciotti, M.L. Pampaloni

Coordinamento cartografico:

D. Tacchia (coord.), **F. Pilato**

Revisione informatizzazione dei dati geologici:

D. Delogu, L. Battaglini, C. Cipolloni,

M.C. Giovagnoli (asc), **R. Ventura**

Coordinamento editoriale e allestimento per la stampa:

F. Pilato, D. Tacchia

PER LA REGIONE AUTONOMA DELLA SARDEGNA

Allestimento editoriale e cartografico:

E.A. Sarria (coord.), **A. Lai** (foglio), **A. Medde, V. Piras,**

O. Pilloni (note), **B. Cogoni**

(ARPAS - Dipartimento Specialistico Geologico Regionale)

Allestimento informatizzazione dei dati geologici:

E.A. Sarria (coord.), **A. Lai, C. Russo, M.E. Sitzia**

(ARPAS - Dipartimento Specialistico Geologico Regionale)

Informatizzazione e allestimento cartografico per la stampa dalla Banca Dati a cura di **ARPAS - Dipartimento Specialistico Geologico Regionale** (Cagliari) e **SystemCart** (Roma)

Gestione tecnico-amministrativa del Progetto CARG:

M.T. Lettieri (Servizio Geologico d'Italia - ISPRA)

E.A. Sarria & O. Pilloni (ARPAS - Dipartimento Specialistico Geologico Regionale)

Si ringraziano i componenti del precedente Comitato Geologico per il loro contributo scientifico.

Stampa: A.T.I. - S.EL.CA. srl - L.A.C. srl - SYSTEMCART srl - 2009

INDICE

I	- INTRODUZIONE	Pag. 7
1.	- INQUADRAMENTO DELL' AREA DEL FOGLIO.....	» 7
1.1.	- CARATTERI GEOGRAFICI GENERALI	» 7
1.2.	- ASSETTO STRATIGRAFICO-STRUTTURALE GENERALE.....	» 10
1.2.1.	- <i>Basamento metamorfico paleozoico</i>	» 14
1.2.1.1.	- Zona esterna	» 15
1.2.1.2.	- Falde esterne	» 16
1.2.1.3.	- Tettonica caledoniana ed ercinica	» 18
1.2.1.4.	- Tettonica tardo-ercinica	» 19
1.2.2.	- <i>Complesso intrusivo tardo-paleozoico</i>	» 19
1.2.2.1.	- Granitoidi	» 20
1.2.2.2.	- Corteo filoniano.....	» 22
1.2.3.	- <i>Successioni mesozoiche e cenozoiche</i>	» 22
2.	- CENNI STORICI.....	» 24
2.1.	- GEOLOGIA	» 24
2.2.	- PALEONTOLOGIA	» 30
2.3.	- TETTONICA	» 32
2.4.	- GIACIMENTI MINERARI	» 34
II	- STRATIGRAFIA	» 37
1.	- PREMESSA.....	» 37
2.	- SUCCESSIONI PALEOZOICHE.....	» 37
2.1.	- DISCORDANZE	» 37
2.2.	- BASAMENTO METAMORFICO PALEOZOICO.....	» 40
2.3.	- ZONA ESTERNA DELL' IGLESIENTE-SULCIS	» 40
2.3.1.	- <i>Successione del Cambriano Inferiore - Ordoviciano Inferiore</i> <i>pre-discordanza sarda</i>	» 41
2.3.1.1.	- Formazione di Nebida (" <i>Gruppo delle Arenarie</i> " Auct.)(NEB)»	41
2.3.1.1a.	- Membro di Matoppa (NEB₁).....	» 44
2.3.1.1b.	- Membro di Punta Manna (NEB₂).....	» 46
2.3.1.2.	- Formazione di Gonnesa (" <i>Metallifero</i> " Auct. p.p.) (GNN) ..»	48
2.3.1.2a.	- Membro della dolomia rigata (GNN₁)	» 49
2.3.1.2b.	- Membro del calcare ceroide (GNN₂).....	» 50
2.3.1.3.	- Formazione di Campo Pisano (" <i>Calcescisti</i> " Auct., " <i>Metallifero</i> " Auct. p.p., " <i>Calcarea nodulare</i> " Auct.) (CPI).....»	52
2.3.1.4.	- Formazione di Cabitza (" <i>Scisti di Cabitza</i> " Auct.) (CAB)....»	54
2.3.2.	- <i>Successione dell' Ordoviciano Superiore - Carbonifero Inferiore</i> <i>post-discordanza sarda</i>	» 56

2.3.2.1. - Formazione di Monte Argentu ("Puddinga" Auct. p.p.) (AGU).....	Pag. 57
2.3.2.2. - Formazione di Monte Orri (MRI).....	» 61
2.3.2.3. - Formazione di Domusnovas (DMV).....	» 62
2.3.2.4. - Formazione di Rio San Marco (RSM).....	» 62
2.3.2.5. - Formazione di Genna Muxerru ("Scisti a Graptoliti" Auct.) (MUX).....	» 64
2.3.2.6. - Formazione di Mason Porcus ("Calcari a Orthoceras" Auct.) (MPS).....	» 65
2.3.2.7. - Formazione di Pala Manna (PMN).....	» 69
2.4. - ZONA DELLE FALDE ESTERNE.....	» 77
2.4.1. - Unità tettonica dell'Arburese.....	» 78
2.4.1.1. - Arenarie di SanVito (SVI).....	» 79
2.4.1.2. - Metavulcaniti intermedio-acide (vs).....	» 80
2.5. - COMPLESSO INTRUSIVO E FILONIANO TARDO-PALEOZOICO.....	» 82
2.5.1. - Granitoidi.....	» 82
2.5.1.1. - Unità intrusiva di Santa Barbara (SBB).....	» 85
2.5.1.1a.- Masse tonalitiche granodioritiche. Facies S'Arriu de sa Figù (SBB _a).....	» 85
2.5.1.1b.- Microgranodiorite a biotite ed anfibolo. Facies S'Arcu Varzia (SBB _b).....	» 87
2.5.1.2. - Unità intrusiva di Villacidro (VLD).....	» 90
2.5.1.2a.- Micromonzogranito a biotite ed anfibolo. Facies Punta Mandaresus (VLD _a).....	» 90
2.5.1.2b.- Leucomonzogranito a biotite. Facies Punta Peis de Pruna (VLD _b).....	» 91
2.5.1.2c.- Leucosienogranito a biotite. Facies Monte Lattias (VLD _c).....	» 92
2.5.1.2d.- Microsienogranito a biotite. Facies Punta Sa Cresia (VLD _d).....	» 94
2.5.2. - Corteo filoniano.....	» 95
2.5.2.1. - Filoni intermedio-basici (fi) e acidi (fp).....	» 95
2.5.2.2. - Filoni idrotermali a prevalente quarzo (fq).....	» 97
3. - SUCCESSIONI CENOZOICHE.....	» 99
3.1. - SUCCESSIONE SEDIMENTARIA PALEOGENICA.....	» 99
3.1.1. - Lignitifero Auct. (LGN).....	» 99
3.1.2. - Formazione del Cixerri (CIX).....	» 99
3.2. - SUCCESSIONE VULCANO-SEDIMENTARIA DELL'OLIGOCENE-MIOCENE.....	» 101
3.2.1. - Complesso vulcanico di Sarroch.....	» 102
3.2.1.1. - Andesiti di Monte Arrubiu (MAB).....	» 102
3.2.2. - Gruppo di Carbonia (CB).....	» 103
3.2.2.1. - Andesiti di Case Meloni.....	» 103

3.2.2.2.	- Andesiti di Case Chirigus.....	Pag. 104
3.2.2.3.	- Piroclastiti ed epiclastiti di Serra'e Tepuis (STP).....	» 104
3.2.2.4.	- Basalti andesitici di Monte Essu (ESS)	» 105
3.2.3.	- Gruppo di Monte Sirai (SR)	» 105
3.2.3.1.	- Daciti di Acqua sa Canna (AQC).....	» 105
3.2.3.2.	- Formazione di Serra is Ollastus (SIO).....	» 107
3.2.3.3.	- Rioliti di Monte Crobu (CBU).....	» 107
3.2.3.4.	- Rioliti di Nuraxi (NUR).....	» 108
4.	- DEPOSITI QUATERNARI.....	» 109
4.1.	- DEPOSITI PLEISTOCENICI.....	» 110
4.1.1.	- Sintema di Portovesme (PVM)	» 110
4.1.1.1.	- Subsintema di Portoscuso (PVM ₂)	» 110
4.2.	- DEPOSITI OLOCENICI	» 112
4.2.1.	- Travertini (f ₁)	» 112
4.2.2.	- Depositi alluvionali terrazzati (b _n).....	» 113
4.2.3.	- Depositi di versante (a).....	» 114
4.2.4.	- Depositi di frana (a _{1a}).....	» 115
4.2.5.	- Coltri eluvio-colluviali (b ₂)	» 115
4.2.6.	- Depositi alluvionali (b _a)	» 116
4.2.7.	- Depositi antropici (h _{1m}).....	» 116
III	- TETTONICA	» 117
1.	- INQUADRAMENTO GENERALE	» 117
2.	- TETTONICA CALEDONIANA	» 118
3.	- TETTONICA ERCINICA	» 119
3.1.	- ZONA ESTERNA.....	» 119
3.1.1.	- I Fase ercinica.....	» 119
3.1.2.	- II Fase ercinica	» 120
3.1.3.	- III Fase ercinica	» 124
3.2.	- ZONA A FALDE	» 126
3.2.1.	- Unità dell'Arburese.....	» 126
4.	- TETTONICA POST-ERCINICA.....	» 127
IV	- CENNI GEOMORFOLOGICI	» 129
V	- GEOLOGIA APPLICATA	» 131
1.	- METALLOGENESI E MINEROGENESI	» 131
1.1.	- TIPOLOGIE DI MINERALIZZAZIONI.....	» 132
1.1.1.	- Mineralizzazioni a magnetite, solfuri misti e silicati in skarn	» 132
1.1.2.	- Mineralizzazioni a barite, con fluorite e solfuri,	

	<i>in adunamenti carsici</i>	Pag. 134
1.1.3.	- <i>Mineralizzazioni filoniane idrotermali a barite, fluorite e solfuri.</i> »	134
1.1.4.	- <i>Mineralizzazioni a solfuri in greisen e stockwork (porphyry-type)</i> »	135
1.1.5.	- <i>Mineralizzazioni supergeniche in placers</i> »	135
1.2.	- MINIERE »	136
1.2.1.	- <i>La miniera di San Leone</i>	» 136
1.2.2.	- <i>La miniera di Mont'Ega</i> »	137
1.2.3.	- <i>Le miniere del gruppo di Monte Tamara</i> »	138
1.2.4.	- <i>La miniera di Sa Marchesa</i>	» 139
2.	- CAVE »	140
3.	- IDROGEOLOGIA	» 142
3.1.	- CARATTERISTICHE IDROGEOLOGICHE »	144
3.2.	- CARATTERIZZAZIONE DEGLI ACQUIFERI	» 144
3.3.	- PARAMETRI IDRODINAMICI »	146
3.4.	- EMERGENZE IDRICHE »	146
3.5.	- SERBATOI ARTIFICIALI	» 147
3.6.	- BILANCIO IDROLOGICO	» 147
4.	- PEDOLOGIA »	149
4.1.	- SUOLI DEI PAESAGGI DELLE METARENARIE E METASILTITI DEL PALEOZOICO	» 149
4.2.	- SUOLI DEI PAESAGGI DEI CALCARI E DELLE DOLOMIE DEL PALEOZOICO ... »	150
4.3.	- SUOLI DEI PAESAGGI DEL COMPLESSO INTRUSIVO TARDO-PALEOZOICO »	151
4.4.	- SUOLI DEI PAESAGGI DELLA SUCCESSIONE SEDIMENTARIA PALEOGENICA .. »	152
4.5.	- SUOLI DEI PAESAGGI DELLA SUCCESSIONE VULCANO-SEDIMENTARIA DELL'OLIGOCENE-MIOCENE »	152
4.6.	- SUOLI DEI PAESAGGI DEI DEPOSITI QUATERNARI »	153
5.	- I DISSESTI	» 154
5.1.	- FRANE ED ALTRI FENOMENI DI INSTABILITÀ	» 154
5.2.	- DISSESTI CAUSATI DA PROCESSI NATURALI	» 155
5.3.	- DISSESTI DI ORIGINE ANTROPICA	» 155
5.4.	- PERICOLOSITÀ DA INONDAZIONE »	157
5.4.1.	- <i>L'evento alluvionale del novembre 1999</i>	» 158
5.4.2.	- <i>L'evento alluvionale dell'Ottobre 2008</i> »	161
	BIBLIOGRAFIA	» 169
	APPENDIX »	193
	EXTENDED ABSTRACT	» 195
	LEGEND GEOLOGICAL MAP »	201

I - INTRODUZIONE

1. - INQUADRAMENTO DELL'AREA DEL FOGLIO

Il Foglio 565 "Capoterra" della Carta Geologica d'Italia, in scala 1:50.000, è stato realizzato nell'ambito del Progetto CARG (Legge 305/89), tramite una convenzione tra il Servizio Geologico d'Italia (ora confluito nell'APAT) e la Regione Autonoma della Sardegna. Esso comprende le Sezioni 565 I - Capoterra, 565 II - Villa San Pietro, 565 III - Santadi e 565 IV - Narcao, in scala 1:25.000.

Il foglio ricade interamente nella provincia di Cagliari e comprende i territori comunali di Assemmini, Capoterra, Domusdemaria, Narcao, Nuxis, Piscinas, Pula, Santadi, Sarroch, Siliqua, Teulada, Uta, Villaperuccio e Villa San Pietro.

1.1. - CARATTERI GEOGRAFICI GENERALI

Importanti processi geomorfologici hanno a più riprese profondamente modellato il rilievo del Foglio Capoterra, tanto da renderlo tra i più suggestivi ed interessanti dell'Isola. Nei suoi tratti generali, la regione del Sulcis, in cui ricade il foglio, si contraddistingue per il forte contrasto morfologico tra i massicci montuosi, dove si riscontrano profili tormentati pur con cime poco pronunciate, e le attigue aree di pianura. I rilievi montuosi e le pianure costituiscono, infatti, i due elementi morfologici principali che caratterizzano la fisiografia di questa regione. I primi, che solo raramente superano i 1000 m s.l.m. (M. Is Caravius 1113 m, M. Tiriccu 1104 m, M. Lattias 1086 m, M. Nieddu 1041 m, P.ta Maxia 1017 m),

danno luogo ad un paesaggio aspro, inciso da un fitto reticolo di profonde valli, in cui raramente si intravedono le antiche peneplanazioni (M. Arcosu), ormai quasi del tutto oblite (fig.1). Il nucleo di questi rilievi è costituito da imponenti masse di granitoidi tardo-ercinici e dal complesso metamorfico paleozoico. I granitoidi affioranti mettono in evidenza le tipiche forme di erosione (superfici di alterazione sferoidale, arenizzazione, torrioni, blocchi sub-sferoidali isolati o accatastati, tafoni) quali quelle osservabili nei monti di Pula, Capoterra, Nuxis e Santadi (fig.2). L'erosione selettiva ha messo in risalto le rocce più resistenti (quarziti, marmi, calcari silicizzati, filoni ed ammassi di porfidi e quarzo), creando dei motivi particolarmente accidentati, come quelli che primeggiano soprattutto nei rilievi del gruppo di M. Lattias, o negli aspri costoni di Su Seinargiu, Conca de Oru, M. Tamara, P.ta Rosmarino e P.ta Sebera. Questi ultimi rilievi costituiscono secondo il PELLETIER (1960) begli esempi di rilievi strutturali di tipo appalachiano, testimoni di un sistema montuoso ercinico a pieghe peneplanato e successivamente riesumato.

Al paesaggio montuoso si contrappone quello delle pianure di Narcao, Nuxis-Santadi a N e di Sarroch e Pula a S, impostate su sedimenti paleogenici ricoperti da potenti ammassi di vulcaniti andesitiche e coltri ignimbriche riolitico-riodacitiche oligo-mioceniche e da deboli e discontinui detriti quaternari.

Tali pianure corrispondono, con probabilità, ad aree di sprofondamento tettonico oligo-mioceniche, successivamente riattivate nel Plio-Pleistocene. Le quote variano da zero fino a poche decine di metri s.l.m.. La prevalente planarità di queste aree è talora interrotta da dossi di modeste dimensioni e da terrazzi allungati (*serre*) modellati nei sedimenti paleogenici, oppure da basse colline

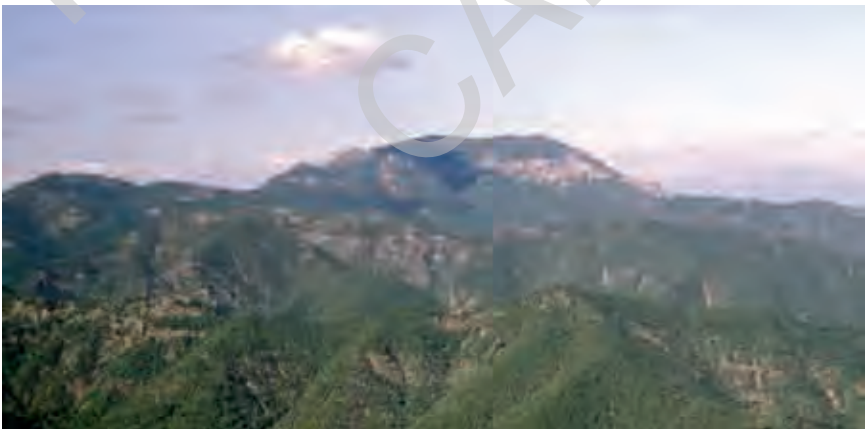


Fig. 1 - Panorama del massiccio montuoso del Monte Arcosu (Sez. Capoterra).



Fig. 2 - Esempio di rilievo granitico nei monti di Capoterra (Serra sa Traia, Sez. Capoterra).

domiformi andesitiche spesso allineate lungo direttrici tettoniche NW-SE (Santadi). Nei rilievi vulcanici, ben delineati risultano i profili dei versanti a *cuestas* nelle alternanze laviche e piroclastiche, ed i caratteristici pianori, più o meno basculati, di M. Narcao e M. Essu (fig.3). Questi rilievi sono i testimoni di una copertura in origine continua di rocce ignimbriche, successivamente smembrata da sistemi di fratture di direzione N-S e NE-SW e da conseguente erosione fluviale. Il raccordo morfologico fra le pianure ed i rilievi montuosi (PELLETIER, 1960; SEUFFERT, 1970) è talora caratterizzato da conoidi alluvionali pedemontane, in genere terrazzate, e modellate in *glacis* e *pediment*, estesi tra Capoterra, Sarroch e Pula.

Il clima di questo territorio è tipicamente mediterraneo, con estati aride e periodi di massima piovosità nella stagione autunnale inoltrata, e talora in quella primaverile. La vegetazione, molto sviluppata, è costituita in prevalenza da specie boschive ad alto fusto (rovere e leccio) e da un'associazione arbustiva a macchia tipicamente mediterranea.

È infine da porre in rilievo che gran parte del Foglio Capoterra ricade all'interno dell'area del Parco naturale del Sulcis che, con una superficie di 68.868 ettari ed un perimetro di 170,41 km, è il più esteso fra i parchi naturali istituiti dalla L.R. 7 giugno 1989 n. 31, e quello che comprende la più estesa macchia-foresta della Sardegna e la più ricca popolazione di cervo sardo. Nell'ambito del Parco del Sulcis, in particolare, è presente una vasta area protetta del WWF denominata "Oasi naturalistica di Monte Arcosu", che include la più recente "Riserva Naturale di Monte Lattias".



Fig. 3 - Panoramica della piana di Narcao con i caratteristici pianori ignimbrici "oligo-miocenici" (Sez. Narcao).

1.2. - ASSETTO STRATIGRAFICO-STRUTTURALE GENERALE

Nei suoi lineamenti generali, la Sardegna è suddivisa in tre grandi complessi geologico-strutturali che danno luogo ad affioramenti di estensione areale circa equivalente (fig.4): il basamento metamorfico paleozoico, caratterizzato da rocce metamorfiche di grado variabile dall'anchizona alla facies anfibolitica di pressione intermedia (zona a sillimanite+feldspato potassico); il complesso intrusivo ercinico tardo-paleozoico, caratterizzato da granitoidi a composizione da tonalitica a leucogranitica; infine, le coperture sedimentarie e vulcaniche post-erciniche, da tardopaleozoiche a mesozoiche e cenozoiche.

Il Foglio 565 "Capoterra" risulta caratterizzato principalmente da: a) un basamento paleozoico in cui sono state riconosciute varie successioni litostratigrafiche anzi-epimetamorfiche che hanno subito deformazione durante l'orogenesi ercinica; b) un complesso intrusivo granitico tardo-paleozoico; c) vulcaniti e sedimenti continentali cenozoici; d) depositi quaternari.

In Sardegna sono noti sia una blanda deformazione ("Fase sarda" *Auct.*) sia un magmatismo subalcalino di età eocaledonica (CARMIGNANI *et alii*, 1992a; 1992b; 2001 *cum bibl.*). L'impronta fondamentale del basamento paleozoico sardo risulta tuttavia dovuta all'orogenesi ercinica che ha prodotto importanti deformazioni, metamorfismo regionale ed un considerevole magmatismo sia intrusivo sia effusivo. L'età ercinica della deformazione (Devoniano? - Carbonifero Inferiore) è ben definita su basi sia stratigrafiche (COCOZZA, 1967; BARCA *et alii*, 2000), sia isotopiche (DI SIMPLICIO *et alii*, 1975; FERRARA *et alii*, 1978).

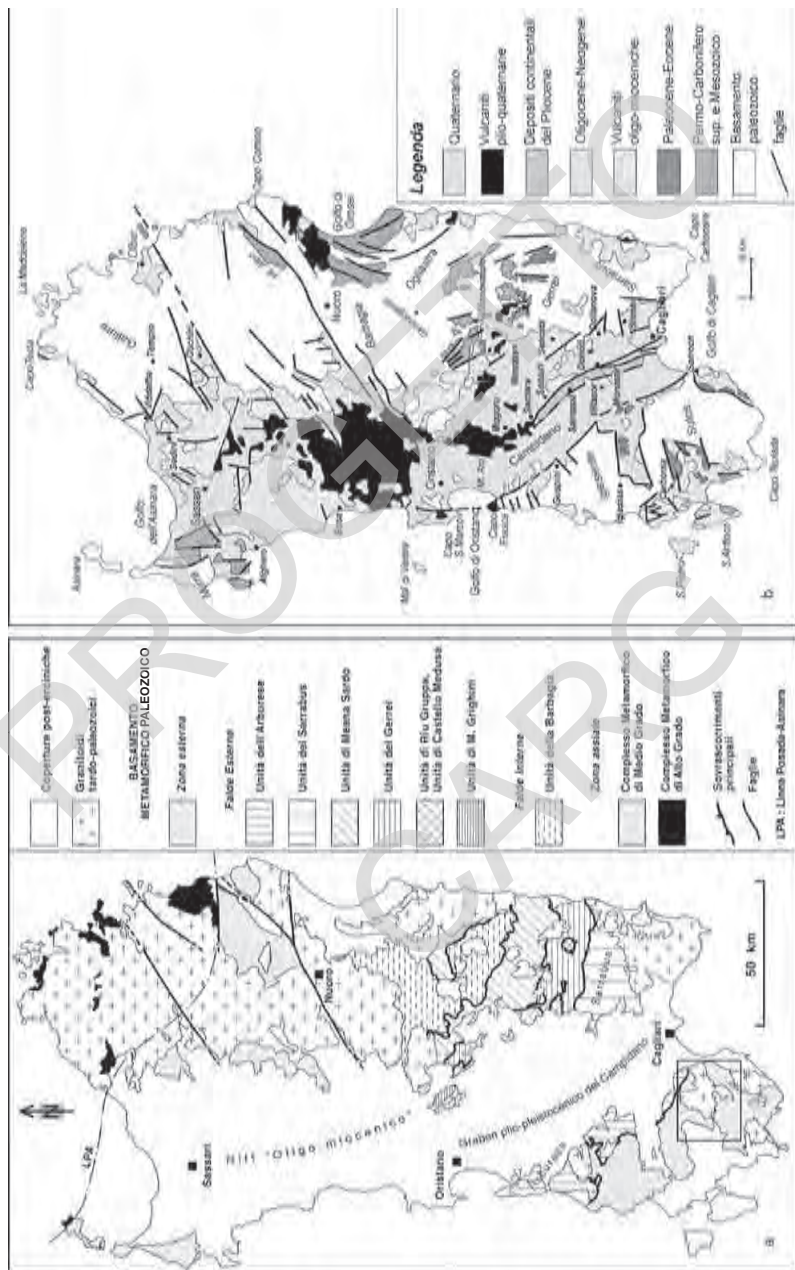


Fig. 4 - Schema tettonico della Sardegna. a) basamento metamorfico paleozoico (da CARMIGNANI et alii, 2001, modificato); b) coperture vulcaniche e sedimentarie post-erciniche (da CASULA et alii, 2001). Il rettangolo in a) indica l'ubicazione del Foglio 565 "Capoterra".

In base alle diverse ricostruzioni (fig.5) sulla geometria della catena ercinica europea (MATTE, 1986; VAI & COCOZZA, 1986 *cum bibl.*), le strutture fondamentali del basamento paleozoico sardo troverebbero la loro prosecuzione nei Mauri (WESTPHAL *et alii*, 1976), nella Montagna Nera e nel Massiccio Centrale Francese (ARTHAUD & MATTE, 1977).

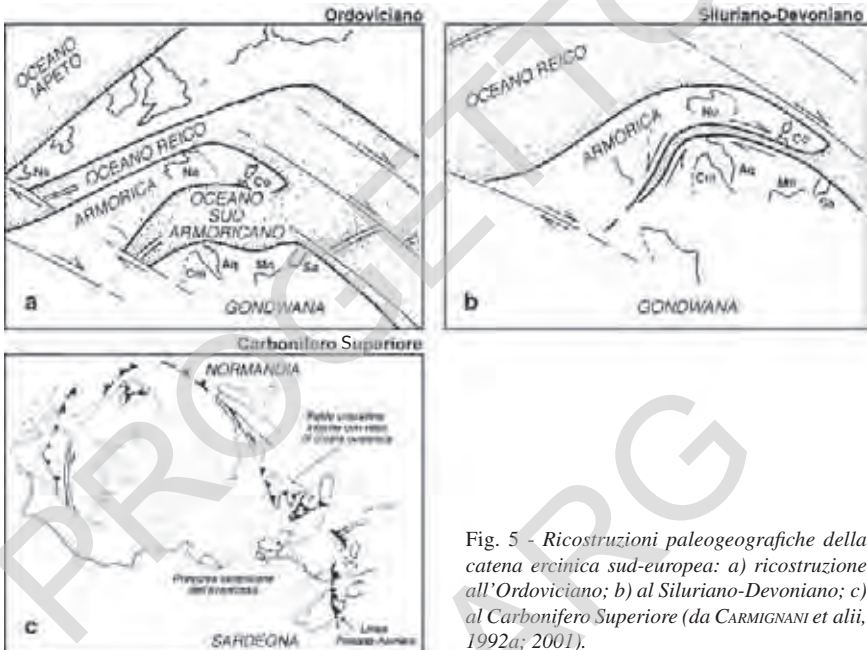


Fig. 5 - Ricostruzioni paleogeografiche della catena ercinica sud-europea: a) ricostruzione all'Ordoviciano; b) al Siluriano-Devoniano; c) al Carbonifero Superiore (da CARMIGNANI *et alii*, 1992a; 2001).

L'insieme dei dati paleomagnetici, strutturali e le affinità litologiche e stratigrafiche consentono, infatti, di ritenere il basamento sardo un segmento della catena ercinica sudeuropea, nella quale, a processi di subduzione di crosta oceanica e metamorfismo di alta pressione avvenuti durante l'Ordoviciano-Siluriano, sarebbe seguita, durante il Devoniano e il Carbonifero, una collisione continentale con importante ispessimento crostale, metamorfismo e magmatismo (MATTE, 1986; FRANKE, 1989; CARMIGNANI *et alii*, 1994b *cum bibl.*) (fig.6).

Secondo CARMIGNANI *et alii* (1980; 1992a; 1992b; 1994b), il Complesso Metamorfico di Alto Grado (zona in facies anfibolitica) della Sardegna settentrionale (ELTER & SARRIA, 1989) rappresenterebbe il margine armoricano sovrascorso, mentre il Complesso Metamorfico di Basso e Medio Grado della Sardegna centrale e sud-orientale e di una parte di quella sud-occidentale costituirebbe il margine subdotto del continente di Gondwana. I due complessi metamorfici sono separati

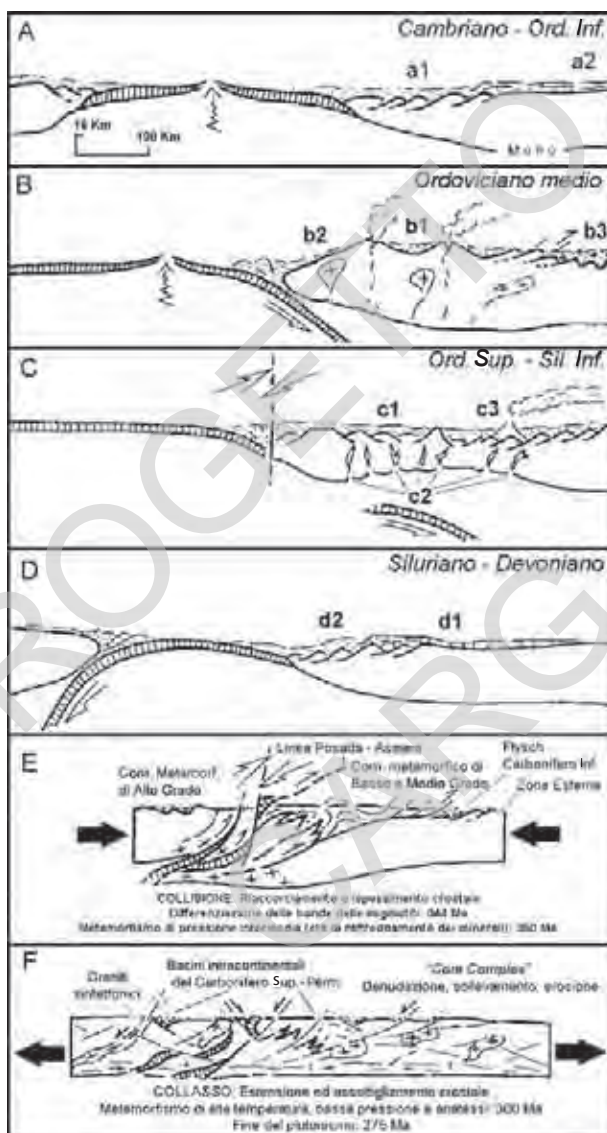


Fig. 6 - Schema dell'evoluzione geodinamica del basamento ercinico sardo. (A) Cambriano-Ordoviciano Inferiore; (B) Ordoviciano medio; (C) Ordoviciano Superiore - Siluriano Inferiore; (D) Siluriano-Devoniano; (E) Carbonifero Inferiore; (F) Carbonifero Superiore - Permiano (da CARMIGNANI et alii, 1992a; 2001).

dalla Linea Posada-Asinara, lungo la quale affiorano rocce di alto grado (migmatiti, anfiboliti, eclogiti retrocesse in facies anfibolitica (MILLER *et alii*, 1976) interpretate come relitti di crosta oceanica (CARMIGNANI *et alii*, 1992b).

Il Complesso Metamorfico di Basso e Medio Grado è stato suddiviso in Falde interne e Falde esterne, le quali ultime si accavallano sulla Zona esterna dell'Iglesiente-Sulcis.

La fase di collisione e di ispessimento crostale è testimoniata, nella Zona a falde, da un metamorfismo progrado di pressione intermedia, dalla anchizona-facies di scisti verdi a quella anfibolitica sviluppata solo in prossimità della Linea Posada-Asinara.

Una tettonica tardo-ercinica, caratterizzata da faglie dirette e trascorrenti (ARTHAUD & MATTE, 1977), sarebbe inoltre associata alle fasi finali di esumazione delle rocce metamorfiche ed alla messa in posto del batolite granitico, oltre che essere contemporanea ai depositi stefaniano-permiani (SARRIA & SERRI, 1986; BARCA *et alii*, 1995).

Le fasi tettoniche post-erciniche hanno causato limitati effetti in Sardegna. Infatti, fino all'Eocene medio, l'Isola è stata interessata prevalentemente da lenti movimenti verticali che determinarono trasgressioni e regressioni con varie discordanze in seno alla successione. Dopo una debole fase compressiva riferibile alla tettonica pirenaica nell'Eocene medio-superiore (BARCA & COSTAMAGNA, 2000 *cum bibl.*), nell'Oligocene - Miocene Inferiore la collisione nord-appenninica riattiva il basamento sardo-corso, con faglie trascorrenti generalmente controllate dai vecchi lineamenti ercinici e soprattutto tardo-ercinici. A questa tettonica trascorrente seguono, nel Miocene Inferiore-medio e nel Plio-Pleistocene, fasi prevalentemente distensive correlabili rispettivamente con l'apertura del Bacino Balearico e del Tirreno meridionale, cui sono associate faglie normali dirette N-S nella Sardegna orientale e NW-SE in quella occidentale rispettivamente (CARMIGNANI *et alii*, 1994a).

1.2.1. - *Basamento metamorfico paleozoico*

Nel basamento ercinico della Sardegna è stato possibile individuare tre zone parallele alla catena, caratterizzate da un metamorfismo regionale variabile dall'anchizona attraverso la facies degli scisti verdi, alla zona a biotite, fino alla facies anfibolitica (RICCI, 1992).

Il basamento paleozoico del Foglio Capoterra è costituito da rocce metamorfiche di anchizona-epizona appartenenti alle Falde esterne (Unità dell'Arburese) e alla Zona esterna (Iglesiente-Sulcis).

Al metamorfismo regionale è talora sovrainposto un metamorfismo termico, localmente accentuato, legato alle intrusioni granitiche tardo-erciniche.

1.2.1.1. - Zona esterna

Della Zona esterna fa parte l'Unità autoctona dell'Iglesiente-Sulcis. Il metamorfismo regionale ercinico che ha interessato questa unità è di grado molto basso con i caratteri primari sempre ben conservati, eccezione fatta per le aureole termometamorfiche al contatto con le masse plutoniche tardo-erciniche.

L'Unità dell'Iglesiente-Sulcis è costituita da una successione di età Cambriano - Ordoviciano Inferiore pre-“discordanza sarda”, cui si sovrappone una successione di età Ordoviciano Superiore - Carbonifero Inferiore. Entrambe le successioni sono interrotte da due discordanze, rispettivamente quella eocaledoniana della Fase sarda (Ordoviciano medio) e quella ercinica alla base delle coperture del Carbonifero Superiore - Permiano Inferiore.

La potente successione del Cambriano - Ordoviciano Inferiore pre-“discordanza sarda” (fig.7) del Sulcis-Iglesiente è caratterizzata alla base da metarenarie con lenti di dolomie e calcari ad archeociati e trilobiti del Cambriano Inferiore (formazione di Nebida), per uno spessore non inferiore a 600 m.

In continuità seguono dolomie e calcari sempre del Cambriano Inferiore (formazione di Gonna), con potenze variabili da 180 a 480 m ed in genere interessate da importanti mineralizzazioni di metalli base (Pb-Zn-Ag-Fe-Cu). Verso l'alto, infine, sono presenti metacalcari nodulari (formazione di Campo Pisano) e metargilliti e metarenarie (formazione di Cabitza) a trilobiti e graptoliti del Cambriano medio - Ordoviciano Inferiore, per uno spessore di 400-600 m.

Questa successione epicontinentale è stata blandamente deformata dalla Fase sarda nell'Ordoviciano medio, per cui una netta discordanza angolare la separa dai sovrastanti metasedimenti trasgressivi dell'Ordoviciano Superiore. Questa successione cambriano-ordoviciano inferiore è interamente presente nel Foglio Capoterra.

La successione dell'Ordoviciano Superiore - Carbonifero Inferiore del Sulcis-Iglesiente (tav.4) inizia con metaconglomerati poligenici e metabrecce a matrice di colore rosso-violaceo e metasiltiti, metarenarie alternate a microconglomerati della formazione di Monte Argentu o “Puddinga” *Auct.*, cui seguono, in continuità stratigrafica, metarenarie, metargilliti e metasiltiti fossilifere con lenti carbonatiche dell'Ordoviciano Superiore (formazioni di Monte Orri, di Portixeddu, di Domusnovas e di Rio San Marco); tutte queste unità sono state riconosciute anche nel Foglio Capoterra, ad eccezione della formazione di Portixeddu.

Seguono poi le classiche litofacies del Siluriano, rappresentate da metargilliti carboniose a graptoliti, con rari metacalcari ad orthoceratidi (formazioni di Genna Muxerru e di Fluminimaggiore) e da metacalcari fossiliferi (tentaculitidi, conodonti *etc.*) (formazione di Mason Porcus).

Nel Foglio Capoterra la formazione di Mason Porcus (Devoniano Inferiore)



Fig. 7 - Panoramica della successione del Cambriano - Ordoviciano Inferiore di M. Tamara a SE di Nuxis (Sez. Narcao). Alla base dei metacalcari della formazione di Gonnese (GNN₂) sono presenti le metarenarie della formazione di Nebida (NEB₁), mentre al tetto seguono le formazioni di Campo Pisano (CPI) e di Cabitza (CAB).

comprende tipici metacalcari a *stromatactis* e coralli coloniali (*mud-mound*), unico esempio in Sardegna.

Nel Sulcis sud-orientale, e in particolare nel Foglio Capoterra, la successione paleozoica si chiude con la formazione di Pala Manna, una unità vulcano-sedimentaria sinorogenica (*flysch* ercinico tipo *Culm*) di probabile età eo-carbonifera, costituita da metarenarie, quarziti alternate a metargilliti, liditi, metaepiclastiti, metavulcaniti, metaconglomerati monogenici e poligenici, quarziti listate contenenti olistoliti anche di grandi dimensioni. Questi materiali si sono depositi nell'avanfossa della catena ercinica in migrazione e sono stati ripresi negli ultimi movimenti traslativi.

1.2.1.2. - Falde esterne

Le Falde esterne affiorano tra la Barbagia e il Sulcis-Iglesiente orientale e sono costituite da rocce metamorfiche i cui protoliti hanno un'età compresa tra il Cambriano medio - Ordoviciano Inferiore ed il Carbonifero Inferiore. Queste falde costituiscono la parte più esterna dell'impilamento di unità tettoniche alloctone, messe in posto durante le fasi compressive dell'orogenesi ercinica con movimenti traslativi da NE verso SW, poi ulteriormente deformate dalle fasi tardive.

Il metamorfismo sincinemato delle Falde esterne varia dall' anchizona alla facies di scisti verdi. Metamorfismo e deformazione aumentano dalle unità strutturali superiori a quelle inferiori.

La successione più completa della pila delle Falde esterne affiora nel Sarrabus-Gerrei lungo la bassa valle del Flumendosa (Sardegna SE), in corrispondenza del nucleo dell' Antiforme del Flumendosa (CARMIGNANI *et alii*, 1978; 1982a; 1982b). Qui affiorano l' Unità tettonica di Rio Grappa e l' Unità tettonica del Gerrei; su queste si accavallano l' Unità tettonica di Meana Sardo e l' Unità tettonica del Sarrabus. Secondo CARMIGNANI *et alii* (1982b) l' Unità tettonica del Sarrabus, il maggiore complesso alloctono delle Falde esterne, scollato alla base delle metarenarie del Cambriano medio - Ordoviciano Inferiore, nei suoi movimenti di traslazione avrebbe completamente oltrepassato l' Unità tettonica del Gerrei, andando ad accavallarsi direttamente sulla Zona esterna dell' Iglesiente-Sulcis, ove costituirebbe il fronte alloctono dell' Unità tettonica dell' Arburese (BARCA *et alii*, 1982a). Queste principali unità tettoniche sono caratterizzate da significative differenze nella successione stratigrafica, soprattutto in corrispondenza della sequenza vulcano-sedimentaria dell' Ordoviciano medio.

Le unità tettoniche della Sardegna sud-orientale trovano pertanto la loro continuazione a W del *graben* plio-pleistocenico del Campidano, nell' Unità tettonica dell' Arburese. Quest' ultima, nel Foglio Capoterra, sovrascorre, con movimento verso SW, sulla successione paleozoica autoctona dell' Iglesiente-Sulcis, appartenente alla Zona esterna o avampaese ercinico.

L' Unità tettonica dell' Arburese affiora nel settore settentrionale del Foglio Capoterra con i soli termini basali, rappresentati quasi esclusivamente da una potente successione terrigena di basso grado metamorfico (BARCA *et alii*, 1982a; 1992a; MAZZARINI & PERTUSATI, 1992).

Si tratta di irregolari alternanze di metarenarie, metasiltiti e metapeliti di colore variabile dal grigio chiaro al verdastro, al nocciola e al grigio scuro, con frequenti laminazioni (parallele, ondulate, convolute) e strutture sedimentarie quali *ripple-mark*, *flute-cast*, *load cast*, canali d' erosione, piste (VAI & COCOZZA, 1974; BARCA & MARINI, 1980; BARCA *et alii*, 1982a; BARCA *et alii*, 1992a). Inoltre sono presenti livelli e lenti di metaconglomerati a prevalenti ciottoli di quarzo, originarie quarzoarenite e arenarie. Lo spessore complessivo, non ben valutabile in quanto non affiora mai la base della formazione e per i suoi piegamenti isoclinali, viene stimato da VAI & COCOZZA (1974) intorno a 800-1000 m, comunque non inferiore a 500 m.

L' ambiente di deposizione corrisponderebbe ad un sistema di conoide sotmarina, con sedimentazione anche di tipo torbido (VAI & COCOZZA, 1974; BARCA & MARINI, 1980; BARCA *et alii*, 1982a). Nella parte superiore della formazione sono spesso presenti orizzonti di metapeliti e metasiltiti rosso-violacee che indicano una tendenza regressiva del bacino, probabilmente connessa con l' inizio dei

movimenti compressivi dell'Ordoviciano Inferiore-medio ("Fase sarda"- "Fase sarabese" *Auct.*). Questa sequenza, in precedenza ascrivita al "Postgotlandiano" *Auct.* (TARICCO, 1922; 1926), viene ora correlata con la formazione delle arenarie di San Vito (CALVINO, 1961) dell'Unità tettonica del Sarrabus (Sardegna sud-orientale) per il ritrovamento di acritarchi del Tremadoc-Arenig nell'Arburese (BARCA *et alii*, 1982a). I depositi silicoclastici dell'Unità tettonica dell'Arburese affioranti nel Foglio Capoterra sono attraversati da dicchi a chimismo intermedio-acido che nell'area di San Leone hanno fornito un'età isotopica (U-Pb su zirconi) di 475 ± 10 Ma, corrispondente all'Ordoviciano medio. Queste metavulcaniti, già segnalate da BARCA *et alii* (1986), sono riconducibili sia per età sia per chimismo al ciclo magmatico dell'Ordoviciano medio che caratterizza la Zona a falde della Sardegna (MEMMI *et alii*, 1982; CAROSI *et alii*, 1992 *cum bibl.*) e possono essere perciò correlate con i "Porfidi grigi" del Sarrabus (CALVINO, 1956) e con gli analoghi affioramenti già noti più a N nell'Unità tettonica dell'Arburese ("Porfiroidi" in BARCA *et alii*, 1982a *cum bibl.*).

1.2.1.3. - Tettonica caledoniana ed ercinica

Nel Paleozoico autoctono del Sulcis-Iglesiente sono note quattro fasi deformative sviluppatasi in regime metamorfico di basso grado, delle quali la prima è correlabile alla "Fase sarda" (STILLE, 1939), le altre tre all'orogenesi ercinica. Questi eventi deformativi sono stati evidenziati da diversi autori (ARTHAUD, 1963; 1970; POLL & ZWART, 1964; POLL, 1966; DUNNET, 1969) e cronologicamente possono essere così schematizzati:

- *Fase sarda*, caratterizzata da pieghe aperte con assi diretti E-W, che interessano le successioni del Cambriano - Ordoviciano Inferiore;
- *I fase ercinica*, caratterizzata da pieghe con assi diretti E-W che accentuano le precedenti;
- *II fase ercinica*, caratterizzata da pieghe isoclinali con assi diretti circa N-S, da una foliazione penetrativa di piano assiale molto inclinata, e da importanti accavallamenti;
- *III fase ercinica*, caratterizzata da pieghe con direzioni assiali variabili, associate ad una deformazione meno intensa.

In effetti, in tutto il Cambriano del Sulcis settentrionale-Iglesiente meridionale le strutture cartograficamente più evidenti sono pieghe a scala chilometrica con piano assiale subverticale di direzione circa E-W, a cui si sovrappongono pieghe chilometriche a piano assiale verticale di direzione circa N-S. Ne risultano strutture di interferenza (tipo 1 di RAMSAY, 1967) cosiddette a "duomi e bacini", con al nucleo delle anticlinali le metarenarie della formazione di Nebida (Cam-

briano Inferiore) e al nucleo delle sinclinali gli argilloscisti della formazione di Cabitza (Cambriano medio - Ordoviciano Inferiore).

Nell'Unità alloctona dell'Arburese (BARCA *et alii*, 1982a; 1992b) la principale fase tettonica ercinica si è manifestata con carattere fortemente tangenziale, associata a piegamenti isoclinali a varia scala e con piani assiali sub-orizzontali, più blandamente ripiegati tardivamente, ed a pronunciata traslazione verso il quadrante SW. Questa unità tettonica rappresenta infatti l'estremo fronte delle Falde esterne in avanzamento verso l'Avampaese iglesiente-sulcitano, sulle cui successioni autoctone l'Unità dell'Arburese risulta pertanto sovrapposta tramite un'importante superficie di sovrascorrimento.

1.2.1.4. - Tettonica tardo-ercinica

Le unità tettoniche della Sardegna centro-meridionale, "impilate" durante le fasi collisionali e di ispessimento crostale dell'orogenesi ercinica, durante il Carbonifero Superiore ed il Permiano risultano interessate da un'importante tettonica distensiva post-collisionale (MALAVIEILLE, 1993) con conseguente assottigliamento della crosta ed esumazione delle rocce metamorfiche. Questa fase estensionale risulta testimoniata da:

- sviluppo nel basamento paleozoico di strutture indicanti sia un raccorciamento verticale sia un'estensione orizzontale a tutte le scale. Ciò si manifesta con faglie normali a basso angolo, superfici di clivaggio localmente penetrative (*extensional crenulation cleavage*), pieghe con piani assiali sub-orizzontali e faglie normali ad alto angolo che intersecano le strutture precedenti;
- sviluppo di alti strutturali bordati da zone di taglio dirette, faglie normali a basso angolo che determinano l'affioramento delle unità tettoniche più profonde dell'edificio a falde;
- messa in posto del batolite granitico e del relativo corteo filoniano, oltre che dei prodotti effusivi in parte ad essi coevi;
- concomitante sviluppo di bacini molassici intracontinentali permo-carboniferi sul basamento paleozoico eroso e tettonicamente denudato.

1.2.2. - *Complesso intrusivo tardo-paleozoico*

Il magmatismo post-collisionale ercinico comprende una grande varietà di prodotti magmatici intrusivi ed effusivi che si sono messi in posto tra il Carbonifero Superiore e il Permiano, in stretta relazione con la tettonica estensionale con il sollevamento, il collasso e lo spianamento della catena ercinica.

Il carattere prevalentemente calcalalino e metalluminoso dell'associazione plutonica ercinica in Sardegna è stato messo in evidenza da tempo, dai numerosi studi petrografici, mineralogici e geochimici (DI SIMPLICIO *et alii*, 1975; BRALIA *et alii*, 1981; GHEZZO & ORSINI, 1982; GUASPARRI *et alii*, 1984a; POLI *et alii*, 1989).

1.2.2.1. - Granitoidi

I prodotti dell'attività magmatica intrusiva, prevalentemente granitoidi, affiorano nell'Isola complessivamente su una superficie pari a circa 6.000 kmq, costituendo circa il 50% dell'intero basamento paleozoico sardo. Testimonianze dell'attività magmatica effusiva sono rappresentate invece da limitati affioramenti di successioni vulcano-sedimentarie del tardo Carbonifero - Permiano Inferiore in alcune aree dell'Isola (CORTESOGNO *et alii*, 1998 *cum bibl.*).

Il batolite sardo è costituito da numerosi plutoni coalescenti di carattere essenzialmente calcalalino metalluminoso (DI SIMPLICIO *et alii*, 1975; ORSINI, 1976; 1980; BRALIA *et alii*, 1981; GHEZZO & ORSINI, 1982) con alti valori di K, cui si associano subordinati plutoni di tipo peralluminoso (OGGIANO & DI PISA, 1988; SECCHI *et alii*, 1991; DI VINCENZO & GHEZZO, 1992; DI VINCENZO *et alii*, 1996) e limitati corpi monzosienitici (BROTZU *et alii*, 1978; PIRINU *et alii*, 1996).

Dal punto di vista composizionale l'associazione calcalalina metalluminosa è rappresentata da tutta la gamma dei suoi termini, in cui prevalgono granodioriti, monzograniti e leucograniti, con subordinate tonaliti e gabbrodioriti.

GHEZZO & ORSINI (1982) hanno suddiviso schematicamente le plutoniti sarde in tre gruppi principali in base alle loro caratteristiche giaciture, tessiture e di presunta sequenza di messa in posto:

- 1) plutoniti foliate sin-tettoniche;
- 2) plutoniti foliate tardo-tettoniche;
- 3) plutoniti post-tettoniche.

Le plutoniti foliate sin-tettoniche erano ritenute le più antiche del batolite, poiché era assunta una loro messa in posto durante la tettonica collisionale prima che studi successivi evidenziassero che il magmatismo granitoide risulta invece temporalmente associato alla tettonica estensionale tardo-ercinica (OGGIANO & DI PISA, 1988; ELTER *et alii*, 1990; MUSUMECI, 1992).

Le facies foliate sin-tettoniche in particolare, caratterizzate da motivi strutturali tipici di una deformazione allo stato solido ad alta temperatura, sarebbero correlabili a zone di taglio di estensione e localizzazione variabile, connesse con la tettonica transtensiva tardo-ercinica (MUSUMECI, 1992; ELTER *et alii*, 1999).

Le plutoniti foliate tardo-tettoniche presentano invece una foliazione mag-

matica spesso con direzione NW-SE, parallela all'asse della catena. Le plutoniti post-tettoniche, infine, denunciano in tutto il batolite sardo una messa in posto tardiva ad alti livelli crostali, secondo direttrici per lo più ortogonali alla catena stessa (ORSINI, 1980; BRALIA *et alii*, 1981).

Le datazioni assolute coi metodi K-Ar e Rb-Sr fino ad oggi note suggeriscono per i granitoidi sardi una messa in posto collocabile in un intervallo di tempo compreso fra i 310 e i 280 Ma (DEL MORO *et alii*, 1975; DI SIMPLICIO *et alii*, 1975; FERRARA *et alii*, 1978; SCHARBERT, 1978; NICOLETTI *et alii*, 1982; BECCALUVA *et alii*, 1985; COCHERIE, 1985; CASTORINA & PETRINI, 1989; DEL MORO *et alii*, 1991; SECCHI *et alii*, 1991; BROTZU *et alii*, 1994; PIRINU *et alii*, 1996). I plutoni tonalitico-granodioritici e quelli monzogranitici sono i più antichi, mentre le plutoniti leucogranitiche post-tettoniche risultano intruse in un arco di tempo compreso fra i 290 e i 280 Ma, dato ulteriormente confermato di recente anche da BONI *et alii* (2003). La formazione del batolite in Sardegna si colloca quindi in un intervallo di tempo relativamente breve, tra il Carbonifero Superiore ed il Permiano Inferiore, con intrusioni multiple controllate da strutture tettoniche distensive che separavano blocchi crostali a diversa velocità di innalzamento all'interno del basamento metamorfico in esumazione.

Gli aspetti petrogenetici risultano complessi: le varie ipotesi di seguito prospettate vedono coinvolti processi di anatessi crostale, di derivazione dal mantello, processi di interazione e *mixing* fra magmi basici subcrostali ed acidi anatectici, di cristallizzazione frazionata (POLI & TOMMASINI, 1991; ZORPI *et alii*, 1991; TOMMASINI & POLI, 1994; TOMMASINI *et alii*, 1995).

I caratteri geologici e petrografici suggeriscono che anche nella parte frontale dell'edificio a falde la messa in posto delle rocce tonalitiche e gabbroidi si è realizzata in ambiente tardo-tettonico, come è il caso dei plutoni dell'Arburese e del Sarrabus (SECCHI *et alii*, 1991; BROTZU *et alii*, 1994; PIRINU *et alii*, 1996; SECCHI & D'ANTONIO, 1996).

In questo panorama di sequenze intrusive articolato nel tempo e nello spazio, nel Foglio Capoterra si evidenzia con immediatezza il ruolo significativo del magmatismo intrusivo tardo-paleozoico. Vaste aree del foglio sono costituite da *stocks* e plutoni coalescenti di composizione genericamente granitica. Alcuni caratteri sono peculiari: dominano quantitativamente le facies acide monzogranitiche e sienogranitiche spesso leucocrate; predomina un carattere calcalcalino metalluminoso alto in potassio; molto diffuse sono le facies a struttura porfirica o microporfirica, o microgranulare, tipiche di ammassi ipoabissali; sempre marcati sono gli effetti del metamorfismo termico sulle rocce incassanti. Nel complesso ne appare chiara l'appartenenza alle fasi tardive e finali del magmatismo intrusivo ercinico sardo e dunque la messa in posto post-tettonica mediante intrusioni a modesta profondità, nelle porzioni crostali superficiali della catena ercinica.

Nel foglio, i litotipi intrusivi più diffusi e cartografati sono: microgranodioriti a biotite ed anfibolo, micromonzograniti a biotite e anfibolo, leucomonzograniti a biotite e leucosienograniti a biotite, con subordinati *stocks* ed ammassi di microsienograniti a biotite.

1.2.2.2. - Corteo filoniano

Tutto il batolite sardo-corso è interessato da un corteo filoniano di rocce ipoabissali a chimismo basico, intermedio ed acido, caratterizzate da complessi rapporti con le rocce incassanti costituite da plutoniti e con minore frequenza, da metamorfiti. Le orientazioni dei corpi ipoabissali variano mediamente da NE-SW nella Sardegna settentrionale, a N-S fino a NNW-SSE in quella meridionale.

Il complesso filoniano del basamento sardo è stato sinteticamente descritto da GHEZZO & ORSINI (1982). Studi successivi di dettaglio hanno permesso di distinguere all'interno delle manifestazioni di tipo basico ed intermedio tre gruppi principali di rocce geneticamente differenti (BECCALUVA *et alii*, 1981; ATZORI & TRAVERSA, 1986; VACCARO *et alii*, 1991): a) litotipi da calcalcalini fino a shoshonitici con evoluzione da andesiti a rioliti; b) basalti tholeiitici e transizionali; c) basaniti, basalti alcalini, hawaiiiti e mugariti. I corpi ipoabissali di natura acida sono per lo più costituiti invece da porfidi riolitici o micrograniti, talora con carattere peralluminoso (ATZORI & TRAVERSA, 1986). Questi ultimi Autori hanno ipotizzato un'evoluzione del magmatismo in base alle caratteristiche geochemiche di questi prodotti secondo la sequenza che dal calcalcalino procede verso un transizionale tholeiitico fino ad alcalino. Le datazioni disponibili per queste manifestazioni indicano età radiometriche (metodo Rb-Sr) comprese tra 298 ± 4 e 268 ± 4 Ma per i dicchi calcalcalini e quelli peralluminosi (VACCARO *et alii*, 1991), e 228 ± 3 Ma (BALDELLI *et alii*, 1987) per quelli alcalini.

1.2.3. - Successioni mesozoiche e cenozoiche

Nel Mesozoico la Sardegna non è stata interessata da importanti fasi deformative né da attività vulcanica. Fino al Giurassico inferiore essa costituiva un alto strutturale parzialmente emerso da lungo tempo, probabilmente una propaggine del Dominio Brianzoneese delle Alpi occidentali (BARBERI & CHERCHI, 1980 *cum bibl.*). Su questo alto strutturale una più estesa trasgressione marina, dopo quelle parziali mesotriassica e liassica, è avvenuta solo nel Giurassico medio (Dogger), testimoniata da una vasta piattaforma carbonatica i cui resti sono presenti anche nel Sulcis. Dove la successione mesozoica è più completa (Nurra, Sulcis) è

inoltre documentata una lacuna, talvolta associata ad una discordanza angolare, collocabile tra il Cretacico inferiore e quello superiore (Fase austriaca). Alla fine del Cretacico si ha nuovamente una fase di emersione, probabilmente generalizzata a tutta l'Isola, con uno *hiatus* che comprende quasi tutto il Paleocene (Fase laramica).

Nel Foglio Capoterra non affiorano sedimenti mesozoici poiché probabilmente già erosi prima dell'Eocene.

Depositi trasgressivi dell'Eocene Inferiore sono ben rappresentati nella Sardegna meridionale; sono invece quasi assenti nel Foglio Capoterra. Con l'Eocene medio-superiore tornano a ristabilirsi in tutta l'Isola condizioni di continentalità (Fase pirenaica) che perdureranno per l'intero Oligocene.

Al passaggio Oligocene-Miocene la Sardegna, situata nel retropaese della catena nord-appenninica (ALVAREZ & COCOZZA, 1974; CARMIGNANI *et alii*, 1994a), insieme alla "Corsica ercinica" è stata interessata da un'importante tettonica trascorrente le cui strutture hanno seguito discontinuità erciniche del basamento (PACI, 1997), con interferenze che ne hanno determinato un andamento non rettilineo. Questa geometria di faglie ha generato sia zone di transpressione, in cui la copertura mesozoica viene piegata e raddoppiata o il basamento paleozoico carreggiato sulla stessa, sia zone di transtensione, nelle quali si sviluppano bacini tipo *pull-apart*, colmati da depositi in prevalenza continentali dell'Oligocene superiore - Aquitaniano, cui si associano i prodotti piroclastici del ciclo vulcanico calcalcalino oligo-miocenico (ASSORGIA *et alii*, 1995).

Durante il Miocene Inferiore e medio, contemporaneamente alla rotazione del blocco sardo-corso (Burdigaliano) ed all'apertura del Bacino Balearico e del Tirreno settentrionale (ALVAREZ & COCOZZA, 1974; MONTIGNY *et alii*, 1981; CASULA *et alii*, 2001; GATTACCECA *et alii*, 2007), si sviluppa tra il Golfo di Cagliari e quello dell'Asinara un sistema di fosse tettoniche con potente sedimentazione prevalentemente marina, cui si associano prodotti vulcanici del ciclo calcalcalino. L'età radiometrica dei prodotti magmatici, compresa tra 30 e 14 Ma, con una maggior frequenza intorno a 20-19 Ma (BECCALUVA *et alii*, 1985; 1989), è generalmente in accordo con i dati stratigrafici. La successione sedimentaria cenozoica è suddivisa in numerose formazioni pre-, sin- e post-rift (CHERCHI & MONTADERT, 1982; CHERCHI & TRÉMOLIÈRES, 1984) di ambiente da continentale a lacustre, a marino, sempre con forti apporti terrigeni. Nella parte sud-occidentale dell'Isola, che corrisponde ad un alto strutturale scarsamente interessato dalle dinamiche transtensive ed estensionali oligo-mioceniche, sono stati in passato attribuiti al Miocene solo alcuni depositi continentali che, con spessori molto modesti, affiorano anche nel Foglio Capoterra, dove sono stati poi assegnati alla formazione del Cixerri, di età Eocene medio - Oligocene(?) (PECORINI & POMESANO CHERCHI, 1969; BARCA & PALMERINI, 1973).

A partire dal Miocene Superiore fino al Pliocene-Pleistocene, tutta l'Isola è interessata da un'importante tettonica distensiva (MARINI & MURRU, 1983; MURRU *et alii*, 2002), riconducibile all'apertura del Tirreno meridionale; a questa nuova fase tettonica vanno ricondotti l'impostazione del *graben* del Campidano, ove si accumulano circa 500 m di depositi continentali (formazione di Samassi: PECORINI & POMESANO CHERCHI, 1969) ed estese manifestazioni vulcaniche prevalentemente basiche e ad affinità alcalina, transizionale e tholeiitica (BECCALUVA *et alii*, 1985; 1989 *cum bibl.*) non presenti però nel Foglio Capoterra.

Infine, il Quaternario in tutta l'Isola, compreso il Foglio Capoterra, è rappresentato quasi esclusivamente da sedimenti di facies continentali, con l'eccezione dei limitati e discontinui depositi marino-litorali in facies di "Panchina Tirreniana" *Auct.*, dove i processi erosivi e sedimentari sono prevalentemente regolati dalle oscillazioni eustatiche del livello marino per l'alternarsi delle diverse fasi climatiche che contraddistinguono quest'epoca.

2. - CENNI STORICI

Grazie alla presenza di importanti giacimenti di metalli base (Pb, Zn, Cu, *etc.*) e di carbone fossile, il Sulcis-Iglesiente è stato da lungo tempo oggetto di numerosi studi, i quali hanno consentito di raccogliere importanti dati sulle successioni stratigrafiche, in particolare su quelle paleozoiche, tali da essere le più complete tra quelle presenti nel resto della Sardegna. Di contro, la conoscenza dell'assetto strutturale in quest'area è stata oggetto di accese controversie e, sebbene la maggior parte degli Autori convenga sul modello descritto in queste note, ancor oggi non risulta ben chiarito l'assetto tettonico-strutturale della Zona esterna.

Per una più razionale trattazione dell'evolversi degli studi scientifici in questa regione, si è ritenuto opportuno scinderli nelle seguenti quattro tematiche principali: geologia s.s., paleontologia, tettonica e giacimenti minerali.

2.1. - GEOLOGIA

Le prime notizie sulla geologia del Sulcis-Iglesiente si devono al LA MARMORA (1857), con la sua opera *Voyage en Sardaigne*. Verso la fine del 1800, per il continuo incremento dell'attività mineraria, gli studi geologici in questa parte dell'Isola conobbero poi un importante sviluppo.

Il primo studioso a proporre un'età cambriana per le rocce del "Gruppo delle Arenarie" (poi formazione di Nebida), sulla base di resti di trilobiti, è stato MENEGHINI (1880), seguito da BORNEMANN (1882; 1883). Tuttavia, lo ZOPPI (1888)

fu il primo a descrivere la successione dei terreni paleozoici della Sardegna sud-occidentale attribuendo le “Arenarie” al Cambriano, ma continuando a considerare siluriane le formazioni di Gonnese e di Cabitza. Per MARCHESE (1889) il “Calcere metallifero” *Auct.* (formazioni di Gonnese e di Campo Pisano *p.p.*) era stratigraficamente precedente agli “Scisti di Cabitza” *Auct.*.

Intanto i primi ritrovamenti di trilobiti negli “Scisti di Cabitza” da parte di tecnici dell’Ufficio Distrettuale delle Miniere (GAMBERA, 1897; TESTA, 1946) furono attribuiti al Cambriano medio da DI STEFANO (1897) e qualche anno più tardi anche dal POMPECKJ (1901). Questi, essendo uno specialista del Cambriano della Boemia, revisionò anche trilobiti rinvenuti nelle “Arenarie”, attribuendoli al Cambriano medio.

La successione stratigrafica, così definita, risultava caratterizzata alla base dagli “Scisti di Cabitza” a *Paradoxides mediterraneus* POMPECKJ, 1901 e, a tetto, dalle “Arenarie” ad *Olenopsis*, con il “Calcere metallifero” interposto tra le due formazioni. NOVARESE (1914; 1920; 1925) propose ufficialmente questa nuova successione stratigrafica, accettata da TARICCO (1912), SARTORI & TESTA (1913), TEICHMÜLLER (1931) e CHECCHIA RISPOLI (1933), ed utilizzata per la legenda della Carta Geologica d’Italia alla scala 1:100.000. Non tutti, però, furono d’accordo su questa interpretazione.

FRECH (1903), considerando la presenza di archeociati nelle lenti carbonatiche intercalate, già attribuiva le “Arenarie” al Cambriano Inferiore. Anche il TORNOQUIST (in SARTORI, 1902) indicava le “Arenarie” come la base della successione.

Nel 1899 CAMERANA *et alii* pubblicarono la prima carta geologica del Sulcis (parte settentrionale), dove il “Calcere metallifero” risultava distinto e separato dal resto della successione paleozoica, mentre TESTA & SARTORI (1917) distinsero solo la “Puddinga” *Auct.* ed il “Calcere metallifero”.

Nel 1919-20, a cura del Regio Ufficio Geologico d’Italia vennero stampate le tavolette geologiche in scala 1:25.000 “Iglesias” e “Nebida”, redatte sotto il coordinamento di Novarese, il quale nel 1925 pubblicò un ulteriore contributo sulla successione paleozoica del Sulcis-Iglesiente. Tra il 1928 ed il 1938 vennero pubblicate anche le tavolette “Portoscuso”, “San Benedetto”, “Buggerru”, “Barbusi” ed i Fogli in scala 1:100.000 “Isola di San Pietro - Capo Sperone”, “Teulada - S. Efsio” ed “Iglesias”. In questi elaborati fu mantenuta l’errata successione stratigrafica del Novarese. Ciononostante, questi lavori rappresentano ancora oggi un valido strumento di consultazione, soprattutto per il modo dettagliato e moderno con cui vennero eseguiti i rilevamenti.

Allo sviluppo degli studi scientifici sulla geologia del Sulcis contribuiscono in modo fondamentale TARICCO (1929), CATALISANO (1930; 1933) e MINUCCI (1934; 1935). Il CATALISANO (1930), in una sua memoria relativa alla campagna di rilevamento geologico del Foglio Iglesias, descrisse ampiamente

la stratigrafia e l'assetto strutturale delle formazioni cambriane, sottolineando in particolare l'importanza dei "Calcescisti" *Auct.* ("Calcare nodulare" *Auct.*, formazione di Campo Pisano) come orizzonte guida; inoltre, caratterizzò le masse granitiche, definendone i limiti ed i rapporti con l'incassante, nonché la tipologia dei minerali di contatto nei calcari. Il MINUCCI (1934; 1935) si occupò, invece, del settore di M. Lattias - M. Arcosu, di cui descrisse le masse plutoniche ed il corteo filoniano, le rocce metamorfiche di contatto e la successione stratigrafica paleozoica. Per l'Autore, l'ordine stratigrafico della serie cambriana non era quello di NOVARESE (1914) ma era dato alla base dalle "Arenarie", seguite verso l'alto dalle dolomie, dal "Calcare metallifero", dai "Calcescisti" e dagli "Scisti di Cabitza".

Nello stesso periodo anche THORAL (1935), su basi paleontologiche, mise in discussione la stratigrafia di NOVARESE (1914), considerando le "Arenarie" la formazione più antica. Questo studioso, infatti, dimostrò che nella Montagna Nera, i trilobiti del genere *Olenopsis* erano più antichi di quelli del genere *Paradoxides* ed, in particolare, della specie *Paradoxides mediterraneus*. HAVRE (1932a; 1932b) utilizzò questa scoperta proponendo un ordine stratigrafico opposto a quello di NOVARESE (1914); però l'intervento di CHECCHIA RISPOLI (1933), secondo cui gli esemplari di *Olenopsis* sardi erano diversi da quelli francesi, rese vana la proposta di invalidamento della successione di Novarese.

L'ordine stratigrafico corretto, con le "Arenarie" alla base, oltre agli studiosi citati, fu sostenuto anche da CADISCH (1938), SCHWARTZBACH (1939) e VARDABASSO (1939; 1940). Tra questi, SCHWARTZBACH (1939), come sostegno alle idee di HAVRE, negli studi sulle "Arenarie" introdusse per la prima volta criteri di carattere multidisciplinare, quali la polarità della stratificazione incrociata, la posizione delle teche degli archeociati e la relazione tra piano di scistosità e piano di stratificazione. Questi concetti furono ulteriormente ripresi anche da VARDABASSO (1950a; 1950b). NOVARESE (1943), comunque, cercò inutilmente di far valere ancora la propria tesi, approfittando dell'ambiguità dei dati paleontologici; ma la nuova interpretazione della successione stratigrafica venne definitivamente accettata anche perché rivelatasi identica a quella francese di GEZE (1955).

Una diversa interpretazione stratigrafica, che non ebbe seguito, fu proposta da ZABELLI (1948) su basi di carattere prevalentemente geofisico e giacimentologico.

In tempi più moderni, un primo importante lavoro di sintesi geologica generale è quello di COCOZZA *et alii* (1974) che, a parte il nuovo contributo scientifico, compendia tutti gli studi di un certo rilievo svolti fino a quella data.

Anche nella seconda metà del 1900 gli studi sul Paleozoico della Sardegna sud-occidentale vengono stimolati dalla crescente attività mineraria e soprattutto rivolti all'approfondimento di tematiche stratigrafiche, paleogeografiche, paleoambientali e, naturalmente, giacimentologiche.

Gli studi sistematici sulla geologia del basamento paleozoico italiano a partire dal 1977 vedono il Sulcis-Iglesiente in primo piano: viene fatto il punto sullo sviluppo delle ricerche e soprattutto vengono evidenziate le problematiche, tra cui la possibilità dell'esistenza di Precambriano nel Sulcis meridionale (COCOZZA *et alii*, 1972; COCOZZA, 1980; MINZONI, 1981; JUNKER & SCHNEIDER, 1983), pur se tali studi hanno fornito risultati talora contraddittori (TUCCI, 1983; BONAZZI *et alii*, 1988; DELAPERRIÈRE & LANCELOT, 1989; LUDWIG & TURI, 1989; MAZZUCHELLI & MINZONI, 1989; PILLOLA, 1989; 1990; 1991; MAZZOLI & VISONÀ, 1992). Studi mineralogici e sedimentologici su litofacies cambriane sono stati condotti da PALMERINI SITZIA & PALMERINI (1975), PALMERINI *et alii* (1979b), PALMERINI & PALMERINI SITZIA (1979c; 1991) per la formazione di Nebida, PALMERINI *et alii* (1979a) per la formazione di Gonnese, PALMERINI *et alii* (1980) per la formazione di Cabitza, e LECCA *et alii* (1983) per la formazione di Campo Pisano. Queste indagini hanno evidenziato che tutte le litologie prese in considerazione sarebbero interessate da un generale anchimetamorfismo e, specificamente per le metarenarie del membro di Matoppa, una possibile derivazione da rocce metamorfiche o granitoidi, come sostenuto in precedenza da MACCIONI (1965).

CARANNANTE *et alii* (1975) hanno preso in esame i caratteri deposizionali e diagenetici del membro della Dolomia rigata della formazione di Gonnese. GANDIN *et alii* (1973; 1975) hanno cercato di correlare i processi di sedimentazione con quelli minerogenetici, nel tentativo di ricostruire l'ambiente di deposizione del membro della Dolomia rigata e della barite associata. COCOZZA & GANDIN (1976) hanno studiato l'ambiente deposizionale delle lenti carbonatiche ad archeociati, mentre DEBRENNE *et alii* (1980) hanno descritto queste biocostruzioni dal punto di vista stratigrafico, sedimentologico e paleontologico.

COCOZZA (1969) segnala la presenza di *slumping* e breccie intraformazionali nel membro del Calcare ceroide della formazione di Gonnese attribuendoli a fenomeni di tettonica sinsedimentaria. COCOZZA *et alii* (1967) hanno esaminato il Calcare ceroide al microscopio elettronico per definirne sia il modello genetico sia l'ambiente deposizionale. MERCURI (1969) descrive i caratteri geologici e strutturali del settore di M. Tamara a Nuxis. FANNI *et alii* (1982a) riconoscono numerose litofacies nella formazione di Gonnese e danno un importante contributo allo studio dell'evoluzione degli ambienti deposizionali e minerogenetici.

Nel 1980 COCOZZA elabora una prima sintesi facendo il punto sulle conoscenze del Cambriano della Sardegna. GANDIN (1980) studia le caratteristiche sedimentologiche della successione compresa tra la sommità della formazione di Gonnese e la base degli "Scisti di Cabitza". Nello stesso anno CARMIGNANI *et alii* (1980) definiscono la polarità orogenetica della catena ercinica in Sardegna, identificando proprio nella Sardegna sud-occidentale la Zona esterna (avampaese).

Qualche anno più tardi CARMIGNANI *et alii* (1982a; 1982b) pubblicano una sintesi sulle conoscenze stratigrafiche e tettoniche di tutto il basamento paleozoico sardo e, in dettaglio, di quello del Sulcis-Iglesiente, a cui seguono altri aggiornamenti (CARMIGNANI *et alii*, 1986a; 1986b).

TOCO *et alii* (1985) e GRILLO *et alii* (1985) portano un ulteriore contributo sulle conoscenze delle litofacies della piattaforma carbonatica cambriana, riconoscendo la Dolomia grigia come un prodotto di derivazione diagenetica del “Calcare ceroide” *Auct.*. BECHSTÄDT *et alii* (1985) propongono due nuovi membri all’interno delle formazioni carbonatiche cambriane.

PILLOLA & GROSS (1982) descrivono in dettaglio la stratigrafia del membro di Matoppa nei pressi di Gonnessa. PILLOLA (1986) propone inoltre l’istituzione della formazione di Campo Pisano, elevando a rango di formazione il membro del Calcare nodulare (“Calcescisti”). Successivamente, GANDIN (1989) realizza una nuova sintesi dell’evoluzione deposizionale e paleogeografica del Cambriano nella Sardegna sud-occidentale; nello stesso anno PILLOLA (1989) descrive l’affioramento tipo del Calcare nodulare.

Riguardo alle formazioni post-cambriane, a COCOZZA & VALERA (1966) si deve l’apporto di nuovi dati sulla “Puddinga” ordoviciana, il cui studio è stato più recentemente approfondito da MARTINI *et alii* (1991), che ne hanno descritto le litofacies e definito i paleoambienti di sedimentazione ed il significato tettonico. LASKE *et alii* (1994) trattano lo stesso argomento in termini stratigrafici, suddividendo la “Puddinga” in tre membri.

La successione dell’Ordoviciano Superiore della Sardegna sud-occidentale è stata descritta da COCOZZA & LEONE (1977) e successivamente studiata più in dettaglio da LEONE *et alii* (1991), che propongono, col supporto di nuovi dati stratigrafici e paleontologici, l’istituzione di nuove formazioni. Le metabasiti intercalate nella successione dell’Ordoviciano Superiore sono state studiate da BECCALUVA *et alii* (1981) e definite come originari basalti di intraplacca.

GNOLI *et alii* (1990) hanno invece ridefinito la stratigrafia del Siluriano - Devoniano Inferiore della Sardegna sud-occidentale, proponendo tre nuove unità litostratigrafiche ed individuando, per la prima volta, sei biozone a graptoliti e tredici zone a conodonti.

L’AGIP NUCLEARE S.P.A. (1983) ha descritto molto dettagliatamente la successione litostratigrafica dell’area di San Leone - Arcu su Linnarbu. BARCA *et alii* (1986) danno un nuovo contributo sulla conoscenza della successione stratigrafica e sull’assetto tettonico del Paleozoico del Sulcis sud-orientale.

MAXIA (1984) segnala la presenza di potenti successioni carbonifere marine nella Sardegna meridionale e propone una correlazione tra le sequenze stratigrafiche del Sulcis sud-orientale (M. Calcinaio, M. Padenteddu) e quelle del Sarrabus-Gerrei. Più tardi, i depositi sinorogenici ercinici del Sulcis sud-orientale sono stati

cartografati e descritti da BARCA *et alii* (1998).

CARMIGNANI *et alii* (1992a) pubblicano un volume monografico di sintesi sul basamento sardo, dove descrivono un esauriente modello evolutivo ed evidenziano i contributi scientifici più significativi degli ultimi anni. FRANCESCHELLI *et alii* (1992), studiando la cristallinità dell'illite nelle litofacies pelitiche della Zona esterna e della Zona a falde, confermano il basso grado metamorfico ed evidenziano negli "Scisti di Cabitza" gli effetti di una deformazione e di un metamorfismo preercinici, riconducibili alla Fase sarda.

Sulla base dei recenti lavori biostratigrafici, in cui vengono esposte nuove biozone a trilobiti, e litostratigrafici, PILLOLA (1989; 1990; 1991; 1994) descrive e suddivide la successione cambriano-ordoviciana della Sardegna sud-occidentale in:

- a) Gruppo di Nebida ("Gruppo delle Arenarie" *Auct.*), con le formazioni di Matoppa e di Punta Manna (in queste note formazione di Nebida, cfr. § 2.3.1.1., con i membri di Matoppa e di Punta Manna);
- b) Gruppo di Gonnesa ("Metallifero" *Auct.*), con le formazioni di Santa Barbara e di San Giovanni (in queste note formazione di Gonnesa, cfr. § 2.3.1.2., con i membri della Dolomia rigata e del Calcarea ceroide);
- c) Gruppo di Iglesias, con le formazioni di Campo Pisano ("Calcescisti" *Auct.*, "Metallifero" *Auct. p.p.*, "Calcarea nodulare" *Auct.*) e di Cabitza ("Scisti di Cabitza" *Auct.*). BEHSTÄDT *et alii* (1994) descrivono l'evoluzione delle litofacies della piattaforma cambriana del Sulcis-Iglesiente.

PILLOLA *et alii* (1995; 1998) e LOI *et alii* (1995) propongono un quadro aggiornato delle conoscenze stratigrafiche sulle formazioni del Cambriano Inferiore - Ordoviciano Inferiore. LEONE *et alii* (1995; 1998) descrivono la sequenza ordoviciana post-Fase sarda e FERRETTI *et alii* (1995; 1998) quella del Siluriano - Devoniano Inferiore. LOI & DABARD (1997) studiano la tipologia degli zirconi detritici delle formazioni dell'Ordoviciano Superiore, con l'intento di fornire ulteriori dati alle conoscenze paleogeografiche. Sulla base di queste nuove conoscenze BARCA (1998) propone un'ulteriore sintesi dell'assetto stratigrafico-strutturale del Massiccio sardo. FERRETTI *et alii* (2000) descrivono sinteticamente la presunta posizione paleobiogeografica della Sardegna nel tardo Ordoviciano.

Decisamente meno numerosi, rispetto a quelli sul basamento metamorfico ercinico, sono gli studi sulle masse plutoniche del Sulcis nonostante la loro considerevole estensione.

Se si escludono gli studi di COCCO (1950) e di CONTI (1963), si può affermare che non vi sono studi specifici sulle manifestazioni magmatiche sulcitane. Notizie di vario genere, comunque, possono essere reperite nei lavori di carattere generale sul batolite sardo, come in quelli di DI SIMPLICIO *et alii* (1975), BRALIA *et alii* (1981), GHEZZO & ORSINI (1982), GUASPARRI *et alii* (1984a) e POLI *et alii* (1989). Ulteriori dati su aree più specifiche si possono ritrovare in

CABOI *et alii* (1978), VERKAEREN & BARHOLOMÈ (1979), nella relazione interna dell'AGIP NUCLEARE S.P.A. (1983), e in FIORI *et alii* (1986; 1988).

Importanti studi geologici sono stati realizzati anche sulle successioni post-paleozoiche della Sardegna sud-occidentale.

TARICCO (1924), riguardo al bacino terziario del Sulcis, ha descritto la "serie lignitifera", sulla quale nuovi contributi sono stati poi dati da SALVADORI (1980), FANNI *et alii* (1982b), MURRU & SALVADORI (1990), ASSORGIA *et alii* (1992a; 1992b), MURRU & FERRARA (1999) e MATTEUCCI *et alii* (2000). PECORINI & POMESANO CHERCHI (1969) hanno istituito la formazione del Cixerri; BARCA & PALMERINI (1973) hanno contribuito alla definizione dei caratteri e degli ambienti sedimentologici di tale formazione. MURRU *et alii* (1990) hanno studiato i paleosuoli in essa intercalati.

Anche gli studi sui prodotti del ciclo vulcanico calcalcalino oligo-miocenico risultano alquanto numerosi. Dopo i primi lavori geopetrografici di TACCONI (1913) e LAURO (1954) sul settore di Narcao, e di ROSSETTI (1943) su quello di Carbonia, COCOZZA (1967b) si è occupato della geomorfologia dei rilievi ignimbratici, CABOI & MASSOLI NOVELLI (1968a; 1968b) di indagini mineralogiche, MASSOLI NOVELLI (1965; 1967; 1969) e MASSOLI NOVELLI & PALMERINI (1971) del complesso vulcanico andesitico di Sarroch, COCOZZA & MASSOLI NOVELLI (1967; 1969) dello studio dei rapporti stratigrafici tra le manifestazioni vulcaniche oligo-mioceniche e la formazione del Cixerri. SAVELLI *et alii* (1979) utilizzano le datazioni assolute col metodo K-Ar per conoscere l'età di alcuni litotipi vulcanici, e BECCALUVA *et alii* (1985) descrivono in un'ampia sintesi i dati geocronologici ottenuti in Sardegna. Questi studi hanno ricevuto negli ultimi anni un importante sviluppo anche con i lavori di ASSORGIA *et alii* (1992b), MORRA *et alii* (1994), BROTZU *et alii* (1997), CONTE (1993, 1997), LECCA *et alii* (1997).

2.2. - PALEONTOLOGIA

La prima memoria di carattere paleontologico sulla Sardegna fu pubblicata da MENEGHINI nel 1857 come capitolo specifico dell'opera di La Marmora. A partire dal 1880 ci fu un fiorire di studi paleontologici sui reperti rinvenuti soprattutto nelle formazioni cambriane del Sulcis-Iglesiente. I resti fossili di trilobiti e le prime segnalazioni di archeociati descritti da MENEGHINI (1881a; 1881b; 1881c; 1881d; 1882; 1883; 1884) trovano una giusta collocazione nell'opera dello stesso Autore (1888). BORNEMANN (1883; 1884) segnalò il ritrovamento di paleosponge, nel 1886 pubblicò uno studio sugli archeociati e nel 1891 sui trilobiti.

Successivamente SARTORI & TESTA (1912), confermano la presenza di paleosponge nei terreni cambriani. Particolare significato cronostatigrafico ha il

ritrovamento a Monte Cani (Gonnesa) da parte di Novarese (TARICCO, 1920) di *Dictyonema flabelliforme* e *Dictyonema socialis* negli “Scisti di Cabitza”; ma questo ritrovamento fu per lungo tempo scarsamente preso in considerazione dagli studiosi. TARICCO (1922) segnalò la presenza di fillocaridi (crostacei) nelle siltiti intercalate alla “Puddinga” ordoviciana e di icnofaune cambriane. Si ricordano, inoltre, gli importanti studi di VINASSA DE REGNY (1910; 1927; 1942) sui brachiopodi, briozoi, cistoidi, cornulitidi ordoviciani.

Di grande rilievo sono, in particolare, gli studi sistematici sugli archeociati di DEBRENNE (1959; 1964; 1972), DEBRENNE *et alii* (1976; 1980; 1989; 1993), GANDIN & DEBRENNE (1984), DEBRENNE & GANDIN (1985), con revisione ed istituzione di nuovi *taxa*, la sintesi di MITZEL (1994) sugli archeociati delle formazioni di Nebida e di Gonnesa, cui seguono le recentissime novità di PEREJÒN *et alii* (2000).

Gli studi sui trilobiti vedono un nuovo sviluppo con NICOSIA & RASETTI (1970) e RASETTI (1972), che danno una decisa svolta alla stratigrafia del Cambriano sardo. BRASIER (1976) istituisce il nuovo genere *Sardaspis*. A PILLOLA (1986) si devono studi sistematici sui trilobiti del Cambriano medio e Superiore e a Pillola (in DEBRENNE *et alii*, 1989) e PILLOLA (1989; 1991; 1994) quelli sul Cambriano Inferiore. Di rilevante importanza sono anche i lavori di HAMMAN *et alii* (1990), LEONE *et alii* (1991) e HAMMAN & LEONE (1998).

Riguardo ad altri *taxa*, ALBERTI (1963) e GNOLI *et alii* (1981) hanno segnalato la presenza di tentaculitidi, tetracoralli e tabulati nel Devoniano Inferiore; in particolare GNOLI *et alii* (1981) descrivono per la prima volta la presenza nell'area mediterranea di un *mound* carbonatico a *Stromatactis* del Devoniano Inferiore a M. Padenteddu nel Sulcis meridionale. SERPAGLI & GNOLI (1977) hanno svolto uno studio sui nautiloidi siluriani, revisionando anche la Collezione Meneghini del 1857, e GNOLI *et alii* (1980) forniscono nuovi dati sui paleoambienti dei calcari ad *Orthoceras*. GNOLI & SERVENTI (2002) descrivono per la prima volta cefalopodi nautiloidei ordoviciani della Sardegna meridionale. COCOZZA & GANDIN (1976) segnalano rari pelmatozoi nella formazione di Nebida mentre BARCA *et alii* (1982a) la presenza di acritarchi dell'Ordoviciano Inferiore nel cosiddetto “Postgotlandiano” *Auct.* dell'Iglesiente-Arburese, datandolo per la prima volta paleontologicamente ed interpretandolo come una unità tettonica alloctona (Unità dell'Arburese). Sempre nell'Unità dell'Arburese PITTAU (1985) definisce due nuovi generi e due nuove specie di acritarchi. OLIVIERI *et alii* (1981) individuano nei calcari di M. Padenteddu cinque biozone a conodonti, mentre SERPAGLI (1982) fa il punto sugli studi paleontologici relativi al Paleozoico sardo e CHERCHI & SCHROEDER (1985) studiano i foraminiferi cambriani. LEONE *et alii* (1991) descrivono nell'Ordoviciano post-Fase sarda nove orizzonti a brachiopodi, cinque a trilobiti ed uno a conodonti. Nuovi ritrovamenti

di *Dictyonema flabelliforme* da parte di BARCA *et alii* (1987) rivalutano la vecchia segnalazione di Novarese e consentono di datare la parte superiore degli “Scisti di Cabitza” all’Ordoviciano Inferiore; quindi, PILLOLA & GUTIERREZ-MARCO (1988) ridefiniscono la specie e l’attribuiscono a *Rhabdinopora flabelliformis*. Altri importanti studi sui fossili paleozoici riguardano, infine, i brachiopodi (GIOVANNONI & ZANFRÀ, 1979; HAVLICEK *et alii*, 1987; LEONE *et alii*, 1991); i briozoi (CONTI & SERPAGLI, 1988; CONTI, 1990); i cistoidi (MACCAGNO, 1965); i conularidi (SERPAGLI, 1970); i cornulitidi (SPANO, 1974); i graptoliti (LEONE *et alii*, 1993) e i conodonti (FERRETTI & SERPAGLI, 1991).

Studi sui reperti paleontologici post-paleozoici si devono a BOSCO (1902), che ha descritto il *Lophiodon sardus* e a DAL PIAZ (1930) sull’*Atalonodon monterini*, unici resti di mammiferi eocenici d’Italia, rinvenuti nella “serie lignitifera” del Sulcis. Nella stessa serie CAPETTA & THALER (1974) hanno identificato resti di pesci di acqua dolce, mentre KOTSAKIS *et alii* (1997) segnalano il ritrovamento di denti di *Amphiperatherium sp.*, un marsupiale di grandi dimensioni. Sempre sull’Eocene, PITTAU (1974, 1977) ha svolto studi palinostratigrafici, AGUS & PECORINI (1978) ne descrivono i livelli a carofite, mentre CHERCHI (1979a) segnala la presenza dell’Ilerdiano sulla base di macroforaminiferi.

2.3. - TETTONICA

Il primo studioso che evidenziò piegamenti di origine tettonica nelle formazioni del Sulcis-Iglesiente fu il LA MARMORA (1857), il quale descrisse pieghe con assi E-W e N-S. La sovrapposizione degli effetti di due cicli tettonici fu invece sostenuta da NOVARESE & TARICCO (1923), TEICHMÜLLER (1931) e VARDABASSO (1956b), tutti concordi che ad un primo ciclo tettonico, ritenuto caledonico e indicato come Fase sarda (STILLE, 1939), se ne fosse sovrapposto un secondo ercinico.

La Fase sarda fu individuata da ZOPPI (1888). Fino al 1982 ad essa veniva associata una lacuna stratigrafica che comprendeva tutto il Cambriano Superiore fino all’Ordoviciano Inferiore. Ciò perchè non era stata presa in considerazione la segnalazione a Monte Cani (Gonnesa) da parte di NOVARESE (in TARICCO, 1920) di *Dictyonema flabelliforme* e *Dictyonema socialis*, testimonianti il Cambriano Superiore e l’Ordoviciano basale. I ritrovamenti di *Dictyonema* da parte di BARCA *et alii* (1987) hanno poi consentito di escludere la presenza della lacuna cambriana assegnando la parte superiore degli “Scisti di Cabitza” all’Ordoviciano Inferiore, e quindi di collocare la Fase sarda tra l’Ordoviciano Inferiore e quello Superiore, in corrispondenza con la Fase sarrabese (CALVINO, 1961) della Sardegna SE.

L’esistenza della Fase sarda fu tuttavia negata da FRAAS & LEVERA (1904),

GRAULICH (1955), DEL BONO (1965) e BROUWER (1966). Questi Autori hanno considerato il conglomerato ordoviciano della “Puddinga” come un prodotto di origine tettonica, negandone il significato trasgressivo. In particolare BROUWER (1987) ha interpretato la “Puddinga” come un olistostroma ed un *melange* generato dall’orogenesi ercinica.

La deformazione tettonica ercinica fu correttamente ritenuta da TESTA (1914) di età carbonifera, semplicemente basandosi sull’osservazione che i depositi continentali del Carbonifero Superiore del Bacino di S. Giorgio (Iglesias) non risultavano piegati. NOVARESE & TARICCO (1923) ritennero la “Puddinga” un conglomerato di base post-tettonico, generatosi conseguentemente ad un’importante fase di piegamento alla fine del Cambriano. CADISCH (1938) descrisse grandi e regolari pieghe E-W di età cambriana, con le rocce ordoviciane giacenti in discordanza, e schemi di interferenza tra sistemi di pieghe tra loro perpendicolari. VARDABASSO (1956b) descrisse interferenze di pieghe nel Sulcis settentrionale tra Narcao e Villamassargia. Ad ARTHAUD (1963) si deve il primo studio strutturale completo e dettagliato dell’Iglesiente, con cui si individuano nelle formazioni cambriane ben quattro fasi deformative, di cui una caledonica e tre erciniche. Queste furono segnalate anche da POLL & ZWART (1964) nel Sulcis settentrionale in cui descrivono uno *slaty cleavage* causato dalla Fase sarda. Tali osservazioni furono poi confermate da POLL (1966), DUNNET (1969) e DUNNET & MOORE (1969).

Un ulteriore contributo agli studi tettonici della Sardegna è stato dato da VALERA (1967). ARTHAUD (1970) venne alla conclusione che la strutturazione ercinica della Sardegna sud-occidentale è quella tipica di livelli alto-crosta, con il Sulcis meridionale caratterizzato da deformazioni e metamorfismo ercinici più importanti di quelli del Sulcis-Iglesiente settentrionale. VAI & COCOZZA (1974) interpretano il “Postgotlandiano” (termine introdotto da TARICCO, 1922) come un deposito sinorogenico ercinico di età devoniano-carbonifera. BARCA *et alii* (1982a), dimostrando paleontologicamente (acritarchi) l’età cambro-ordoviciano di gran parte del “Postgotlandiano” della Sardegna sud-occidentale e la sua alloctonia sul basamento paleozoico del Sulcis-Iglesiente, hanno evidenziato nell’Unità tettonica dell’Arburese una strutturazione ercinica molto più importante e complessa rispetto a quanto fosse già noto, identificandovi una tettonica tangenziale con scistosità penetrativa, pieghe isoclinali rovesciate verso SW e sovrascorrimenti suborizzontali. Un primo schema strutturale della Sardegna è stato elaborato da COCOZZA (1975), mentre NAUD (1980) ne ha tentato una prima sintesi dell’evoluzione geodinamica. Le prime immagini dal satellite hanno invece dato uno spunto a SGAVETTI (1982) per uno studio interpretativo dei lineamenti morfostrutturali della Sardegna. CARANNANTE *et alii* (1984) hanno formulato un modello di evoluzione tettonico-sedimentaria e descritto l’ambiente geodinamico della Sardegna durante il tardo Precambriano - Cambriano. Seguono le sintesi di

CARMIGNANI *et alii* (1982a; 1982b; 1986a; 1986b; 1992a; 1992b), che hanno fornito un quadro più completo della strutturazione ercinica della Sardegna e l'elaborazione di un moderno modello geodinamico.

Contributi su tali temi sono contenuti pure in CAROSI *et alii* (1992). Sulla base di tutti questi lavori è stata elaborata una prima rappresentazione cartografica geologico-strutturale del basamento sardo in scala 1:500.000 (CARMIGNANI *et alii*, 1987), seguita dalla carta geologica della Sardegna in scala 1:200.000 (CARMIGNANI *et alii*, 1996) con le relative Note Illustrative (CARMIGNANI *et alii*, 2001), nonché dalla carta geologica e strutturale di Sardegna e Corsica (CARMIGNANI & ROSSI, 2000).

2.4. - GIACIMENTI MINERARI

In Sardegna, l'inizio dell'attività mineraria viene fatto risalire alla civiltà nuragica. È con i Fenici, i Punici, i Romani e, in special modo, con i Pisani che si deve il grande sviluppo e sfruttamento delle risorse minerarie sarde. Tuttavia, è solo da circa il 1850 ad oggi che un gran numero di ricercatori ha intrapreso lo studio dei giacimenti minerari, descrivendo e fornendo interpretazioni genetiche sui processi mineralizzanti. Inevitabilmente, quindi, si citeranno solo gli studi più significativi; per tutti gli altri si rimanda alle raccolte bibliografiche di CARTISANO *et alii* (1922), MAXIA (1941) e MARCELLO (1968).

Fra i pionieri degli studi scientifici geologico-minerari figurano sicuramente BALDRACCO (1854), LA MARMORA (1857), MARCHESE (1862), GOUIN (1867) e JERVIS (1881), autori di importanti monografie sulla Sardegna, ma con ampio riguardo sul Sulcis-Iglesiente, settore estremamente ricco di giacimenti metalliferi. Di quel tempo, infatti, particolare significato rivestono le segnalazioni di MARCHESE (1875), sulla ricorrenza di minerali di argento nei giacimenti entro i calcari paleozoici, e di BORTOLOTTI (1905) sulla possibile genesi di taluni giacimenti calaminari dovuta a processi carsici. Comunque, la prima descrizione di un certo rilievo sulle mineralizzazioni della Sardegna sud-occidentale è stata quella di ZOPPI (1888). La grande divulgazione di lavori scientifici a carattere giacimentologico si può far risalire ai primi decenni del '900, con lo sviluppo della ricerca mineraria e con la costituzione nel 1896 dell'Associazione Mineraria Sarda con sede ad Iglesias, capitale mineraria d'Italia.

Studi di un certo interesse di questi tempi sono le note di GERBELLA (1934) sulla genesi delle mineralizzazioni a piombo e zinco, e di BORGHESAN (1935a; 1935b; 1936; 1937; 1939) sulla tipologia, genesi ed età dei giacimenti sardi. Nello stesso periodo CAVINATO (1937) replicò alle idee di Borghesan, e nel 1939 propose un quadro generale sulle epoche metallogeniche in Sardegna a partire dal Paleozoico.

Negli stessi anni MINUCCI (1934) è autore di una monografia sul giacimento di magnetite di San Leone, nei pressi di Capoterra, studio ripreso da COCCO (1951) e da VERKAEREN & BARTHOLOMÉ (1979) sugli *skarn* a magnetite. Il rinvenimento di specie minerali di uranio (GARAVELLI *et alii*, 1958) ha fornito spunti per ricerche strategico-nucleari (CONTI, 1963; PIETRACAPRINA, 1963; AGIP NUCLEARE S.P.A., 1983).

Un notevole sviluppo delle conoscenze giacimentologiche si è avuto soprattutto a partire dagli anni '60, grazie alle ricerche svolte in particolare dagli studiosi della scuola di Giacimenti Minerari di Cagliari, allora diretta da Zuffardi. Di quel periodo sono notevoli i contributi scientifici sulle mineralizzazioni legate alle formazioni cambriane (ZUFFARDI & SALVADORI, 1964; MARCELLO *et alii*, 1965a; 1965b; MARCELLO & VALERA, 1965; PRETTI & SALVADORI, 1965; TAMBURRINI & URAS, 1965; URAS, 1965; URAS *et alii*, 1965; ZUFFARDI, 1965a; 1968; BRUSCA & DESSAU, 1968; VIOLO & ZUFFARDI, 1970). Sono stati così evidenziati: il carattere poligenetico delle mineralizzazioni (ZUFFARDI, 1965c; 1967a; 1967b; 1969a), partito da un'origine sinsedimentaria dei metalli, ed evolutosi attraverso successive rimobilizzazioni in ambiente sia supergenico (MARCELLO, 1969; ZUFFARDI, 1969b) sia magmatico post-ercinico; un'età isotopica non omogenea della galena (ZUFFARDI, 1965b); la natura biogenica dello zolfo dei solfuri (BRUSCA *et alii*, 1965; JENSEN & DESSAU, 1966); il controllo di una parte delle stesse mineralizzazioni dipendente dalle strutture tettoniche (MOORE, 1969; 1972). Nello stesso periodo DERIU & NEGRETTI (1960) pubblicano i risultati di uno studio eseguito nella regione di Bartua presso Santadi, mentre SALVADORI (1961b) e SALVADORI & ZUFFARDI (1961) si occuparono della tipologia delle mineralizzazioni ricorrenti in aree interessate da metamorfismo termico. Qui VALERA (1972) si dedicò allo studio di manifestazioni mineralizzate a fluorite, prendendo spunto anche da uno studio sulla ricorrenza del tungsteno in formazioni paleozoiche (VALERA & ZUFFARDI, 1970).

Sempre in quegli anni è stato perfezionato un modello genetico delle mineralizzazioni di piombo e zinco e specialmente quelle di barite, connesso a fenomenologie carsiche (SALVADORI, 1961a; PRETTI & TAMBURRINI, 1967; PADALINO *et alii*, 1972; 1973; 1980; BRUSCA *et alii*, 1973; BONI *et alii*, 1980; BONI, 1982; 1985; 1986; CORTECCI *et alii*, 1989).

Verso la fine degli anni '70 diversi progetti di ricerca hanno favorito gli studi sui minerali detritici di interesse nucleare (BRONDI *et alii*, 1975) e di quelli legati ai depositi di sabbie costiere e di piattaforma (GRILLO *et alii*, 1979; CARCANGIU *et alii*, 1991). La progressiva crisi mineraria dei giacimenti metallici tradizionali ha poi incentivato la prospezione e lo studio di giacimenti di minerali industriali (FAIS *et alii*, 1986; PADALINO *et alii*, 1991), di quelli polimetallici (FIORI *et alii*, 1988), e di quelli di tipo *porphyry* legati sia ai complessi magmatici

plutonici tardo-post-ercinici, sia a quelli vulcanici terziari (CABOI *et alii*, 1978; GHEZZO *et alii*, 1981; GUASPARRI *et alii*, 1984b; GRILLO *et alii*, 1986, FIORI *et alii*, 1986; 1991).

L'incremento di studi sui più vari tipi di giacimenti, data la complessità della metallogenesi in Sardegna, ha favorito lo sviluppo di lavori di sintesi, in cui vengono proposti i diversi modelli metallogeneticici. Tra i lavori più significativi vanno ricordati quelli di VIOLO (1974; 1975), GANDIN *et alii* (1975), BONI *et alii* (1982), BONI (1985), ARRIBAS *et alii* (1990) per le mineralizzazioni stratiformi legate alle formazioni cambriane; di FARCI & TOCCO (2000) per quelle di tipo disseminato entro le formazioni di età devoniana affioranti nel settore di M. Padenteddu a N di Pula; di APONTE *et alii* (1988), BONI *et alii* (1990) per gli *skarn*; di MARCELLO *et alii* (1983) per la barite; di PANI & VALERA (1991) per la fluorite; di PADALINO *et alii* (1978), GARBARINO *et alii* (1984; 1989) e VENERANDI PIRRI (1994) per la metallogenesi paleozoica; di PRETTI *et alii* (1990) per quella generale; di BRIGO *et alii* (1982) per i giacimenti filoniani ercinici a Pb-Zn-F-Ba e di BONI *et alii* (1988; 1992) per quelli idrotermali tardo-post-ercinici del Sulcis-Iglesiente. SWAINBANK *et alii* (1982), BONI & KÖPPEL (1985), CARON *et alii* (1993) e CARON & ORGEVAL (1996) vanno menzionati per lo studio degli isotopi del Pb. Di sicuro interesse sono anche la nota di SALVADORI *et alii* (1982) sulla rassegna dei tipi di giacimenti del Paleozoico sardo, la descrizione della carta geochimica della Sardegna di DE VIVO *et alii* (1997) e lo studio sulle manifestazioni termali del Sulcis di BERTORINO *et alii* (1981).

A partire dal 1970 un forte impulso alle ricerche ed agli studi proviene dall'attività svolta dall'E.M.Sa (Ente Minerario Sardo) che, in attuazione del suo Programma Straordinario di Ricerca (E.M.SA, 1970), esegue un inventario sistematico e razionale delle risorse minerarie di tutta l'Isola (SALVADORI, 1973), predisponendo nuove ricerche di tipo geologico, geominerario, geofisico, geochimico (E.M.SA & GEOTECNECO, 1975; E.M.SA & AGIP MINERARIA, 1979; MARCELLO *et alii*, 1978a; 1978b) e approntando al contempo un archivio dei dati raccolti (Banca Dati Geominerari) di pubblica consultazione.

Un primo aggiornamento di questi dati si verifica allorché l'EMSA, in attuazione della Legge per la Ricerca Mineraria di Base (n.752, 6/10/82), è chiamato a completare ed integrare l'inventario delle risorse minerarie ed a formulare nuovi programmi di ricerca (E.M.SA, 1988). Le successive fasi operative sono svolte dalla consociata Progemisa ed alcune di esse interessano direttamente aree del Foglio Capoterra (Convenzioni eseguite su incarico del M.I.C.A.: PROGEMISA, 1990; 1993; 1994). I lavori eseguiti hanno portato a confermare le prospettive di interesse della provincia metallogenica sarda, sia nei campi "tradizionali", sia in quelli di più recente valorizzazione (minerali industriali, *etc.*).

II - STRATIGRAFIA

1. - PREMESSA

Gran parte delle unità litostratigrafiche distinte nel Foglio Geologico in scala 1:50.000 565 “Capoterra” (tav.1) non compare nei vecchi Fogli in scala 1:100.000 223 “Iglesias” e 234 “Cagliari”.

Le successioni paleozoiche sono state suddivise in: a) Basamento metamorfico paleozoico; b) Complesso intrusivo tardo-paleozoico.

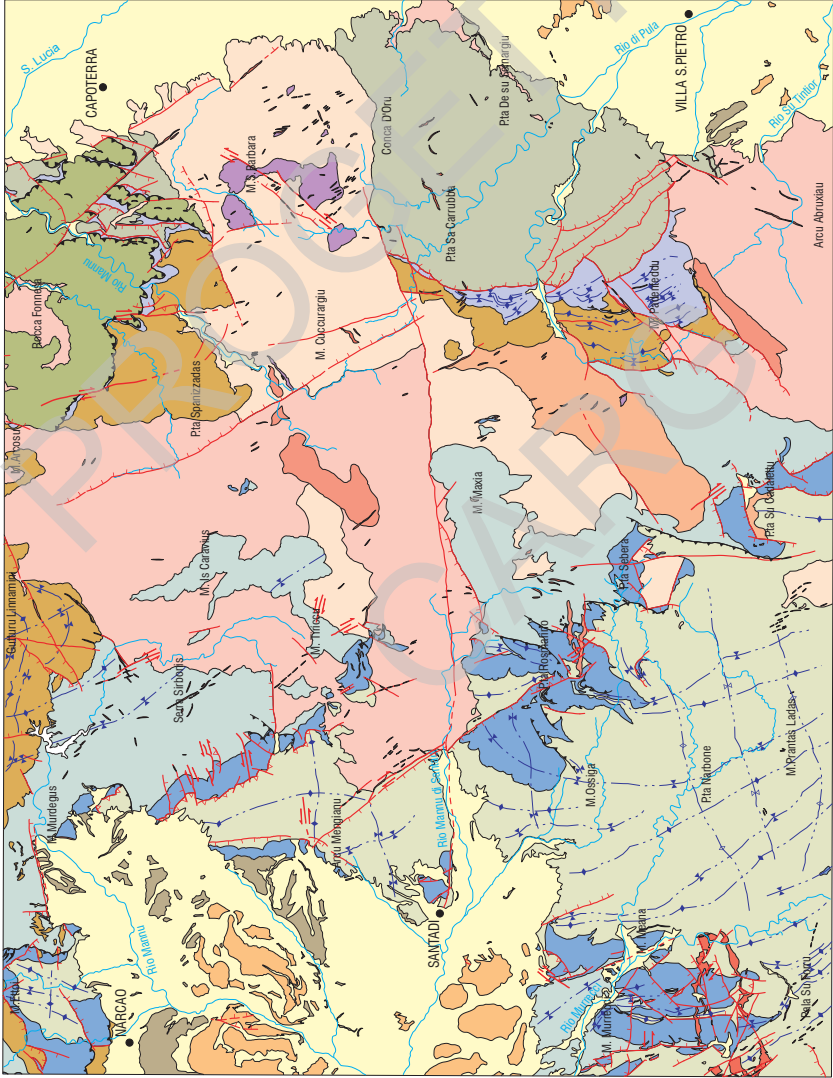
Le successioni cenozoiche suddivise in: a) Successione sedimentaria paleogenica; b) Successione vulcano-sedimentaria dell’Oligocene-Miocene.

I depositi quaternari in: a) Depositi pleistocenici; b) Depositi olocenici.

2. - SUCCESSIONI PALEOZOICHE

2.1. - DISCORDANZE

Importanti discordanze interrompono le successioni stratigrafiche paleozoiche presenti nella Sardegna sud-occidentale. La più antica di queste, presente anche nel Foglio Capoterra, è conosciuta come “discordanza sarda”, in quanto connessa alla Fase sarda (STILLE, 1939), che corrisponde alla Fase sarrabese (CALVINO, 1961) della Zona a falde della Sardegna sud-orientale. Si tratta di una discordanza angolare (*unconformity*) “eocaldonica” che nella Zona esterna dell’Iglesiente-Sulcis separa la successione del Cambriano Inferiore - Ordoviciano



LEGENDA

SUCCESSIONI CENOZOICHE

- DEPOSITI CLASTICI PLEISTOCENICI E OLOCENICI
- SUCCESSIONE NEO-CANO-SARDEGNA (DELLO SCIOCCO NEO-ADRIATICO INFERIORE)
- SUCCESSIONE SEDIMENTARIA PALEOZOICA

COMPLESSO INTRUSIVO TARDO-PALEOZOICO (CARBONIFERO SUPERIORE - PERMIANO INFERIORE)

- SISTEMA FELCONIO (MAGMATICO-LIQUO TERMALE)
- MICROSENOGRANITI
- LEUCOSENOGRANITI
- LEUCOMEZOGRANITI
- MICROMEZOGRANITI
- MICROGRANODIORITI

BASAMENTO METAMORFICO PALEOZOICO

- ZONA DELLE FALDE ESTERNE (UNITÀ TETTONICA DELL'ARBURESE)
- METASISTIEMI DEL CAMBRIANO MEDIO-ORDOVICIANO INFERIORE
- METASISTIEMI DEL CAMBRIANO MEDIO-ORDOVICIANO INFERIORE

- ZONA ESTERNA DELL'IGLIESE-SULCIS
- SUCCESSIONE DELL'ORDOVICIANO SUPERIORE - CARBONIFERO INFERIORE POST-DISCORDANZA SARDA
- SUCCESSIONE TERRIGENA DEL CARBONIFERO INFERIORE
- SUCCESSIONE CARBONIFERO-TERRIGENA DEL SILURIANO - LEVONIANO INFERIORE
- SUCCESSIONE TERRIGENA DELL'ORDOVICIANO SUPERIORE

SUCCESSIONE DEL CAMBRIANO - ORDOVICIANO INFERIORE

- PRE-DISCORDANZA SARDA
- METASISTIEMI DEL CAMBRIANO MEDIO-ORDOVICIANO INFERIORE
- SUCCESSIONE CARBONIFERO DEL CAMBRIANO INFERIORE
- SUCCESSIONE TERRIGENA CARBONIFERICA DEL CAMBRIANO INFERIORE

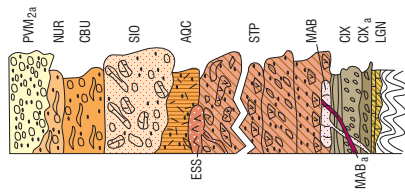
FAGLIA

- FAGLIA DIRETTA
- FAGLIA TRASCORRENTE
- FAGLIA INVERSA

- ACCAVALLAMENTO ERONICO PRINCIPALE
- ACCAVALLAMENTO ERONICO SECONDARIO
- PIANI ASSIALI PRINCIPALI DI ANTICLINALI SINCLINALI
- DELLA PRIMA FASE ERONICA EST-OVEST
- DELLA SECONDA FASE ERONICA ORO-SUD
- DELLA TERZA FASE ERONICA
- ANTIFORMI-SINFORMI

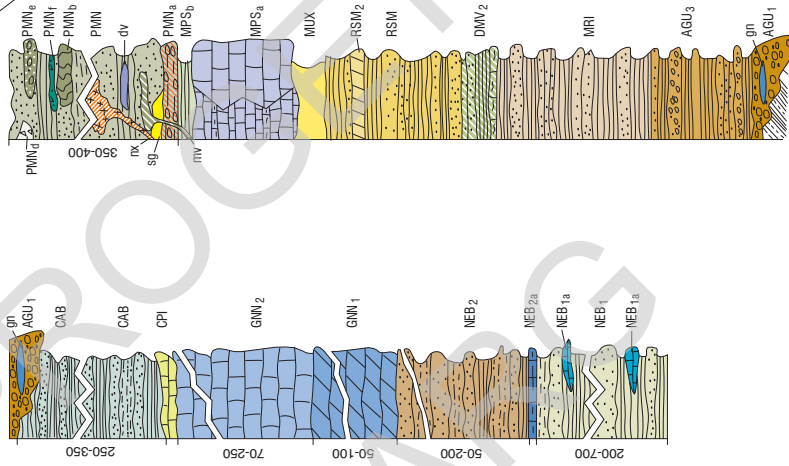
Tav. 1 - Schema tettonico del Foglio 565 "Capoterra".

SUCCESSIONI
VULCANO-SEDIMENTARIE TERZIARIE

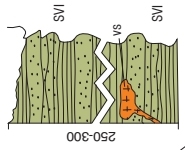


BASAMENTO METAMORFICO PALEOZOICO

ZONA ESTERNA DELL'IGLESIENTE-SULCIS



ZONA DELLE FalDE ESTERNE
(Unità tettonica dell'Arburese)



Tav. 2 - Schema delle successioni paleozoiche e terziarie del Foglio 565 "Capoterra". (per le sigle formazionali vedasi testo).

Inferiore dalla successione trasgressiva dell'Ordoviciano Superiore ("Trasgressione caradociana" *Auct.*). Nell'Unità tettonica dell'Arburese affiorante nell'Iglesiente settentrionale (Arburese) è il complesso vulcanico dell'Ordoviciano medio ("Porfiroidi" *Auct.*) a giacere in discordanza sulla successione del Cambriano-Ordoviciano Inferiore, mentre una discontinuità di tipo *non-conformity* separa il complesso vulcanico ordoviciano dalla successione trasgressiva dell'Ordoviciano Superiore (non rilevata in questo foglio). Nella Zona esterna, ma anche nella Zona a falde, infine, la grande "discordanza ercinica" (*unconformity*) separa il basamento epimetamorfico dai depositi continentali del Carbonifero Superiore e/o del Permiano-Triassico non deformati e non metamorfici, questi ultimi però non affioranti nel Foglio Capoterra.

2.2. - BASAMENTO METAMORFICO PALEOZOICO

Le successioni metamorfiche "autoctone" della Sardegna sud-occidentale costituiscono l'avampese della catena ercinica in Sardegna. Qui si realizza l'accavallamento tettonico della Zona a falde sulla Zona esterna della catena e pertanto si possono distinguere due domini con caratteristiche litostratigrafiche, strutturali e metamorfiche differenti (v. tav.2):

- Zona esterna dell'Iglesiente-Sulcis;
- Zona delle falde esterne (Unità tettonica dell'Arburese).

2.3. - ZONA ESTERNA DELL'IGLESIENTE-SULCIS

La Zona esterna dell'Iglesiente-Sulcis compresa nel Foglio Capoterra è interessata da un metamorfismo anchi-epizonale ed è costituita dalla successione del Cambriano Inferiore - Ordoviciano Inferiore, precedente la "discordanza sarda", e dalla sovrastante successione di età Ordoviciano Superiore - Carbonifero Inferiore.

La successione del Cambro-Ordoviciano Inferiore affiora prevalentemente nelle Sezz. Narcao (Narcao-Riomurtas-Acquacadda-Nuxis) e Santadi (Santadi-Sant'Anna Arresi - P.ta Sebera-Pala de Orbai), e subordinatamente nella Sez. Villa San Pietro (tra P.ta Sebera e P.ta sa Cresia). La successione risulta delimitata a NE dalle formazioni ordoviciane, a W dalle formazioni clastiche e vulcaniche terziarie e ad E dai granitoidi tardo-ercinici del Sulcis.

Questa successione è stata interessata dalle deformazioni della Fase sarda che hanno prodotto pieghe concentriche a grande scala, con assi E-W e senza metamorfismo sincinemato.

Nella Zona esterna del Foglio Capoterra è quindi possibile distinguere i seguenti sintemi informali:

- *Successione del Cambriano Inferiore - Ordoviciano Inferiore pre-discordanza sarda;*
- *Successione dell'Ordoviciano Superiore - Carbonifero Inferiore post-discordanza sarda.*

2.3.1. - *Successione del Cambriano Inferiore - Ordoviciano Inferiore pre-discordanza sarda*

2.3.1.1. - Formazione di Nebida (“Gruppo delle Arenarie” Auct.) (NEB)

Nota in passato come “Gruppo delle Arenarie” (NOVARESE, 1914; 1920; 1925; 1943), questa unità litologica ha subito, nel corso degli anni, diversi cambiamenti di nomenclatura: da “Formazione delle Arenarie” (COCOZZA, 1967c) alla sua definizione formale secondo le raccomandazioni della “*International Guide to Stratigraphic Classification, Terminology and Usage, Introductory and Summary*” (HEDBERG, 1976) come *Nebida formation* (RASETTI, 1972). Nell'Iglesiente RASETTI (1972) aveva anche distinto i membri di Matoppa e di Punta Manna. Recentemente, formazione e membri sono stati elevati rispettivamente a rango di gruppo e di formazioni da PILLOLA (1990; 1994).

Nel Foglio Capoterra la formazione di Nebida affiora estesamente nelle Sezz. Narcao e Santadi, per un totale di circa 120 kmq e con spessore non ben quantificabile, stimabile all'incirca sui 600 m, probabilmente superiore a quello degli affioramenti del Sulcis-Iglesiente settentrionale, dove costituisce il termine più antico della successione. Essa è caratterizzata da depositi prevalentemente detritici con intercalazioni carbonatiche. I membri di Matoppa (NEB₁) alla base e di Punta Manna (NEB₂) alla sommità, risultano ben distinti sia nell'Iglesiente sia nel Sulcis settentrionale. Nel Sulcis centro-meridionale il passaggio tra questi membri, nonostante sia ancora individuabile, risulta più sfumato fino a scomparire in alcune località; tra essi s'interpone un caratteristico livello rèpere (NEB_{2a}) costituito da calcari oolitici (“Biostrome” di DEBRENNE, 1964; 1972).

Contrariamente agli affioramenti della formazione di Nebida del Sulcis meridionale e del Foglio Capoterra, quasi privi di fossili, quelli dell'Iglesiente e del Sulcis settentrionale contengono importanti resti fossili (MENEGHINI, 1884; BORNEMANN, 1886; RASETTI, 1972; DEBRENNE *et alii*, 1980; PILLOLA & GROSS, 1982; GANDIN & DEBRENNE, 1984; DEBRENNE *et alii*, 1989; 1993; PILLOLA, 1990; 1991; 1994; PEREJÒN *et alii*, 2000) tra cui archeociati e trilobiti (tav.3) mediante cui sono state definite 5 biozone (N1, N2, N3, N4, N5) ed importanti

Tav. 3 - Contenuto paleontologico della Successione del Cambriano - Ordoviciano Inferiore pre-discordanza sarda dell'Iglesiente-Sulcis (da PULLOLA, 1994; modificato con integrazioni di PULLOLA et alii, 1998; PIRELLON et alii, 2000).

ORDOVICIANO		CAMBRIANO	
CARADOC	TREMADOC	SUPERIORE	MEDIO
		<p>FORMAZIONE DI CABITZA</p>	
OP	Tariccoia arrusensis	TRILOBITA	
C6	Proteuloma cf. geinitzi	ALTRI FOSSILI	
C5	Malaidoidella sp., Proceratopyge sp., Onchonotellus sp., Pagoda sp., Macropyge sp., Micragnostus sp., Niobella cf. primavea, Calimmentidi, Olenidi, Illendidi	Resti algali, tracce fossili	
C4	Paradoxides (M.) aff. macrocercus, Jincella sp., Agraulos sp.	Rhabdinopora liabelliformis, Acritarchi: Acanthodiacrodiium, Cimatrogales, Mychrisitidium, Dactyolotusa, ?Lophosphaeridium, echinodermi, brachiopodi, hyolithidi, Cruziana cf. bagnolensis,	
C3	Paradoxides (Eccaparadoxides) mediterraneus, P. (E.) brachyrachis, Conocoryphe cf. brevivirons, Conocoryphe (Conocoryphe) brevivirons, Lisosolenopleura serventi, Genoecephalus (Harttella) cf. teranovicus, Pernopsis fallax, Elyx sp., Bailhella sp., Jincella prantli, Anopolenus cf. henrici	Planolites cf. reticulatum, Helminthopsis, Cruziana sp. hyolithidi, brachiopodi, echinodermi	
C2	Paradoxides (Eccaparadoxides) cf. P. (E.) Pisillius, P. (E.) mediterraneus, P. (E.) brachyrachis, Conocoryphe cf. brevivirons, Conocoryphe sp., Conynexochus sp.	Brachiopodi, conodonti, microbrachiopodi	
C1	Solenopleuropsis cf. ribeiroi, Paradoxides sp., Jincella prantli, Conocoryphe (Conocoryphe) brevivirons, Peronopsis sp.	Decacystis, Cyrocystis, Ceraulocystis, brachiopodi, tracce fossili, acritarchi	
CP2	Pardhaliana hispida, Corynexochus sardous, C. latus, Genoecephalus (C.) sp., Dorypyge sp., Paradoxides sp., Paradoxides (Acadaparadoxides) mureorensis, Orytocephalidi, Calodiscus foveolatus, Diplagnostus sp., Peronopsis sp., Agraulos sp., Pychagnostus sp.	Echinodermi	
CP1	Protenus (Protolenus) cf. pisidianus	Placche di echinodermi	
Frammenti		Chancelloria, Psammospaera, Archiasterella, Phobetractinia, Sardospongia, Polyactinella, Pterospongia, Kivietinoka sp., ? Annodiscus, Hemisphaerammina, Hadlimopanella, Givanella, Lenagritium, ? Olivoooides, Zeugites sp., Hyolithidi, brachiopodi, echinodermi	
F. DI GONNESA M. C. CERROIDE		Brachiopodi	
F. DI GONNESA PISANO		Angaricyathus?, Pycnoidocyathus, Archaeocyathus, placche di echinodermi, calcimicrobi	

CAMBRIANO INFERIORE (ATDABANIANO-BOTOMIANO)

FM. DI GONNESA	MEMBRO DELLA DOLOMITA RIGATA	MEMBRO DI PUNTA MANNA	MEMBRO DI MATOPPA
INDICE TAXA	Dolerolenus zoppii	Dolerolenus longiculatus	Dolerolenus aff. courtessolei
BIOZONE	N5	N4	N3
TRILOBITA	Dolerolenus bifidus, Sardoredlichia laskei, Bornemagnaspis solitaria	Dolerolenus zoppii, Metadoxides armatus	Dolerolenus longiculatus, Giordanella meneghinii, Sardoredlichia arepivaga, S. curriata, Sardaspis laticeps, Metaredlichia aff. cylindrica
ARCHAEOCYATHA	Aiacicyathida, Antoniosciscinus, Capsulocyathus, Carpicyathus?, Coscinocyathus, Densocoryathus, Erimascoscinus, Frismascoscinus, Tallocyathus?, Leptoscolithidae, Neolculicyathus, Nochororocyathus, Protopharetra, Rasetticyathus, Rotundocyathus, Sajaniocyathus?, Tumuloicyathus?, Urcyathus?	Afiacyathus, Antomorpha, Calyptosciscinus, Coscinocyathus, Dictyocyathus, Erimascoscinus, Ichnusocyathus Inessocycathus, Nochororocyathus, Porosciscinus, Protopharetra Rasetticyathus, Taylorocyathus, Tubicosciscinus	Afiacyathus, Antomorpha, Calyptosciscinus, Coscinocyathus Dictyocyathus, Erimascoscinus, Ichnusocyathus Inessocycathus, Nochororocyathus, Porosciscinus, Protopharetra Rasetticyathus, Taylorocyathus, Tubicosciscinus
	Dolerolenus bifidus	Dolerolenus longiculatus	Dolerolenus bifidus
	Igestiella ichnusae	Igestiella ichnusae	Igestiella ichnusae

correlazioni paleobiogeografiche (PILLOLA, 1994). Le strutture sedimentarie di tipo abiogenico risultano più scarse nel Sulcis meridionale rispetto a quello settentrionale e all'Iglesiente (SCHWARTZBACH, 1939; ANGELUCCI, 1970; COCOZZA *et alii*, 1974; DEBRENNE *et alii*, 1989) e sono costituite da stratificazione orizzontale ed incrociata, *hummocky cross stratification*, *erosion channels*, *mud cracks*, *ripple marks*.

L'evoluzione sedimentaria della formazione di Nebida mostra un andamento regressivo che risulta confermato da:

- un ambiente deposizionale del livello oolitico corrispondente a quello di un sistema di barriera oolitica con sub-ambienti di delta oolitico, laguna e spiaggia (COCOZZA & GANDIN, 1976; DEBRENNE *et alii*, 1980; 1989; FANNI *et alii*, 1982a);
- un ambiente di retrobarriera che evolve da condizioni lagunari a pianie di marea, come dimostrano i livelli carbonatici dolomitizzati con strutture da disseccamento e tappeti algali nella parte superiore della sequenza.

Nel suo complesso, la formazione di Nebida può essere riferita ad un sistema deltizio marino a tendenza regressiva, nel quale il membro di Matoppa corrispondeva al prodelta ed il membro di Punta Manna al piano di delta prossimale, nel contesto di un'evoluzione climatica verso condizioni aride (DEBRENNE *et alii*, 1989; GANDIN, 1989). L'età di questa formazione è riferita al Cambriano Inferiore.

2.3.1.1a. - Membro di Matoppa (NEB₁)

Questo membro (*Maloppa member*, RASETTI, 1972, corretto in *Matoppa member* da COCOZZA, 1980) è stato elevato a rango di formazione da PILLOLA (1989; 1990; 1991) e suddiviso nei membri di Sa Tuvara a letto e di Sa Pruiquina a tetto. Affiora estesamente su una superficie pari a circa 104 kmq, con spessori varianti da 200 a circa 700 m da NNW verso SSE. È costituito da prevalenti depositi clastici (da metargilliti a metarenarie) con resti di trilobiti, e subordinati calcari biocostruiti ad archeociati.

Il membro di Matoppa (v. tav.3) è caratterizzato dalla Biozona N1 a *Iglesiel-la ichnusae* e dalla Biozona N2 a *Dolerolenus* aff. *courtessolei* (RASETTI, 1972; PILLOLA, 1991), con associate numerose forme di archeociati (DEBRENNE, 1964; 1972; DEBRENNE *et alii*, 1980; GANDIN & DEBRENNE, 1984), oltre a calcimicrobi (*calcified microbial microfossils*), così definiti per l'incerta affinità tassonomica e corrispondenti ai generi *Girvanella*, *Epiphyton*, *Renalcis*, e da hyolitidi, chanceloriida, brachiopodi e tracce fossili del tipo *Scolicia* (*Bilobites*).

La base del membro di Matoppa è costituita da una monotona sequenza di metasiltiti grigio-chiare, con intercalazioni di metarenarie, metarenarie quarzose,

quarzo-areniti e metarose a grana fine, in livelli di alcuni decimetri di spessore fino ad un massimo di 1 m. Verso l'alto, col diminuire del grado di maturità, si passa a litotipi più grossolani, costituiti da metarenarie quarzoso-micacee grigie e verdi, alternate a metaquarzoareniti micacee ed a subordinati livelli di metasiltiti. La successione termina con metarenarie quarzoso-feldspatiche tipiche degli affioramenti della Sez. Santadi in località Cruccuronis, Sedda Manna, Rocca Niu Crobu, Rio Cambudu. In quest'ultima località sono presenti anche metapeliti grigio-scure (fig.8), con lamine di pirite e tracce di cianobatteri, alternate a metarenarie quarzoso-micacee e a metagrovacche a matrice carbonatica. In questi litotipi sono frequenti (fig.9) stratificazioni incrociate, laminazioni parallele ed incrociate, bioturbazioni, *ripple marks*, *slumpings* (GANDIN & DEBRENNE, 1984).

I livelli carbonatici (NEB_{1a}) presenti in questo membro sono più sviluppati nel Sulcis occidentale (PILLOLA & GROSS, 1982) ed in parte in quello meridionale (Sez. Santadi, località di P.ta Is Luas - P.ta S'Ega s'Acqua; Gutturu Barrili Mannu; N.ghe Campo Pira; Su de Musu; Case de Forru - Strumpu Antiogu Lai), dove contengono archeociati e calcimicrobi (DEBRENNE *et alii*, 1980; GANDIN & DEBRENNE, 1984); nel Sulcis meridionale ed orientale i livelli carbonatici di tipo *boundstone*, con lamine microspartitiche e calcimicrobiche miste a materiale terrigeno (N.ghe Campo Pira) diventano progressivamente più rari e più sottili fino a scomparire.



Fig. 8 - Metapeliti stratificate del membro di Matoppa in cui sono state rinvenute tracce di cianobatteri (Rio Cambudu, Sez. Santadi).



Fig. 9 - Stratificazione piano-parallela nelle metarenarie del membro di Matoppa (M. Flacca, Sez. Santadi).

L'ambiente deposizionale viene fatto corrispondere ad un fronte deltizio orientato verso E e SE, nelle cui aree più protette (zone a bassa energia e salinità) si instauravano localmente dei *mounds* a calcimicrobi o ad archeociati (COCOZZA, 1980; DEBRENNE *et alii*, 1980; GANDIN, 1989). Per la presenza di feldspato potassico, miche, quarzo detritici e talora caolino, quest'ultimo come derivato dall'alterazione dei feldspati, POLL (1966) dedusse che questi litotipi potevano derivare dall'erosione di un basamento cristallino precambriano; ad analoghe conclusioni era giunto anche MACCIONI (1965).

Sulla base delle associazioni fossilifere ad archeociati dell'Iglesiente, GANDIN & DEBRENNE (1980) hanno attribuito il membro di Matoppa all'Atdabaniense (Cambriano Inferiore), età che risulta in accordo con quella determinata con i trilobiti da RASETTI (1972), PILLOLA & GROSS (1982) e PILLOLA (1991).

2.3.1.1b. - Membro di Punta Manna (NEB₂)

Questo membro (*Punta Manna member*, RASETTI, 1972) è stato elevato a rango di formazione e suddiviso da PILLOLA (1989; 1990; 1991), dal basso verso l'alto, in membri di Monte Azzieddas, Punta Su Pranu e Cuccu Aspu. Affiora con

un'estensione di circa 18 kmq e potenze variabili da 50 a circa 200 m. Nel settore settentrionale del foglio, è costituito da una sequenza prevalentemente silicoclastica e carbonatica (Sezz. Narcao-Santadi: M. Flacca, Is Carillus), nel settore orientale della Sez. Santadi e in quello sud-orientale della Sez. Narcao (M. Is Piras, Is Pirusus) da una sequenza silicoclastica scarsamente carbonatica.

La sequenza tipo è caratterizzata alla base da litofacies calcaree oolitiche ed oncolitiche e da un'alternanza di litofacies carbonatiche con metarenarie a cemento carbonatico, metasiltiti, metargilliti e più raramente, a tetto, metareniti quarzose, talora a plagioclasio e clorite. Nella successione detritica sono presenti stratificazione incrociata e *ripple marks* asimmetrici. I livelli carbonatici sono costituiti da calcari oolitici ed oncolitici, calcari nodulari variegati, calcari neri ad ooidi e calcari grigi biocostruiti, laminati, localmente dolomitizzati, con superfici stilolitiche e con stratificazione incrociata (fig.10). Nel Foglio Capoterra, il livello oolitico (NEB_{2a}), con spessore medio di 4-5 m, al passaggio tra il membro di Matoppa e quello di Punta Manna, affiora con una discreta continuità solo nella parte sud-occidentale della Sez. Santadi. Tra Gutturu Saidu - Su Rai e Perdu Mallus - Is Cattas esso si riduce di spessore (0,5-2 m).

Nella parte superiore della successione (zona delle "Alternanze" *Auct.*), in prossimità del passaggio con la sovrastante formazione di Gonnessa, le intercalazioni carbonatiche divengono prevalentemente dolomitiche e sono caratterizzate dalla presenza di strutture da disseccamento e di tappeti algali che preannunciano



Fig. 10 - Laminazioni incrociate nel calcare oolitico del membro di Punta Manna (P.ta Rosada, Sez. Santadi).

i caratteri della sovrastante “Dolomia rigata” *Auct.* Queste intercalazioni carbonatiche aumentano progressivamente e risultano costituite da dolomie pisolitiche vadose, alternate a livelli di metargilliti e quarziti.

Il membro di Punta Manna è caratterizzato dalle Biozone N3 a *Dolerolenus longiculatus*, N4 a *Dolerolenus zoppi*, N5 a *Dolerolenus bifidus* (PILLOLA, 1991) che, assieme al contenuto di archeociati (tav.3), permettono di riferirlo al Cambriano Inferiore. Sono, inoltre, presenti rari gasteropodi (genere *Scenella*), calcimicrobi (*Epiphyton*, *Girvanella*, *Chabakovia*), brachiopodi, rari hyolitidi, spicole di spongiari ed echinodermi.

2.3.1.2. - Formazione di Gonnese (“*Metallifero*” *Auct. p.p.*) (GNN)

Questa formazione, nota nella letteratura geologica e mineraria come “Gruppo del Metallifero” o “Metallifero” (NOVARESE, 1914; 1920; 1925; 1943) e con successive modifiche come “Formazione del Metallifero” (COCOZZA, 1967c), è stata poi definita come *Gonnese formation* da parte di RASETTI (1972), suddivisa dal basso verso l’alto in:

- a) membro della dolomia rigata;
- b) membro della dolomia grigia;
- c) membro del calcare ceroide;
- d) membro dei calcescisti.

Più recentemente, la dolomia grigia è stata interpretata come litofacies del membro del calcare ceroide (TOCCO *et alii*, 1985); il membro dei calcescisti (vedi oltre) è stato accorpato alla formazione di Cabitza (COCOZZA *et alii*, 1974; COCOZZA, 1980; CARMIGNANI *et alii*, 1982a); mentre tutta la formazione è stata elevata a rango di Gruppo da PILLOLA (1990; 1994), con i vecchi membri diventati rispettivamente formazione di S. Barbara, alla base, e formazione di S. Giovanni, a tetto.

La fine della deposizione silicoclastica e l’inizio di quella prevalentemente carbonatica contrassegnano il passaggio dalla formazione di Nebida alla formazione di Gonnese. La formazione di Gonnese dal basso verso l’alto risulta così suddivisa:

- membro della dolomia rigata (GNN₁);
- membro del calcare ceroide (GNN₂).

Nel Foglio Capoterra questa formazione è caratterizzata esclusivamente da rocce calcareo-dolomitiche alla base e calcaree alla sommità. Affiora prevalentemente nelle Sezz. Narcao e Santadi e, subordinatamente, nella parte sud-occidentale della Sez. Villa San Pietro. La formazione, inoltre, giace, con passaggio stratigrafico, direttamente sulle litologie della formazione di Nebida (fig.11) e viene stratigraficamente sormontata dalla formazione di Campo Pisano.

Il rinvenimento nell'Iglesiente di importanti pur se scarsi resti fossili di archeociati (tav.3) (BORNEMANN, 1891; DEBRENNE & GANDIN, 1985; PEREJÒN *et alii*, 2000) ha permesso l'attribuzione dell'intera formazione di Gonnesa al Cambriano Inferiore (Atdabaniano sup. - Leniano). In particolare PEREJÒN *et alii* (2000) precisano l'intervallo riferendolo agli *stages* Botomiano 3 - Toyoniano 2-3 (piattaforma russa).



Fig. 11 - Contatto stratigrafico tra il membro di Punta Manna (NEB_2) della formazione di Nebida ed il membro della dolomia rigata (GNN_1) della formazione di Gonnesa (N.ghe Cirixi, Sez. Santadi).

2.3.1.2a. - Membro della dolomia rigata (GNN_1)

Il membro della dolomia rigata (formazione di S. Barbara in PILLOLA, 1991; 1994), affiora estesamente nel settore occidentale del Foglio Capoterra con una superficie di circa 11 kmq e spessori compresi tra 50 e 100 m, ricadendo nella Sez. Narcao, presso le località tra Riomurtas e M. Ettoi, Nuxis-Tattinu, Medau is Lais, e nella Sez. Santadi, presso le località di M. Flacca, M. Murrecci, M. Moddizzi, M. Cogottis - P.ta Is Codis, P.ta Bidda Beccia - M. Cannas.

È costituita da prevalenti dolomie primarie e rari calcari stratificati. Le dolomie, di colore grigio, presentano un'evidente stratificazione caratterizzata da un'alternanza di livelli millimetrici piano-paralleli e/o ondulati di colore biancastro, grigio e nerastro, sostanzialmente dovuti ad una ripetizione ciclica di litofacies costituite da originari: a) argille stratificate; b) stromatoliti laminate; c) calcari algali laminati e talora locali livelli a *pellets* silicizzati (fig.12).

I rari calcari appartenenti a questo membro, spesso confusi con quelli laminitici del soprastante membro del calcare ceroide (M. Tamara-Nuxis), sono caratterizzati da litofacies con lamine piano-parallele microspartitiche, micritiche e dolopseudospartitiche con dolomitizzazione tardo-diagenetica.

L'ambiente deposizionale corrisponderebbe ad una piana di marea (*tidal flat*) instauratasi su una morfologia poco accidentata, in condizioni di clima caldo e arido (GANDIN *et alii*, 1973; FANNI *et alii*, 1982a; CARANNANTE *et alii*, 1984).

I resti fossili finora rinvenuti in questo membro, provenienti dalla zona di Buggerru (NW del Foglio Capoterra), sono costituiti da resti di archeociati (DEBRENNE & GANDIN, 1985; PEREJÒN *et alii*, 2000) e calcimicrobi (tav.3), che hanno permesso di riferire il membro della Dolomia rigata all'Atdabaniano sup. - Leniano (Cambriano Inferiore) e precisamente allo *stage* Botomiano 3 (piattaforma russa).

Il passaggio dal membro della dolomia rigata a quello del calcare ceroide trasformato secondariamente in dolomia grigia massiva ("Dolomia grigia" *Auct.*) è talora sfumato e di difficile riconoscimento in campagna.



Fig. 12 - Laminazioni piano-parallele millimetriche nel membro della dolomia rigata (Serra Sirbonis, Sez. Narcao).

2.3.1.2b. - Membro del calcare ceroide (GNN₂)

Nel Foglio Capoterra il membro del calcare ceroide (formazione di S. Giovanni in PILLOLA, 1991; 1994), affiora estesamente nel settore occidentale, ricaden-

te in massima parte nelle Sezz. Santadi e Narcao; qualche limitato affioramento è presente anche nel limite estremo sud-occidentale della Sez. Villa San Pietro, per una superficie totale di circa 28 kmq ed uno spessore variabile tra i 70 ed i 250 m.

Nell'Iglesiente sono state definite quattro litofacies (BONI *et alii*, 1981; FANNI *et alii*, 1982a; DEBRENNE & GANDIN, 1985):

- *mudstone-wackestone*, con bioclasti;
- *grainstone*, con ooliti e/o oncoliti, echinodermi e frammenti di trilobiti;
- *boundstone* criptoalgali, localmente *boundstone* a calcimicrobi (*Epiphyton* renalcidi) ed archeociati;
- pisoliti vadose.

I rari resti fossili rinvenuti nell'Iglesiente sono limitati alla parte superiore di questo membro. I più importanti sono costituiti da archeociati (tav.3), indicanti un'età riferibile al Leniano, *stage* Toyoniano 2-3 (Cambriano Inferiore: DEBRENNE & GANDIN, 1985; PEREJÓN *et alii*, 2000), oltre a calcimicrobi e frammenti di trilobiti e di echinodermi.

Il membro del calcare ceroide nel Foglio Capoterra è caratterizzato prevalentemente da calcari laminitici (fig.13) e da subordinati calcari massivi di colore grigio, spesso scarsamente stratificati e a luoghi intensamente dolomitizzati.

Più precisamente, nella Sez. Narcao sono presenti litofacies tipo *boundstone* e *mudstone*: le prime si presentano ricristallizzate, con tessiture deposizionali



Fig. 13 - *Slumping* nei calcari laminitici del membro del calcare ceroide (Case Antonio Basciu, Sez. Santadi).

dovute all'opera di calcimicrobi, con resti di archeociati e dolomitizzazione selettiva; le seconde sono caratterizzate invece da laminazioni piano-parallele pelitiche e microspartitiche, con granuli di materiale terrigeno e bioclasti, superfici stilolitiche e dolomitizzazione selettiva.

A N di P.ta Quadroxiu, in un campione di questa litofacies sono stati rinvenuti resti di echinodermi e trilobiti e in un altro, presso il Rio Fogaias, spicole di spugne. Va sottolineato che questi calcari risultano spesso trasformati in marmi per metamorfismo termico in prossimità delle masse granitiche, come nel settore di Monte Tamara (Nuxis).

Nella Sez. Santadi è presente anche una litofacies con lamine tipo *packstone* con ooliti e bioclasti, talora a gradazione diretta. La litofacies a pisoliti vadose è l'unica finora non riscontrata negli affioramenti del Foglio Capoterra.

Il membro del Calcare ceroide presenta evidenti tracce di attività carsica, costituite da fratture riempite di calcite, cavità talora sigillate da terra rossa, cavità ipogee, imbuti carsici, campi carreggiati, *etc.*

Sotto l'aspetto deposizionale, gli originari sedimenti del membro del calcare ceroide sarebbero riconducibili a quelli di una piattaforma carbonatica tipo Bahamas, mentre quelli del sottostante membro della Dolomia rigata sarebbero caratteristici di un sistema di *sabkha* tipo Golfo Persico.

La transizione tra i due sistemi è indice di un cambiamento delle condizioni ambientali, spiegabile ammettendo una variazione climatica verso condizioni più umide (GANDIN, 1989). L'età di questo membro viene riferita al Leniano, *stage* Toyoniano 2-3 (Cambriano Inferiore).

2.3.1.3. - Formazione di Campo Pisano (“*Calcescisti*” Auct., “*Metallifero*” Auct. p.p., “*Calcare nodulare*” Auct.) (CPI)

La formazione di Campo Pisano è di recente definizione (PILLOLA, 1986): in passato era nota come “*Calcescisti*” (NOVARESE, 1914; 1920; 1925; 1943) ed inserita nel “*Metallifero*” Auct. p.p.; successivamente, come “*Calcare nodulare*” Auct., è stata portata alla base della formazione di Cabitza (COCOZZA *et alii*, 1974; COCOZZA, 1980; CARMIGNANI *et alii*, 1982a).

Questa formazione poggia con contatto stratigrafico sul membro del calcare ceroide (GNN₂) della formazione di Gonnese. È costituita da una fitta alternanza di sottili livelli di metacalcri, metacalcri marnosi rosati e metasiltiti grigie, metacalcri grigi o rosati a struttura nodulare, contenenti abbondanti resti fossili (tav.3). Le litofacies carbonatiche di questa formazione sono inquadrabili nei tipi *mudstone*, con contaminazioni pelitiche, e *wackestone*, con quarzo e bioclasti (fig.14).



Fig 14 - Particolare dei metacalcari nodulari della formazione di Campo Pisano interessati da fitte pieghe (Tuppa Granella, Sez. Santadi).

Nel Foglio Capoterra gli affioramenti principali, con un'estensione di circa 6 kmq, si rinvengono a SE di Piscinas, a P.ta Sebera (CATALISANO, 1933), a S di San Pantaleo, nel settore di Acquacadda - M. Tamara, Conca de Bacchixeddu e P.ta Corona Arrubia, e sono spesso caratterizzati da un'intensa silicizzazione probabilmente per circolazione di fluidi idrotermali connessi con i granitoidi tardo-ercinici.

Lo spessore di questa formazione é estremamente variabile, raggiungendo eccezionalmente gli 80 m (PILLOLA, 1991). L'ambiente di deposizione corrisponde ad un mare epicontinentale poco profondo e scarsamente ossigenato, con apporti ritmici di sedimento carbonatico e terrigeno fine (GANDIN & PILLOLA, 1985; GANDIN, 1989).

Questo tipo di sedimentazione testimonia l'inizio dell'annegamento della piattaforma carbonatica nel Cambriano medio (COCOZZA & GANDIN, 1990) a seguito di un'attività tettonica distensiva. Le facies nodulari sono da collegarsi alla deposizione su alti morfologici subsidenti, mentre le facies massive e laminari testimoniano zone morfologicamente più stabili.

In base alle associazioni a trilobiti CP1 e CP2, alla formazione di Campo Pisano viene assegnata un'età Cambriano Inf.-medio (Leniano-Amgaiano) (RASETTI, 1972; GANDIN & PILLOLA, 1985; PILLOLA, 1986; 1991; 1994; LOI *et alii*, 1995).

2.3.1.4. - Formazione di Cabitza (“*Scisti di Cabitza*” *Auct.*) (CAB)

La formazione di Cabitza, nota nella letteratura geologico-mineraria come “*Scisti di Cabitza*” *Auct.* (NOVARESE, 1914; 1920; 1925; 1943), è stata ridefinita come formazione da COCOZZA (1967c). Descritta successivamente da COCOZZA *et alii* (1974) come “*Scisti di Cabitza*”, compresi nella formazione omonima assieme al membro del “*Calcare nodulare*” (ora formazione di Campo Pisano), ancora più tardi è stata portata da CARMIGNANI *et alii* (1982a) a rango di membro (membro degli “*Argilloscisti di Cabitza*”) all’interno della formazione di Cabitza; GANDIN (1989) e PILLOLA (1989) hanno ridefinito la formazione dal punto di vista lito-biostratigrafico. Infine, PILLOLA (1989; 1990; 1991; 1994) la indica come termine formazionale posto alla sommità del Gruppo di Iglesias, costituito alla base dalla formazione di Campo Pisano.

Questa formazione giace in continuità stratigrafica sulla sottostante formazione di Campo Pisano e chiude la successione del Cambriano Inferiore - Ordoviciano Inferiore della Zona esterna dell’Iglesiente-Sulcis; verso l’alto ad essa segue, infatti, la successione terrigena dell’Ordoviciano Superiore.

La formazione di Cabitza è prevalentemente costituita da metasedimenti terrigeni, con banchi, lenticelle e noduli carbonatici. Talora risulta caratterizzata nella sua parte inferiore dalla presenza di:

- metasiltiti micacee e metargilliti a cemento carbonatico, di vario colore;
- microritmiti corrispondenti ad alternanze di livelli da millimetrici a centimetrici di metargilliti e metasiltiti varicolori: le lamine sono piano-parallele (fig.15), più raramente ondulate e convolute; localmente, sono presenti banchi e/o livelli carbonatici spesso silicizzati o trasformati in *skarn* (settore di Acquacadda);
- metarenarie fini argilloso-micacee, di colore grigio-verde;
- quarziti arenacee di colore grigio, con laminazioni incrociate e convolute, e subordinate metarenarie fini; la parte sommitale è, localmente, costituita da metarenarie fini e quarziti con frequenti laminazioni incrociate.

Nelle località di Riomurtas - Bau Pressiu (Sez. Narcao), questa formazione è sormontata, in discordanza angolare (“discordanza sarda”), dai metasedimenti clastici dell’Ordoviciano Superiore. Sono evidenti gli effetti di un intenso metamorfismo termico prodotto dalle intrusioni granitiche.

L’originario spessore complessivo della formazione è difficilmente valutabile a causa dell’erosione connessa con la Fase sarda; COCOZZA (1980) nell’Iglesiente stima in affioramento una potenza di circa 400 m, mentre COCOZZA & GANDIN (1990) indicano uno spessore di almeno 600 m.

Nell’Iglesiente la formazione di Cabitza o “*Scisti di Cabitza*” *Auct.* è stata suddivisa da GANDIN & PILLOLA (1985) in due intervalli:

- un intervallo inferiore, costituito principalmente da metasiltiti, metargilliti e

- metarenarie a grana fine, con strutture sedimentarie tipo laminazioni parallele e convolute, *ripple marks*, *flute casts* e tracce fossili (*Cruziana*, *Planolites* e *Helminthopsis*). Secondo PALMERINI *et alii* (1980) sarebbero presenti anche strutture da scivolamento gravitativo (*slumping*). Raramente, verso la base di questo intervallo, affiorano lenti di metacalcari di colore da vinaccia a verdolino. Nell'Iglesiente sono stati rinvenuti abbondanti resti fossili (tav.3). PILLOLA (1994) e PILLOLA *et alii* (1998) vi hanno distinto le associazioni faunistiche a trilobiti C1, C2, C3, C4, C5 di età Cambriano medio e Superiore;
- un intervallo superiore, costituito da originarie laminiti argilloso-siltose, con intercalazioni di quarzoareniti micacee e metareniti, con resti di trilobiti dell'associazione faunistica C6 (PILLOLA, 1986; 1994; PILLOLA *et alii*, 1998) e, in particolare, di colonie di *Dictyonema flabelliforme* (TARICCO, 1920; BARCA *et alii*, 1987), specie ridefinita più precisamente come *Rhabdinopora flabelliformis* (PILLOLA & GUTIERREZ-MARCO, 1988), acritarchi e tracce fossili, tutti indicativi dell'Ordoviciano Inferiore (Tremadoc: BARCA *et alii*, 1987; PILLOLA & GUTIERREZ-MARCO, 1988), evidenziando, quindi, una continuità di sedimentazione tra il Cambriano Superiore e la base dell'Ordoviciano.



Fig. 15 - Laminazione piano-parallela nelle metargilliti e metasiltiti varicolori della formazione di Cabitza (S'Arcu de sa Mossa, Sez. Narcao).

Il riferimento a questa età si rivela, inoltre, di particolare importanza poiché consente di precisare l'età della "discordanza sarda", che risulta così compresa tra l'Ordoviciano Inferiore (parte superiore della formazione di Cabitza) e l'Ordoviciano Superiore (primi livelli trasgressivi paleontologicamente datati post-discordanza), e permette di correlare in maniera più precisa la "discordanza sarda" del Sulcis-Iglesiente con la "discordanza sarrabese" della Sardegna sud-orientale.

L'età della formazione di Cabitza è dunque da riferire al Cambriano medio - Ordoviciano Inferiore (Mayaiano-Tremadoc).

I caratteri sedimentologici della formazione di Cabitza sarebbero indicativi di un'evoluzione paleoambientale da neritica a pelagica, di mare non molto profondo (GANDIN, 1989).

2.3.2. - Successione dell'Ordoviciano Superiore - Carbonifero Inferiore post-discordanza sarda

Affioramenti dell'Ordoviciano Superiore post-"discordanza sarda" sono alquanto diffusi nella Sardegna sud-occidentale. Nel Foglio Capoterra essi sono presenti nelle Sezz. Narcao e Villa San Pietro, per un'estensione di circa 33 kmq.

La discordanza angolare, ben individuabile nell'Iglesiente presso Nebida ed apprezzabile nella Sez. Narcao del Foglio Capoterra, come visto, separa i sedimenti piegati del Cambriano Inferiore - Ordoviciano Inferiore da quelli dell'Ordoviciano Superiore, ed è imputabile ai movimenti compressivi della "Fase sarda" (STILLE, 1939), manifestatasi tra il Tremadoc e il Caradoc, la quale originò anche sollevamento ed erosione e fu seguita, infine, dalla trasgressione caradociana.

Nonostante le difficoltà imposte dal metamorfismo termico, nel Foglio Capoterra è stato possibile distinguere le seguenti unità informali dell'Ordoviciano Superiore, recentemente proposte in aree contigue (tav.4):

- formazione di Monte Argentu (LASKE *et alii*, 1994; LEONE *et alii*, 1998);
- formazione di Monte Orri (LEONE *et alii*, 1991);
- formazione di Domusnovas (LEONE *et alii*, 1991);
- formazione di Rio San Marco (LEONE *et alii*, 1991).

Rispetto all'Iglesiente, nel Foglio Capoterra non è stata pertanto riconosciuta la presenza della formazione di Portixeddu (LEONE *et alii*, 1991; 1998).

A queste seguono poi le formazioni del Siluriano, Devoniano e Carbonifero Inferiore:

- formazione di Genna Muxerru ("Scisti a Graptoliti" *Auct.*);
- formazione di Mason Porcus ("Calcarei a Orthoceras" *Auct. p.p.*);
- formazione di Pala Manna (BARCA, 1991).

2.3.2.1. - Formazione di Monte Argentu (“Puddinga” Auct. p.p.)(AGU)

La formazione di Monte Argentu (LASKE *et alii*, 1994; LEONE *et alii*, 1998) giace discordante e trasgressiva sulla formazione di Cabitza e, talora, sul membro del Calcare ceroide (GNN₂). Tale formazione è stata suddivisa nel Sulcis - Iglesiente settentrionale in tre membri (LASKE *et alii*, 1994; LEONE *et alii*, 1998):

- membro di Punta sa Broccia (AGU₁);
- membro di Rio is Arrus (AGU₂);
- membro di Medau Murtas (AGU₃).

Nel Foglio Capoterra, per uno spessore complessivo di questa formazione variabile tra i 20 e i 200 m, si distinguono solo due membri: uno basale, riferibile al membro di Punta Sa Broccia, ed uno superiore riferibile al membro di Medau Murtas. Nella Sez. Villa San Pietro è stato individuato soltanto il membro basale.

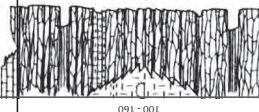
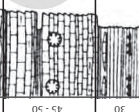
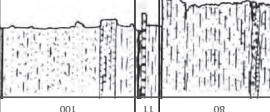
Il membro di Punta Sa Broccia (AGU₁) si estende per circa 2,5 kmq con spessori variabili tra 10 e 50 m. Nella Sez. Narcao esso è costituito da metabrecce ad elementi siltitici e da metaconglomerati poligenici eterometrici ad elementi della formazione di Cabitza.

Tra Riomurtas e Fundu Moccis prevalgono ciottoli di rocce carbonatiche del membro del Calcare ceroide (fig.16), in matrice generalmente arenacea rosso



Fig. 16 - Metaconglomerato monogenico del membro di Punta Sa Broccia a ciottoli di calcare provenienti dalla formazione di Gonnese (Fundu Moccis, Sez. Narcao).

Tav. 4 - *Contenuto paleontologico della Successione dell'Ordoviciano Superiore - Carbonifero Inferiore post-discordanza sarda dell'Iglesiente-Sulcis*
(da LEONE et alii, 1998; modificato).

		BIOZONE - COMUNITA' - ASSOCIAZIONI FOSSILI	
DEVONIANO	INFERIORE	MEMBRO SUP. Formazione di MASON PORCUS	
	FRIDOLI LUDLOW WENLOCK LLANDO WERY	Formazione di FLUMINIMACGIORE Formazione di GENNA MUXERRU	
ORDOVICIANO SUPERIORE	ASHGILL	Membro di GIRSI Membro di SERRA CORROGA Membro di CUCCURUNEDDU Membro di PUNTA ARENAS Formazione di RIO SAN MARCO	
			B6b = brachiopodi: <i>Dalmanella</i> sp., <i>Milirorthis</i> cf. <i>mira</i> , <i>Hirnantia</i> sp., <i>Kinnella kielanae</i> , <i>Plectothyrella crassicoστα</i> ; briozoi, crinoidi B6a = brachiopodi: <i>hindella crassa incipiens</i> G3 = graptoliti: <i>Persculptograptus ojsuensis</i> G2 = graptoliti: <i>Glyptograptus</i> sp., ex gr. <i>persculptus</i> (?); briozoi

Tentaculiti: *Nowakia* (Bohemina) bohemica, *Nowakia acuaria*, *Nowakia zlichoviensis*?, *Paranowakia* cf. *Pseudogerrinitziana*, *Guerichina strangulata*, *Styfolina elongata*, *Styfolina* cf. *Glabra*, *Styfolina* sp., *Viriatellina* sp.;
 Biozone a Conodonti: *woschnicki*, *delta*, *kindlei*, *pirenae*, *kitabicus*, *nothoperbonus*, *inversus*, *serotinus*; Bivalvi:
Patrocardia evolvens evolvens-*Panemka*; Graptoliti: *Monograptus uniformis*; cefalopodi, crinoidi, coralli,
 ostracodi, stromatoliti, trilobiti

Biozone a conodonti: Pterospathodus am. amorphognathoides, Kockellella ranuliformis, Ozarkodina sagitta sagitta, O. bohemica, Kockellella crassa, K. Variabilis variabilis, Ozarkodina excavata hamata, Ancoradella ploeckensis, Polygnathoides siluricus, Ozarkodina remscheidensis, Oulodus elegans detortus; Biozone a graptoliti: *Cyrtograptus lundgreni*, *Monograptus festis*, *M. ludensis*, *M. gerhardi*, *M. deuberi*, *M. praedeuberi*, *M. dubius*, *M. colonus* (nilssonii), *Saetograptus chimera* (scanicus), *S. fritschii*-*linearis*, *Monograptus fragmentalis*, *M. parvultimus* (M. transgrediens), *Comunita* a bivalvi: *Cardiola agna* *figusi*, *Cystograptus vesiculosus*, *Coronograptus cyphus*, *C. P. longica*, *C. doensis*, *Cardiolinka sardiniana*, *Patrocardia evolvens gnoli*, *Heloptera briger*, *loachymia falcata*, *Shoopyria insolita*, *Prennipecten* [?], *cybele nesiotites*, *Chelopteria-Patrocardia-Cardiolinka*;

Trilobiti: *Mucronaspis mucronata*; *Spirograptus triangulatus*; *D. Pectinatus*; *D. convolutus*; *Monograptus crispus*; *Monoclimacis griestoniensis*; *acritarchi*: *Neoverynchium carminae*

grande, *Arionoceras* affine, A. Submoniliforme; ostracodi, graptoliti, chitinozoi,

ORDOVICIANO SUPERIORE		CARADOC		ASHGILL	
Formazione di DOMSNOVAS		Membro di PUNTA S'ARCIOLA	55	<p>T4 = trilobiti: <i>Cyclopyge marginata</i>, <i>Symphysops armata</i>, <i>Ovalocephalus tetrasulcatus</i>, <i>Arthrorhachis tarda</i>, <i>Ulugtella angelini</i>, <i>Shumardia extensa</i>, <i>Nankinolithus granulatus</i>, <i>Paraphilipsinella aff. nanjiangensis</i>, <i>Stubblefeldia sp.</i>, <i>Staurucephalus clavifrons</i>, <i>Deloites maderensis</i>, <i>Dreyfussina struvei</i>, <i>Dicranopeltis cf. polytoma</i>, <i>Calipernus cf. immanis</i>;</p> <p>C2 = conodonti: <i>Amorphognathus ordovicicus</i>, <i>A. lindstroemi</i>, <i>Ansellia cf. pseudorobusta</i>, <i>Birkfeldia cf. circumplicata</i>, <i>Cornodus bergstroemi</i>, <i>Dapsilodus mutatus</i>, <i>Hamarodus europaeus</i>, <i>Icriodella cf. superba</i>, <i>Istoriurus erectus</i>, <i>Panderodus gracilis</i>, <i>Plectodina cf. alpina</i>, <i>Sagittodontina robusta</i>, <i>Scabbardella alipes</i>;</p> <p>B4 = briozoi, brachiopodi, echinodermi, cefalopodi ortocronici, crinoidi, cistoidi (Corylocrinus sp.)</p> <p>Brachiopodi: <i>Nicoletta actoniae</i>, <i>Dolerorthis intermedia</i>, <i>Ommiella novarese</i>, <i>Reuschella sp.</i>, <i>Drabovia sp.</i>, <i>Leptestina meloui</i>, <i>Iberomena sarda</i></p>	
Formazione di PORTINEDDU		Membro di MACIURRU	35	<p>B4-T3 = brachiopodi: <i>Nicoletta actoniae</i>, <i>Dolerorthis maxima</i>, <i>D. intermedia</i>, <i>Eridorthis angustisulcata</i>, <i>Saukrodyctia reticula</i>, <i>Leangella anacyta</i>, <i>Eoplectodonta (Kozlowskites) ichnusae</i>, <i>Longovillia mediterranea</i>, <i>Iberomena sardoa</i>, <i>Porambonites (Porambonites) magnus</i>, <i>Eoanastrophia pentaimera</i>; trilobiti: <i>Deanaspis sp.</i>, <i>Prionochelilus</i>, <i>Prionochelilus</i></p> <p>Dalmanitina (<i>Thurinaaspis</i>) <i>lamaimorai</i>, <i>Nesureturus turcicus</i>, <i>Nobiliasaphus aff. G1 = graptoliti: Glyptograptus nobilis</i>, <i>Ulugtella sp.</i>, <i>Zetillaneus cf. tenuissimus</i>, <i>Amplexograptus sp.</i>, <i>wahlenbergianus</i>, <i>"Illaenus" creber</i>, <i>Thaleops Orthograptus sp. (ex amplexicaulis)</i>, <i>Thaleops sp.</i>, <i>Isbergia lenis</i>, <i>Radnorita Rhadinopora ("Dictyonema") sp.</i>, <i>simplex</i>, <i>Lichas sp.</i>, <i>Dicranopeltis sp.</i>, <i>Callograptus sp. (aff. elegans)</i></p> <p>D2 = Desmograptus sp., <i>Thallograptus sp.</i>, <i>Whittingtonia sp.</i>, <i>Selenopeltis sp.</i>, <i>Dendrograptus sp.</i>, <i>Ptilograptus cf. delicatulus</i>, <i>Ceratocephala sp.</i>, <i>Hispaniaspis dereimsi</i>, <i>Calipernus ? cf. immanis</i>, <i>Radiaspis sp.</i></p> <p>T1b = trilobiti: <i>Deanaspis goldfussi n.ssp.</i>, <i>Dalmanitina n.sp.</i>, <i>Nobiliasaphus aff. nobilis</i>, <i>Dalmanitina n.sp.</i>, <i>Eudolattites n.sp.</i>, <i>Zetillaneus cf. ibericus</i>, <i>Lichas sp.</i>, <i>Dicranurus n.sp.</i>; lingulidi, strophomenidi, cefalopodi ortocronici, bivalvi, gasteropodi, bivalvi, gasteropodi, Svobodaina sp. ("cf. ellipsoides"), <i>Rafinesquina hyolitidi</i>, tracce fossili,</p> <p>T1a = trilobiti: <i>Huemacaspis ? B2-T2 = brachiopodi: Svobodaina havliceki sp.</i>, <i>Prionochelilus sp.</i>, lingulidi; <i>Rafinesquina lignani</i>, <i>R. pseudoliricata</i>, <i>Aegriomena aquila</i>, <i>Iberomena sardoa</i>, <i>Rostricellula termieri</i>, <i>trilobiti: Callimenella sp. (?=Homalonotus sardous)</i>, <i>Dreyfussina exophthalma</i>, briozoi, echinodermi;</p> <p>?Modiolopsis;</p>	
Formazione di MONTE OKRI		Membro di MEDAU MURTAS	150 - 200	<p>Tariccoia arrusensis</p>	
Formazione di MONTE ARGENTU		Membro di RIU IS ARRUS	200 - 600	<p>Tariccoia arrusensis</p>	
Formazione di PUNTA SA BROCCIA		Membro di PUNTA SA BROCCIA		<p>Tariccoia arrusensis</p>	
Formazione di CABITZA		Membro di CABITZA		<p>Tariccoia arrusensis</p>	
CAMPRIANO SUPERIORE OMBRONONE INFERIORE				<p>Tariccoia arrusensis</p>	

vinaccia. Verso l'alto, i ciottoli diminuiscono di dimensione, fino al prevalere di metaconglomerati minuti (Bau Pressiu, P.ta Panillocco, P.ta Panepia) con matrice arenacea e siltitico-pelitica, di colore violaceo, localmente intercalati a livelli di spessore variabile di metasiltiti più o meno arenacee e metargilliti siltitiche.

Eccezionalmente, sono presenti grandi blocchi di metacalcari trasformati in *skarn* ed interpretati come olistoliti (gn), che possono raggiungere dimensioni di diverse decine di metri cubi (es., località compresa tra Medau Secci e Bau Pressiu).

Nella Sez. Narcao, la litofacies basale si estende in continuità di affioramento dall'abitato di Riomurtas fino a Conca de Sarpas. Nella Sez. Villa San Pietro (P.ta Groffinu, Perde e' Montis), questa è invece caratterizzata da un metaconglomerato poligenico con clasti eterometrici, in genere arrotondati, di diametro variabile fino a 8-10 cm, immersi in una matrice siltitico-arenacea bruno-rossiccia, poco definibile per gli effetti del metamorfismo termico.

Il membro di Medau Murtas (AGU₃) è arealmente il più esteso (circa 5-6 kmq) con spessori variabili dai 10 ai 150 m. È costituito da metarenarie compatte, talora grossolane, metasiltiti arenacee, metasiltiti e rari livelli di metaconglomerati minuti sia monogenici sia poligenici, di colore variabile dal violaceo al grigio-verde, talora nocciola. Nelle metasiltiti i livelli più fini mostrano strutture sedimentarie, quali laminazioni piano-parallele ed incrociate (Gutturu Linnamini, P.ta Tintillu, Conca de Sarpas, Gutturu Gragallas).

Questi litotipi, nell'area compresa tra Bau Pressiu, P.ta Panillocco e Riomurtas - Guardia Manna (Sez. Narcao), si alternano a caratteristici livelli di metaconglomerati prevalentemente poligenici e di vario spessore (da alcuni decimetri fino a 4-5 m), formati da ciottoli subangolosi ed arrotondati di quarzo latteo e di scarse quarziti chiare, queste ultime segnalate da POLL (1966) nel settore orientale (P.ta Panillocco, Guardia Manna), immersi in una matrice arenaceo-siltitica di colore nocciola chiaro, sovente silicizzata. I litotipi di questo membro si presentano spesso interessati da metamorfismo termico che oblitera le originarie strutture, rendendone difficile il riconoscimento.

Nell'Iglesiente entro la formazione di Monte Argentu ("Puddinga" *Auct. p.p.*), e più precisamente nel membro di Riu is Arrus, sono stati trovati rari resti fossili di *Tariccoia arrusensis* (HAMMAN *et alii*, 1990), però poco significativi per una datazione diretta (tav.4; LEONE *et alii*, 1998). Di conseguenza, questa formazione può essere riferita al Caradoc, in base alla sua posizione stratigrafica sovrastante in discordanza sull'Ordoviciano Inferiore (Tremadoc in BARCA *et alii*, 1987; PILLOLA & GUTIERREZ MARCO, 1988), e sottostante ed in continuità con i livelli paleontologicamente ben datati del Caradoc superiore (LEONE *et alii*, 1991; 1995; 1998; LASKE *et alii*, 1994).

Secondo COCOZZA *et alii* (1974), la formazione di Monte Argentu è da ricondurre ad un ambiente continentale fluviale o deltizio, e l'abbondante materiale

ematitico presente nel cemento dei metaconglomerati costituirebbe una testimonianza della prossimità di una terra emersa, probabilmente sottoposta a condizioni climatiche calde, alternativamente umide e secche.

Dallo studio degli affioramenti dell'Iglesiente, MARTINI *et alii* (1991) hanno sottolineato il carattere sintettonico della "Puddinga" *Auct.*, i cui depositi corrisponderebbero ad un ciclo di sedimentazione trasgressivo che, iniziando con conoidi alluvionali, si evolve in una piana alluvionale distale, dove prevalgono sedimenti progressivamente più fini, successivamente invasa da acque marine di bassa profondità e quindi sprofondata fino a costituire una piattaforma semi-ristretta.

Per quanto sopra, l'età di questa formazione può essere riferita all'Ordoviciano Superiore (Caradoc).

2.3.2.2. - Formazione di Monte Orri (MRI)

La formazione di Monte Orri (LEONE *et alii*, 1991; 1998) affiora nelle Sezz. Narcao e Villa San Pietro con un'estensione di circa 6 kmq e potenza variabile fino ad un massimo di circa 230 m.

È costituita da una sequenza silicoclastica di metarenarie da fini a grossolane, compatte, di colore variabile da verde-oliva a grigio fino a beige per metamorfismo termico, metarenarie da grossolane a fini, con scarsi ciottoli di metasiltiti di diametro variabile da 5 a 20 mm (M. Abruxiau-M. Arrembucu), metarenarie siltitiche e metasiltiti talora con bioturbazioni (P.ta Panillocco, Sa Perda Bianca, Concas de is Sciollas).

Negli affioramenti orientali e soprattutto nella Sez. Villa San Pietro, la formazione di Monte Orri è costituita da metarenarie fini e metasiltiti scarsamente stratificate di colore beige per metamorfismo di contatto, alternate a spessi livelli di metasiltiti con lamine piano-parallele da centimetriche a millimetriche, di colore chiaro, a composizione quarzosa.

La base di questa formazione mostra un contatto graduale con il membro superiore della formazione di Monte Argentu, sebbene esso non sia sempre ben determinabile a causa del metamorfismo termico. Nella formazione di Monte Orri affiorante nel Foglio Capoterra non sono stati rinvenuti fossili caradociani, descritti (tav.4) invece nel Fluminese e nell'Iglesiente (MACCAGNO, 1965; COCOZZA *et alii*, 1974; GIOVANNONI & ZANFRÀ, 1979; LEONE *et alii*, 1991; 1998).

I caratteri sedimentologici suggeriscono un ambiente deposizionale costiero, con rapide variazioni del livello marino; la trasgressione marina sarebbe avvenuta su un'area caratterizzata da una morfologia con rilievi non pronunciati (LEONE *et alii*, 1991). L'età di questa formazione è attribuita all'Ordoviciano Superiore (Caradoc).

2.3.2.3. - Formazione di Domusnovas (DMV)

La formazione di Domusnovas (LEONE *et alii*, 1991; 1998) nell'Iglesiente viene suddivisa in due unità litostratigrafiche informali:

- membro di Maciurru (DMV₁);
- membro di Punta S'Argiola (DMV₂).

Nel Foglio Capoterra affiora solo il membro superiore, esteso per circa 3 kmq, con uno spessore stimato intorno ai 50 m.

Gli affioramenti più rappresentativi si possono osservare nel settore compreso tra Castello Carzola e P.ta Antoni Diana - Sa Castangia (Sez. Villa San Pietro) e, più a N, nella località di Arcu Perdu Secci (Sez. Capoterra), in sinistra idrografica del Rio Gutturu Mannu, localmente interessati da metamorfismo termico. Dal basso verso l'alto, vi sono stati distinti i seguenti litotipi: metarenarie fini, talora laminitiche, grigie, metarenarie a granulometria da fine a media, con intercalazioni di metasiltiti grigie, con scarse laminazioni millimetriche piano-parallele. Nella parte alta della sequenza compaiono metasiltiti grigio-verdi fossilifere, cui si associano livelli di metacalcari e marne fossiliferi, spesso silicizzati e/o trasformati in *skarn* (E di P.ta Antoni Diana - Castello Carzola), che rappresentano i livelli guida tra i più caratteristici della successione ordoviciana (tav.4).

Nel Foglio Capoterra il contenuto paleontologico di questa formazione, molto ricco nell'Iglesiente-Fluminese (brachiopodi, briozoi, conodonti, crinoidi, cefalopodi ortoconici, echinodermi, tentaculiti litorali e trilobiti: VINASSA DE REGNY, 1927; HAVLICEK *et alii*, 1987; CONTI, 1990; FERRETTI & SERPAGLI, 1991; LEONE *et alii*, 1991), è costituito da brachiopodi e briozoi rinvenuti in alcuni affioramenti presso Castello Carzola e nel versante sud di P.ta Spanizzadas, lungo il Gutturu Mannu, dove resti fossili sono segnalati da MINUCCI (1935) e da BARCA *et alii* (1986).

I caratteri sedimentologici e paleontologici indicano un ambiente di scarpata esterna (LEONE *et alii*, 1991). Per il contenuto fossilifero la formazione di Domusnovas viene riferita all'Ordoviciano Superiore (Ashgill inf.).

2.3.2.4. - Formazione di Rio San Marco (RSM)

Questa formazione, prevalentemente silicoclastica, nell'Iglesiente è stata suddivisa in quattro unità litostratigrafiche (membri) informali (LEONE *et alii*, 1991):

- membro di Punta Arenas (RSM₁);
- membro di Cuccuruneddu (RSM₂);
- membro di Serra Corroga (RSM₃);
- membro di Girisi (RSM₄).

Nel Foglio Capoterra si è ritenuto opportuno mantenere la formazione indistinta tranne che nella Sez. Narcao, in quanto è molto probabile che per cause deposizionali non affiorino tutti i membri riconosciuti nell'Iglesiente.

Il contatto stratigrafico con la sottostante formazione di Domusnovas è poco evidente per l'omogeneizzazione litologica causata dal metamorfismo termico, mentre il contatto con le metapeliti e le metargilliti siluriane è sempre interessato da disturbi tettonici.

La formazione, affiorante per un'estensione di circa 18 kmq con una potenza stimabile intorno ai 200 m, è rappresentata nella parte inferiore da prevalenti metarenarie laminitiche di colore bruno, alle quali si associano localmente (P.ta Antoni Diana nella Sez. Villa San Pietro, SE di M. Is Cabrioleddus nella Sez. Capoterra, Bona sa Gruxitta nella Sez. Narcao) alternanze ritmiche di metarenarie, metasiltiti e metapeliti in livelli da centimetrici a decimetrici, caratterizzati da laminazioni parallele ed incrociate da grigio chiare a grigio scure. Questa facies corrisponderebbe a quella del membro di Cuccuruneddu (LEONE *et alii*, 1991) e consentirebbe di effettuare, anche in aree interessate da metamorfismo termico, una distinzione rispetto alla sottostante formazione di Domusnovas.

Nella parte superiore, in alcune località (S di M. Arcosu, presso Canale Corcidas), questa formazione è costituita da metasiltiti e metargilliti raramente laminate, alternanze di metarenarie e metapeliti grigio-scure con rari granuli di quarzo e metasiltiti grigio-nerastre verosimilmente riferibili al membro di Girisi (LEONE *et alii*, 1991) comunque non distinto in carta. Nei pressi di P.ta Sa Castangia (Sez. Villa San Pietro), sono presenti, inoltre, livelli di alcuni metri di spessore di metaepiclastiti e metavulcaniti intermedio-acide riconducibili ad un evento vulcanico dacitico-riodacitico metalluminoso mai segnalato nell'Ordoviciano Superiore del Sulcis-Iglesiente (tab.1 e fig.17).

L'ambiente deposizionale della formazione di Rio San Marco è essenzialmente di tipo torbiditico distale, con successivi apporti detritici eterogenei di tipo glaciomarinario (LEONE *et alii*, 1991).

Negli affioramenti del Foglio Capoterra non sono stati rinvenuti reperti fossili. Nell'Iglesiente (tav.4) sono stati invece rinvenuti acritarchi e chitinozoi (DEL RIO *et alii*, 1980), brachiopodi, briozoi, crinoidi, graptoliti, trilobiti (LEONE *et alii*, 1991) che indicano un'età riferibile all'Ordoviciano Superiore (Ashgill sup.).

Tab. 1 - Analisi chimiche XRF della metavulcanite intermedio-acida di Punta Sa Castangia.

PUNTA SA CASTANGIA - CAS1																								
Elementi maggiori												Elementi minori												
SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₃	L.O.I.	Cr	Ni	V	Pb	Zn	Rb	Ba	Sr	Nb	Zr	Y	La	Ce
65.24	14.76	0.82	1.64	3.88	0.12	1.94	2.25	6.76	0.65	0.35	1.60	155	27	113	313	500	36	95	76	7	251	30	55	97

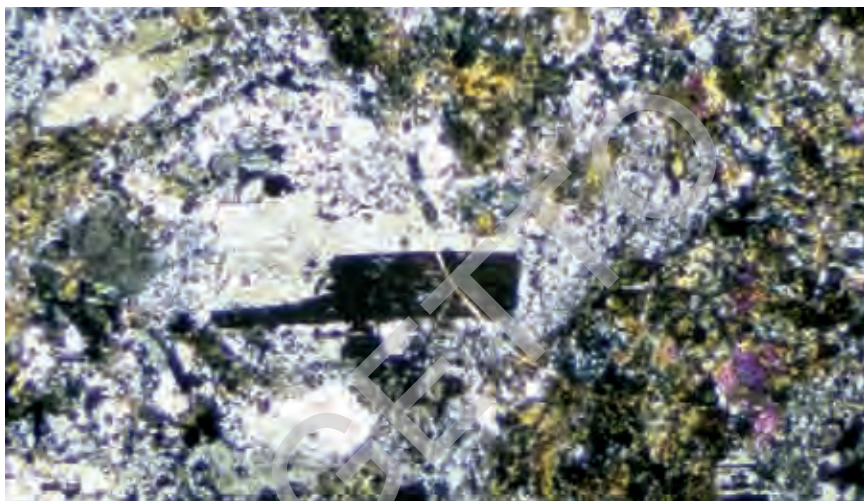


Fig. 17 - Microfoto a nicoli incrociati di una sezione sottile di una metavulcanite metalluminosa intermedio-acida della formazione di Rio San Marco. Sono visibili un fenocristallo di plagioclasio ed abbondanti plaghe neoblastiche di epidoto (P.ta Sa Castangia, Sez. Villa San Pietro) (ingrandimento 2x).

2.3.2.5. - Formazione di Genna Muxerru (“Scisti a Graptoliti” Auct.)(MUX)

Nel Foglio Capoterra la formazione di Genna Muxerru (GNOLI *et alii*, 1988; 1990) affiora tra M. Calcinaio e Dispensa Porcileddu (Sez. Villa San Pietro) in strette fasce dirette N-S delimitate da contatti tettonici. Più a N, tra la miniera dismessa di San Leone e Rocca Luisu Mameli (Sez. Capoterra), essa affiora anche in finestra tettonica, al di sotto del complesso alloctono dell’Unità dell’ Arburese, per una superficie complessiva di circa 1,2 kmq.

Si tratta di una successione costituita da metapeliti, metargilliti e metasiltiti nere, talora sottilmente stratificate, grafitose, in genere con pirite e localmente fossilifere, con graptoliti (S’ Arcu Boi Pinna, San Leone, Castello Carzola: fig.18) che localmente hanno consentito di riconoscervi il Llandovery Superiore (Siluriano Inferiore, BARCA *et alii*, 1998). Sono presenti anche intercalazioni di lenti e/o livelli di originari calcari e marne con livelli pelitici, trasformati in *skarn* (San Leone, Dispensa Porcileddu). Nella parte inferiore gli scisti carboniosi contengono talvolta intercalazioni di livelli selciosi neri (“liditi” Auct.).

Questa formazione presenta uno spessore massimo intorno ai 20-25 m (area a N di Ovile is Canargius nella Sez. Villa San Pietro), anche se, per la scarsa competenza litologica, questo risulta in genere molto più ridotto per cause tettoniche.

L'ambiente di sedimentazione sarebbe costituito da un mare epicontinentale caratterizzato sul fondo da condizioni prevalentemente riducenti (SERPAGLI, 1971).

Mentre la sedimentazione ordoviciana risentiva dell'*inlandsis* gondwaniano, quella siluriana é condizionata da una variazione climatica che avrebbe determinato la riduzione della calotta glaciale contribuendo ad una generalizzata trasgressione marina (GNOLI *et alii*, 1990).

STORCH & SERPAGLI (1993) nell'Iglesiente hanno definito 7 biozone a graptoliti (tav.4), sulla base delle quali l'età viene attribuita al Siluriano Inferiore (Llandovery).

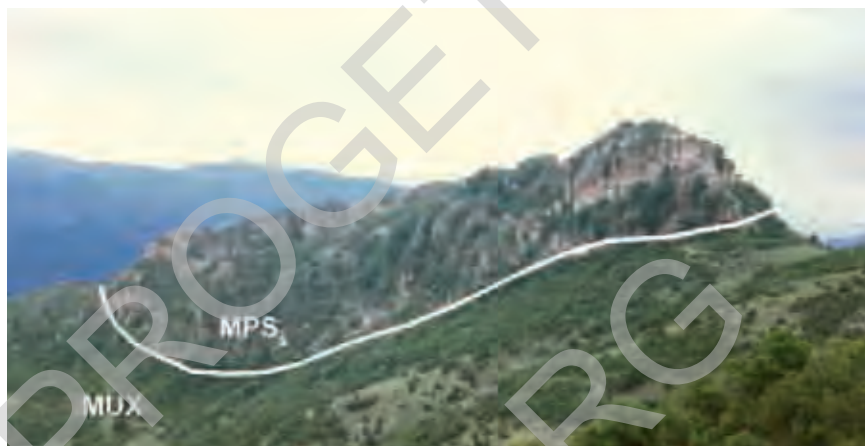


Fig. 18 - Contatto stratigrafico tra la formazione siluriana di Genna Muxerru (MUX) alla base ed i metacalcari devoniani della formazione di Mason Porcus (MPS) a tetto (Castello Carzola, Sez. Villa San Pietro).

2.3.2.6. - Formazione di Mason Porcus

(“*Calcari a Orthoceras*” Auct. p.p.) (MPS)

Questa formazione (GNOLI *et alii*, 1988; 1990) affiora, con un progressivo aumento degli effetti indotti dal metamorfismo termico, principalmente tra M. Padenteddu, P.ta Su Fenutrainu e Dispensa Porcileddu (Sez. Villa San Pietro), per un'estensione di circa 5-6 kmq (fig.19). Altri affioramenti importanti si rinvengono a N, oltre i granitoidi tardo-paleozoici di Capoterra.

La formazione poggia in maniera concordante su quella di Genna Muxerru (fig.18). A tetto il contatto con la sovrastante formazione di Pala Manna può essere netto o sfumato, in genere dislocato da faglie dirette.

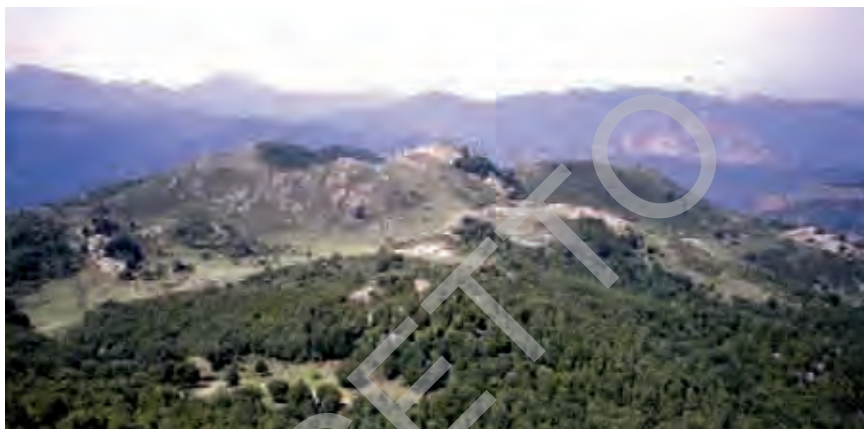


Fig. 19 - Panorama di M. Padenteddu (Sez. Villa San Pietro) con in evidenza il caratteristico mound carbonatico a *Stromatactis* (Devoniano Inferiore).

La formazione di Mason Porcus è caratterizzata da due litofacies principali. Quella inferiore (MPS_a) è costituita da metacalcari nodulari di colore grigio bluastrò (fig.20), riccamente fossiliferi, e metacalcari massivi di colore grigio chiaro, sempre fossiliferi, tra i quali è da segnalare il *mound* a *Stromatactis* di Monte Padenteddu (GNOLI *et alii*, 1981; 1990).

Nell'area di San Leone, presso Capoterra, il massimo spessore della litofacies inferiore è di circa 20 m, dove i metacalcari, per la vicinanza delle intrusioni granitiche, risultano completamente silicizzati o trasformati in *skarn*.

Il contenuto paleontologico (tav.4) nei metacalcari è rappresentato da conodonti, tentaculiti, cefalopodi, frammenti di trilobiti, coralli e crinoidi; soprattutto nella litofacies a *mud-mound* sono presenti colonie di coralli, come pure risultano abbondanti le strutture a *Stromatactis* (GNOLI *et alii*, 1981). Nei pressi del *mound*, dove affiorano i sedimenti originariamente siltitico-marnosi, ora completamente decarbonatati, sono stati rinvenuti diversi modelli esterni ed interni di trilobiti appartenenti alla famiglia dei *Phacopidae*, sottofamiglia *Phacopinae* (fig.21), sui quali non è stato possibile affinare la determinazione a livello sia "generico" sia "specifico" a causa dell'intensa deformazione che caratterizza i reperti. Nel medesimo affioramento sono stati inoltre rinvenuti tentaculiti dei generi *Styliolina* e *Nowakia*, cefalopodi, brachiopodi ed articoli di crinoidi (figg.22 e 23).

La litofacies superiore (MPS_b) è costituita invece da prevalenti metapeliti e metasiltiti pelitiche di colore da grigio verde a grigio scuro, con subordinate metasiltiti marnose quasi sempre decarbonatate, riccamente fossilifere, di colore giallo verdastro, localmente con strutture sedimentarie (laminazioni pia-



Fig. 20 - *Metacalcari nodulari del Devoniano Inferiore (Sa Galanza, Sez. Villa San Pietro).*



Fig. 21 - *Modello interno incompleto di trilobite della famiglia dei Phacopidae sottofam. Phacopinae, dove è evidente il cephalon, gli 11 segmenti del thorax e l'assenza del pygidium. Devoniano di M. Padenteddu.*



no-parallele e/o incrociate). Lo spessore massimo della formazione, difficilmente stimabile per la presenza di stretti sistemi di pieghe, è riscontrabile nel settore di M. Padenteddu, dove sembra aggirarsi intorno ai 160 m (GNOLI *et alii*, 1990).

L'ambiente di sedimentazione è da riferire ancora ad un mare epicontinentale con condizioni però più pelagiche e profonde rispetto alle facies del Siluriano Inferiore (CARMIGNANI *et alii*, 1982a).

Fig. 22 - Articoli di crinoidi ed orthoceratidi devoniani provenienti dal settore di M. Padenteddu.



Fig. 23 - Particolare di un peduncolo di crinoide devoniano proveniente dal settore di M. Padenteddu.

L'età eodevoniana (Lockhoviano-Emsiano in OLIVIERI *et alii*, 1981), per la presenza di tentaculiti e conodonti, è stata confermata anche per gli affioramenti di metacalcari al contatto con la soprastante formazione di Pala Manna, poco a NE di Sa Galanza. Non potendosi escludere anche la presenza di Siluriano, l'età di questa formazione viene riferita al Siluriano? - Devoniano Inferiore.

2.3.2.7. - Formazione di Pala Manna (PMN)

Nel Sulcis questa potente formazione detritica flyschioide (BARCA, 1981; 1991) apparentemente monotona, costituita da irregolari alternanze di metarenarie laminitiche, quarziti e metasiltiti (PMN), con locali livelli di metaconglomerati, affiora nelle Sezz. Villa San Pietro e Capoterra (fig.24) per circa 85 kmq, con spessori valutabili intorno ai 350-400 m.

Il contatto con la sottostante formazione di Mason Porcus, spesso interessato da disturbi tettonici, è da ritenersi con molta probabilità stratigrafico in quanto è marcato talvolta da metaconglomerati grossolani (Arcu is Piras, San Leone); superiormente, la formazione di Pala Manna è sormontata tettonicamente dalle arenarie di San Vito dell'Unità alloctona dell'Arburese (San Leone - Gutturu Mannu).

Le caratteristiche litologiche e sedimentologiche, specie della parte superiore di questa formazione, mostrano talora analogie con quelle della formazione di Pala Manna del Sarrabus, indirettamente attribuita al Carbonifero Inferiore in facies *Culm* (BARCA, 1991; BARCA & OLIVIERI, 1991; BARCA *et alii*, 1998) sulla base di conodonti neodevoniani contenuti negli olistoliti carbonatici.

L'esposizione migliore si osserva a partire da Arcu is Piras (Sez. Villa San Pietro), dove affiora un metaconglomerato poligenico (PMN_a) costituito da grossi ciottoli subarrotondati di metarenarie, liditi, quarziti, metaconglomerati e rare metavulcaniti basiche cloritizzate, dispersi in una matrice pelitica; sono presenti, inoltre, grossi olistoliti di varie litologie (fig.25), in particolare di liditi (fig.26).

Il metaconglomerato presenta spessori di alcune decine di metri e un'estensione laterale pluriettometrica; a NE passa verso l'alto ad una sequenza, potente oltre 100 m, di prevalenti metasiltiti, spesso caratterizzate da laminazione piano-parallela molto marcata, nonché da strutture tipo *flute casts* ed impronte di carico. Le uniche testimonianze paleontologiche sono fino ad oggi impronte di frustoli vegetali e di organismi limivori non determinabili (figg.27, 28).

All'interno di questa formazione, precisamente nell'area tra Punta Brunchizzolu e S'Olioni, si rinvencono con spessore di alcuni metri, metabasiti "spilitizzate" (mv) nerastre, massive nella parte mediana e scoriacee in quella esterna, interpretate come effusioni laviche sottomarine di originari basalti alcalini e/o transizionali (v. tab.2).



Fig. 24 - *Panorama della formazione di Pala Manna (settore P.ta Brunchizzolu - Medau Spagnolu, Sez. Villa San Pietro).*



Fig. 25 - *Ciottolo decimetrico di quarzite inglobato nelle metasiltiti della formazione di Pala Manna (Arcu is Piras, Sez. Villa San Pietro).*



Fig. 26 - Particolare di un olistolite di liditi siluriane (in bianco livelli a fosfati) nella formazione di Pala Manna (P.ta Brunchizzolu, Sez. Villa San Pietro).

Fig. 27 - Impronte di frustoli vegetali nelle metasiltiti della formazione di Pala Manna (Arcu Mangianu; Sez. Villa San Pietro).



Fig. 28- Impronte di organismi limivori nelle metasiltiti della formazione di Pala Manna (Arcu su Lillu; Sez. Villa San Pietro).

Dal punto di vista mineralogico queste vulcaniti appaiono composte da fenocristalli di plagioclasio in sottili bacchette, completamente sostituiti da albite, immersi in una massa di fondo microcristallina costituita da biotite, clorite ed ossidi di ferro originatisi per blastesi da metamorfismo termico e per alterazione della paragenesi, cui si accompagnano quantità variabili di calcite come riempimento di vacuoli (fig.29).

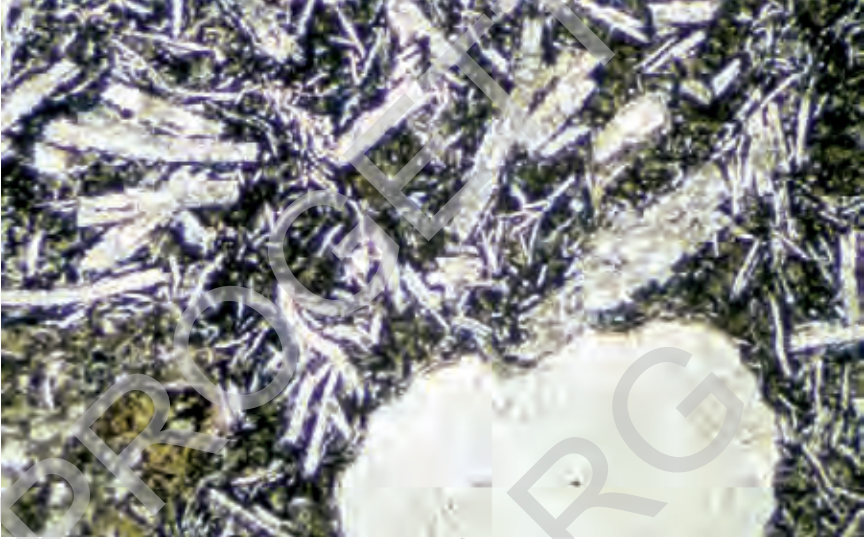


Fig. 29 - Microfoto in sezione sottile delle metabasiti di P.ta Brunchizzolu della formazione di Pala Manna. Relitti di fenocristalli di plagioclasio completamente sostituiti da albite in massa di fondo microcristallina e plaghe secondarie di calcite vacuolare (luce naturale) (ingrandimento 2x).

Presso la vetta di M. Ninnixeddu, poco a W di Villa San Pietro, affiora invece un grosso corpo sub-vulcanico (nx) a chimismo acido metalluminoso (tab.2), che presenta rapporti d'iniezione magmatica con la parte basale della sequenza sedimentaria precedentemente descritta, come sembrerebbero indicare i blandi effetti di metamorfismo termico indotti nell'incassante e circoscritti all'intorno del corpo magmatico; il quale, inoltre, presenta un'autobrecciazione del carapace con "ingestione" di frammenti di litologie circostanti. Alla scala microscopica la metavulcanite ha generalmente una tessitura porfirica caratterizzata nelle sue porzioni periferiche da strutture di devetrificazione spinta di tipo perlitico in una massa di fondo microcristallina a tessitura isotropa, localmente orientata per flusso magmatico, dove sono immersi fenocristalli di medie dimensioni di plagioclaso albitizzato e scarsi ortoclasio e biotite cloritizzata (figg.30 e 31).

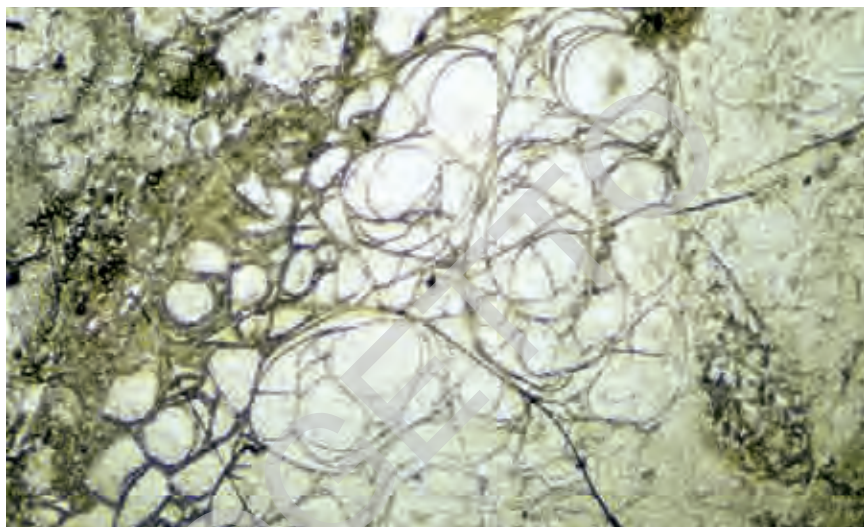


Fig. 30 - Microfoto in sezione sottile della metavulcanite di M. Ninnixeddu della formazione di Pala Manna. Strutture perlitiche di devetrificazione (luce naturale) (ingrandimento 2x).

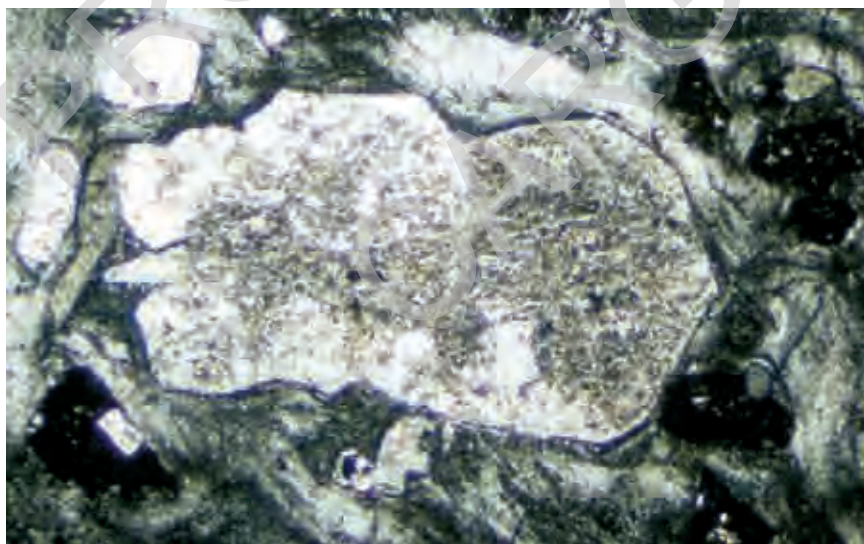


Fig. 31 - Microfoto in sezione sottile della metavulcanite di M. Ninnixeddu della formazione di Pala Manna. Fenocristallo di feldspato, parzialmente riassorbito, in massa di fondo devetrificata e caratterizzata da fluidalità magmatica (nicol incrociati) (ingrandimento 2x).

Tra gli accessori sono presenti zircone, minerali opachi in diffuse microgranulazioni e plaghe neoblastiche di epidoto. È anche evidente una blastesi biotitica come effetto del metamorfismo termico.

Di questo corpo sub-vulcanico è stata effettuata una datazione isotopica col metodo U-Pb su cristalli di zircone presso i laboratori della *Geospec Consultant Ltd.* (Dr. D. Krstic) di Edmonton in Alberta (Canada). Ne è risultata una età di cristallizzazione degli zirconi magmatici di 387 ± 2 Ma, più un'età di 1869 ± 12 Ma per un'aliquota di zirconi sicuramente ereditati da un basamento precambriano presente probabilmente in profondità (fig.32). Questa datazione isotopica collocherebbe stratigraficamente la metavulcanite di M. Ninnixeddu al limite tra il Devoniano Inferiore e il Devoniano Medio; poichè ciò sembrerebbe mettere in discussione l'età eocarbonifera almeno della parte basale della formazione di Pala Manna del Sulcis saranno necessarie ulteriori indagini al riguardo.

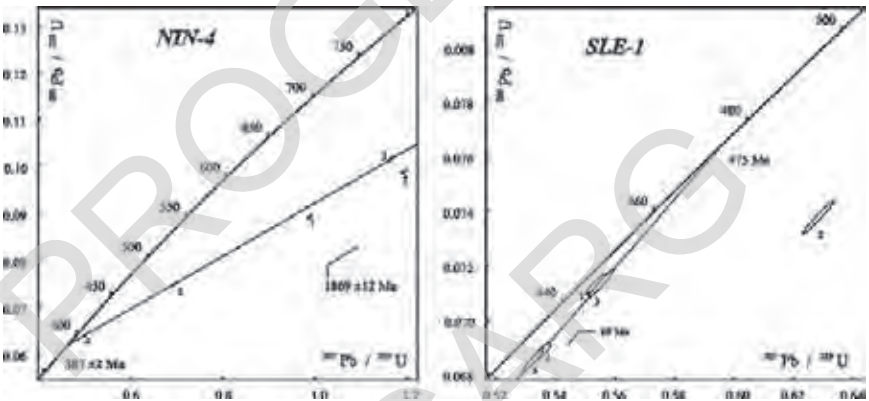


Fig. 32 - Diagrammi "concordia" relativi a cinque aliquote di zirconi delle metavulcaniti di Monte Ninnixeddu (NIN4) e di San Leone (SLE-1). Nel primo diagramma gli zirconi definiscono una corda intercetta della curva concordia rispettivamente a 387 Ma (età dell'evento magmatico) e a 1869 Ma (zirconi ereditati). Nel secondo diagramma gli zirconi definiscono una corda intercetta della curva concordia a 475 Ma (età dell'evento magmatico).

Verso N la formazione continua con metarenarie sempre laminate e subordinate metasiltiti, per uno spessore complessivo di alcune centinaia di metri (fig.33). In alcuni settori, come ad esempio nella vallata del Rio Lilloni e a N del Rio di M. Nieddu, assumono particolare rilevanza quarziti listate (PMN_b) chiare, di aspetto selcioso, sempre ripiegate in maniera caotica; le stesse litologie si rinven- gono inoltre a W di Capoterra, sormontate tettonicamente dalle arenarie di San Vito (Unità tettonica dell'Arburese). Risultano particolarmente diffuse, seppure con spessori limitati, anche litofacies più grossolane che, in genere, costituiscono



Fig. 33 - Laminazioni parallele ed ondulate nelle metarenarie della formazione di Pala Manna (Vallada de Flumini Binu, Sez. Villa San Pietro).

lenti sia di metaepiclastiti, derivate in prevalenza dallo smantellamento di vulcaniti plagioclastiche intermedio-acide (PMN_f , Sa Bidda Beccia, Vallada della Stiddiosa, fig.34), sia di metaconglomerati a ciottoli di quarziti e metarenarie (PMN_e) (Medau Andria Pastori). Nelle valli del Rio di M. Nieddu, del Rio Stiddiosa e del Canale Spagnolu e, più a N, nei pressi di P.ta Donna Angelica, sono presenti limitati affioramenti di breccie a liditi (PMN_d), ritenute tipiche delle formazioni flyschoidi erciniche (SPALLETTA, 1982).

Tutto il complesso è contraddistinto dalla presenza di grossi corpi litoidi (argilloscisti neri e liditi) esotici (sg) (Ovile Stiddiosa e P.ta S'Omù de is Abis: fig.35) contenenti graptoliti del Siluriano Inferiore (BARCA *et alii*, 1998; STORCH *et alii*, 2002).

Precisamente, sono state riconosciute nove specie (*Retiolites geinitzianus*, *Stomatograptus grandis*, *Monograptus priodon*, *Monoclimacis geinitzi*, *Monograptus aff. nodifer*, *Oktavites spiralis*, *Oktavites excentricus*, *Diversograptus ramosus*, ?*Cyrtograptus lapworthi*) appartenenti alle biozone *spiralis* e *lapworthi* del Llandovery Superiore. Sei di queste specie (*S. grandis*, *M. geinitzi*, *D. ramosus*, ?*C. lapworthi*, *O. excentricus*, *M. aff. nodifer*) sono risultate nuove per il Paleozoico italiano.

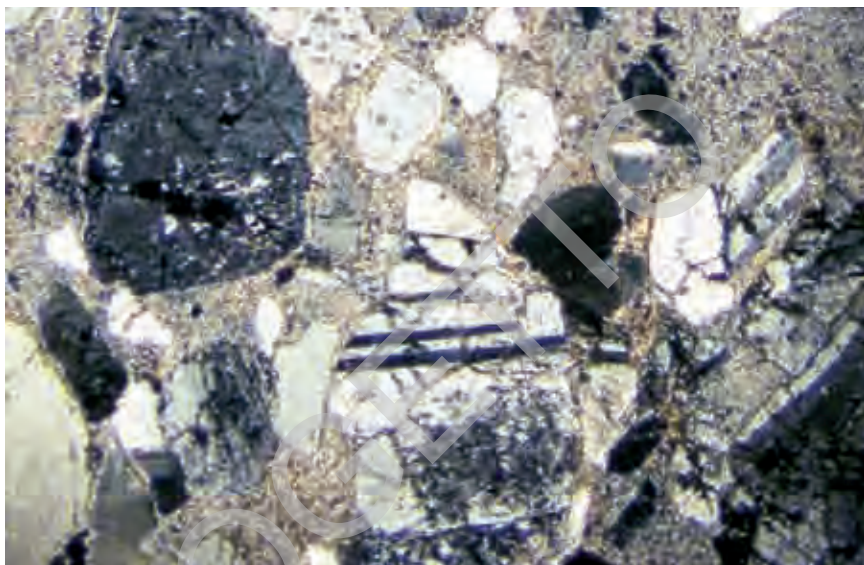


Fig. 34 - Microfoto in sezione sottile di una metaepiclastite del versante E di Rio Stiddiosa della formazione di Pala Manna. Fenoclasti di plagioclasti e quarzo in matrice quarzoso-filossilicatica di derivazione vulcanica, con plaghe di biotite per metamorfismo termico (nicol incrociati) (ingrandimento 2x).



Fig. 35 - Argilloscisti con graptoliti del Siluriano Inferiore provenienti da un grande olistolite nella formazione di Pala Manna (Sez. Villa San Pietro).

Meno frequenti appaiono invece gli olistoliti di metacalcarei trasformati in *skarn* (dv): come unici esempi si citano dei piccoli affioramenti in località S'Olioni, lungo l'alveo del Rio di M. Nieddu, e nell'area di San Leone lungo la strada che conduce verso Punta Su Aingiu Mannu (fig.36).

L'ambiente di deposizione della formazione di Pala Manna è da ricondurre ad un bacino sinorogenico, corrispondente all'avanfossa ercinica posta al fronte delle falde esterne della Catena, interessato da importanti scivolamenti gravitativi e da ricorrenti fenomeni di risedimentazione.

Come anzidetto, l'età è riferita indirettamente al Carbonifero Inferiore.



Fig. 36 - Olistolite di dimensioni decimetriche di metacalcare silicizzato nelle metarenarie della formazione di Pala Manna (San Leone, Sez. Capoterra).

2.4. - ZONA DELLE FALDE ESTERNE

Nel Sulcis-Iglesiente la successione paleozoica della Zona esterna è sormontata tettonicamente da una successione epimetamorfica appartenente al dominio della Zona delle falde esterne della catena ercinica sarda, e più precisamente all'Unità tettonica dell'Arburese.

2.4.1. - *Unità tettonica dell'Arburese*

L'Unità tettonica dell'Arburese (BARCA *et alii*, 1982a) costituisce parte dei vasti affioramenti della Sardegna SW storicamente riferiti al "Postgothlandiano" *Auct.* (TARICCO, 1922; 1926; LEONE, 1973; VAI & COCOZZA, 1974). Le strette affinità dei litotipi costituenti questa unità tettonica con quelli di età cambriano-ordoviciana appartenenti alle arenarie di San Vito della Sardegna SE (CALVINO, 1961), fanno supporre che l'Unità tettonica dell'Arburese sia correlabile con l'Unità tettonica del Sarrabus (BARCA *et alii*, 1982a).

Nell'Arburese settentrionale, questa unità tettonica affiora con la successione più completa, costituita inferiormente da potenti metasedimenti silicoclastici del Cambriano - Ordoviciano Inferiore con acritarchi, seguiti in discordanza da un complesso vulcanico acido calcalalino ("Porfiroidi" *Auct.*) e sedimentario (metaconglomerati e metarose) continentale, su cui trasgrediscono i metasedimenti fossiliferi dell'Ordoviciano Superiore, seguiti a loro volta da argilloscisti neri a graptoliti e da calcari fossiliferi (*Cardiola*, *Orthoceras*, tentaculiti, conodonti, *etc.*) del Siluriano - Devoniano Inferiore (BARCA *et alii*, 1982b).

Nel Foglio Capoterra questa unità tettonica affiora lungo il bordo settentrionale (Sez. Capoterra), nel settore compreso tra M. Arcosu e l'abitato di Capoterra, per un'estensione areale di circa 19-20 kmq ed una potenza non ben definibile, ma stimabile intorno ai 250-300 m (fig.37). All'interno di questa unità tettonica sono state distinte due formazioni:

- arenarie di San Vito (SVI);
- metavulcaniti intermedio-acide (vs).



Fig. 37 - *Panoramica dell'Unità dell'Arburese in contatto suborizzontale sui leucosienograni a biotite (colore chiaro) (settore di Rocca Fonnesa guardando da San Leone, Sez. Capoterra).*

2.4.1.1. - Arenarie di San Vito (SVI)

Questa formazione è costituita da ripetute alternanze di metarenarie medio-fini e metasiltiti da brune a grigie, caratterizzate da laminazioni parallele, incrociate ed ondulate e/o convolute di spessore da millimetrico a centimetrico (P.ta Is Postas, P.ta Su Aingiu Mannu, settore N di M. Arrubiu), e di metasiltiti micacee di colore grigio. Abbastanza frequenti risultano le intercalazioni di banchi di quarziti massive (P.ta Maistu Bertu, Serra Acqua Stanziali), più rare sono invece le quarziti listate e le metarenarie a grana media (fig.38), organizzate in livelli di spessore da decimetrico a metrico, con strutture sedimentarie (laminazioni varie) riconoscibili dove il metamorfismo termico risulta meno intenso (Rio S. Antoni - Rio Gutturu Mannu). Localmente sono presenti anche intercalazioni di metamicroconglomerati minuti, a prevalenti clasti-subarrotondati di quarzo e di subordinate quarziti, cui si associano metarenarie microconglomeratiche con clasti subarrotondati di quarzo e con frequenti granuli detritici di plagioclasio e muscovite nella matrice (P.ta Bidda Beccia). Sono pure frequenti metarenarie grossolane, con scarso quarzo ed evidente neoblastesi di biotite+muscovite, e talora andalusite ricristallizzata in sericite, in seguito al metamorfismo termico.

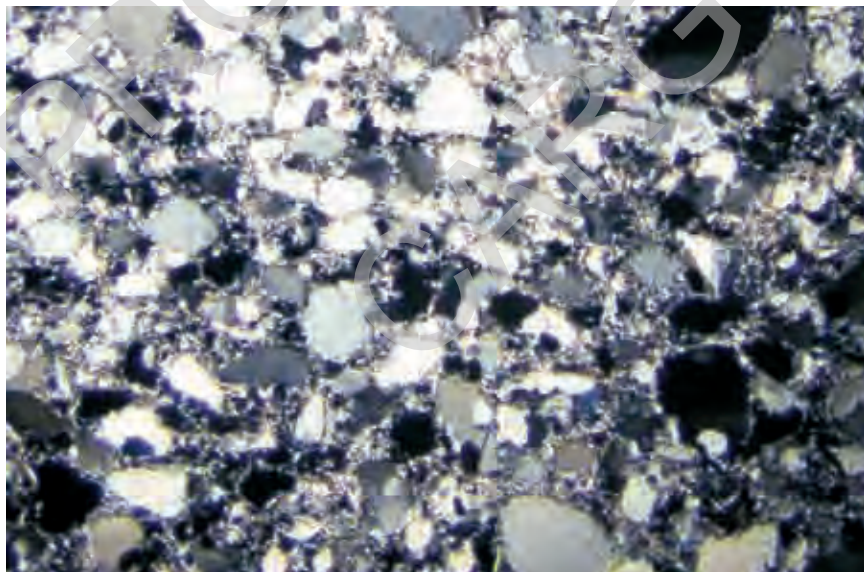


Fig. 38 - Microfoto a nicolo incrociati di una sezione sottile di una quarzo arenite appartenente alle arenarie di San Vito. Sono visibili litoclasti di quarzo e di quarzite in matrice arenaceo-siltitica (San Leone, Sez. Capoterra) (ingrandimento 2x).

Questa formazione è stata da vari autori (VAI & COCOZZA, 1974; BARCA & MARINI, 1980) riferita ad un sistema prevalentemente torbiditico di conoide sottomarina. Negli affioramenti del Foglio Capoterra non sono stati finora rinvenuti resti fossili. La sua età viene assegnata al Cambriano medio - Ordoviciano Inferiore in base allo studio delle associazioni ad acritarchi rinvenuti nell'Arburese (BARCA *et alii*, 1982a; PITTAU, 1985) e nel Sarrabus (BARCA *et alii*, 1982b; 1988).

2.4.1.2. - Metavulcaniti intermedio-acide (vs)

I litotipi delle arenarie di San Vito sono spesso attraversate da filoni, potenti al massimo una decina di metri, di metavulcaniti metalluminose (vs) a chimismo dacitico-riodacitico (tab.2), affioranti sia lungo il versante occidentale di P.ta Maistu Bertu sia in quello settentrionale di P.ta Su Aingiu Mannu e ad W di P.ta Gennasoli. Altri affioramenti di queste manifestazioni vulcaniche, sotto forma di sciami di dicchi con spessori da decimetrici a metrici, intersecano le arenarie di San Vito immediatamente a N della chiesa campestre di S. Lucia, lungo la strada che costeggia il Rio Gutturu Mannu. Queste metavulcaniti si presentano di colore grigio scuro, porfiriche per la presenza di fenocristalli di plagioclasio e raro quarzo e caratterizzate da una blastesi di biotite, spesso sostituita da clorite, su originari minerali femici (fig.39).

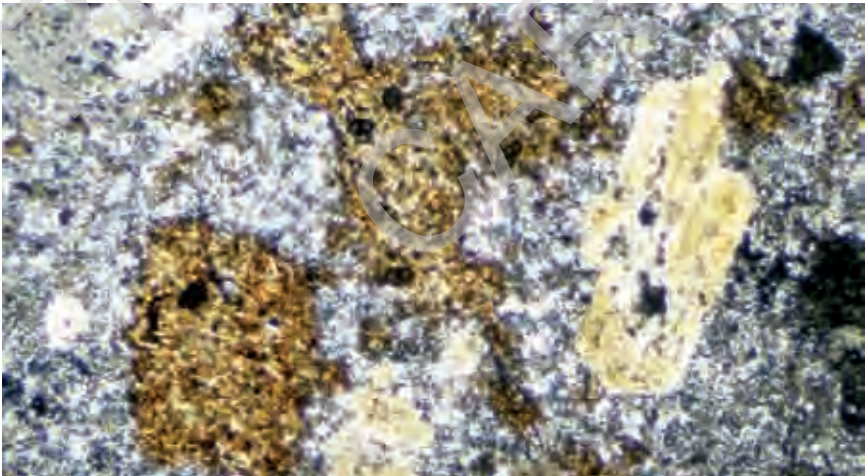


Fig. 39 - Microfoto a nicol incrociati di una sezione sottile della metavulcanite ordoviciana presso San Leone (Sez. Capoterra). Sono visibili relitti di fenocristalli di plagioclasio e plaghe neoblastiche di biotite in massa di fondo quarzoso-feldspatica ricristallizzata (ingrandimento 2x).

Tab. 2 - *Analisi chimiche XRF e ICP di campioni di metavulcaniti basiche ed intermedio-acide della formazione di Pala Manna (P.ta Brunchizzolu, S'Olioni, M. Ninnixeddu) e dell'Unità tettonica dell'Arburese (San Leone).*

	PUNTA BRUNCHIZZOLU mv		S'OLIONI mv					MONTE NINNIXEDDU pg					SAN LEONE VS
	SR106	SR107	RZ093	RZ094	RZ095	RZ096	RZ097	RZ098	RZ099	RZ100	RZ101	RZ102	RZ103
SiO ₂	47.61	44.6	44.07	46.25	46.22	46.29	48.39	54.5	55.34	61.45	58.22	55.11	64.01
TiO ₂	3.02	2.57	2.9	2.7	2.67	2.94	2.31	1.13	1.08	0.92	1.09	1.26	0.54
Al ₂ O ₃	18.85	15.49	17.34	16.49	16.32	18.92	17.69	17.76	22.53	16.99	19.62	20.98	16.68
Fe ₂ O ₃	3.95	4.84	3.61	3.56	3.96	3.48	2.6	2.76	2.47	1.64	1.89	2.99	1.56
FeO	11.14	18.61	17.02	15.58	15.85	12.24	13.35	7.99	4.41	5.14	4.05	4.22	3.81
MnO	0.06	0.06	0.09	0.03	0.03	0.05	0.1	0.35	0.14	0.15	0.11	0.05	0.09
MgO	3.05	3.22	2.88	2.78	2.63	3	2.19	4.59	3.54	3.65	4.13	4.3	2.64
CaO	1.16	0.09	0.49	1.42	0.95	2.42	1.52	2.83	0.43	2.22	1.55	0.38	2.82
Na ₂ O	0.74	0.13	0.47	1.27	1.04	0.93	1.11	3.01	2.11	4.46	5.94	4.6	4.34
K ₂ O	6.71	6.59	7.67	7.27	7.67	6.98	7.62	1.24	3.46	0.54	0.78	1.79	2.09
P ₂ O ₅	0.26	0.03	0.08	0.17	0.09	0.07	0.43	0.27	0.16	0.2	0.23	0.18	0.13
L.O.L	3.45	3.77	3.38	2.48	2.57	2.68	2.69	3.57	4.32	2.64	2.37	4.13	1.29
Totale	100	100	100	100	100	100	100	100	99.99	100	99.98	99.99	100
<i>Elementi minori e in traccia</i>													
Cr	193	127	227	336	283	386	272	131	116	319	211	97	95
Ni	83	48	169	117	118	127	115	35	18	37	30	17	9
Co	32	26	77	41	42	43	44	19	7	17	15	8	11
Sc	34	29	43	44	42	49	42	25	25	20	21	27	15
V	185	114	263	173	183	320	119	124	122	97	103	137	51
Pb _{XRF}	19	13	<9	<9	9	<9	<9	25	18	12	13	21	12
Zn _{XRF}	113	183	170	138	137	128	118	111	133	79	57	137	75
Rb	240	252	328	308	303	235	267	90	149	28	33	63	112
Cs	58	85	109	84	76	44	64	16	9	3	4	3	14
Ba _{XRF}	285	238	359	1505	1459	987	606	331	1103	335	502	1015	392
Sr _{XRF}	109	9	65	386	300	242	238	213	71	308	306	126	328
Ga	32	28	42	63	61	46	36	28	33	24	25	29	20
Li	68	66	141	134	123	106	108	78	70	53	52	59	71
Ta	1.7	1.3	2.5	2.3	2.1	13.9	2.9	1.3	1.4	1.2	1.4	1.4	0.6
Nb	32	22.5	45.2	39.9	37.9	121	58.2	20.8	20.4	17.7	19.5	20.6	7.7
Hf	0.9	2	2.1	1.6	0.9	0.9	0.7	2.1	3.3	2.6	3.2	2.8	2.3
Zr _{XRF}	187	151	190	181	178	221	230	404	417	346	385	457	125
Y	26	7	12	17	9	17	34	51	38	44	36	25	12
Th	2.2	1.7	2.6	2.6	2.3	3.4	3.6	22.2	25.2	20.6	22.9	26.1	7.8
U	0.3	0.5	0.4	0.6	0.5	1	0.5	2.8	3.4	3.5	4	3.5	2.2
La	16.3	11.9	8.2	16.3	9.6	13.5	37.8	71.8	51.8	68	66.1	33.2	22.7
Ce	33.7	27	23.5	36.8	23.2	30.6	74.1	142.5	101.3	131.9	129.8	74.3	45.2
Pr	4.5	3.2	2.1	4.7	3	3.7	8.7	17.9	13.6	16.9	16.4	9.5	5.4
Nd	20	11.9	8.6	19.6	12.3	15	33.9	69.5	52.3	61.6	62.7	33.7	19.4
Sm	4.8	2.4	2.3	5.9	4.1	4.5	8	12.6	10.6	12.2	12.3	7.3	3.5
Eu	1.5	1	1	2.3	1.7	1.7	2.3	1.1	1.2	1.7	1.9	1.4	2.2
Gd	6.3	2.5	3	6.3	3.9	5	11.2	13.5	10.9	12.9	12.4	7.1	3.4
Tb	1	0.3	0.4	0.8	0.5	0.7	1.4	1.8	1.5	1.7	1.5	0.9	0.4
Dy	5.6	1.7	2.3	4.2	2.5	3.8	7	9.9	7.5	8.6	7.4	5.1	2.1
Ho	1.1	0.3	0.5	0.7	0.4	0.7	1.2	1.8	1.4	1.6	1.4	1	0.4
Er	2.4	0.8	1.3	1.8	1	1.6	3.1	5.2	4.3	4.4	3.9	2.9	1.2
Tm	0.3	0.1	0.2	0.2	0.1	0.2	0.4	0.7	0.6	0.6	0.5	0.4	0.2
Yb	1.5	0.8	1.1	1.2	0.6	1.1	2.1	4.5	3.9	3.7	3.7	2.8	1.2
Lu	0.2	0.1	0.2	0.2	0.1	0.2	0.3	0.7	0.6	0.6	0.6	0.5	0.2

Sui campioni dell'affioramento di P.ta Maistu Bertu, è stata effettuata una datazione isotopica col metodo U-Pb su cristalli di zircone (v. fig.32) presso i laboratori della *Geospec Consultants Ltd.* (Dr. D. Krstic) di Edmonton nello stato dell'Alberta (Canada), la quale ha fornito un'età di cristallizzazione degli zirconi magmatici di 475 ± 10 Ma, corrispondente all'Ordoviciano medio (Llandeiliano-Llanvirniano).

Un'analoga età era stata già ipotizzata da BARCA *et alii* (1986), per affinità litostratigrafiche con i "Porfidi grigi" che nel Sarrabus (Sardegna sud-orientale) precedono i metasedimenti fossiliferi caradociani e seguono i metasedimenti del Cambriano - Ordoviciano Inferiore (arenarie di San Vito).

Queste metavulcaniti risultano collegate quindi, sia temporalmente sia tipologicamente, al ciclo magmatico calcalalino dell'Ordoviciano medio che caratterizza la Zona a falde della Sardegna (MEMMI *et alii*, 1982; CAROSI *et alii*, 1992, *cum bibl.*).

2.5. - COMPLESSO INTRUSIVO E FILONIANO TARDO-PALEOZOICO

2.5.1. - *Granitoidi*

All'interno del complesso intrusivo tardo-paleozoico del Sulcis, nel Foglio Capoterra sono stati riconosciuti vari gruppi principali di plutoniti, definiti ed ordinati in legenda a partire dai litotipi più basici.

Il termine di "unità intrusiva" viene qui utilizzato per definire singole unità caratterizzate da plutoniti con aspetti strutturali e tessiturali simili, anche se composizionalmente diverse. Il carattere composizionale, unitamente agli aspetti micro e macro strutturali, consentono di distinguere facies differenti. L'età relativa di messa in posto di dette facies dedotta dall'analisi dei contatti e dalle geometrie dei corpi intrusivi, presuppone comunque un carattere unitario della sequenza intrusiva, limitata ad un'intervallo di tempo relativamente ristretto.

Nei confronti del basamento metamorfico paleozoico, le masse plutoniche principali presentano contatti chiaramente intrusivi spesso sub-orizzontali (v. figg.37-40), con frequenti apofisi magmatiche che si interdigitano nelle rocce metamorfiche di "tetto". Questo carattere risulta contrapposto a quello degli ammassi microsienogranitici, i quali hanno quasi sempre contatti più o meno verticali.

Le masse plutoniche principali sono costituite da sienomonzograniti più o meno leucocrati (VLD_b, VLD_c) rosati o biancastri, a grana media o medio-grossa, talora con cristalli di 1-2 cm di feldspato potassico. La forma di tali corpi intrusivi è molto irregolare. Le vaste masse intrusive microgranodioritiche (SBB_b) e mi-



Fig. 40 - Contatto sub-orizzontale tra i granitoidi tardo-paleozoici (più chiari) e le rocce metamorfiche erciniche (più scure) (S'Arcu de sa Mossa, Sez. Narcao).

crogranitiche, specie i dicchi o le apofisi marginali, evidenziano invece direzioni preferenziali di messa in posto NE-SW. Facies marginali porfiriche, talvolta più ricche in biotite e/o muscovite, e facies microgranitiche, miarolitiche ed aplo-pegmatitiche, affiorano spesso in prossimità delle aree di contatto con l'incassante.

Tutte le plutoniti presentano alcuni caratteri comuni. Esse sono macroscopicamente in prevalenza isotrope, si mettono in posto intersecando tutte le strutture plicative del basamento metamorfico e producono una più o meno intensa aureola per metamorfismo termico di contatto nell'incassante. I caratteri giacaturali e tessiturali delineano, dunque, una natura di intrusioni tardive (post-tettoniche) e la stretta correlazione con le analoghe manifestazioni affioranti in altre parti della Sardegna suggerisce un'età riferibile al Carbonifero Superiore - Permiano. Questa è stata di recente confermata dal dato analitico di 288.7 ± 0.5 Ma (BONI *et alii*, 2003) ottenuto col metodo Re-Os sulla molibdenite della manifestazione di tipo *porphyry* ospitata nei leucosienograniti a biotite di P.ta Su Seinargiu. Inoltre, l'insieme dei caratteri strutturali e giacaturali, la forma stessa dei corpi intrusivi, le paragenesi del metamorfismo di contatto concordano nell'indicare che i plutoni del Sulcis si sono messi in posto a livelli altocrostaali a pressioni dell'ordine dei 2 kbar o inferiori, nel corso delle fasi finali dell'esumazione del basamento metamorfico.

Gli effetti del metamorfismo termico sono pronunciati e quasi ubiquitari sulle rocce paleozoiche incassanti: si evidenziano nelle litologie silicoclastiche con paragenesi a prevalenti cordierite+andalusite+biotite in prossimità dei contatti, mentre le facies più diffuse sono quelle degli “scisti macchiettati” (fig.41). Sui litotipi carbonatici si manifesta una diffusa ricristallizzazione in calcari cristallini e in prossimità dei contatti la formazione di facies tipo “*skarn*” a diopside+granato+wollastonite.

Per definirne i fondamentali caratteri composizionali mineralogici e chimici sono state eseguite dieci analisi chimiche degli elementi maggiori e in tracce sui litotipi più rappresentativi e meno alterati dai processi secondari in *subsolidus* (v. tab.3). Tutte le plutoniti affioranti nel foglio appartengono alla “associazione calcalcalina alta in K” tipica del batolite sardo-corso (vedasi per confronti ORSINI, 1980 e BRALLA *et alii*, 1981).

Il *range* composizionale, se si escludono gli inclusi femici microgranulari, è ristretto e varia da termini granodioritici a termini sienogranitici leucocrati: prevalgono quantitativamente i termini granitici *s.s.*

L'intera associazione intrusiva presenta una stretta affinità petrochimica e i litotipi a composizione più acida, anche quelli microgranitici con muscovite, rappresentano verosimilmente i prodotti della differenziazione delle plutoniti monzogranitiche. Nelle facies granodioritiche la presenza di frequenti inclusi magmatici microgranulari testimonia una parziale interazione con magmi basici subcrostali.

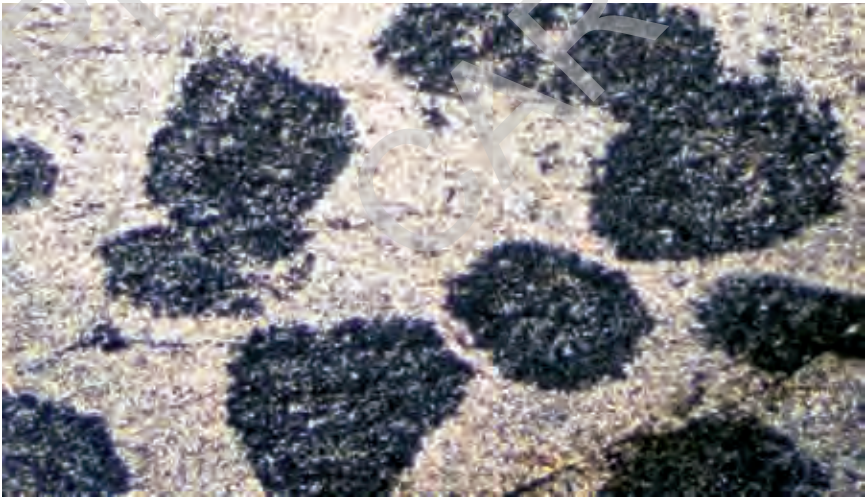


Fig. 41 - Microfotografia a nicol incrociati di una sezione sottile di uno “scisto macchiettato” (formazione di Rio San Marco, settore W di Castello Carzola, Sez. Villa San Pietro) (ingrandimento 2x).

La sequenza di messa in posto, realizzatasi verosimilmente in un ristretto arco di tempo, è per il momento solo in parte deducibile: è probabilmente iniziata con i due vasti corpi plutonici monzogranitici di M. Lattias - M. Genna Spina e di M. Bagadiu, seguiti dagli ammassi microgranodioritici e microgranitici e, infine, dai vari termini del corteo filoniano.

2.5.1.1. - Unità intrusiva di Santa Barbara (SBB)

2.5.1.1a. - Masse tonalitico-granodioritiche. Facies S'Arriu de sa Figu (SBB_a)

Nella facies S'Arcu Varzia (SBB_b) risulta peculiare la presenza di inclusi microgranulari magmatici di composizione da tonalitica a granodioritica (SBB_a); in alcuni settori sono particolarmente abbondanti e con dimensioni ragguardevoli, dell'ordine di diversi metri di diametro (fig.42), fino a qualche decimetro. Sono presenti anche più rari xenoliti di origine metamorfica (fig.43).

Gli inclusi microgranulari magmatici sono solitamente tondeggianti ellissoidali, con presenza o meno di bordi riferibili ipoteticamente a “*chilled margins*” (fig.44); sono costituiti generalmente da un intreccio microgranulare fine di plagioclasti e biotite, con quarzo ed ortoclasio in cristalli anedrali piccolissimi, con scarso anfibolo e talvolta da facies marcatamente porfiriche per fenocristalli eudrali



Fig. 42 - Facies S'Arriu de sa Figu (SBB_a) di dimensioni metriche inclusa nella facies S'Arcu Varzia (SBB_b) (M. Santa Barbara, Sez. Capoterra).



Fig. 43 - *Incluso metamorfico nella facies S'Arcu Varzia (SBB_b) (Serra Tingiosa, Sez. Capoterra).*



Fig. 44 - *Motivi riferibili a probabile "chilled margin" della facies S'Arriu de sa Figù (SBB_a) (v. fig.42) nella facies S'Arcu Varzia (SBB_b) (M. Santa Barbara, Sez. Capoterra).*

centimetrici specialmente di plagioclasti, talora anche di anfibolo, immersi nella suddetta massa. Particolarmente interessante è l'affioramento di P.ta De is Cabias, soprattutto per le sue implicazioni con una lente pegmatitica associata. In alcune aree queste facies costituiscono vere e proprie masse granodioritiche pervase e smembrate dal leucomonzogranito: è il caso di S'Arcu s'Enna sa Craba, P.ta Pala Niedda e M. S. Barbara. Nelle due ultime località queste masse granodioritiche paiono realizzare due strutture allungate in senso NW-SE.

2.5.1.1b. - Microgranodioriti a biotite ed anfibolo. Facies S'Arcu Varzia (SBB_b)

Questo litotipo (fig.45), di colore grigio-rosato, è caratteristico dell'area di M. Santa Barbara, vicino all'abitato di Poggio dei Pini (Sez. Capoterra). In questo settore vasti affioramenti di microgranodioriti si rinvengono intrusi dalle manifestazioni del ben più diffuso leucomonzogranito a biotite (VLD_b), con contatti di tipo talora sinplutonico, piuttosto netti, che si risolvono nello spazio di pochi decimetri (fig.46). Uno di questi lo si può osservare lungo la strada dell'Ente Foreste, alle pendici sud-orientali di P.ta Peis de Pruna, mentre altri contatti meno chiari si osservano a M. S. Barbara, P.ta Pala Niedda, Vallada de Mason 'e Ollastu e Su Fenu Trainu.



Fig. 45 - Caratteri macroscopici della facies S'Arcu Varzia (SBB_b) (Serra Tingiosa, Sez. Capoterra).



Dal punto di vista tessiturale la microgranodiorite si presenta macroscopicamente isotropa, con una grana medio-grossa (fig.47), a struttura decisamente porfirica con abbondanti fenocristalli (in media 40%) di plagioclasio (andesina), quarzo e ortoclasio perititico (anche pluricentimetrici), biotite (circa 15%) e subordinato anfibolo (orneblenda verde), immersi in una massa di fondo granulare (fig.48), con magnetite e apatite, zircone ed allanite come accessori (fig.49). La presenza di pegmatiti (spesso con tessitura miarolitica), di composizione semplice (quarzo+feldspato±biotite) è molto scarsa.

Fig. 46 - Contatto sinplutonico tra la facies S'Arcu Varzia (SBB_b) (a destra) e la facies Punta Peis de Pruna (VLD_b) (a sinistra) (Canale Varzia, Sez. Capoterra).

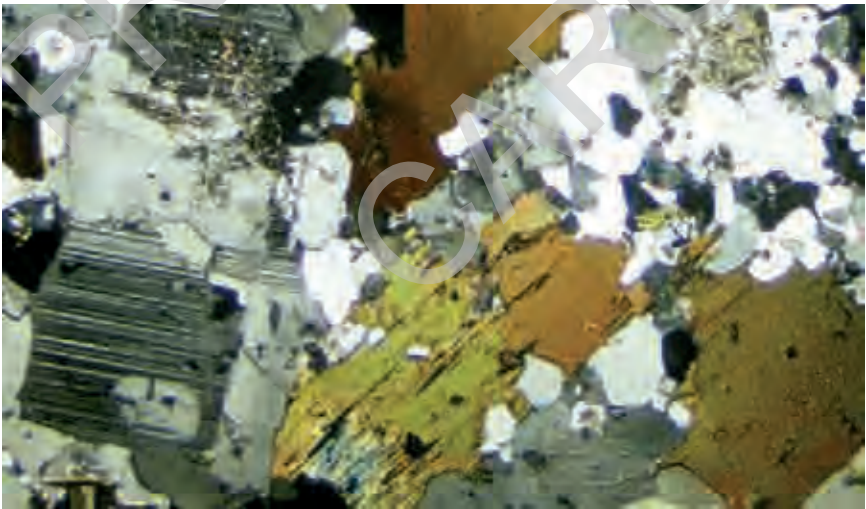


Fig. 47 - Microfoto a nicoli incrociati di una sezione sottile della facies S'Arcu Varzia: tipica associazione mineralogica (l'anfibolo non è raffigurato) a biotite, plagioclasio andesinico, ortoclasio perititico e quarzo (P.ta Peis de Pruna, Sez. Capoterra) (ingrandimento 2x).

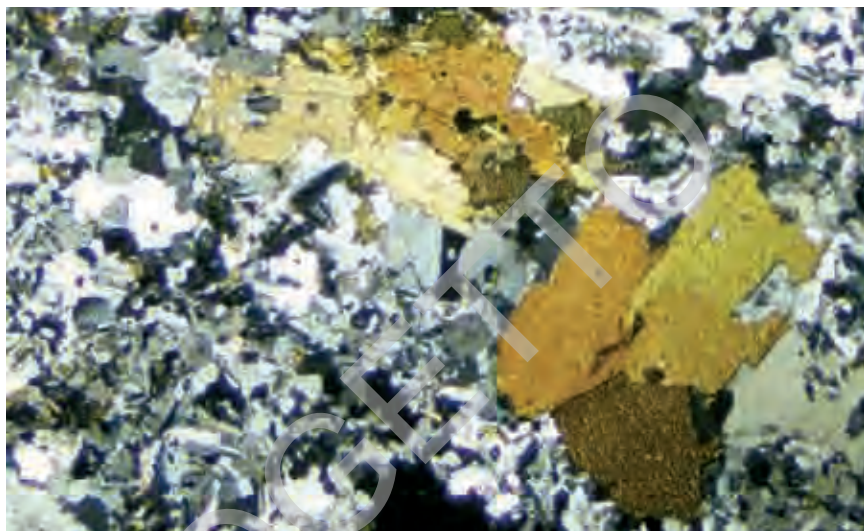


Fig. 48 - Microfoto a nicol incrociati di una sezione sottile di facies S'Arcu Varzia: tipica associazione mineralogica (vedi fig.44) in massa di fondo microgranulare quarzoso-feldspatica (Sa Perda Crarosa, Sez. Villa San Pietro) (ingrandimento 2x).

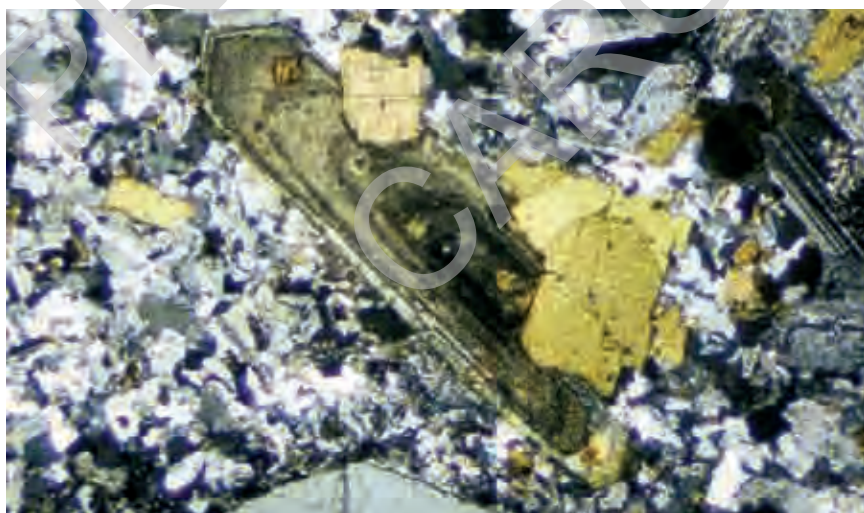


Fig. 49 - Microfoto a nicol incrociati di una sezione sottile di facies S'Arcu Varzia (vedi figg.44 e 45). Fenocristallo di allanite-(Ce) caratterizzato da zoning magmatico di tipo oscillatorio, in associazione con biotite e microinclusioni di zirconio (Sa Perda Crarosa, Sez. Villa San Pietro) (ingrandimento 2x).

Dei vari altri affioramenti di microgranodiorite porfirica, per lo più sotto forma di ammassi e dicchi, uno è localizzato a SE di P.ta Murtas (Sez. Capoterra), dove costituisce un corpo filoniano incassato nel leucomonzogranito a biotite (VLD_b), allungato per circa 1 km in direzione NE-SW, ed in parte affiorante lungo la strada del Gutturu Mannu all'altezza del km 12.

Un altro corpo (RZ80, v. tab.3) affiora a S di Sa Perda Crarosa (Sez. Villa San Pietro) e risulta intruso nei micromonzograniti a biotite ed anfibolo (VLD_a). Questi ammassi minori, inquadrati nel litotipo in questione per similarità di composizione mineralogico-petrografica, presentano giacitura chiaramente intrusiva rispetto all'incassante e non sono probabilmente coevi con la fase intrusiva cui è legata l'intrusione di M. Santa Barbara.

2.5.1.2. - Unità intrusiva di Villacidro (VLD)

Quest'unità affiora estesamente nel Foglio 547 "Villacidro", al momento attuale in rilevamento per il Progetto CARG. Nell'area del Foglio Villacidro sono state distinte numerose facies (VLD_a, VLD_b, VLD_c, VLD_d, VLD_e), di cui solo alcune sono presenti nel Foglio Capoterra e sono descritte di seguito.

2.5.1.2a. - Micromonzograniti a biotite ed anfibolo.

Facies Punta Mandaresus (VLD_a)

Questo litotipo, di colore rosato, costituisce una massa intrusiva allungata in senso NE-SW affiorante tra la Casina Forestale di Is Cannoneris e le falde sud-occidentali di P.ta Montilongu (Sez. Villa San Pietro).

I contatti sono chiari e discordanti, con marcata aureola termometamorfica prodotta sul basamento paleozoico. Tipico esempio è il caso di località P.ta Is Puxeddus, dove in pochi metri il micromonzogranito realizza con il basamento tipiche strutture a lobi ellissoidali.

Nelle aree settentrionali i micromonzograniti vengono intrusi dai leucomonzograniti a biotite (VLD_b) di P.ta Moru Nieddu e P.ta Acqua Callenti. Dal punto di vista tessiturale questa facies si presenta isotropa, a grana media, inequigranulare a struttura porfirica per abbondanti fenocristalli (45%) di plagioclasio (andesina), ortoclasio peritico, quarzo, biotite (15%) e talora anfibolo (orneblenda), immersi in una massa di fondo granulare, con magnetite, apatite, zircone ed allanite fra gli accessori (fig.50).

Linee subverticali di flusso magmatico di direzione N20E sono state riscontrate in località Sa Mitza Murreddu, lungo la Strada Comunale di Pala Umbrosa.

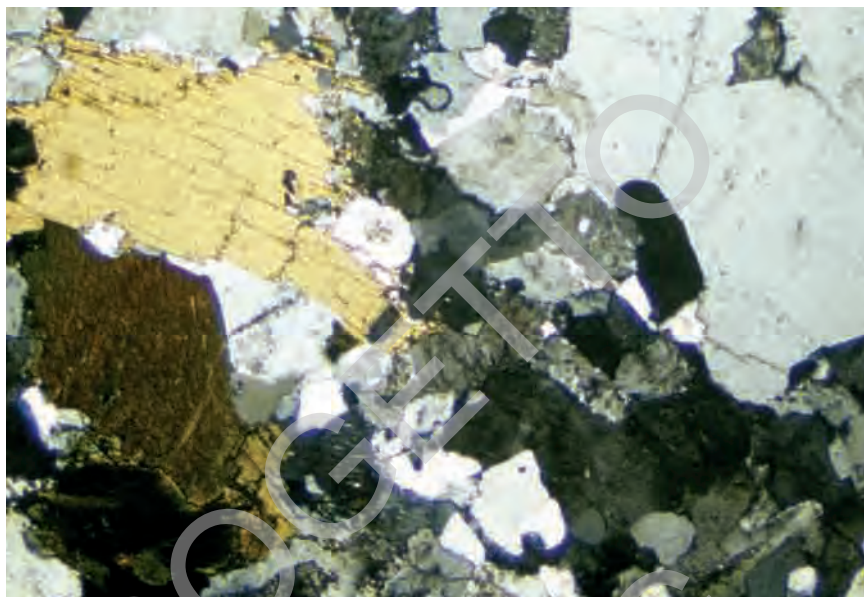


Fig. 50 - Microfoto a nicol incrociati di una sezione sottile della facies Punta Mandaresus: fenocristalli di biotite, plagioclasio andesinico, quarzo, ortoclasio peritico in massa di fondo microgranulare (Is Conca de s'Arrideli, Sez. Villa San Pietro) (ingrandimento 2x).

2.5.1.2b. - Leucomonzograniti a biotite. Facies Punta Peis de Pruna (VLD_b)

È il secondo litotipo granitico più diffuso, estesamente affiorante nella parte orientale del foglio (Sez. Capoterra). Alcuni lembi più occidentali sono stati individuati tra le rocce metamorfiche di tetto di M. Sa Mirra - M. Tiriccu a N ed i leucosienograniti a biotite di Seddas de s'Ogus - S'Areminitanu a S (Sez. Narcao); un affioramento abbastanza esteso nella parte più meridionale del foglio è quello di P.ta Moru Nieddu (Sez. Villa San Pietro).

Questa facies si pone a contatto con l'unità intrusiva di Santa Barbara mentre, a W, in prossimità di Case Is Antiogus, si trova a contatto con la facies Monte Lattias. Con quest'ultima i contatti sono celati dalla copertura boschiva, dal detrito o sempre pervasi da intensi processi di argillificazione e/o di arenizzazione, anche in vicinanza di strutture disgiuntive. A S'Arcu su Schisorgiu il contatto è parzialmente disturbato dal grosso stock di microsienogranito a biotite (VLD_c) di Seddas is Litteras. Un contatto di tipo sinplutonico è visibile lungo la strada dell'Ente Foreste di S'Arcu s'Oloni (Sez. Narcao), circa 1 km da Pantaleo.

Questo leucomonzogranito, di colore rosato, si presenta a grana media o medio-fine, con struttura da equigranulare a moderatamente inequigranulare con tessitura isotropa, caratterizzato da cristalli da anedrali a subedrali di quarzo, plagioclasio (oligoclasio) ed ortoclasio pertitico e biotite in lamelle intorno al 4-6%, con un corredo di accessori costituiti da magnetite, apatite, zirconio ed allanite (fig.51).

In località M. Pauliara, S'Arcu s'Enna sa Craba e Su Fenu Trainu, è assai notevole l'abbondanza di vene di quarzo ed ossidi di ferro in *stockwork* che conferiscono un aspetto molto caratteristico alla massa granitica. Pure abbondanti risultano i differenziati aplopegmatitici, costituiti da lenti pegmatitiche di composizione semplice (quarzo+feldspato+rara biotite), inquadrabili geneticamente nel gruppo delle "pegmatiti miarolitiche", di dimensioni non superiori a qualche metro, alternate a lenti aplitiche.

Come per la facies S'Arcu Varzia, anche questa risulta caratterizzata, soprattutto a P.ta Moru Nieddu, da un'abbondanza di inclusi microgranulari magmatici di composizione da tonalitica a granodioritica.

2.5.1.2c. - Leucosienograniti a biotite. Facies Monte Lattias (VLD.)

Questo litotipo costituisce la massa intrusiva più estesa di tutto il Sulcis e caratterizza il settore occidentale e meridionale del Foglio Capoterra. In realtà si tratta di due masse intrusive principali, identiche in composizione e distinguibili fondamentalmente per i caratteri tessiturali; qui sono state unificate per comodità di rappresentazione cartografica in una singola unità plutonica.

Di questi due importanti plutoni, il primo è rappresentato dalla massa intrusiva di M. Lattias - M. Genna Spina che culmina a N con i rilievi di M. Arcosu (Sez. Capoterra) e si estende nel settore di Santadi con le propaggini più meridionali dei plutoni di M. Nieddu e Pantaleo.

Il secondo tipo invece caratterizza i rilievi posti a N di Santa Margherita di Pula (P.ta Sa Cresia - M. Barone) a partire dalla zona della Caserma della Forestale di Piscinamanna - M. Bagadiu (Sez. Villa San Pietro).

Entrambi i plutoni sono sostanzialmente leucosienograniti a biotite di colore bianco-rosato (giallo-verdastro per alterazione) a grana medio-grossa e tessitura isotropa all'osservazione macroscopica, con struttura equigranulare per i primi e tendenzialmente inequigranulare porfirica per quelli del settore a N di Pula. I costituenti fondamentali sono ortoclasio pertitico, microclino, quarzo, plagioclasio (oligoclasio) e biotite in quantità non superiori al 3-4% in volume (fig.52). Fra i minerali accessori, oltre alle solite fasi minerali, spicca in particolare la fluorite, in plaghe anedrali di solito associate ai feldspati.

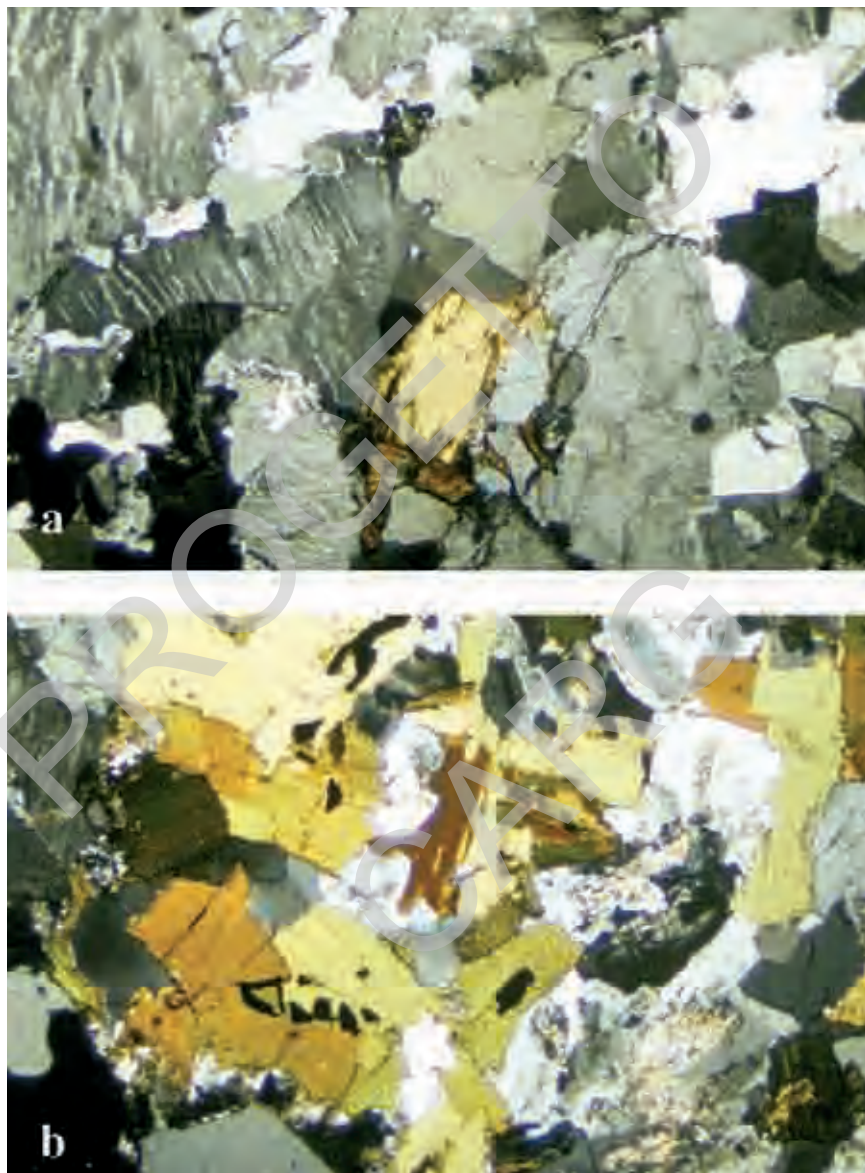


Fig. 51 - Microfoto a nicoli incrociati di sezioni sottili della facies Punta Peis de Pruna: a) tipica associazione a biotite, plagioclasio oligoclasico, ortoclasio perititico, quarzo (P.ta Peis de Pruna, Sez. Capoterra); b) locale adunamento di biotite (Is Tuvus, Sez. Capoterra) (ingrandimento 2x).

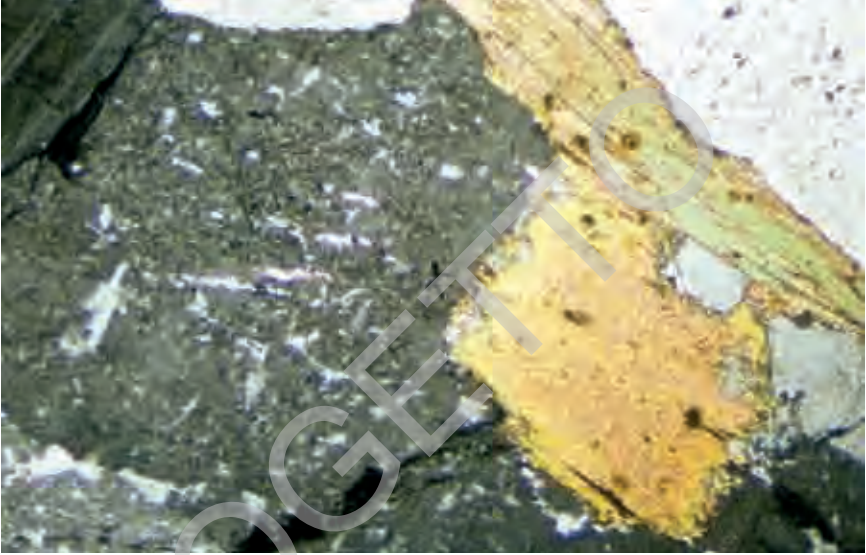


Fig. 52 - Microfoto a nicoli incrociati di una sezione sottile della facies Monte Lattias: biotite, con microinclusioni di zircone, ortoclasio peritico e quarzo (Genna Spina, Sez. Narcao) (ingrandimento 2x).

Questi litotipi si presentano particolarmente ricchi in differenziati aplopegmatitici da metrici a decametrici, sempre di composizione mineralogica molto semplice (quarzo+ortoclasio±biotite, molto più raramente muscovite), soprattutto presenti nelle zone di bordo, dove si associano anche litofacies porfiriche microgranulari e miarolitiche (es. M. Bagadiu).

2.5.1.2d. - Microsienograniti a biotite. Facies Punta Sa Cresia (VLD_c)

A questo litotipo appartengono in particolare i due grossi ammassi allungati in senso NE-SW di Seddas is Litteras (Sez. Capoterra) e di P.ta Sa Cresia (Sez. Villa San Pietro). Entrambi mostrano giaciture intrusive subverticali, discordanti rispetto alle masse granitiche ospitanti (VLD_c e VLD_b). Si tratta di facies leucocrate a grana fine e di colore rosato tendente al bruno, con struttura equigranulare e tessitura isotropa. Sotto l'aspetto mineralogico risultano costituiti da quarzo, ortoclasio peritico, plagioclasio (oligoclasio) e scarsa biotite (3%), cui si associa talora la muscovite. La maggior parte dei corpi filoniani, di spessore generalmente metrico ed intersecanti ovunque le masse granitiche, appartengono a questa tipologia magmatica (fig.53).



Fig. 53 - Corpo filoniano di facies Punta Sa Cresia intersecante la facies S'Arcu Varzia (Serra Tingiosa, Sez. Capoterra).

2.5.2. - Corteo filoniano

Queste manifestazioni magmatiche filoniane intersecano sia il basamento metamorfico sia i granitoidi e sono attribuite prevalentemente al Permiano in quanto, in alcune località della Sardegna, intrudono anche i sedimenti con paleoflore autuniane (FONTANA *et alii*, 1982 *cum bibl.*). Essi presentano una direzione abbastanza costante, compresa tra NW-SE e N-S. Le giaciture hanno sempre inclinazioni molto elevate, fino ad essere quasi verticali.

2.5.2.1. - Filoni intermedio-basici (**fi**) e acidi (**fp**)

I corpi filoniani intermedio-basici mostrano potenze che variano in genere tra 0,5 m ed 1 m; soltanto nel caso rilevato a P.ta Peis de Pruna (Sez. Capoterra) si osservano spessori superiori a 5 m. Tipologicamente si tratta di rocce da basaltiche ad andesitiche, sino a dacitiche, molto compatte, a grana molto fine, a struttura variabile da ofitica a sub-ofitica, più comunemente intergranulare, a porfirica con fenocristalli di plagioclasio e/o anfibolo e talora quarzo. Comunemente, in questi prodotti magmatici è evidente un'accentuata alterazione pervasiva deutERICA che tende a trasformare la roccia in una massa incoerente. L'analisi chimica di un campione di porfido quarzoandesitico moderatamente alterato (tab.3) indica

Tab. 3 - *Analisi chimiche XRF e ICP di campioni di rocce granitoidi e del corteo filoniano del complesso intrusivo paleozoico tardo-ercinico del Foglio 565 "Capoterra".*

	SBB _b	SBB _b	VLD _a	VLD _b	VLD _b	VLD _b	VLD _b	VLD _c	VLD _c	SBB _b	fi
	RZ44	RZ23	RZ75	RZ39	RZ16	RZ45	RZ36	RZ66	RZ85	RZ80	RZ46
SiO ₂	69.06	70.1	72.29	72.3	74.17	74.63	74.75	74.77	75.95	69.95	61.9
Al ₂ O ₃	15.29	14.75	14.06	14.24	13.51	13.21	12.92	13.21	12.68	14.91	16.61
TiO ₂	0.41	0.35	0.25	0.22	0.13	0.15	0.15	0.17	0.08	0.41	0.69
Fe ₂ O ₃	3.38	3.17	2.43	2.14	1.83	1.71	1.82	1.68	1.35	3.43	5.79
MnO	0.05	0.07	0.04	0.03	0.04	0.03	0.04	0.03	<0.03	0.06	0.09
MgO	0.91	0.76	0.51	0.5	0.22	0.28	0.3	0.32	0.14	0.84	2.7
CaO	2.7	2.49	1.97	1.55	1.27	1.2	1.3	1.25	0.75	2.53	4.62
Na ₂ O	2.99	3.17	3.12	3.01	3.27	2.96	3	2.69	3.04	3.09	2.51
K ₂ O	4.29	4.17	4.45	4.92	4.69	4.91	4.7	5.35	5.04	4.34	3.63
P ₂ O ₅	0.13	0.12	0.09	0.08	0.08	0.07	0.06	0.08	<0.05	0.13	0.18
L.O.I.	0.66	0.69	0.59	0.85	0.62	0.65	0.74	0.62	0.71	0.66	1.15
Totale	99.87	99.64	99.80	99.84	99.83	99.8	99.78	100.17	99.74	100.35	99.87
<i>Elementi minori e in traccia</i>											
Co	5	4	3	2	1	2	2	2	1	5	11
V	46	39	23	21	8	12.6	13	13	9	45	125
Pb	27	25	25	25	32	32	34	20	31	23	18
Zn	55	49	39	40	33	30	31	21	12	5.6	79
B	<0.05	<0.05	<0.05	0.35	<0.05	<0.05	0.1	0.1	1.1	<0.05	0.1
Sn	4	5.6	3.6	4.7	3.7	2.7	4.6	3.7	2.1	2.8	2.2
W	2.4	1.1	0.7	2.4	0.6	0.9	1	3.4	1.9	0.7	1.5
Mo	0.3	0.3	0.4	0.6	1.5	0.4	0.4	0.3	0.2	0.2	1.1
As	0.9	<0.5	<0.5	<0.5	0.6	0.9	1.2	<0.5	1.4	1.1	0.6
Sb	0.2	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.2	0.3	<0.1	<0.1	0.1	0.1
Rb	178	197	204	193	225	212	235	250	315	189	222
Cs	9	9	8	5	8	6	7	8	7	6	14
Ba	767	652	379	644	575	237	226	349	176	577	613
Sr	151	134	92	112	82	60	55	74	36	126	287
Ga	21	18	19	18	18	17	16	16	18	20	21
Ta	1.5	1.3	1.6	1	2.1	1.3	1.8	1.6	2.9	1.7	0.9
Nb	11.2	9.6	9.6	8.1	12	8	8.7	8.6	15.1	11.1	10
Hf	5.8	4.6	4.8	4.7	4.3	4.1	3.9	4.3	4.3	5.9	4.5
Zr	200	157	152	148	123	123	111	124	96	200	178
Y	33	37	40	25	41	36	37	29	65	42	28
Th	19.9	18.3	26	18.2	27.5	28.6	31.6	31.2	39.8	23.7	13.9
U	4.7	5	8.4	4.8	6.2	6.7	8.8	8.6	10.1	5.7	3.1
La	39.3	33.8	31.1	32.4	36	30.5	24.6	30.9	29.2	38	34.9
Ce	78.4	65.9	64.3	64	71	61.2	52.3	62.7	64.9	78.5	69.5
Pr	9.1	7.6	7.5	7.3	8	6.9	6.2	7.2	8.1	9.2	7.7
Nd	34	28.6	28.4	26.8	28.9	25.7	23.3	26.1	30.7	33.2	28.8
Sm	7	6.8	6.7	5.4	6.2	5.8	5.6	5.2	7.8	6.9	6
Eu	1.1	0.9	0.7	0.9	0.7	0.5	0.4	0.5	0.3	0.4	1.3
Gd	6	5.8	5.9	4.6	5.7	5	5	4.4	7.3	6.1	4.9
Tb	0.9	1	1	0.7	1	0.8	0.9	0.7	1.5	1	0.8
Dy	4.9	5.8	6	3.9	5.8	4.8	5.1	4.2	9.1	5.6	4.6
Ho	1	1.2	1.3	0.8	1.2	1.1	1.1	0.9	2	1.2	1
Er	2.8	3.4	3.6	2.2	3.6	3.2	3.3	2.5	5.9	3.5	2.6
Tm	0.5	0.5	0.6	0.3	0.6	0.5	0.5	0.4	1	0.7	0.4
Yb	3.1	3.8	4.2	2.5	4.3	3.5	4	2.8	6.8	4.1	2.6
Lu	0.5	0.6	0.7	1	0.7	0.6	0.7	0.5	1.1	0.9	0.4
Be	4.2	2.9	3.3	2.4	3.9	2.9	3.1	2.2	3.6	3.2	2.1
Ge	1.9	1.9	1.9	1.7	1.9	1.9	2.2	1.9	2.4	1.9	1.8

trattarsi di un termine calcic alcalino andesitico ricco in SiO_2 . L'affinità seriale delle facies più basiche non è definita, ma data la notevole alterazione solo uno studio di dettaglio può evidenziarla, analogamente a quanto è stato fatto per il Sarrabus (RONCA & TRAVERSA, 1996).

I filoni riolitici sono invece piuttosto rari, con spessori generalmente non superiori a qualche decina di metri. Hanno colore tipicamente rosso mattone od ocreo. La loro composizione è riolitico-riodacitica e la struttura varia da africa a porfirica per la presenza di fenocristalli di quarzo, ortoclasio peritico, plagioclasio (oligoclasio) e subordinata biotite. Questi minerali sono generalmente anche i componenti della massa di fondo. Molto pronunciata è l'alterazione secondaria, con frequente albitizzazione dei plagioclasti e cloritizzazione della biotite. La struttura è isotropa, e solo localmente orientata in corrispondenza delle salbande.

Per le sue maggiori dimensioni può essere menzionato il grosso filone affiorante nel M. Padenteddu (Sez. Villa San Pietro).

2.5.2.2. - Filoni idrotermali a prevalente quarzo (fq)

I principali filoni idrotermali di quarzo intersecano sia il basamento metamorfico ercinico sia i granitoidi. Oltre al quarzo, essi possono contenere barite, che può divenire dominante, fluorite, calcite e piccole quantità di solfuri metallici, soprattutto galena come nel complesso filoniano di M. Barone (Sez. Villa San Pietro). Naturalmente, di questi filoni sono stati cartografati solo quelli più potenti e continui. Entro i graniti, le stesse direzioni preferenziali di risalita dei magmi che hanno prodotto i corpi filoniani intermedio-basici ed acidi, sono state anche le vie preferenziali di circolazione di fluidi tardivi idrotermali, che hanno determinato la deposizione di prevalente quarzo in filoni o sciami di filoni. Dei filoni di quarzo associati ai graniti meritano di essere menzionati sia il grande filone chilometrico (10-15 m di potenza) di M. Pauliara (fig.54), con il suo prolungamento nelle rocce metamorfiche di Guardia su Cruccuri (Sez. Capoterra), sia quello posto ad E di M. Mandas. Localmente, in genere in stretta connessione con ammassi di micrograniti, la roccia intrusiva e le rocce incassanti sono interessate da un fitto reticolo di vene di quarzo, solfuri ed ossidi vari con caratteristiche di *stockwork* e talora di facies tipo *greisen* (fig.55: S' Arcu s'Enna sa Craba, Su Fenu Trainu, P.ta Sa Menta e Mason'e Ollastu (Sez. Capoterra). Per le dimensioni sono degni di nota anche quelli di P.ta Montilongu (Sez. Villa San Pietro), S' Arcu su Schisorgiu - Perdas Blancas (Sez. Capoterra) e gli affioramenti di M. Perdosu (Sez. Santadi) e di P.ta Is Coppias (Sez. Narcao). I fluidi tardivi, circolanti attraverso il *network* di fratture dei graniti, sono stati anche la causa di intensi processi di alterazione pervasiva comuni alle rocce magmatiche (sericitizzazione, argillificazione e caolinizzazione).

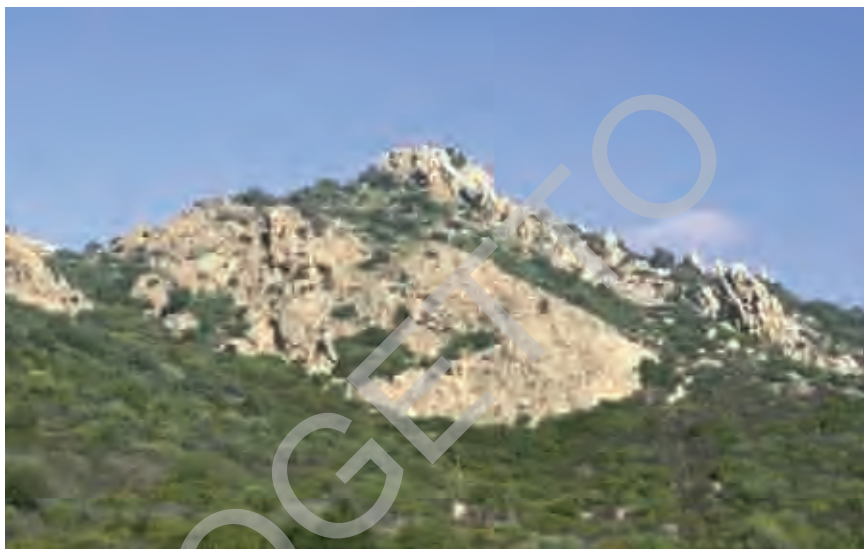


Fig. 54 - Potente filone di quarzo idrotermale (M. Pauliara, Sez. Capoterra).

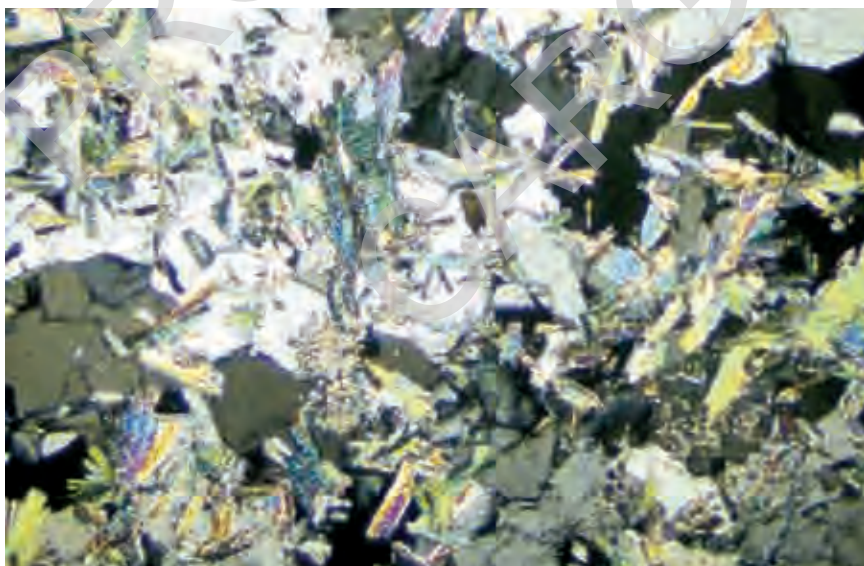


Fig. 55 - Microfoto a nicol incrociati di una sezione sottile di un greisen: tipica associazione di quarzo e muscovite (P.ta Castangias, Sez. Narcao) (ingrandimento 2x).

3. - SUCCESSIONI CENOZOICHE

Nel Foglio Capoterra gli affioramenti riferibili alle successioni cenozoiche (v. tav.2) risultano limitati ai settori centro-orientale della Sez. Narcao, nord-occidentale della Sez. Santadi e sud-orientale della Sez. Villa San Pietro. In discordanza, direttamente sul basamento paleozoico, giacciono litologie riferibili alla successione (Eocene Inf.-medio) marino-paralica del "Lignitifero" *Auct.* del Sulcis, seguite verso l'alto dai depositi continentali della formazione del Cixerri (Eocene medio - ?Oligocene). Infine si ha la successione vulcano-sedimentaria dell'Oligocene-Miocene, in queste aree costituita da prodotti lavici e piroclastici andesitici, riolitico-riodacitici e da epiclastiti.

3.1. - SUCCESSIONE SEDIMENTARIA PALEOGENICA

3.1.1. - *Lignitifero Auct.* (LGN)

La formazione è stata recentemente inclusa tra le unità geologiche tradizionali italiane validate (CITA *et alii*, in stampa).

A questa formazione (TARICCO, 1924) possono essere riferiti gli affioramenti di calcari ubicati nella parte settentrionale della Sez. Narcao, presso le località di Fundu Moccis e di S'Ega Girbi. Questi calcari, talora brecciati e di colore grigio, organizzati in strati decimetrici per una potenza complessiva di qualche metro, poggiano in discordanza sulle litologie paleozoiche (formazione di Cabitza, formazione di Monte Argentu). Si tratta di litotipi carbonatici tipo *wackestone*, con resti fossili di ostracodi, frammenti di gasteropodi dulcicoli, bivalvi e oogni di *Characeae*.

Nel Sulcis-Iglesiente l'età del Lignitifero è compresa fra l'Ypresiano superiore (PITTAU, 1974; MURRU & SALVADORI, 1990) e il Luteziano inferiore (PITTAU, 1979; BARBERI & CHERCHI, 1980; FANNI *et alii*, 1982). Solo AGUS & PECORINI (1978) ipotizzano il termine della sedimentazione del Lignitifero nel Cuisiano superiore, in base allo studio sugli oogni di *Characeae* contenuti in livelli calcarei.

3.1.2. - *Formazione del Cixerri* (CIX)

Questa formazione (PECORINI & POMESANO CHERCHI, 1969; BARCA & PALMERINI, 1973; BARCA *et alii*, 1973) è costituita da un'alternanza di arenarie quarzose grigio-verdastre, arenarie siltose a cemento carbonatico, argille marroso-siltose, livelli o lenti di conglomerati poligenici a prevalenti clasti di basa-

mento paleozoico e di rocce carbonatiche mesozoiche. Sono presenti strutture sedimentarie tipo impronte di carico, solchi di erosione, *graded bedding* e stratificazione parallela ed obliqua, mentre nelle facies arenaceo-siltose si rinvencono frequentemente *burrows* ed altri tipi di bioturbazioni.

L'età della formazione del Cixerri è di incerta attribuzione a causa della scarsità e poca significatività del contenuto paleontologico. La base della formazione è generalmente attribuita all'Eocene medio, per la presenza di livelli di calcari lacustri con pollini (PITTAU DEMELIA, 1979) e carofite (AGUS & PECORINI, 1978; BARBERI & CHERCHI, 1980) posti al tetto del sottostante Lignifero, la cui età arriva al Luteziano inferiore. Un'età oligocenica per questa formazione è stata sostenuta da MAXIA (1958), che vi segnalò gasteropodi dulcicoli molto simili a quelli rinvenuti nell'Oligocene Inferiore-medio della Francia. Inoltre, i sedimenti clastici della formazione del Cixerri si sono depositi precedentemente alla messa in posto del complesso vulcanico "andesitico" calcalalino del Cixerri avvenuta nell'Oligocene superiore (SAVELLI, 1975; BELLON *et alii*, 1977; SAVELLI *et alii*, 1979; BECCALUVA *et alii*, 1985; GIMENO *et alii*, 2000). L'età della formazione del Cixerri risulta, dunque, sicuramente compresa tra l'Eocene medio ed un possibile Oligocene.

La formazione del Cixerri, nei limitati affioramenti del Foglio Capoterra (Serra Rosanna, Cuccu Marroccu, M. Pionca) di spessore non superiore ai 30 m, si presenta composta da: conglomerati poligenici a clasti eterometrici in matrice arenacea grossolana, arenarie grossolane alternate a livelli di microconglomerati poligenici ed arenarie fini a cemento carbonatico, alternanze di arenarie grossolane e fini con siltiti a matrice argillosa, arenarie fini massive a cemento carbonatico e matrice argillosa (fig.56).

Inoltre, depositi clastici di potenza limitata (circa 3-4 m) e di scarsa estensione areale, costituiti da conglomerati solo a clasti di quarzo, quarziti e liditi in matrice arenacea grossolana ferruginosa, posti alla base della formazione (CIX_a) e discordanti



Fig. 56 - Livelli arenaceo-conglomeratici della formazione del Cixerri (Nuxis, Sez. Narcao).

sulle litologie dell'Ordoviciano Superiore, sono presenti in loc. Serra Cannisoni.

L'ambiente deposizionale della formazione del Cixerri è riconducibile ad un sistema di piana alluvionale; i depositi clastici deriverebbero da una fase erosiva conseguente all'evoluzione dei Pirenei, area alla quale la Sardegna, ed in particolare il Sulcis-Iglesiente, era prossima durante il Paleogene (CHERCHI, 1979b; BARCA & COSTAMAGNA, 2000).

L'età di questa formazione viene riferita all'Eocene medio -?Oligocene.

3.2. - SUCCESSIONE VULCANO-SEDIMENTARIA DELL'OLIGOCENE-MIOCENE

La successione vulcanica cenozoica del Foglio Capoterra, appartenente al ciclo calcalcalino dell'Oligocene-Miocene, è caratterizzata da manifestazioni laviche e piroclastiche a chimismo da basico-intermedio ad acido di carattere orogenico (BECCALUVA *et alii*, 1989; LECCA *et alii*, 1997, *cum bibl.*).

Nella parte inferiore della successione prevalgono le manifestazioni laviche basico-intermedie costituite da colate subaeree, corpi subvulcanici e dicchi (MASSOLI NOVELLI, 1965; 1967; 1969; BROTZU *et alii*, 1997). I prodotti piroclastici acidi, sia quelli di caduta sia quelli di flusso (ignimbriti) sono particolarmente caratteristici della parte superiore della successione soprattutto nei settori occidentali del foglio, dove le ignimbriti variano in composizione da daciti a rioliti, fino a comenditi (GARBARINO *et alii*, 1985; 1990; MACCIONI *et alii*, 1990; ASSORGIA *et alii*, 1992b; 1992c; 1994; MORRA *et alii*, 1994).

Sono inoltre frequenti cospicui depositi epiclastici, costituiti prevalentemente da breccie poligeniche caotiche, spesso associate a livelli più fini gradati e a depositi cineritici e pomicei di caduta e/o di onda piroclastica.

Le vulcaniti affioranti nel settore di Pula, appartenenti al complesso vulcanico di Sarroch, si sarebbero messe in posto tra 24.7 ± 1 Ma e 22.2 ± 2 Ma (metodo K-Ar: SAVELLI *et alii*, 1979; BECCALUVA *et alii*, 1985).

Nel restante Sulcis, le datazioni isotopiche, eseguite prevalentemente con il metodo K-Ar e subordinatamente con quello Rb-Sr, indicano che questo vulcanismo si sarebbe sviluppato tra 28.5 ± 0.7 e 15.5 ± 0.5 Ma (ARAÑA *et alii*, 1974; BEL-LON, 1981; GARBARINO *et alii*, 1990; MACCIONI *et alii*, 1990; MORRA *et alii*, 1994).

In particolare, per le unità ignimbritiche sono state determinate età comprese tra 16.6 ± 0.8 Ma e 15.5 ± 0.5 Ma (MORRA *et alii*, 1994), le quali risultano sostanzialmente in accordo con le età determinate nelle analoghe unità ignimbritiche delle Isole di S. Antioco e di S. Pietro (ARAÑA *et alii*, 1974; GARBARINO *et alii*, 1990; MACCIONI *et alii*, 1990).

Interposto tra la successione basale andesitica e quella sommitale ignimbritica, nell'area di Santadi è presente un deposito continentale costituito da un con-

glomerato poligenico a prevalenti clasti di calcari mesozoici e subordinati clasti di andesiti oligomioceniche e di rocce paleozoiche; altri rari affioramenti simili, con prevalenti clasti di basamento paleozoico e subordinati clasti di andesiti, si rinvengono nell'area di Nuxis-Narcao.

Per esigenze di uniformità con i fogli confinanti ed in accordo con le norme internazionali di stratigrafia, le sequenze vulcaniche del Foglio Capoterra sono state così suddivise dal basso verso l'alto:

- complesso vulcanico di Sarroch;
- gruppo di Carbonia (CB);
- gruppo di Monte Sirai (SR).

3.2.1. - *Complesso vulcanico di Sarroch*

Queste vulcaniti, in passato oggetto di studi geopetrografici da parte di MASSOLI NOVELLI (1965; 1967; 1969) e, più recentemente, petrologici di CONTE (1997), affiorano nella fascia orientale del Foglio Capoterra, nel settore di Sarroch e Pula (parte sud-orientale della Sez. Villa S. Pietro) dove costituiscono le andesiti di Monte Arrubiu.

3.2.1.1. - Andesiti di Monte Arrubiu (**MAB**)

Sono costituite da corpi lavici a chimismo andesitico in colate spesso auto-brecciate, con autoclasti andesitici angolosi e con subordinate intercalazioni di livelli epiclastici affioranti nell'adiacente Foglio 566 "Pula" (MAB).

Nel Foglio Capoterra sono presenti solamente le brecce di esplosione. Le lave andesitiche, di cui spesso è riconoscibile una fluidalità magmatica sub-orizzontale, si presentano di colore da grigio scuro a grigio verde-violaceo (fig.57), con struttura porfirica definita da fenocristalli di plagioclasti, anfiboli e pirosseni, immersi in una massa di fondo microcristallina. Spesso sono interessate da un'alterazione idrotermale diffusa principalmente di tipo propilitico con formazione di epidoti e zeoliti, queste ultime sovente in splendide associazioni ben cristallizzate. Gli intercalari epiclastici sono costituiti da conglomerati vulcanici caotici, eterometrici, con clasti sub-arrotondati anche di dimensioni decimetriche, sostenuti da una matrice arenaceo-siltosa.

Nei pressi di Cuccuru Pinna le lave sono attraversate da un potente dicco subverticale diretto circa E-W, a chimismo dacitico (MAB_a), descritto in dettaglio da MASSOLI NOVELLI (1969). In affioramento appare visibile per un centinaio di metri, con uno spessore variabile dai 4 ai 6 m.



Fig. 57 - *Andesite autoclastica di M. Arrubiu (Cuccuru San Marco, Sez. Villa San Pietro).*

Sulla base delle datazioni assolute cui si fa riferimento nel paragrafo precedente, questo complesso andesitico si sarebbe messo in posto nell'Oligocene superiore (Chattiano).

3.2.2. - Gruppo di Carbonia (CB)

3.2.2.1. - Andesiti di Case Meloni

Nel Foglio Capoterra questa unità affiora solo presso Case Meloni, ad W di Villaperuccio; per le sue piccole dimensioni l'affioramento però non compare nel foglio. Esso risulta inoltre di difficile collocazione stratigrafica, presumibilmente all'interno dell'Oligocene superiore (Chattiano), in rapporto alle altre vulcaniti presenti in tutto il settore. È comunque da sottolineare che clasti di queste andesiti si rinvenivano all'interno di unità vulcaniche più recenti.

Le andesiti di Case Meloni sono costituite da lave spesso autobrecciate, porfiriche per fenocristalli di plagioclasio e di clinopirosseno; il colore della roccia è bruno-rossastro; i clasti delle breccie sono spesso a spigoli vivi e talora sub-arrotondati. Lo spessore in affioramento è di 5-6 m.

3.2.2.2. - Andesiti di Case Chirigus

Anche questa unità costituisce un piccolo affioramento di alcuni metri di spessore non riportato nel foglio geologico. Si tratta di lave andesitiche porfiriche per fenocristalli di plagioclasio e clinopirosseno, presenti presso Case Chirigus, poco a S di Santadi Basso.

3.2.2.3. - Piroclastiti ed epiclastiti di Serra 'e Tepuis (STP)

Questa unità affiora in due settori: il primo tra Villaperuccio e Narcao, il secondo tra Villaperuccio e M. Pionca (Nuxis); in entrambi i settori essa giace sui depositi continentali della formazione del Cixerri.

Si tratta di bancate di breccie epiclastiche caotiche, ad elementi andesitici, eterometrici e poligenici, nelle quali si intercalano sottili livelli di arenarie vulcaniche con laminazioni piano-parallele ed incrociate e con gradazione diretta (fig.58); localmente (Is Meddas, N.ghe Sorau Becciu) sono presenti alternanze di livelli ricchi in pomici, spesso a gradazione inversa; lo spessore è di circa 130 m. L'assenza di paleosuoli denota un rapido accumulo derivato dal rimaneggiamento di materiali vulcanici.

L'età viene riferita al Miocene Inferiore (Aquitaniiano? - Burdigaliano?).



Fig. 58 - *Epiclastiti conglomeratiche di Serra 'e Tepuis (M. Essu, Sez. Narcao).*

3.2.2.4. - Basalti andesitici di Monte Essu (ESS)

Nel Foglio Capoterra questa unità è unicamente rappresentata da un limitato affioramento ubicato presso Monte Essu (fig.59), poco a S di Narcao.

Si tratta di una colata lavica subaerea, di aspetto massivo e di colore da grigio scuro a nerastro, che si sovrappone geometricamente sui prodotti vulcanoclastici di Serra 'e Tepuis (STP), per uno spessore stimabile intorno ai 25-30 m. La vulcanite è caratterizzata da una struttura porfirica per fenocristalli di plagioclasio, pirosseno e scarsa olivina, immersi in una massa di fondo ipocristallina (fig.60). Ai bordi della colata è osservabile una fitta fratturazione colonnare verticale ed un'autobrecciazione alla base di questa. Al contatto con il substrato si nota la presenza di un probabile paleosuolo arrossato. L'età stratigrafica viene riferita al Miocene Inferiore (Burdigaliano).

3.2.3. - Gruppo di Monte Sirai (SR)

3.2.3.1. - Daciti di Acqua sa Canna (AQC)

Corrispondono all'Unità di Acqua sa Canna di ASSORGIA *et alii* (1992b). Sono presenti in maniera discontinua, con limitati affioramenti, nella Sez. Santadi tra M. Medau e N.ghe Diana e, nella Sez. Narcao, tra S'Ettadorgiu de is Eguas e Serra Murdegu - Sa Pranedda. Nell'ambito della successione vulcanica di tutto il settore queste vulcaniti rappresentano un *marker* importante.

Nell'insieme le daciti di Acqua sa Canna sono costituite da un'alternanza di depositi piroclastici ed epiclastici. Questi ultimi prevalgono nella parte inferiore della formazione e comprendono arenarie vulcaniche, breccie e conglomerati a clasti di andesiti, di ignimbriti e di rocce paleozoiche; al contatto col substrato si osservano evidenze di processi di pedogenizzazione (paleosuoli). La parte superiore è costituita da ripetute unità di flusso piroclastico pomiceo-cineritiche da poco ad incipientemente saldate, con associati depositi di caduta a composizione dacitica, di colore grigio chiaro (ASSORGIA *et alii*, 1992c). I depositi di caduta sono caratterizzati da fenoclasti di plagioclasio con subordinati clinopirosseni, alterati in fillosilicati, e biotite; le pomici, di dimensioni centimetriche, risultano collassate e diagenizzate.

I corpi ignimbritici presentano una matrice di colore rossastro, con fenoclasti di plagioclasio, biotite, pirosseno ed anfibolo; i frammenti juvenili sono costituiti da pomici centimetriche e da frammenti vetrosi di forma irregolare e/o a cuspidate; sono presenti anche frammenti litici di natura ignimbritica di dimensioni da millimetriche a centimetriche.



Fig. 59 - Panorama di M. Essu (Sez. Narcao). Contatto stratigrafico tra la colata basaltica di M. Essu (ESS) ed i sottostanti prodotti vulcanoclastici di Serra 'e Tepuis (STP).

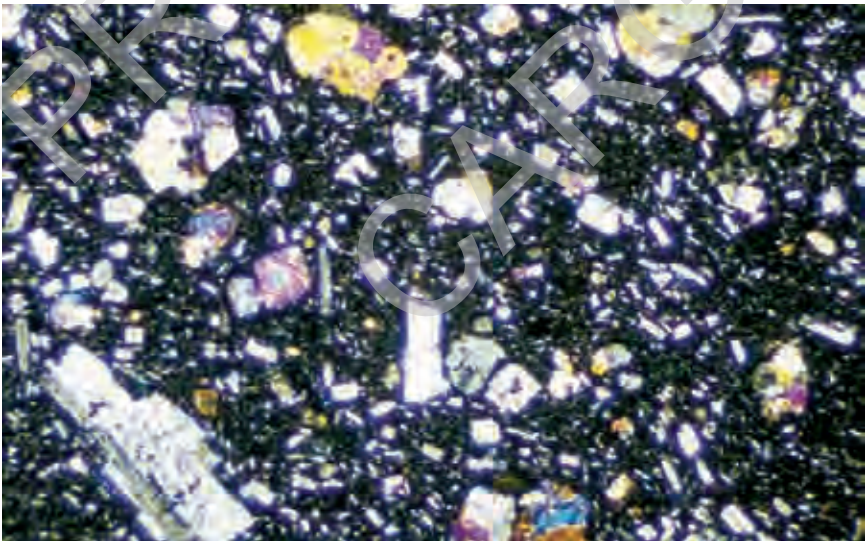


Fig. 60 - Microfoto a nicol incrociati di una sezione sottile dei basalti andesitici di Monte Essu (ESS) mostrante fenocristalli di plagioclasio e di pirosseno in massa di fondo ipocristallina (M. Essu, Sez. Narcao) (ingrandimento 2x).

Lo spessore complessivo di questa formazione varia tra 5 e 15 m. Secondo ASSORGIA *et alii* (1992c), il meccanismo di messa in posto sarebbe da ricondurre al collasso gravitativo di colonne eruttive. Le età radiometriche, determinate col metodo K-Ar (MORRA *et alii*, 1994; ASSORGIA *et alii*, 1995), indicano valori di 16.6 ± 0.8 Ma (Burdigaliano superiore).

3.2.3.2. - Formazione di Serra is Ollastus (SIO)

Questa formazione sedimentaria continentale è presente nella parte nord-occidentale della Sez. Santadi, e precisamente in un'area compresa tra Santadi Basso e Piscinas (località di Sedda sa Cruxi, Serra is Ollastus e Barrua). Geometricamente essa poggia ora direttamente sulla formazione del Cixerri, ora sui prodotti vulcanoclastici di Serra 'e Tepuis e sulle daciti di Acqua sa Canna, mentre giace sottostante alle piroclastiti riolitiche di Monte Crobu.

La formazione di Serra is Ollastus è costituita da conglomerati fluviali poligenici a clasti ben elaborati e con matrice argilloso-cineritica. I clasti provengono prevalentemente da calcari e dolomie di età mesozoica, in subordine da rocce metamorfiche paleozoiche e più raramente da andesiti ed andesiti basaltiche del ciclo oligo-miocenico. Il contatto con le vulcaniti soprastanti risulta sempre netto, presentando spesso fenomeni di argillificazione. Lo spessore tende a ridursi procedendo verso gli affioramenti ubicati a N, passando dai 50 m circa della località Serra is Ollastus ai 2 m circa della località di S'Ettadorgiu de is Eguas.

La formazione è riferibile al Miocene medio (Langhiano).

3.2.3.3. - Rioliti di Monte Crobu (CBU)

Le rioliti di Monte Crobu, corrispondenti alle Unità di Monte Crobu e di Concas is Angius di ASSORGIA *et alii* (1992b), affiorano nelle Sezz. di Santadi e di Narcao con espandimenti ignimbrici sovrapposti geometricamente alla formazione di Serra is Ollastus o, dove questa è assente, alle daciti di Acqua sa Canna o ai prodotti vulcanoclastici di Serra 'e Tepuis. Gli affioramenti più significativi sono individuabili in un'area compresa nella Sez. Santadi, tra Piscinas, N.ghe Diana e M. Medau, e nella Sez. Narcao tra Nuxis, Narcao e Villaperuccio.

I prodotti di flusso piroclastico in questa unità si presentano di colore grigirosato chiaro, da moderatamente a densamente saldati e con tessitura eutassitica. La base del corpo dell'ignimbrite è costituita da un livello vitrofirico, mentre tutto il resto è da poco a mediamente saldato, con fiamme ossidianacee di dimensioni anche decimetriche e frammenti litici centimetrici di vulcaniti, con una matrice

vulcanica a struttura vitroclastica (fig.61) a fenoclasti di sanidino prevalente su subordinati pirosseno, olivina e biotite (ASSORGIA *et alii*, 1994).

Secondo ASSORGIA *et alii* (1992b), il meccanismo di messa in posto è da attribuire al trabocco di magmi schiumosi e/o al collasso gravitativo di colonne eruttive. Gli spessori osservabili in affioramento variano da 10 a circa 30 m. Le datazioni radiometriche eseguite con il metodo Rb-Sr (MORRA *et alii*, 1994) attribuiscono a questa formazione un'età di 15 ± 0.7 Ma (Langhiano).

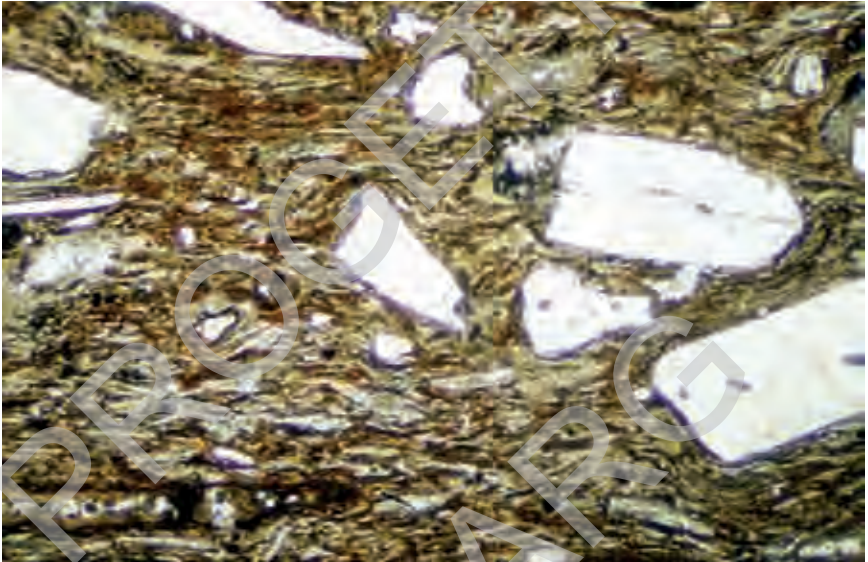


Fig. 61 - Microfoto in luce naturale di una sezione sottile delle rioliti di Monte Crobu (CBU) mostrante la tipica tessitura eutassitica con fenoclasti di feldspati (P.ta Coremò, Sez. Narcao) (ingrandimento 2x).

3.2.3.4. - Rioliti di Nuraxi (NUR)

Le rioliti di Nuraxi corrispondono all'Unità di Nuraxi di ASSORGIA *et alii* (1992b). Esse poggiano geometricamente sulle rioliti di Monte Crobu e rappresentano una delle unità vulcaniche arealmente più diffuse nel Sulcis. Nel Foglio Capoterra sono presenti nella Sez. Santadi con limitati affioramenti presso le località di N.ghe Diana, M. Medau e M. Sa Turri, mentre nella Sez. Narcao costituiscono affioramenti più estesi nelle località di M. Murdegu e M. Essu.

Si tratta di un'ignimbrite estremamente saldata, di colore variabile dal grigio ceruleo al rosso violaceo con, alla base, un livello vitrofirico che giace su un de-

posito piroclastico di caduta essenzialmente costituito da pomici e cristalli liberi; soprattutto nella parte inferiore del corpo piroclastico, si possono osservare rari frammenti litici di vulcaniti di aspetto ellissoidale disposti lungo linee di fluidalità. Molto caratteristico è un *layering* ben definito che spicca su una matrice vitroclastica a struttura porfirica con fenoclasti di plagioclasio e talora sanidino, e con scarso pirosseno; il sanidino tende ad aumentare in contenuto nella parte alta dell'ignimbrite con valori che variano tra il 5% e il 50% circa.

Queste rioliti presentano spessori valutabili intorno agli 8-9 m, tuttavia in un sondaggio profondo eseguito per ricerche minerarie nel "bacino lignifero" eocenico di Carbonia lo spessore di questa unità ha superato i 200 m, probabilmente in corrispondenza di un centro di alimentazione (FADDA *et alii*, 1994) o, più realisticamente, di un depocentro prossimo a questo.

Le modalità di messa in posto delle rioliti di Nuraxi sarebbero riconducibili ad un trabocco di magmi ricchi in gas da apparati fissurali (ASSORGIA *et alii*, 1992c). Datazioni radiometriche eseguite con il metodo Rb-Sr (MORRA *et alii*, 1994) attribuiscono a queste vulcaniti un'età di 15 ± 0.7 Ma.

Nuove determinazioni col metodo Ar-Ar su cristalli di sanidino hanno fornito età di 15.8 ± 0.2 Ma (PACI *et alii*, 2001).

4. - DEPOSITI QUATERNARI

La descrizione dei depositi quaternari del Foglio Capoterra è stata operata inquadrando le unità lito-, morfo- e pedo-stratigrafiche riconosciute in unità UBSU (*Unconformity Bounded Stratigraphic Units*), come proposto dal Servizio Geologico d'Italia (APAT).

Quanto qui di seguito descritto costituisce il frutto anche di osservazioni fatte in settori limitrofi di pertinenza dei Fogli Assemini, Carbonia e Cagliari. Comunque, i risultati ottenuti utilizzando il criterio "allostratigrafico" non avrebbero comportato sostanziali differenze, data l'importanza, in entrambe le metodologie, della presenza di discordanze erosive, paraconcordanze, o *hiatus* di sedimentazione con sviluppo di paleosuoli.

Uno dei problemi più importanti nella collocazione cronologica di queste unità è stata la mancanza, almeno nel foglio in esame, di datazioni radiometriche e l'incertezza sia dei dati già noti sia di quelli ottenuti nei fogli limitrofi; in particolare, alcune incertezze riguardano la posizione cronologica della discordanza che separa le due unità più recenti. Non si hanno dati per una collocazione precisa di questo evento, ma in analogia con quanto noto nella Penisola italiana (CALDERONI *et alii*, 1991; COLTORTI & DRAMIS, 1995; GIRAUDI & FREZZOTTI, 1997) esso viene posto alla transizione Pleistocene superiore - Olocene.

Nel Foglio Capoterra sono state individuate due principali unità deposizionali, separate da una importante superficie di erosione che corrisponde ad un periodo di incisione e di terrazzamento. La presenza in quest'area di estesi depositi alluvionali terrazzati, posti a quote progressive sui fondi vallivi attuali, ha reso particolarmente agevole l'utilizzo del criterio morfostratigrafico e pedostratigrafico. Il rinvenimento di indicatori climatici (depositi detritici di versante, paleosuoli, *etc.*) e di scarsi reperti ceramici, ha permesso un inquadramento cronologico di queste due unità.

Sono inoltre state osservate, seppure presenti appena al di fuori dell'area rilevata (Foglio Pula), le relazioni stratigrafiche tra i depositi continentali e quelli costieri. Seguendo gli indirizzi del Servizio Geologico d'Italia, sono state anche rappresentate le caratteristiche di facies dei depositi, così da offrire un quadro paleogeografico articolato e completo nell'ambito delle diverse unità.

Il sistema più recente è notoriamente più complesso e articolato e corrisponde ai depositi messi in posto durante l'Olocene. I depositi olocenici sono compresi in una grande unità che è stata a sua volta suddivisa in sottunità corrispondenti ai vari ambienti deposizionali ed in parte al loro grado di attività (depositi di conoide alluvionale, di pianura alluvionale, dell'alveo attuale, *etc.*). In questa unità sono, inoltre, compresi i depositi di origine antropica. L'altra UBSU è rappresentata principalmente da depositi alluvionali pedogenizzati e terrazzati, che passano lateralmente a depositi detritici di versante e di conoide alluvionale.

4.1. - DEPOSITI PLEISTOCENICI

4.1.1. - *Sintema di Portovesme* (**PVM**)

Il sintema di Portovesme è composto da due subsintemi: il subsintema di Portoscuso (**PVM₂**) e quello di Cala Mosca (**PVM₁**), non affiorante nel Foglio Capoterra. Si segnala, comunque, che poco più a S del foglio il subsintema **PVM₁**, è ben rappresentato a Nora e nella vicina penisola di Fradis Minoris (ULZEGA *et alii*, 1982; ULZEGA & HEARTY, 1986; KINDLER *et alii*, 1997). E esso affiora, inoltre, nel limitrofo Foglio Cagliari a Cala Mosca, località tipo descritta da ISSEL (1914) per il Tirreniano e successivamente riproposta da ULZEGA & HEARTY (1986).

4.1.1.1. - Subsintema di Portoscuso (**PVM₂**)

Il subsintema di Portoscuso (**PVM₂**), affiorante nel foglio, è costituito prevalentemente da depositi di ambiente alluvionale e da depositi di versante.

I depositi alluvionali sono prevalentemente costituiti da ghiaie grossolane, più raramente da blocchi, a spigoli subangolosi e subarrotondati, raramente arrotondati. Essi presentano strutture incrociate concave in genere piatte e di limitata ampiezza (Poggio dei Pini, Azienda Agricola Medda-Obino, cave dismesse di Sa Carruba Durci). In alcune località come Is Langius, nella Sez. Santadi, nella parte intermedia del deposito, accanto ad una maggior percentuale di sedimenti sabbiosi, sono presenti anche ghiaie a stratificazione incrociata planare sempre di limitata estensione, che suggeriscono una tendenza alla migrazione laterale dei canali. I sedimenti fini, sotto forma di lenti e di livelli sabbiosi, sono in genere estremamente rari.

I sedimenti alluvionali descritti corrispondono comunemente a conoidi alluvionali più o meno appiattite deposte da corsi d'acqua allo sbocco delle valli che incidono i rilievi del Sulcis, sia sul lato costiero meridionale (tra Capoterra e Pula) sia all'interno delle conche di Narcao e Santadi. A nord, in prossimità dei versanti aumentano sia la dimensione dei clasti sia la percentuale di elementi spigolosi. In alcune località, come Sa Perda Soritta, i clasti sono angolosi anche perché provenienti dall'erosione di rocce metamorfiche con elevate percentuali di elementi quarzificati. Data la limitata distanza dai rilievi montani essi localmente hanno dato origine a conoidi incanalate, con le facies sedimentarie caratterizzate da una estrema monotonia composizionale. Lo spessore totale può anche superare i 10 m, ma più frequentemente è di alcuni metri.

Questi sedimenti si presentano sempre fortemente smembrati dall'erosione e terrazzati ai lati dei letti fluviali attuali e/o dei depositi alluvionali olocenici. Le scarpate variano da qualche metro sino ad alcune decine di metri di altezza.

Quando è visibile il contatto con il substrato, alla base di questa unità si può osservare una netta superficie di erosione su roccia debolmente inclinata, che testimonia come, prima della fase di aggradazione, i versanti siano stati interessati dal modellamento di *pediment* (o *glacis*) più o meno estesi. In genere i *pediment* costituiscono una superficie di quasi equilibrio in cui prevalgono i processi di trasporto che assicurano lo smaltimento verso valle dei detriti prodotti sui versanti montuosi e sono tipici di condizioni aride. Condizioni aride nelle aree limitrofe, ed in special modo sul lato occidentale dell'Isola, sono ben testimoniate dalla presenza di spessi depositi eolici, già noti in letteratura (VARDABASSO, 1956a; OZER *et alii*, 1980; ULZEGA *et alii*, 1982; KINDLER *et alii*, 1997).

I depositi detritici sono caratterizzati da clasti mediamente grossolani, a spigoli angolosi, disposti sia in strati sia in lenti decimetriche. Essi si sono originati ai piedi dei versanti modellati su rocce del basamento e davano vita a *talus* ai piedi dei rilievi ed a con di detrito in corrispondenza di canali. Si tratta però di depositi che sono stati in larga parte erosi durante l'approfondimento delle valli post-glaciali e, per questo motivo, talora affiorano in aree limitate e non

cartografabili alla scala del rilevamento, e/o possono, inoltre, essere presenti al di sotto delle coperture oloceniche. Non sono stati mai osservati depositi di versante stratificati simili a quelli segnalati in altre parti dell'Isola da OZER & ULZEGA (1981), ma è noto che le caratteristiche litologiche del substrato giocano un ruolo importante nel loro modellamento. Lo spessore dei depositi detritici può superare i 5 m sebbene, nell'area in esame, non esistano esposizioni tali da illustrarne le caratteristiche stratigrafiche di dettaglio.

Il loro inquadramento cronologico è basato su datazioni radiometriche con il ^{14}C , effettuate sia su resti rimaneggiati di conchiglie di molluschi marini e terrestri (polmonati) rinvenuti all'interno di depositi eolici, sia su porzioni di concrezioni e rocce calcaree presenti nel limitrofo Foglio Carbonia, dove è stata istituita la località tipo di questo sintema. Sulla base sia delle informazioni ottenute dalle datazioni radiometriche sia dalle osservazioni stratigrafiche è stato possibile stabilire che questi sedimenti: a) costituiscono l'unità alluvionale precedente l'Olocene; b) sono stati messi in posto in condizioni aride e fredde che seguono una fase di modellamento di *pediment*, verosimilmente in condizioni aride calde. È dunque plausibile, anche in mancanza di elementi datati nel Foglio Capoterra, la loro attribuzione al Pleistocene superiore.

4.2. - DEPOSITI OLOCENICI

Sono rappresentati sia dai sedimenti attuali sia da sedimenti messi in posto durante le modificazioni dell'ambiente fisico olocenico e, dunque, caratterizzate da gradi variabili di inattività e seppellimento. Tra questi depositi sono inoltre compresi quelli alluvionali terrazzati posti a quote inferiori rispetto al terrazzo pleistocenico. I depositi più rappresentati sono quelli di conoide e di pianura alluvionale, che presentano relazioni di variazione laterale di facies, ed inoltre depositi di versante. La natura di questi sedimenti e la relazione laterale tra le varie facies è, infatti, alquanto complessa.

4.2.1. - *Travertini* (f_1)

Nel Foglio Capoterra, livelli travertinosi sono presenti in affioramenti limitati costituiti da depositi carbonatici di precipitazione chimica, con frammenti vegetali di dimensioni variabili e scarsi resti di organismi limivori. La probabile formazione di questi depositi, situati in genere in prossimità dei rilievi calcarei cambriani, sarebbe legata ad una rapida precipitazione di carbonati per opera di acque termali provenienti da sorgenti e/o da risorgive carsiche.

4.2.2. - Depositi alluvionali terrazzati (b_n)

Si tratta di depositi alluvionali grossolani, con limitati lenti e livelli di sabbie e di ghiaie fini a stratificazione incrociata concava, oppure massivi, simili a quelli che si osservano lungo gli alvei attuali (fig.62).

Questi depositi sono posti ai lati dei letti attuali ed in genere non sono interessati dalle dinamiche fluviali in atto nel letto ordinario. Tratti di questa unità possono però essere interessati da fenomeni alluvionali durante eventi idrometeorici eccezionali.

È quanto si è verificato in alcune località non distanti da Capoterra durante gli eventi idrometeorici del novembre 1999 e dell'ottobre 2008. La presunta rarità di tali eventi ha fatto venir meno la necessaria attenzione verso queste aree cosiddette a rischio che sono state talora oggetto di espansione edilizia.

Le antiche pianure alluvionali, molto più estese di quelle attuali, forniscono informazioni certe su importanti eventi idrometeorici avvenuti in passato, che hanno riattivato settori molto ampi delle pianure e dei conoidi alluvionali. In molti casi questi sedimenti hanno rappresentato i letti di piena straordinaria fino al secolo scorso.



Fig. 62 - Depositi alluvionali a ciottoli poligenici in matrice sabbioso-arenacea (Loc. Is Langius).

Tra essi vengono considerati anche i depositi alluvionali debolmente terrazzati sui fondi vallivi attuali, come quelli presenti lungo i corsi del Rio Mannu di Villa S. Pietro, il Rio di Monte Nieddu e del Rio Su Tintioni, tutti ubicati sul versante meridionale del massiccio del Sulcis, e sui lati del Rio Mannu di Narcao. All'interno di simili depositi nei Fogli Assemini, Carbonia e Cagliari sono stati rinvenuti frammenti fluitati di ceramiche; questa scoperta permette di ipotizzare una loro messa in posto in tempi storici o protostorici.

Nei pressi dei rilievi i sedimenti di fondo valle si raccordano a conoidi alluvionali anche discretamente inclinate (ad es., a S di Capoterra o nei dintorni di Cuccuru San Marco). In questi casi alcuni livelli ghiaiosi sono matrice-sostenuti. Data la vicinanza al mare del versante, e la limitatezza dell'estensione di questi depositi, raramente essi si presentano suddivisi in terrazzamenti minori. In alcune aree però, a quote progressive sul *thalweg*, sono presenti scarpate di erosione fluviale discretamente rettilinee, che testimoniano fasi di approfondimento delle valli seguite da aggradazione di sedimenti grossolani.

Malgrado la limitatezza degli affioramenti e dei lembi terrazzati, è stato possibile stabilire che in alcuni casi si tratta di terrazzi originati dalla messa in posto di conoidi telescopiche (per es., nelle località di Crabi e Planu sa Taula, sul lato orientale del bacino di Narcao). Lo spessore dei sedimenti è, in genere, difficilmente valutabile, ma in alcune sezioni, in fronti di cave o lungo scarpate di erosione fluviale, può superare i 5 m.

Tra i depositi fluviali olocenici sono presenti anche sedimenti più fini affioranti a N di Villa San Pietro. In questa zona, all'uscita del Rio Monte Nieddu, sia dall'analisi di foto aeree sia da sopralluoghi sul terreno, sono stati individuati tratti di antichi meandri debolmente incisi all'interno del terrazzo pleistocenico. Essi sono alterati da alfisuoili ad orizzonte Bt discretamente rubefatto.

Suoli simili sono stati osservati anche nel Foglio 564 "Carbonia", nei pressi dell'abitato di Barbusi, alla sommità di depositi eolici attribuiti all'ultima fase fredda pleistocenica.

È dunque verosimile che questo grado di alterazione sia stato raggiunto durante l'Olocene antico e che il modellamento dei meandri si sia verificato agli inizi dell'Olocene. La mancanza di sezioni stratigrafiche all'interno di questi sedimenti impedisce ulteriori ipotesi.

4.2.3. - *Depositi di versante (a)*

Si tratta di depositi detritici costituiti da clasti angolosi in genere di spessore limitato (alcuni metri) osservati sulle pendici dei rilievi calcarei e più limitatamente su quelli del substrato paleozoico.

Gli affioramenti più estesi si rinvennero sui versanti ad W dei rilievi di Capoterra, e a NW di Villa San Pietro. Estesi affioramenti caratterizzano, inoltre, i versanti del bacino di Narcao che si modellano a spese delle sequenze contenenti depositi vulcanoclastici terziari. In questi affioramenti, come sulle pendici di Serra Murdegù e di Sa Corona Arrubia, intercalati a livelli clastici, sono presenti livelli con una abbondante componente fine sabbiosa e siltosa di origine colluviale.

È verosimile che i depositi detritici siano stati messi in posto come conseguenza della degradazione dei versanti di origine antropica in epoca protostorica in seguito al progressivo utilizzo di pratiche di agricoltura ed allevamento che necessitavano di massicci interventi di deforestazione. A tale riguardo, si segnala, infatti, come la maggior parte dei rilievi del Sulcis si presentino attualmente privi di copertura pedologica o con copertura estremamente ridotta ad indicare l'importanza dei fenomeni erosivi. A testimone di ciò, in località Tuarredda, è stato individuato un esteso e spesso livello carbonioso in cui sono stati rinvenuti frammenti di ceramica di impasto.

4.2.4. - *Depositi di frana (a_{1a})*

Depositi di frana riferibili all'Olocene sono presenti in alcune zone del Foglio; i più importanti per estensione e volume sono cartografati nel settore NW della Sez. Narcao, tra i paesi di Narcao e Nuxis, più precisamente presso Nuraghe Pranu 'e Truttuis. Sono costituiti prevalentemente da accumuli gravitativi caotici a blocchi eterometrici di vulcaniti effusive di tipo ignimbrico appartenenti al gruppo di Monte Sirai, con matrice da sabbiosa a ghiaiosa scarsamente compatta o sciolta.

Nell'insieme si tratta di antiche frane di crollo e/o ribaltamento, attualmente quiescenti o stabilizzate; non sono state rilevate evidenze di significativi movimenti in atto.

4.2.5. - *Coltri eluvio-colluviali (b₂)*

Si tratta di depositi in cui sono presenti percentuali variabili di sedimenti fini (sabbia e silt) più o meno pedogenizzati ed arricchiti della frazione organica, mescolati con sedimenti più grossolani, in genere detriti da fini a medi. L'elevata presenza della frazione organica indica che si tratta di sedimenti derivati dall'erosione del suolo durante l'Olocene e mescolati a sedimenti provenienti per degradazione fisica direttamente dal substrato. Il loro spessore è in genere esiguo (qualche metro), ma aumenta nei dintorni di Punta Coremò, nella conca di Narcao.

4.2.6. - *Depositi alluvionali (b_a)*

I corsi d'acqua presenti nell'area rilevata sono di modesta estensione ed a carattere tipicamente torrentizio, dunque caratterizzati da forti alternanze stagionali. Il Rio Mannu di Narcao e il Rio Mannu di Santadi sono i corsi d'acqua principali del settore settentrionale. Su quello meridionale i corsi d'acqua principali sono il Rio Santa Lucia, il Rio di San Gerolamo, il Rio Mannu di Villa San Pietro, il Rio di Monte Nieddu ed il Rio Su Tintioni. A questi corsi, tutti a carattere torrentizio, si collegano numerosi affluenti minori con grado di attività dell'alveo estremamente variabile.

I sedimenti alluvionali sono in genere grossolani e/o molto grossolani e raramente sono presenti intercalazioni di lenti sabbiose.

La stratificazione è in genere caratterizzata da livelli piano-paralleli o a stratificazione incrociata concava molto piatta, a testimoniare le dinamiche di un corso a canali intrecciati. Lo spessore di questi sedimenti è molto variabile e localmente supera i 5 m.

In prossimità dei versanti montuosi, i sedimenti all'interno degli alvei possono essere anche molto grossolani e localmente sono presenti affioramenti di substrato. In alcuni casi sono stati osservati letti armati molto grossolani. La limitatezza degli affioramenti ha impedito talora la loro riproduzione cartografica.

4.2.7. - *Depositi antropici (h_{1m})*

Si tratta di cospicui volumi di materiali detritici derivati dall'attività mineraria. Essi sono stati accumulati sui versanti e sui fianchi delle vallecole presenti in vicinanza degli scavi minerari. Nel territorio appartenente al Foglio Capoterra questi depositi sono ben rappresentati oltre che a San Leone, presso Capoterra, a S di Nuxis, a SE di Piscinas ed a NE di Narcao.

III - TETTONICA

1. - INQUADRAMENTO GENERALE

Nella Sardegna sud-occidentale sono particolarmente evidenti gli effetti di piegamenti “caledoniani” (Fase sarda in STILLE, 1939) ed ercinici, con strutture d’interferenza tra due principali direzioni assiali rispettivamente E-W e N-S, ampiamente documentate da gran parte degli studiosi.

Sebbene, già nelle carte geologiche in scala 1:25000, pubblicate tra l’800 e il ‘900, sia stata evidenziata una superficie di origine meccanica (scistosità), i primi studi moderni di carattere strutturale sono stati realizzati da ARTHAUD (1963; 1970), POLL & ZWART (1964), POLL (1966), DUNNET (1969), DUNNET & MOORE (1969).

Le successioni paleozoiche del Foglio Capoterra, sono interessate da una deformazione polifasica ercinica tipica di livelli altocrostali (ARTHAUD, 1970), con un grado di metamorfismo piuttosto basso (anchizona-epizona). Da un punto di vista strutturale i terreni paleozoici del foglio appartengono prevalentemente all’Avampaese autoctono dell’Iglesiente-Sulcis, Zona esterna dell’orogene ercinico sardo, ed in subordine al fronte dell’Unità alloctona dell’Arburese, appartenente invece alla Zona delle falde esterne. Un esame dettagliato della disposizione geometrica delle formazioni paleozoiche autoctone consente di rilevare che nel Foglio Capoterra le strutture dominanti presentano una direzione prevalente N-S, in accordo con la direzione assiale della mega-anticlinale, con nucleo formato dalle metarenarie cambriane della formazione di Nebida, la quale costituisce la struttura generale principale di tutto il foglio che da Narcao-Nuxis, attraverso Santadi-Teulada, si spinge fino a Capo Malfatano.

La tettonica plicativa che caratterizza il Paleozoico autoctono del Foglio Capoterra, come di tutto il Sulcis-Iglesiente (POLL, 1966; CARMIGNANI *et alii*, 1982b), è articolata in quattro fasi:

OROGENESI CALEDONIANA:

- *I fase*: fase plicativa generante strutture a pieghe con direzione assiale E-W (“Fase sarda” *Auct.*)

OROGENESI ERCINICA:

- *I fase*: debole fase plicativa, generante strutture a pieghe con direzione assiale circa E-W;
- *II fase*: fase plicativa principale, generante strutture a pieghe di direzione assiale N-S ed accavallamenti, con sviluppo di una marcata scistosità;
- *III fase*: debole fase plicativa a direzione variabile e sviluppo, nei litotipi meno competenti, di un clivaggio di frattura talora penetrativo e di crenulazione.

2. - TETTONICA CALEDONIANA

La presenza di una tettonica plicativa caledoniana (Fase sarda) è testimoniata nel Sulcis e nell'Iglesiente da una discordanza angolare tra le formazioni del Cambriano - Ordoviciano Inferiore e quelle dell'Ordoviciano Superiore.

Nel Foglio Capoterra la giacitura discordante della formazione di Monte Argentu (“Puddinga” *Auct.*) sulla successione del Cambriano - Ordoviciano Inferiore, oltre a testimoniare la Fase sarda, permette, in taluni casi, di stabilire in quale misura sia possibile definire i rapporti di sovrapposizione tra i blandi piegamenti della “fase caledoniana” con quelli coassiali della I Fase ercinica.

La Fase sarda si manifesta con deboli deformazioni caratterizzate da pieghe cilindriche a largo raggio di curvatura, di direzione assiale E-W, non riconoscibili alla scala dell'affioramento per la sovrapposizione sia delle pieghe coassiali E-W della I fase ercinica, sia di quelle di direzione N-S della II fase ercinica principale.

La discordanza angolare della Fase sarda è ben visibile in alcuni affioramenti tra Riomurtas e Bau Pressiu (Sez. Narcao) e, limitatamente, a P.ta Groffinu e Perde 'e Montes (Sez. Villa San Pietro). I movimenti della Fase sarda vengono interpretati, dal punto di vista geodinamico, come connessi con l'evoluzione di un arco magmatico andinotipo, la cui migrazione verso il margine nord-gondwaniano avrebbe prodotto nel Cambriano medio la compressione e deformazione dei sedimenti del Cambriano - Ordoviciano Inferiore del Sulcis-Iglesiente, con conseguente loro emersione ed erosione subaerea (CARMIGNANI *et alii*, 1992a; 1992b).

Anche nella successione paleozoica dell'Unità alloctona dell'Arburese, si registrano gli effetti di una fase deformativa “eoaledoniana” riconducibile alla “Fase sarda”-“Fase sarrabese” *Auct.* (Ordoviciano medio), come testimo-

niato dalla discordanza (*unconformity*) che separa i potenti metasedimenti del Cambriano - Ordoviciano Inferiore ad acritarchi dal sovrastante complesso vulcano-sedimentario subaereo ("Porfiroidi" *Auct.*) dell'Ordoviciano medio e dai metasedimenti fossiliferi della trasgressione dell'Ordoviciano Superiore (BARCA *et alii*, 1992b).

Nel Foglio Capoterra l'evento tettonico eocaledoniano è evidenziabile soltanto per l'esistenza delle manifestazioni filoniane intraordoviciane dell'area di San Leone isotopicamente (U-Pb su zirconi) datate a 475 ± 10 Ma.

3. - TETTONICA ERCINICA

La struttura fondamentale del basamento paleozoico della Sardegna sud-occidentale, in cui ricade anche il Foglio Capoterra, è da riferire sicuramente all'Orogenesi ercinica, che si è manifestata con una complessa tettonica polifasica associata ad un metamorfismo in facies di scisti verdi. L'età di questa tettonica viene riferita al Carbonifero Inferiore-Medio (post-Tournaisiano e pre-Stefaniano).

L'evoluzione della tettonica ercinica per il basamento metamorfico autoctono della Sardegna sud-occidentale prevede l'esistenza di tre fasi plicative.

3.1. - ZONA ESTERNA

3.1.1. - I Fase ercinica

È la fase deformativa (F1) di più debole entità, caratterizzata da pieghe cilindriche a grande raggio di curvatura che si sovrappongono alle strutture di direzione assiale E-W della Fase caledoniana.

Queste strutture, prive di scistosità, non sono molto evidenti anche perchè la fase N-S (fase ercinica principale) le ha deformate profondamente. Strutture erciniche E-W (fig.63) sono identificabili nella parte settentrionale delle Sezz. Narcao e Santadi (P.ta Panillocco - P.ta Meureddu e Case Cruccuronis - Punta su Liuru), sebbene il parallelismo delle direzioni assiali delle due fasi E-W generi incertezza sugli effetti

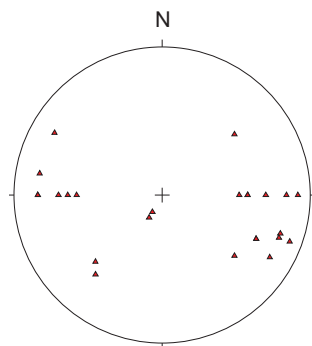


Fig. 63 - Stereogramma degli assi della fase ercinica F1 nelle formazioni del Cambriano (Arcu Mengianu-M. Tamara, Sez. Narcao).

N=25 - Lower hemisphere - F1 S. Elia

causati dai singoli eventi e quindi sull'età e sull'appartenenza dei due piegamenti coassiali.

Rapporti di sovrapposizione tra la Fase caledoniana E-W e la I Fase ercinica E-W sono presenti anche in aree limitrofe la Sez. Narcao, tra i paralleli passanti per Narcao a S e Villamassargia a N (vedi Carta Geologica di Rosas-Terraseo, POLL, 1966). La presenza di strutture E-W erciniche è plausibile sia per considerazioni di carattere regionale, sia per la forte immersione assiale verso N (50° - 70°) delle pieghe erciniche della fase N-S. I dati strutturali indicano che le suddette strutture si siano formate a partire da superfici già inclinate verso N, corrispondenti al fianco settentrionale della grande struttura di Nuxis-Santadi-Teulada, con a nucleo le metarenarie della formazione di Nebida. La megastruttura dovrebbe trovare a N il suo raccordo in sinclinale con l'altra grande anticlinale di Musteddinu-Terraseo (Sez. Carbonia), il cui fianco meridionale, immergente a S, affiora lungo l'allineamento Carbonia-Narcao.

3.1.2. - II Fase ercinica

Le strutture plicative N-S riferibili alla II Fase ercinica (F2) sono ben evidenti sia cartograficamente sia all'affioramento. Questa fase deformativa, strutturalmente la più importante poiché ha determinato il raccorciamento maggiore, è caratterizzata da pieghe isoclinali e subsoclinali di direzione assiale N-S di ampiezza variabile (con deviazioni di direzione NW-SE e talora coricate verso W), e da una foliazione di piano assiale (S_2) ben sviluppata che nei litotipi siltitici e pelitici rappresenta l'anisotropia planare più evidente alla scala dell'affioramento.

Da un punto di vista regionale le strutture prodottesi durante questa II Fase ercinica (fase principale) hanno una taglia minore rispetto alle pieghe E-W della I Fase ercinica, ma le loro caratteristiche rivelano raccorciamenti più importanti.

Nei livelli a minore competenza si generano pieghe chiuse accompagnate da una caratteristica scistosità ("scistosità trasversale" *Auct.*) di direzione prevalente circa N-S che, con una certa frequenza, può assumere direzioni variabili verso NW-SE e/o NE-SW, e immersione tra i 30° e i 60° prevalentemente verso il quadrante NE ed in subordinate verso quello NW (fig.64).

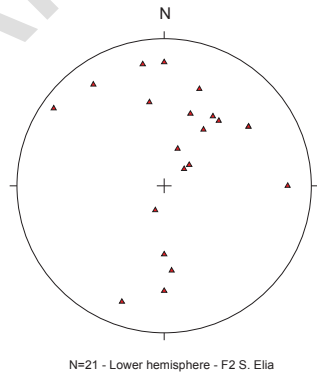


Fig. 64 - Stereogramma degli assi della fase ercinica F2 nelle formazioni del Cambriano (Arcu Mengianu-M. Tamara, Sez. Narcao).

Questa scistosità si manifesta attraverso differenti stadi di evoluzione sia in rapporto alla sua posizione nelle strutture plicative, di cui materializza il piano assiale, sia in funzione dei diversi litotipi: la scistosità di frattura nelle metarenarie, nei metacalcari cambriani e devoniani, diventa di flusso nelle metapeliti e metasiltiti della formazione di Cabitza e delle formazioni ordoviciano-carbonifere (fig.65).



Fig. 65 - Scistosità di frattura nelle metarenarie carbonatiche del membro di Punta Manna (Località P.ta is Coddis, Sez. Santadi).

In alcuni campioni rappresentativi osservati al microscopio in sezione sottile, la scistosità si manifesta come una netta discontinuità planare, ma non sempre è sede di ricristallizzazione. Il grado di sviluppo della scistosità, deducibile dai rilevamenti di campagna, ne suggerisce un incremento procedendo verso S tra Santadi e Teulada (Sez. Santadi), in corrispondenza della parte più profonda delle metarenarie della formazione di Nebida.

Altri elementi strutturali associati a questa fase sono lineazioni d'intersezione tra superfici S_0 ed S_2 , marcate lineazioni di estensione *down dip* ed accavallamenti locali caratterizzati da deformazioni con sviluppo di cataclasi (fig.66).

La blastesi, che si sviluppa lungo le superfici di scistosità (fig.66a), soprattutto in litotipi originariamente più pelitici, è data da clorite, muscovite, quarzo, feldspato (albite), ed è indicativa di un metamorfismo di basso grado confinato nella facies degli scisti verdi.

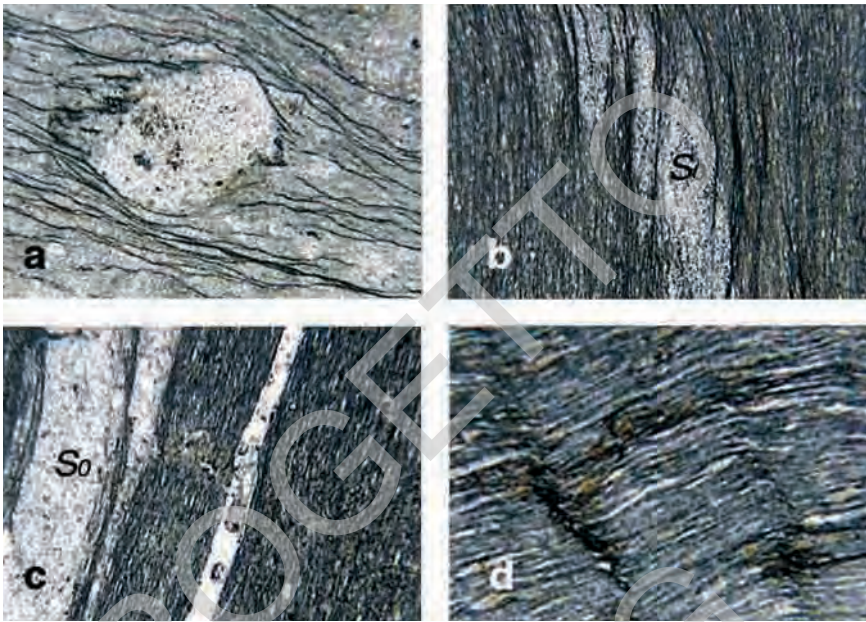


Fig. 66 - Microfoto in sezione sottile di metasiltiti e metapeliti del membro di Matoppa. a) porfiroblasto sintettonico alla II Fase ercinica (luce naturale) (P.ta De Casola, Sez. Santadi); b) scistosità S_2 di II Fase ercinica obliqua rispetto alla stratificazione S_0 (luce naturale) (P.ta De Casola, Sez. Santadi); c) stratificazione S_0 parallela alla scistosità S_2 di II Fase ercinica (luce naturale) (Cambudu, Sez. Santadi); d) scistosità milonitica sin- II Fase ercinica con piani e crenulazioni della III Fase (luce naturale) (P.ta Is Codis, Sez. Santadi).

Le pieghe di grandi dimensioni sono ben evidenti, hanno piano assiale molto inclinato, profilo simmetrico e lunghezza d'onda variabile. Sono presenti begli esempi di fianchi rovesci di pieghe con vergenza sia verso W (M. Flacca e M. Murrecci nella Sez. Santadi) sia verso E (M. Tamara nella Sez. Narcao e San Leone - Arcu su Linnarbu nella Sez. Capoterra).

Di particolare interesse è il tipo di deformazione che caratterizza il contatto tra il membro del calcare ceroide e la formazione di Cabitza, dove il raccorciamento ercinico ha prodotto pieghe a forma di "cuspidi" e "lobi" con i litotipi della formazione di Campo Pisano "pizzicati" dentro il membro del calcare ceroide.

Un bell'esempio di questo assetto tettonico è visibile nel fianco rovescio dell'anticlinale di M. Tamara nella Sez. Narcao, e negli affioramenti di M. Murrecci, P.ta Rosmarino, P.ta Sa Sonalla, P.ta Su Casteddu, e P.ta Sebera, nella Sez. Santadi. Queste strutture possono evolvere in lame tettoniche e la loro continuità viene quindi interrotta; la scistosità diventa la superficie più evidente all'affioramento.

In corrispondenza di queste strutture, che possono interessare profondamente il metacalcare, che in questo caso diventa nettamente scistoso, la laminazione diviene particolarmente intensa.

Quando alla deformazione duttile si associa anche la deformazione di taglio, la fase N-S si manifesta con un'associazione di pieghe e di accavallamenti con senso di movimento verso E e localmente verso S e/o verso N. I principali accavallamenti riscontrati sono:

- *accavallamento di Rio Murtas - M. Ettoi* (rigetto: vert. 50-100 m, orizz. 250-350 m): sovrapposizione del membro del calcare ceroide sia sulla formazione di Cabitza sia su quella di Monte Argentu;
- *accavallamenti di M. Cerbu, M. Cannas, P.ta Rosmarino* (rigetto: vert. 25-30 m, orizz. ca. 250 m) e *di P.ta Masoni Castangia* (rigetto: vert. non quantificabile, orizz. 200 m): sovrapposizione del membro del calcare ceroide sulla formazione di Cabitza;
- *accavallamenti di M. su Casteddu - Arcu Tuppa de Nappa* (rigetto: vert. non quantificabile, orizz. 400-500 m) e *di P.ta Sebera - Cuccuru Saulesu* (rigetti non quantificabili): sovrapposizione del membro di Matoppa sia sulla formazione di Cabitza sia sul membro del calcare ceroide;
- *accavallamento di Acquacadda - Is Pinnas* (rigetto: vert. 50 m, orizz. 250-300 m): sovrapposizione dei membri di Matoppa e del calcare ceroide sulla formazione di Cabitza;
- *accavallamenti minori di Su Sinibidraxiu - Conca Antoni Airi* (rigetto: vert. 50-100 m, orizz. 200-300 m);
- *accavallamenti di P.ta Sa Cresia* (rigetti non quantificabili) e *di Castello Carzola* (rigetto orizz. 50-100 m).

Si tratta di fasci di accavallamenti che occupano in prevalenza corridoi di direzione sub-meridiana (area orientale della Sez. Santadi e area nord-occidentale e centrale della Sez. Narcao), e in subordine, di direzione ora verso S (Cuccuru Sollais nella Sez. Narcao) ora verso N (M. Cannas, M. Cerbus, P.ta Su Pineddu nella Sez. Santadi), la cui vergenza talora risulta poco chiara poiché sui piani di faglia sono presenti più generazioni di strie, sia secondo la massima pendenza sia orizzontali. Inoltre, alcune delle strie disposte secondo la massima pendenza sono imputabili a movimenti distensivi posteriori.

Nella Sez. Capoterra, all'evoluzione tettonica di questa fase è collegato il sovrascorrimento dell'Unità tettonica dell'Arburese sulla Zona esterna dell'Iglesiente-Sulcis, in particolare sulle formazioni ordoviciane, siluriane, devoniane e carbonifere. Il sovrascorrimento, ad andamento circa N-S, è caratterizzato da deformazioni e dal marcato sviluppo di una fascia cataclastica e/o cataclastico-milonitica quasi continua, prodottasi in prevalenza a spese delle metapeliti e metasiltiti siluriane.

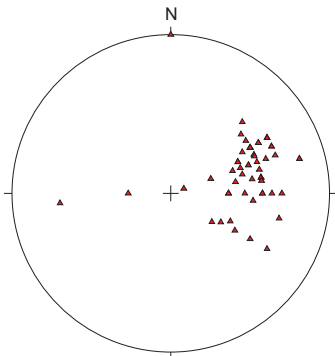
3.1.3. - III Fase ercinica

La tettonica tardo-ercinica o post-collisionale (F3) del Foglio Capoterra, come quella di tutta la Zona esterna, è caratterizzata da eventi deformativi minori rispetto a quelli della II Fase N-S che hanno prodotto raccorciamenti modesti, con piegamenti di direzione e stile variabile come *kink*, pieghe a scatola e a *chevron* (fig.67), con assi di direzione N 70° e N 120° (fig.68) ed immersione variabile tra 15° e 30°.

Il clivaggio (*fracture cleavage e crenulation cleavage*) è sviluppato soprattutto nelle parti più profonde delle successioni (Rocca Niu Crobu - P.ta Salixi - Cuccuru s'Olmo - P.ta Musciulira), in modo discontinuo, ed in funzione dei litotipi e della



Fig. 67 - Pieghe tardive a chevron nelle metarenarie cambriane del membro di Matoppa (Rocca Niu Crobu-P.ta Casola, Sez. Santadi).



N=56 - Lower hemisphere - Niu Crobu F3

posizione entro le strutture maggiori (fig.69). Talora sono presenti pieghe simili o sub-isoclinali (fig.70).

Anche se regionalmente non si sono prodotti effetti vistosi, localmente sono notevoli le complicazioni tettoniche.

Fig. 68 - Stereogramma degli assi della fase ercinica F₃ nel membro di Matoppa (Cambriano Inferiore) (Punta Sa Friscura - Niu Crobu, Sez. Santadi).



Fig. 69 - Microfoto in luce naturale di sezioni sottili di metapeliti e metasiltiti del membro di Matoppa: a) strain slip cleavage S_3 sovrainposto a S_0 (P.ta Su Salixi, Sez. Santadi); b) S_0 subparallela alla scistosità S_2 della II Fase N-S, ripiegata dalla III Fase: sono evidenti le crenulazioni della III Fase (Cuccuru Lillu, Sez. Santadi); c) strain slip cleavage S_3 della III Fase sovrainposto alla S_0 parallela alla scistosità S_2 della II Fase N-S (Crucuronis - S'Antruxentera, Sez. Santadi).



Fig. 70 - Clivaggio S_3 di piano assiale in una piega tardiva della III Fase ercinica nelle metarenarie del membro di Matoppa. Nella figura si notano una scistosità principale S_2 (II Fase ercinica N-S) parallela alla stratificazione S_0 (Rocca Niu Crobu, Sez. Santadi).

3.2. - ZONA A FALDE

3.2.1. - *Unità dell'Arburese*

L'Unità dell'Arburese (BARCA *et alii*, 1982a), affiorante nei settori settentrionali del foglio, è l'unità alloctona più esterna ("fronte") dell'edificio di falde della catena ercinica sarda. Questa grande unità tettonica è traslata da NE verso SW durante la fase ercinica principale, fino ad accavallarsi sul Paleozoico "autoctono" (Zona esterna dell'Iglesiente-Sulcis).

La relativa superficie di sovrascorrimento costituisce pertanto l'elemento strutturale più importante dell'area del foglio, rimarcato all'affioramento da fasce milonitico-cataclastiche più o meno silicizzate e talora mineralizzate, nonché da un'accentuata caoticizzazione e disarticolazione in scaglie minori, con assottigliamenti ed elisioni prodotti soprattutto nelle più incompetenti successioni siluriano-devoniane "autoctone" (fig.71) e sui depositi flyschoidi di avanfossa del Carbonifero Inferiore.



Fig. 71 - *Contatto tettonico tra l'Unità tettonica dell'Arburese (in alto) e l'Unità "autoctona" dell'Iglesiente-Sulcis (in basso) (SE P.ta Sa Stiddiosa, Sez. Capoterra).*

Nonostante le difficoltà di osservazione dovute agli effetti del sovrimposto metamorfismo termico indotto dalle intrusioni granitoidi tardo-erciniche, risulta sufficientemente evidente all'affioramento come la forte tettonica tangenziale ercinica si manifesti in seno alle litologie di questa unità con piegamenti isoclinali sincisiosi con senso di rovesciamento verso SW e con metamorfismo cinematico epizonale (facies a clorite e sericite).

Le direzioni assiali delle pieghe della principale fase deformativa ercinica variano intorno a N-S, con piano assiale di 10-20°. Ad esse si associa una scistosità (S_2) pervasiva che varia, a seconda del grado di competenza delle litologie interessate (metarenarie, metasiltiti, metargilliti), dal clivaggio di crenulazione (*crenulation cleavage*) allo *strain sleep cleavage* ed allo *slaty cleavage*, mentre un clivaggio di frattura più o meno spaziato si manifesta nei più massivi e competenti banchi quarzitici e metamicroconglomeratici.

Sistemi di pieghe tardive relativamente blande, di direzione assiale variabile, ripiegano tutte le strutture della fase deformativa principale (superfici di sovrascorrimento, piani assiali di pieghe, scistosità S_2 , etc.), senza tuttavia produrre nuova scistosità né evidenti effetti metamorfici.

Nei settori più settentrionali dell'Iglesiente (Arburese), in condizioni più favorevoli di affioramento ove, in particolare, la successione stratigrafica risulta più completa (BARCA *et alii*, 1992b), nell'Unità dell'Arburese è stato possibile riconoscere una suddivisione in scaglie o unità tettoniche minori con ripetizioni di successioni (MAZZARINI & PERTUSATI, 1991; BARCA *et alii*, 1992b).

4. - TETTONICA POST-ERCINICA

L'attuale assetto strutturale del Sulcis e in particolare del Foglio Capoterra è soprattutto una conseguenza degli effetti di una tettonica fragile che si è manifestata attraverso varie fasi a carattere sia distensivo sia compressivo già a partire dalla messa in posto dei granitoidi tardo-ercinici fino al Pliocene-Pleistocene.

I principali lineamenti sono caratterizzati da un sistema di faglie dirette, talora a componente trascorrente, orientato prevalentemente N-S e NW-SE, subordinatamente E-W e NE-SW, che attraversa la maggior parte delle formazioni geologiche presenti nel foglio. Queste direzioni sono ben figurate dal sistema filoniano permiano, anche se talora assumono direzioni varie probabilmente in relazione a specifici fenomeni di controllo strutturale.

Il sistema di faglie ad orientazione N-S e NW-SE è probabilmente connesso ad importanti zone di taglio (*megashears*) adattatesi a periodici regimi transtensivi evidenziati da faglie normali. Non è, tuttavia, agevole verificare l'età di queste dislocazioni, sia per le ripetute riattivazioni durante il Cenozoico di gran parte dei

lineamenti attribuiti alla tettonica rigida tardo o post-ercinica, sia per gli insufficienti riferimenti stratigrafici dovuti all'assenza in affioramento di sedimenti marini miocenici e pliocenici. Queste deformazioni, arealmente distribuite in modo omogeneo, sono inoltre il risultato della tettonica disgiuntiva oligo-miocenica e plio-pleistocenica; in questo quadro dinamico sono i sistemi di discontinuità ercinici e tardo-ercinici che sono stati più volte riattivati. Questi movimenti successivi hanno accresciuto la complessità della struttura nel suo insieme, con lo sviluppo di probabili zone di taglio e scorrimento, di fenomeni di traslazione e basculamento, con ulteriore suddivisione in blocchi.

I lineamenti tettonici più importanti sono costituiti dalle grandi faglie dirette di direzione E-W di Santadi - Barrancu Mannu, S'Arcu de s'Arena - S'Arcu Cadalettu, S'Arcu de Barisoni - Tattinu, Terrubia, Arcu Mandas - S. Gerolamo, e NW-SE di Serra 'e s'Isca - M. Genna Strina, Poggio dei Pini - M. Zafferaneddu, Tuppa Granella - Arcu de Sessini, M. Cerbus - Arcu Mengianu, Is Lois - Nuxis, Masoni Monti - M. Foneddu. Di questi lineamenti, i più caratteristici, poiché risultano in evidenza a causa delle nette discontinuità morfologiche, sono:

- a) la faglia E-W di Santadi, caratterizzata da liscioni di faglia inclinati verso S di 40°-60°, con strie indicanti un movimento secondo la massima pendenza, con abbassamento del blocco meridionale di alcune centinaia di metri. Il movimento lungo questa faglia, deve essere avvenuto probabilmente con una componente rotazionale (faglia listrica) poiché i depositi paleogenici della formazione del Cixerri risultano inclinati verso N di circa 20°. Questa faglia, sicuramente cenozoica, ha probabilmente riattivato discontinuità erciniche, testimoniate dagli allineamenti dei filoni magmatici del Permiano che possiedono la stessa direzione;
- b) la faglia NW-SE di Poggio dei Pini - M. Zafferaneddu, evidenziata da una morfologia netta ed aspra, discordante con quella più dolce dei litotipi attraversati; la zona di faglia risulta interessata da un corpo filoniano di quarzo cataclastico potente diversi metri.

Nei depositi eocarboniferi dell'area Capoterra - Villa San Pietro è riconoscibile un'intensa zona di fratturazione di direzione N 140°.

IV - CENNI GEOMORFOLOGICI

Il territorio ricadente nel Foglio Capoterra fa parte del massiccio del Sulcis, e si trova a cavallo dello spartiacque che separa i corsi d'acqua che scorrono verso il Mare di Sardegna a W da quelli che drenano verso la pianura del Campidano ed il Canale di Sardegna a E.

Questo massiccio è caratterizzato da un'infrastruttura di rocce metamorfiche e magmatiche paleozoiche che in diversi periodi sono state interessate da intensi processi di spianamento. Tali processi in genere si verificano nei pressi del livello del mare e dunque individuano un antico livello di base utile per poter stabilire l'esistenza di eventuali successivi fenomeni di sollevamento di un'area.

Nel Sulcis questi processi hanno originato un vero e proprio altopiano, più tardi smembrato dall'erosione lineare. Attualmente, questa antica superficie di spianamento risulta conservata solo in alcuni tratti (ad es., in tutto il settore nord-occidentale del foglio ed in particolare a E di Serra Cannisoni, dove è ubicata a circa 500 m s.l.m.), benchè sia comunque riconoscibile in diversi altri settori, per la presenza di cime e crinali di uguale altezza.

Tuttavia, se l'esistenza di movimenti verticali appare incontestabile, più difficile risulta la collocazione cronologica di questo spianamento e dei successivi sollevamenti. Inoltre, considerando che sui fianchi del massiccio affiorano quasi ovunque i sedimenti della formazione del Cixerri (Eocene medio - ?Oligocene) che sono stati interessati anche da importanti dislocazioni deformative, è verosimile ritenere che tale superficie si sia modellata dopo tali movimenti. Non si tratta però della riesumazione della superficie di spianamento pre-formazione del Cixerri, visto che sia questa superficie sia la medesima formazione paleogenica sono deformate

e spianate. Sul versante settentrionale del Campidano, nel Foglio Cagliari, questo spianamento interessa anche la formazione di Ussana (Miocene Inferiore).

Non si hanno altre informazioni su questo modellamento, dato che non esistono sedimenti che lo ricoprono almeno in questo settore dell'Isola. La mancanza però di depositi continentali e soprattutto vulcanici del Miocene su questa superficie suggerirebbe che lo spianamento sia successivo anche a questi termini. Nella Penisola italiana un'importante superficie di spianamento è stata segnalata ovunque ed associata alla trasgressione marina della fine del Pliocene Inferiore (COLTORTI & PIERUCCINI, 1999, *cum bibl.*): per questo evento in Sardegna viene qui ipoteticamente suggerita un'analogia collocazione cronologica.

L'altopiano, originato dai succitati movimenti di sollevamento, è stato successivamente inciso da una vistosa paleovalle di cui rimangono tracce nei pressi dello spartiacque attuale che separa la testata del Rio Mannu di Santadi dal Rio Gutturu Mannu a NE e del Rio di M. Nieddu a W. Purtroppo la paleovalle sospesa sullo spartiacque non permette di stabilire il verso di scorrimento.

L'approfondimento recente del massiccio del Sulcis è stato operato lungo le linee di debolezza strutturale verosimilmente per processi di erosione selettiva. Le valli attuali seguono le lineazioni, gli assi di scistosità ed i contatti tettonici. Nei bacini di Narcao e di Santadi, dove affiorano rocce oligomioceniche sedimentarie e soprattutto vulcaniche, l'erosione di queste ultime disposte in giacitura suborizzontale ha dato vita a vistosi paesaggi di *mesa* ed a versanti a gradini.

V - GEOLOGIA APPLICATA

1. - METALLOGENESI E MINEROGENESI

La straordinaria diversificazione degli eventi geologici susseguitisi nella Sardegna sud-occidentale in un arco di tempo di circa 600 Ma ha creato condizioni molto favorevoli per lo sviluppo di processi minerogenetici, i quali hanno prodotto quelli che fino a pochi anni fa erano noti come i maggiori giacimenti metalliferi italiani e fra i più importanti tra quelli europei.

Sono trascorsi oltre 60 anni da quando CAVINATO (1939) ha discriminato in Sardegna l'esistenza di più eventi metallizzanti, la maggior parte dei quali avvenuti nel Paleozoico. Ma soltanto negli ultimi 40 anni l'incremento delle conoscenze scientifiche è stato consistente, grazie al contributo degli studiosi richiamati dalle esigenze dell'attività mineraria, il cui sviluppo richiedeva continui aggiornamenti soprattutto sugli aspetti genetici, sul contesto geologico-strutturale e sul trattamento mineralurgico dei minerali. Questi studi erano finalizzati alla definizione di criteri più oggettivi per la ricerca e la valorizzazione delle stesse mineralizzazioni.

In Sardegna sono stati messi in evidenza sette periodi metallogenici principali (PRETTI *et alii*, 1990), sviluppatasi a partire dal Cambriano (tab.4): i primi cinque di questi, legati al Paleozoico, sono i più importanti (COCOZZA *et alii*, 1974; PADALINO *et alii*, 1978; GARBARINO *et alii*, 1984; 1989; VENERANDI PIRRI, 1994). Dagli studi sulla metallogenesi sarda appaiono evidenti le relazioni tra evoluzione geologica della Sardegna e processi mineralizzanti, con una ben definita entrata progressiva dei diversi metalli nella litosfera sarda in funzione dell'evoluzione geotettonica e, soprattutto, per merito dell'attività magmatica manifestatasi nel tempo.

1.1. - TIPOLOGIE DI MINERALIZZAZIONI

Nel Foglio Capoterra sono presenti i seguenti tipi di mineralizzazioni:

- mineralizzazioni a magnetite, solfuri misti e silicati in *skarn*;
- mineralizzazioni a barite, con fluorite e solfuri, in adunamenti carsici;
- mineralizzazioni filoniane idrotermali a barite, fluorite e solfuri;
- mineralizzazioni a solfuri in *greisen* e *stockworks* (*porphyry-type*);
- mineralizzazioni supergeniche in *placers*.

1.1.1. - Mineralizzazioni a magnetite, solfuri misti e silicati in *skarn*

Questa tipologia è tra le più comuni del foglio, legata ai processi di metamorfismo termico di contatto indotto dai plutoni granitici sull'incassante metamorfico. Nel caso specifico, il metamorfismo termico ha sollecitato in vario modo soprattutto le formazioni ricche di minerali calcici, realizzando il processo di skarnizzazione (da *skarn*, termine minerario di origine scandinava). In queste situazioni, la roccia magmatica agisce da portatore e/o concentratore di metalli a seconda dei casi in cui taluni metalli possono o meno già preesistere nelle rocce: un esempio tipico è dato dal ferro a San Leone (VERKAEREN & BARTHOLOMÉ, 1979).

Secondo la terminologia introdotta da EINAUDI & BURT (1982), gli *skarn* della Sardegna SW sono classificati come *exoskarn* di tipo calcico, mineralizzati a solfuri ed ossidi di Zn-Pb-(Cu), fluorite e barite (APONTE *et alii*, 1988; BONI *et alii*, 1992), cui fa eccezione proprio San Leone in quanto le mineralizzazioni sono qui essenzialmente a magnetite con i solfuri subordinati.

Nel Sulcis sono noti due tipi di *skarn*: a) *metamorfici di contatto*, presenti lungo discontinuità tra diverse litologie; b) *in vene*, disposti entro fratture. Nella formazione di questi *skarn* APONTE *et alii* (1988) hanno individuato uno stadio "metamorfico", precoce, caratterizzato da una paragenesi a granato andradite-grossularia+wollastonite+diopside-hedenbergite, indicativa di temperature superiori ai 550°C; uno stadio "metasomatico", caratterizzato dalla presenza di epidoto ed anfibolo di tipo actinolite-tremolite, indicativi di temperature corrispondenti a 400°C; uno stadio "idrotermale", caratterizzato da minerali del gruppo della clorite, fluorite, quarzo e calcite che definiscono temperature inferiori a 375°C.

I minerali economici (solfuri ed ossidi) sarebbero tipici dello stadio "metasomatico tardivo" e di quello "idrotermale" e consistono in più generazioni di pirite, magnetite, calcopirite e sfalerite, galena, spesso contenente solfosali di Ag, calcocite, pirrotina, bornite, e più scarse arsenopirite, bismutinite, wolframite e scheelite. Nello stadio metamorfico precoce sono presenti soltanto piccole quantità di minerali metallici costituiti da ematite-magnetite e pirite.

Tab. 4 - Periodi metallogenici in Sardegna (da GARBARINO et alii, 1984, modificato e con integrazioni di VENERANDI PIRRI, 1994).

ETÀ	AMBIENTE GEOTETTONICO	METALLI	SORGENTE	TIPO DI MINERALIZZAZIONE
CAMBRIANO-ORDOVICIANO INFERIORE	Piattaforma	Fe-Pb-Zn-Ba-Ag-Cu-Sb-As-Hg-Ge	Lisciviazione da un probabile basamento cambriano, precipitazione chimica, probabile attività essalativo-idrotermale (?)	Mineralizzazioni singenetiche di tipo stratoide (<i>stratobound</i>) a solfuri di Fe-Pb-Zn e barite evaporitica nella parte alta del membro di Punta Manna. Mineralizzazioni stratoidi tipo <i>Mississippi Valley</i> MBS a solfuri massivi, pirite e sfalerite con subordinata galena nel membro della dolomia rigata, a sfalerite e pirite disseminate con galena subordinata (<i>Calcarei blends</i>), ed a galena e sfalerite con pirite subordinata più quantità accessorie di Cu-Sb-As-Hg-Ge nel membro del calcare cerotico.
ORDOVICIANO MEDIO	Piattaforma	Fe-Pb-Zn-Ba	Mobilizzazione e riconzentrazione in <i>karst</i> , depositi clastici etc.	Accumuli di ematite e/o di barite alla base della formazione di Monte Argentu ("Pud-ding", <i>Auct.</i>). Accumuli carsici di ematite pura, con barite e subordinate galena, cerussite e sfalerite, nel membro del calcare cerotico.
ORDOVICIANO SUPERIORE-SILURIANO-DEVONIANO INFERIORE	Convergenza (<i>Fras-Sarzo</i>) più distensione di placche (inizio del dominio ercinico)	Ag-Pb-Zn-As-Cu-Fe-Ni-Co-Sb-W-Au-Bi-F-Ba	Magmatismo calcalkalino ("Porfiridi", <i>Auct.</i>) (<i>Diatlasti Auct.</i>) prevalentemente effusivo	Mineralizzazioni singenetiche di tipo stratoide (<i>stratobound</i> e <i>timebound</i>) a solfuri misti con paragenesi metalliche molto complesse (Ag-Pb-Zn-As-Cu con Fe-Ni-Co-Sb più W e Au) e ossidi di Fe più solfuri Pb-Zn-Cu-Fe con accessori Ag-As-Ni-Co-Bi-Au (<i>Pilone oro-argentifero del Sarrabus</i>), ad antimonio e scheelite con Au-As-Fe-Cu-Zn ("Scisti neri", <i>Auct.</i> del Gerrei), a <i>ferro oolitico</i> (Nurra) ed a variscite (Sarrabus).
CARBONIFERO-PERMIANO	Convergenza di placche (Orogenesi Ercinica) e successiva distensione (inizio del dominio alpino)	Mo-Fe-Zn-Cu-W-Sn-Bi-Pb-Sb-As-Ag-Cl-Au-Ni-Co-F-Ba	Plutonismo granitico calcalkalino, peraluminoso ed alcalino; complessi vulcano-sedimentari calcalkalini ed alcalini	Mineralizzazioni filoniane idrotermali (mesotermali) a solfuri di Pb-Zn-Ag con Cu-Fe-Sb-As-Sn-Bi-Cd-Au-Ni-Co, a solfuri di Ni-Co con As-Sb-Fe-Cu-Pb-Zn-Bi, a solfuri di Pb-Zn-Ag con Sb-Cu-As-Fe (Montevecchio-Ingurtosu; Monte Linas), a fluorite con barite marcassite, galena e sfalerite (Silius). Mineralizzazioni ad ossidi: solfuri e silicati (Wollastonite, talco) in <i>skarn</i> (San Leone, Sa Marchesa, Tmy). Mineralizzazioni ad ossidi; solfuri e silicati in vene tipo <i>greisen</i> (Quirra, Monte Linas). Mineralizzazioni di tipo Mo-porphry con Fe ₂ Zn-Cu ₂ W ₂ Sn (Su Seingiu). Mineralizzazioni pegmatitiche e feldspati e miche (San Marco) pneumatolitiche a minerali di W-Mo con Bi-Fe-Cu-Zn-Pb-Sb-As (Perla Majori).
TRIASSICO	Piattaforma, penetrazione post-ercinica	Pb-Zn-Ag-Ba-Fe-Caolinite	Mobilizzazione e riconzentrazione supergenetica, suoli residuali, <i>karst</i>	Mineralizzazioni per riconzentrazione supergenetica di corpi preesistenti ed accumuli carsici nel membro del calcare cerotico a prevalente galena con minerali d'argento, sfalerite, barite e solfuri misti ed a prevalente barite (Barega) con solfuri. Accumuli residuali di ossidi di Fe e caolino (<i>Ferro dei Tacchi</i> , Sarcidano).
CRETACICO MEDIO	Piattaforma	Bauxite	Suoli residuali durante l'emersione della piattaforma carbonatica	Accumuli di bauxite.
OLIGOCENE-MIOCENE	Convergenza di placche e deriva della Sardegna durante l'Orogenesi Alpina	Mn-Fe-Pb-Zn-Ag-Sb-As-Cu-Au-Mo-W-Caolinite-Bentonite	Magmatismo calcalkalino basico-intermedio-acido prevalentemente effusivo (<i>Ciclo vulcanico oligo-miocenico</i>)	Mineralizzazioni tipo Cu-porphry (Calabona, Cixerri). Mineralizzazioni idrotermali e supergenetiche ad ossidi di Mn (Isola di San Pietro, Bissano). Mineralizzazioni ad Au e solfuri e solfosalini nei sistemi vulcanici epitermali (Furtei, Siliu). Mineralizzazioni: idrotermali e supergenetiche di caolino e bentonite.

Nel Foglio Capoterra, importanti esempi di *skarn* mineralizzati sono quelli presenti a Sa Marchesa, Monte Tamara (Conca Antoni Airi, San Pietro e Su Sini-bidraxiu), San Leone, Monte Flacca e Campanasissa.

1.1.2. - *Mineralizzazioni a barite, con fluorite e solfuri, in adunamenti carsici*

Soprattutto nel Permiano-Triassico, durante il periodo di continentalità dovuto all'emersione della catena ercinica sarda, le masse di calcare cambriano del Sulcis-Iglesiente sono state soggette ad intensi fenomeni di tipo carsico (BRUSCA & DESSAU, 1968; PADALINO *et alii*, 1972; PRETTI *et alii*, 1978; BONI, 1982).

Questi fenomeni sono stati causa di mobilitazione dei metalli e di una successiva loro concentrazione nei medesimi incassamenti, realizzando corpi già mineralizzati di forma per lo più colonnare, decisamente più ricchi di metalli e di maggiori dimensioni rispetto a quelli eventualmente preesistenti.

Complessivamente, questo tipo di mineralizzazioni presenta un'associazione mineralogica costituita da galena, smithsonite, emimorfite, cerussite, barite, calcite, dolomite, aragonite, fluorite e solfuri misti (pirite-marcasite-sfalerite-galena-calcocite).

Sotto il profilo regionale, le mineralizzazioni metallifere caratterizzate alla base degli "imbuti carsici" da una forte concentrazione di galena, accompagnata da sfalerite e minerali d'argento, che costituivano i cosiddetti "Ricchi in argento" degli Autori, rappresentano una peculiarità dell'attiguo Iglesias (es., Miniere di San Giovanni e Monteponi), contrariamente al Sulcis dove prevale in assoluto la barite.

Nonostante la grande diffusione, queste mineralizzazioni proprio nel Foglio Capoterra ricorrono in maniera sporadica; per indicarne alcuni esempi ricordiamo quelle di su Benatzu - P.ta Rosmarino e di Mont'Ega.

1.1.3. - *Mineralizzazioni filoniane idrotermali a barite, fluorite e solfuri*

Le mineralizzazioni idrotermali in giacitura filoniana costituiscono la più diffusa tipologia in tutto il basamento sardo. Si tratta di corpi tardivi che intersecano tutte le litologie del Paleozoico, granitoidi compresi.

Le mineralizzazioni a termalità più elevata (mesotermali) sono costituite da solfuri di metalli base, quali sfalerite, galena, calcopirite e pirite, e da fluorite e barite, con minerali come calcite, dolomite, ankerite, siderite e clorite che costituiscono la ganga. Esempi relativi a questa tipologia si ritrovano a Mont'Ega, Su Benatzu, San Leone.

Inoltre, esistono anche filoni mineralizzati a sola barite e/o fluorite, con calcite, quarzo e scarsissime quantità di solfuri (trattasi di mineralizzazioni idrotermali di più bassa temperatura), come quelle presenti a Campanasissa, M. Barone, Is Seddas, con filoni costituiti anche da solo quarzo.

1.1.4. - Mineralizzazioni a solfuri in greisen e stockwork (porphyry-type)

Nel Foglio Capoterra sono presenti alcune manifestazioni mineralizzate collegate al magmatismo plutonico ercinico ed ospitate in leucograniti prevalentemente microgranulari e microporfirici (CABOI *et alii*, 1978; GHEZZO *et alii*, 1981; GUASPARRI *et alii*, 1984b; FIORI *et alii*, 1988).

Si tratta generalmente di mineralizzazioni polimetalliche a basso tenore, con molibdenite e pirite prevalenti su quantità subordinate di sfalerite, calcopirite, galena, wolframite, scheelite, cassiterite, con fluorite e scarsa barite, ricorrenti sia sotto forma di disseminazioni tipo *greisen*, ubicati alla periferia delle masse granitiche all'immediato contatto con il basamento metamorfico, sia, più comunemente, in vene di quarzo, *stockwork* e riempimenti di fratture nella massa plutonica secondo manifestazioni tipo *porphyry*.

Tipiche manifestazioni legate a situazioni di tipo *greisen* sono quelle localizzate ad E di M. Arcosu (P.ta Nicola Tingiosu: FIORI *et alii*, 1988), mentre tra quelle di tipo *porphyry*, la manifestazione di P.ta de Su Seinargiu a N di S. Margherita di Pula (CABOI *et alii*, 1978) è la più rappresentativa.

1.1.5. - Mineralizzazioni supergeniche in placers

Negli anni '70 una dettagliata campagna di studi geominerari curata dal CNEN (BRONDI *et alii*, 1975) ha evidenziato, nella piana alluvionale e costiera a NW degli abitati di S. Margherita di Pula e di Villa S. Pietro, la presenza di interessanti adunamenti recenti, di origine alluvionale, di minerali detritici di interesse strategico-nucleare quali zirconio, monazite e, in particolare, cassiterite. Ad analoghi risultati giunse anche l'Ente Minerario Sardo, in collaborazione con il B.R.G.M. e la Italconsult di Roma, alla fine del Programma Generale Straordinario di Ricerca condotto dal 1972 al 1975 (MARCELLO *et alii*, 1978 a, b).

Le mineralizzazioni in oggetto, originatesi per comuni processi di smantellamento dei rilievi montuosi di natura granitoidale e metamorfica, sono risultate di limitata estensione pertanto attualmente non rivestono un significato economico nell'attività estrattiva nazionale, ciononostante sarebbe stato auspicabile, come sottolineato da diversi gruppi di ricerca, un definitivo approfondimento degli studi.

1.2. - MINIERE

1.2.1. - *La miniera di San Leone*

San Leone è stata la miniera che ha coltivato il più importante, ma ormai esaurito, giacimento di ferro della Sardegna, con i suoi 20-25 milioni di t di *tout-venant* al 40-45% di Fe. SALVADORI *et alii* (1982) riportano una potenzialità residua di meno di 5 milioni di t. Questa miniera è ubicata sul versante settentrionale del M. Picci, dista 5 km da Capoterra e circa 17 km da Assemini, nel cui territorio comunale ricade l'area della ex concessione (circa 350 ha).

La miniera di San Leone (STARA & RIZZO, 1990) inizia la sua "vita" a partire dal lontano 1863 quando la società francese *Petin Gaudet*, con un regio decreto, ottenne un permesso di ricerca per minerali di Fe nella zona di M. Picci, includendo anche le aree attigue di Su Meriagu e di S. Antonio dei Genovesi, già in concessione alla Società delle Miniere in Sardegna di Genova, successivamente fallita. La suddetta società francese curò l'estrazione in tre diversi periodi: dal 1863 al 1869, dal 1877 al 1884 e dal 1891 al 1892. Nel 1906 la concessione passò alla Società Mineraria Mediterranea che coltivò il giacimento dal 1907 al 1914, fino allo scoppio della Grande Guerra. Dopo la revoca della concessione nel 1921 per inattività, i permessi passarono nel 1937 alla Società ligure "Ernesto Breda", che curò l'estrazione per dieci anni dal 1941 al 1951, quando subentrò la Società Ferromin che coltivò razionalmente ed in modo intensivo la miniera fino al 1962; tra l'altro, furono aperte numerose strade di accesso ai cantieri, costruiti magazzini, uffici, una diga da 200.000 mc sul Gutturu Mannu ed un impianto di arricchimento con cernita elettromagnetica a secco e ad umido di 75 t/h. Questo rinnovamento portò la coltivazione del mercantile dalle 25.000 t del 1921 alle circa 386.000 t del 1957.

La Società curò l'estrazione in gran parte a cielo aperto con un'ottima resa, mentre in galleria si riscontrava un progressivo impoverimento via via che si procedeva verso i livelli più bassi. La mancanza di un impianto siderurgico e l'antieconomicità di una miniera che a quel tempo doveva avere scorte di almeno 30 milioni di t, decretò il declino di San Leone, nonostante i sondaggi confermassero la presenza ancora di un buon quantitativo di minerale.

Nel 1958 la Somiren, sotto il patrocinio della Regione Sardegna, eseguì un'accurata campagna di ricerca per mineralizzazioni uranifere nell'Isola, individuando proprio a San Leone e ad Arcu su Linnarbu importanti anomalie radiometriche che misero in evidenza interessanti minerali di uranio. Tuttavia lo studio del giacimento (CONTI, 1963; PIETRACAPRINA, 1963), assistito anche con scavi di gallerie e trincee, decretò che si trattava di una mineralizzazione di sola importanza scientifica e non economica.

Ulteriori ricerche effettuate dall'Agip Nucleare S.p.A. agli inizi degli anni '80 confermarono questo esito. Attualmente la miniera è di proprietà della Società Vitivinicola Kovisar.

Il giacimento di ferro di San Leone, di cui si hanno importanti studi di carattere genetico (MINUCCI, 1934; VERKAEREN & BARHOLOMÉ, 1979 *cum bibl.*), è costituito da circa una ventina di banchi lentiformi di magnetite, potenti in media 11 m, con direzione complessiva N-S, per un'estensione di circa 2 km, interstratificati nelle litofacies skarnoidi siluriano-devoniane delle formazioni di Genna Muxerru e di Mason Porcus. Nel cantiere Bersaglio sono presenti altri tipi di mineralizzazioni, costituiti da vene di pirite che intersecano i banchi di magnetite ed un banco di pirrotina che fu in parte coltivato.

Di San Leone oggi non ci resta che il suo patrimonio culturale e scientifico, che aspetta di essere valorizzato al meglio, insieme con le sue valenze naturalistiche pressochè intatte se si eccettuano le profonde ferite inferte dall'attività estrattiva. L'ex concessione mineraria di San Leone dista pochissimo dall'oasi naturalistica WWF del M. Arcosu; nel 1976 essa è stata dichiarata dal Ministero dei Beni Culturali ed Ambientali zona di notevole interesse pubblico ed inserita nel comprensorio del Parco del Sulcis, dove risiede la più grande foresta sempreverde del Mediterraneo. San Leone è stata, inoltre, sede del primo tratto ferroviario della Sardegna, costruito a partire dal 1862 ed inaugurato dalla Famiglia Reale, utilizzato per il trasporto del minerale fino al porto di La Maddalena Spiaggia a Capoterra. La ferrovia, costruita dalla società francese *Petin Gaudet*, era lunga circa 20 km e percorsa da una piccola locomotiva *decauville*. Oggi rimangono l'edificio della stazione, il tracciato del sistema di caricamento dei vagoni, con scambio cosiddetto "all'inglese", e le tramogge di carico dei vagoni.

1.2.2. - La miniera di Mont'Ega

La miniera di Mont'Ega, 2 km a N di Narcao, è stata uno degli ultimi baluardi del comparto minerario metallifero sardo, essendo rimasta in produzione per la barite fino al 1999. La prima concessione mineraria per minerali di Pb e Zn fu accordata nel 1893 ad A. F. De Stefani, che sfruttò la miniera per circa 36 anni con coltivazioni in buona parte a cielo aperto o con scavi irregolari.

Nel 1929 la miniera passò alla Compagnia Chimica e Mineraria del Sulcis, che estese la coltivazione anche alla barite. Nel 1937 vi succedette la Società Autonoma Magnesio Italiano del Sulcis, seguita poi nel 1941 dalla Società Autonoma Minerali e Combustibili Autarchici. Dopo il blocco legato alla Seconda Guerra Mondiale, le concessioni vennero rilevate dalla Carbonifera Sarda e nel 1956 dalla Mineraria Sarda S.p.A..

Con l'esaurimento delle mineralizzazioni a solfuri, la miniera fu coltivata soprattutto per barite, cosicché dal 1965 al 1972 subentrò la IMC Italia S.p.A. ed infine la Bariosarda S.p.A. del gruppo E.M.Sa. Nella miniera fu costruito un moderno impianto di trattamento dei minerali che, a pieno regime, sarebbe stato in grado di trattare fino a 90.000 t/anno, ma ripetuti sondaggi misero purtroppo in evidenza che a profondità maggiori della quota -200 m dal piano di campagna la mineralizzazione tendeva ad impoverirsi fino a divenire sterile.

A Mont'Ega sono presenti cospicue mineralizzazioni filoniane idrotermali a barite e fluorite (TAMBURRINI & URAS, 1967), arricchitesi in tempi successivi in seguito a processi di natura carsica (BONI *et alii*, 1980); a queste si associano, inoltre, vene con galena ed altri solfuri, di forma apparentemente colonnare, disposte lateralmente ai filoni principali secondo un andamento generale N-S. Tutte le mineralizzazioni risultano insediate entro le litofacies carbonatiche della formazione di Gonnese, in particolare entro la "dolomia grigia". Un'ulteriore, e forse rilevante, mineralizzazione costituita da disseminazioni di sfalerite nella roccia incassante e/o come impregnazione di una brecciola ad elementi di calcite, quarzo e barite colloidale, è stata riscontrata di recente da BONI *et alii* (1980).

La miniera di Mont'Ega, oltre all'indiscutibile valore avuto in passato in campo estrattivo, nel panorama minerario italiano riveste un'importanza scientifica di un certo interesse per la presenza di specie mineralogiche molto rare come l'agardite-(Y) e l'edifane, e per la particolare bellezza dei microcampioni di minerali (STARA *et alii*, 1995), in parte prodotti dall'alterazione supergenica delle associazioni metalliche presenti.

1.2.3. - *Le miniere del gruppo di Monte Tamara*

I lavori minerari delle ex concessioni del gruppo di M. Tamara si trovano localizzati a varie quote del rilievo montuoso omonimo, che dista solo qualche km a SE dell'abitato di Nuxis. Trattasi delle miniere di Su Sinnibidraxiu, la più settentrionale, di San Pietro, nota anche col nome di P.ta Portellittu o Sa Minierredda, ed infine di Conca Antoni Airi, la più meridionale di tutte.

La storia di queste miniere risale alla seconda metà del '800, allorché il francese Leon Gouin, già direttore di varie miniere del Sulcis e dell'Iglesiente, negli anni 1867-1869 ottenne dei permessi di ricerca per minerali di Pb e Zn a M. Tamara, e per minerali di Pb-Zn-Cu-Ni-Co e Bi in località Su Sinnibidraxiu e Bacu Arrosu a NE di Nuxis.

Nel 1892 al canonico E. Murgia di Iglesias venne accordata la concessione mineraria per minerali di Pb e Zn, nota come Miniera di San Pietro o Vecchia Miniera, posta a brevissima distanza dal paese. Nel 1897 la Società *Vieille Montagne*

acquistò la concessione dagli eredi del canonico Murgia e la tenne fino al 1922, quando subentrò la Società di Monte Tamara proprietaria fino al 1938. Nel 1960, la Società di Montevecchio ottenne un permesso di ricerca che consentì l'apertura del cantiere di Conca Antoni Airi, al quale rinunciò dopo dieci anni per antieconomicità di coltivazione.

L'apertura della miniera di Su Sinnibidraxiu avvenne nel 1937, quando la ditta C.C. Cossu ottenne la concessione per minerali di Ba, Fe, Cu e As, ceduta dopo quattro anni alla Società Stabilimenti di Rumianca interessata all'arsenopirite.

Infine, l'AMMI S.p.A. nel 1972 ottenne tutti i permessi di ricerca per solfuri misti e minerali di W, ma senza alcun risultato concreto.

I giacimenti coltivati durante l'attività estrattiva erano costituiti da banchi di rocce skarnoidi mineralizzati a solfuri misti ed ossidati, ospitati lungo il contatto tra le formazioni cambriane di Nebida e di Gonnese e/o solo entro quella di Gonnese (SALVADORI & ZUFFARDI, 1961; FAIS *et alii*, 1986).

Come nella miniera di Mont'Ega, anche quelle del gruppo di Monte Tamara rivestono oggi un'importanza scientifica di grande rilievo per la presenza di specie mineralogiche piuttosto rare (BRIZZI *et alii*, 1992a; 1992b) geneticamente legate ai processi di alterazione supergenica delle associazioni metalliche primarie. Dalla miniera di Su Sinnibidraxiu sono venuti alla luce splendide associazioni di cristalli prismatici di arsenopirite, tra i più grandi d'Italia, fino a 5 cm di dimensione ed inglobati nella calcite nonchè cristalli centimetrici perfetti di scheelite.

1.2.4. - La miniera di Sa Marchesa

La miniera di Sa Marchesa ha rappresentato una delle poche realtà estrattive per il rame in Sardegna. Essa è ubicata in prossimità dell'abitato di Acquacadda, all'altezza del bivio per Narcao lungo la S.S. 293 Sulcitana.

La sua storia risale al 1882, quando Leon Gouin, rappresentante del sig. Loulien Ilario Roux di Marsiglia, ottenne la concessione per minerali di Pb-Zn-Cu-Ag. In realtà si trattava di tre diverse miniere: Montixeddu de is Melas, Monte Sa Iva e Rio Cannoni, la cui concessione ricopriva un'area di 379 ha e dove la coltivazione avveniva principalmente a cielo aperto. La miniera fu abbandonata anche perchè risultava difficoltoso il trattamento del minerale estratto.

Nel 1930 la miniera fu acquisita dalla Società Miniere di Rosas, che gestiva altre miniere vicine, che iniziò a trattare il minerale dalle lenti Obino e Maccioni nella laveria di Rosas tramite flottazione. Nel 1951 la miniera divenne proprietà dell'AMMI S.p.A. che portò avanti i lavori nel settore NW della concessione. Nel 1965 furono realizzati un pozzo e cinque livelli, diretti in senso NW-SE per circa 2 km, che permisero, nel 1970, di attaccare due zone principali del giacimento.

Il giacimento coltivato a Sa Marchesa era formato da mineralizzazioni a solfuri misti insediate in vari banchi skarnoidi di tipo stratoide diretti circa NW-SE all'interno della formazione cambriana di Campo Pisano (BORGHESAN, 1936; 1942; VENERANDI PIRRI, 1971; 1994).

La miniera di Sa Marchesa è nota per le sue splendide associazioni di cristalli di sfalerite ferrifera (varietà marmatite) di assoluta rilevanza museologica.

2. - CAVE

Nel territorio del Foglio Capoterra sono presenti 41 cave che interessano complessivamente una superficie di 1.5 kmq (tab.5). In base al tipo di materiale ed alla sua destinazione d'uso, secondo il disciplinare relativo alla legge regionale n°30/89, articolo 2, sono presenti le seguenti tipologie:

1. Cave per rocce ornamentali (n. 7), destinate alla produzione di blocchi, lastre e affini quali marmi, graniti, alabastri, ardesie, calcari, travertini, trachiti, balsalti, porfidi;
2. Cave di materiali per costruzioni ed opere civili (n. 31), quali sabbie, ghiaie, granulati, pezzami, conci, blocchetti.

Di tutte queste, 8 cave risultano in attività, mentre 33 sono inattive.

Tra le 8 cave attive, 5 hanno un "uso civile", 2 producono "blocchi per scogliera", 3 "inerti per conglomerati", provenienti dalla coltivazione di depositi alluvionali e di rocce metamorfiche; queste ultime sono ubicate nei Comuni di Assemini, Nuxis e Uta e costituiscono tuttora la principale fonte di approvvigionamento di materiale per l'edilizia abitativa e stradale.

Le attuali cave attive producono anche materiali per "uso ornamentale" sotto forma di blocchi e lastre provenienti dalla coltivazione di marmi paleozoici.

Nel Foglio Capoterra le cave inattive sono distribuite un po' ovunque nel territorio e sono classificate prevalentemente col termine per "uso civile". In particolare, 14 cave sono state adibite alla produzione di "inerti per conglomerati", grazie allo sfruttamento di depositi alluvionali, di calcari e di ammassi granitici, 9 cave alla produzione di "materiali per rilevati e riempimenti" sempre attingendo da depositi alluvionali, da granito arenizzato e detrito di falda, 3 cave alla produzione di "blocchi per scogliere" sfruttando il granito ed, infine, 3 cave per la produzione di blocchetti per l'edilizia ("cantonetti") coltivando gli estesi affioramenti di ignimbriti del settore di Narcao.

Nella tab.5 sono sintetizzati i dati provenienti dal Catasto Regionale delle Attività di Cava, previsto dalla legge regionale 30/89, e l'ultimo aggiornamento del 1998. In essa vengono riportati: a) il codice identificativo; b) l'inquadramento IGMI alla scala 1:50.000; c) lo stato d'attività (A: attiva, I: inattiva); d) il Co-

Tab. 5 - Elenco delle cave ricadenti nel Foglio 565 "Capoterra" (dal Catasto Regionale dell'Attività di Cava, Ass. Ind. - R.A.S., 1997-1998).

CODICE	IGMI	STATO DI ATTIVITÀ	COMUNE	DENOMINAZIONE	USO	TIPO COMMERCIALE	LITOLOGIA	Sup. (mq)
264001	5651	A	ASSEMBINI	Monte Picci	Civile	Blocchi per scegliere	Combianite	5950,736
264002	5651	A	ASSEMBINI	IS Cardaxius	Civile	Blocchi per scegliere	Combianite	4353,686
280012	5651	A	SARROGH	Sa Perda scritta	Civile	Inerti per conglomerati	Deposito alluvionale	123328,771
285013	5651	A	UTA	Montaldo	Civile	Inerti per conglomerati	Deposito alluvionale	3247,786
262002	5654	A	NUXIS	Acquaquadra Costa su Monti	Civile	Inerti per conglomerati	Marmo	10489,313
263003	5654	A	NUXIS	Tattinu	Ornamentale	Marmo	Marmo	12983,786
263005	5654	A	NUXIS	Su Siminidraxiu	Ornamentale	Marmo	Marmo	23308,550
263001	5654	D	NUXIS	Is Cannis Crabi	Ornamentale	Marmo	Marmo	4287,004
280001	5651	I	SARROGH	Culte Flumini Binu	Civile	Blocchi per scegliere	Leucosienograno	17163,779
280005	5651	I	SARROGH	Flumini Binu 2 - Sa Perda Longa su Nuracceddu	Civile	Blocchi per scegliere	Leucosienograno	25110,305
280011	5652	I	SARROGH	Conca Antoni Atri	Civile	Blocchetti per edilizia	Leucosienograno	3248,493
263004	5654	I	NUXIS	Is Mattas	Civile	Blocchetti per edilizia	Calcene	3248,086
268005	5654	I	SANTADI	Is Mattas	Civile	Blocchetti per edilizia	Ignimbrite	3247,364
268006	5654	I	SANTADI	Canca de is Ominis	Civile	Blocchetti per edilizia	Ignimbrite	3247,555
285007	5651	I	CAPIOTERRA	Rio di Santa Lucia	Civile	Inerti per conglomerati	Deposito alluvionale	3247,460
262003	5654	I	NUXIS	Is Ollonis 2	Civile	Inerti per conglomerati	Calcene	6707,949
262006	5654	I	NARCAO	Terrubia	Civile	Inerti per conglomerati	Deposito alluvionale	46045,368
273004	5654	I	NARCAO	Punta Muschetu	Civile	Inerti per conglomerati	Marmo	3248,086
280002	5652	I	SARROGH	Monte Luas	Civile	Inerti per conglomerati	Leucosienograno	2550,621
280003	5652	I	SARROGH	Is Picc'onis	Civile	Inerti per conglomerati	Leucosienograno	34923,903
280007	5651	I	CAPIOTERRA	Azienda Meulla-Obino	Civile	Inerti per conglomerati	Deposito alluvionale	3248,317
281003	5652	I	SARROGH	Turpa	Civile	Inerti per conglomerati	Deposito alluvionale	6439,254
281004	5652	I	SARROGH	Guardia Concheddu	Civile	Inerti per conglomerati	Deposito alluvionale	37728,374
281007	5652	I	VILLA SAN PIETRO	S'Acqua Tommaso	Civile	Inerti per conglomerati	Deposito alluvionale	3247,555
285002	5651	I	CAPIOTERRA	Rio Santa Lucia	Civile	Inerti per conglomerati	Deposito alluvionale	1346731,800
285004	5651	I	CAPIOTERRA	Barracca sa Perda	Civile	Inerti per conglomerati	Deposito alluvionale	77313,681
285006	5651	I	CAPIOTERRA	Su Bau Mannu	Civile	Inerti per conglomerati	Deposito alluvionale	5854,681
285008	5651	I	CAPIOTERRA	S'Acqua Tommaso	Civile	Inerti per conglomerati	Deposito alluvionale	3248,493
262001	5654	I	NARCAO	Pranu Su Riu Mannu	Civile	Materiale per rilevati e riempimenti	Deposito alluvionale	1533,504
262005	5654	I	NARCAO	Riu Mannu	Civile	Materiale per rilevati e riempimenti	Deposito alluvionale	3248,317
266003	5653	I	TEULADA	Gutturu Aziedda	Civile	Materiale per rilevati e riempimenti	Metarenaria	3247,555
285009	5651	I	CAPIOTERRA	Marzallo 1	Civile	Materiale per rilevati e riempimenti	Deposito alluvionale	3248,317
285010	5651	I	UTA	Cuccureddus 2 - 3	Civile	Materiale per rilevati e riempimenti	Leucosienograno	15740,293
285012	5651	I	UTA	Cuccureddus	Civile	Materiale per rilevati e riempimenti	Grano arenizzato	45342,426
266002	5653	I	TEULADA	Nura Ponte	Civile	Materiale per rilevati e riempimenti	Detrito di falda	3248,086
280008	5651	I	SARROGH	Flumini Binu	Civile	Materiale per rilevati e riempimenti	Detrito di falda	3247,786
281006	5652	I	SARROGH	Is Picc'onis 2	Civile	Materiale per rilevati e riempimenti	Detrito di falda	3248,086
266004	5653	I	SANTADI	Monte Mesana	Ornamentale	Alabastro	Alabastro	3247,690
262004	5654	I	NUXIS	Is Ollonis	Ornamentale	Biancone Tirreno	Marmo	2621,694
263002	5654	I	NUXIS	Serra sa Laccana	Ornamentale	Marmo	Marmo	7507,770
266001	5653	I	TEULADA	Nappa	Ornamentale	Marmo rosa	Marmo	10452,677

mune d'appartenenza; e) la denominazione della cava, coincidente generalmente con il toponimo della località interessata; e) la destinazione d'uso; f) la tipologia commerciale; g) il tipo litologico; h) la superficie, espressa in mq, interessata dall'attività estrattiva.

3. - IDROGEOLOGIA

Il Foglio 565 "Capoterra" è caratterizzato da litologie a bassa permeabilità (tav.5). Le cime che si allineano in direzione circa N-S nell'area centrale (M. Is Caravius 1113 m, M. Sa Mirra 1086 m, M. Nieddu 1040 m, P.ta Maxia 1017 m, P.ta Sebera 979 m) costituiscono lo spartiacque tra i corsi d'acqua che defluiscono verso il Golfo di Cagliari (Rio di Santa Lucia, Rio San Gerolamo, Rio di Pula) e quelli che assumono direzione E-W (Rio Mannu di Narcao e Rio di Santadi).

Il Rio di Santa Lucia nasce dai rilievi a W di Capoterra e sfocia nello Stagno di Cagliari dopo un percorso di 25 km. Il suo bacino idrografico si estende su un'area di 104,2 kmq dei quali il 70 % interessa i rilievi del basamento paleozoico, mentre il restante 30 % è costituito dalla pianura in cui prevalgono i depositi del Quaternario. Il limite tra i due settori è segnato dalla faglia che borda ad occidente la Fossa del Campidano e, in corrispondenza di essa, il tracciato del corso d'acqua devia ad angolo retto dalla direzione NE-SW a quella NW-SE.

Il bacino del Rio di San Gerolamo, benché di dimensioni più ridotte del precedente, ne ricalca le condizioni geomorfologiche ed idrologiche. Il corso d'acqua nasce a 505 m di altitudine in località S' Arcu s' Olioni e drena un'area di 27,2 kmq. Il corso del Rio San Gerolamo e quello del suo maggiore affluente, il Rio Mason'e Ollastu, sono sbarrati da due piccole dighe, la prima in terra l'altra in cemento, che danno vita a due invasi per uso irriguo.

Il Rio di Pula nasce ai piedi di Monti Mannu (726 m) e dopo 32 km raggiunge il mare in località Tanca sa Mura di fronte all'Isola di San Macario. Il suo spartiacque racchiude un bacino di 138,6 kmq anch'esso condizionato nei suoi aspetti morfologici dalle dislocazioni tettoniche plioceniche.

Il Bacino del Rio Mannu di Narcao ha un'estensione complessiva di 164,59 kmq. Il corso d'acqua prende origine dal rilievo paleozoico di M. Tiriccu (1104 m) con il nome di Rio Tiriccu e si immette nel Lago di M. Pranu dopo un percorso di 31,5 km. Il suo affluente principale è il Rio Mannu di Santadi che nasce dal M. Mannu (715 m) ed ha una lunghezza di 16 km.

Il Rio Mannu di Narcao è stato sbarrato artificialmente in due punti; all'altezza del ponte di Bau Pressiu, a NE dell'area in esame, e poco dopo la confluenza con il Rio Mannu di Santadi, dando origine rispettivamente al Lago di Bau Pressiu ed al Lago di M. Pranu.

LEGENDA

PERMEABILITÀ ALTA

- DEPOSITI ALLUVIONALI DEL PLEISTOCENE-QUOCENE (PERMEABILITÀ PER POROSITÀ)
- CALCIARI E DOLOMIE DEL CAMBRIANO INFERIORE E DEL DEVONIANO INFERIORE (PERMEABILITÀ PER FRACTURAZIONE E CARSIISMO)

PERMEABILITÀ MEDIO-BASSA

- GRANITOIDI DEL COMPLESSO INTRUSIVO TARDO (CAMBRIANO INFERIORE E DEVONIANO INFERIORE) CONTINENTALI (PER FRACTURAZIONE)
- PERMEABILITÀ PER FRACTURAZIONE (SISTEMA FILONIANO MAGMATICO-IDROTHERMALE)
- TARDO-PALEOZOICO (PERMEABILITÀ PER FRACTURAZIONE E PER POROSITÀ)

PERMEABILITÀ SCARSA

- SUCCESSIONE TERRIGENO-CARBONATICA DEL CAMBRIANO INFERIORE (PERMEABILITÀ PER FRACTURAZIONE)

PERMEABILITÀ BASSA

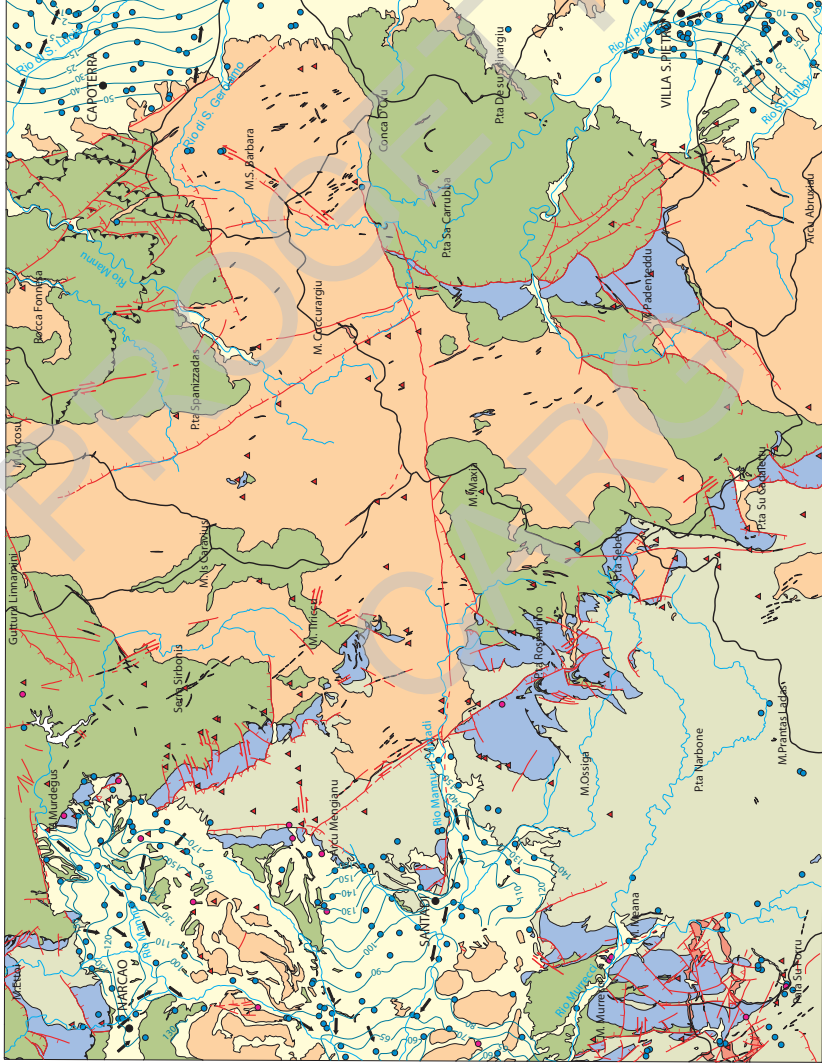
- SUCCESSIONE TERRIGENA DEL CAMBRIANO MEDIO - ORDOVICIANO INFERIORE - CARBONIFERO INFERIORE
- METACALCIARI MODULARI DEL CAMBRIANO MEDIO
- METACALCIARI SILICIZZATI DEL DEVONIANO INFERIORE
- DEPOSITI ALLUVIONALI CONTINENTALI DELLA FORMAZIONE DEI CNERRI DELL'EOCENE
- MEDIO - QUOCENE (PERMEABILITÀ PER FRACTURAZIONE E PER POROSITÀ)

FAGLIA

- FAGLIA DIRETTA
- FAGLIA TRASCORRENTE
- FAGLIA INVERSA
- ACCWALLAMENTO
- ACCWALLAMENTO SECONDARIO
- ISOFRENTICHE

PRINCIPALI DIREZIONI DI FLUSSO

- SPARTACQUE PRINCIPALI
- POZZI SUPERFICIALI
- POZZI PROFONDI
- SORGENTI



Tav. 5 - Schema idrogeologico del Foglio 565 "Capoterra".

3.1. - CARATTERISTICHE IDROGEOLOGICHE

Le litologie affioranti possono essere assegnate a classi di permeabilità alquanto differenti, e precisamente:

Permeabilità alta:

- Metacalcari e metadolomie della formazione di Gonnese, del Cambriano;
- Metacalcari del Siluriano-Devoniano;
- Depositi alluvionali e detriti di falda del Pleistocene-Olocene;

Permeabilità medio-bassa:

- Granitoidi del Complesso intrusivo tardo-paleozoico;
- Complesso magmatico filoniano;
- Vulcaniti e depositi ciottolosi continentali della successione vulcano-sedimentaria dell'Oligocene-Miocene;

Permeabilità scarsa:

- Successione terrigeno-carbonatica della formazione di Nebida, del Cambriano;

Permeabilità bassa:

- Successione terrigena del Cambriano - Ordoviciano Inferiore - Carbonifero Inferiore;
- Metacalcari silicizzati del Siluriano-Devoniano (settore di San Leone);
- Depositi alluvionali dell'Eocene-?Oligocene della formazione del Cixerri.

3.2. - CARATTERIZZAZIONE DEGLI ACQUIFERI

Nella piana di Capoterra l'acquifero è costituito da alternanze di ghiaie e sabbie, con frequenti intercalazioni di sabbie argillose ed argille che danno origine a locali variazioni di permeabilità (PALA, 1984). Sono state individuate più falde sovrapposte che assumono la connotazione di falda multistrato poiché, su ampia scala, si riscontra una continuità idrica sia orizzontale sia verticale.

La potenza dell'acquifero è in alcune zone superiore a 100 m, come si deduce dai sondaggi nell'Azienda Agricola di Planemesu (a N di Capoterra).

Dal rilevamento delle piezometrie dei pozzi esistenti si ricava un'oscillazione stagionale media di 2,20 m. Dallo studio delle isopiezometriche si evidenzia una diminuzione della permeabilità dal bordo della laguna verso W, ed un aumento della stessa in coincidenza del limite tra le alluvioni antiche e quelle più recenti. Dalla direzione del deflusso si capisce che l'alimentazione proviene dal sistema di fratture che interessa il massiccio paleozoico. Un importante asse di alimentazione era rilevabile un tempo lungo il corso del Rio Santa Lucia ma, a seguito della realizzazione di una traversa sull'alveo che impedisce quasi total-

mente il deflusso naturale, l'interscambio tra acque superficiali e sotterranee è diminuito notevolmente. I gradienti idraulici rilevati in diverse zone hanno fornito valori compresi tra 1,5‰ e 3,5‰ (PALA, 1984).

Il bacino del Rio San Gerolamo non si differenzia molto da quello anzidetto. Nell'area di Poggio dei Pini alcuni sondaggi realizzati nella fascia di arenizzazione del granito hanno messo in luce una potenza di 80 m dell'acquifero, che risulta spesso intercalato da lenti argillose, dovute all'alterazione spinta del granito, spesse circa 1 m. La superficie freatica è alquanto regolare, ma le portate dei pozzi sono variabili in funzione dello stato di alterazione del granito e della loro distanza dalla lineazione tettonica del M. Pauliara che rappresenta con buona probabilità una via di risalita per le acque infiltratesi nel massiccio paleozoico. Nell'area più prossima alla costa l'acquifero è costituito dalle alluvioni antiche e dal *glacis*, caratterizzati da una permeabilità medio-bassa (CIABATTI, 1989).

Nel bacino del Rio di Pula l'acquifero principale è ancora costituito dalle alluvioni ghiaiose e sabbiose oloceniche recenti e da quelle, talora ferrettizzate, del Pleistocene superiore. La potenza dell'acquifero è limitata e difficilmente supera i 10 m in quanto la pianura alluvionale costituisce il riempimento di una conca assai ristretta che ha per substrato impermeabile le vulcaniti oligo-mioceniche, i graniti e, in parte, i depositi della formazione del Cixerri.

L'elemento di maggior evidenza che si trae dallo studio delle isopiezometriche è l'asse di drenaggio lungo il corso del rio. La diminuzione della spaziatura nelle isopieze, al passaggio tra le alluvioni più antiche a quelle recenti, indica un aumento della permeabilità in tal senso. Il gradiente idraulico nelle alluvioni recenti risulta variabile tra il 3‰ e l'8‰, nelle alluvioni antiche è invece mediamente l'1,8%. Si tratta di un ulteriore elemento che evidenzia la maggiore permeabilità delle alluvioni recenti ed un profilo iperbolico di depressione della falda (ARU, 1997).

Nel bacino del Rio Mannu di Narcao le isofreatiche mostrano un andamento tortuoso in accordo con la morfologia, con evidenti zone di drenaggio lungo il corso del Rio Mannu e dei suoi principali affluenti (PALA *et alii*, 1996). Zone di alimentazione si individuano in corrispondenza degli spartiacque superficiali come quello tra il Rio Gutturu de Ponti e il Rio Mannu.

Nella "depressione di Giba", i depositi alluvionali raggiungono potenze anche di 50 m (territori di Giba e Piscinas), dove alcune conoidi sono sede di falde idriche di discreta potenzialità. Al di fuori di quest'area, per la prevalente facies limoso-argillosa, le risorse sono molto limitate (PALA *et alii*, 1996).

L'acquifero vulcanico è stato oggetto di ricerca da parte dell'E.T.F.A.S. che ha operato numerose perforazioni soprattutto nel territorio di Santadi. Si tratta di un acquifero di modesta entità in cui le portate non superano il litro al secondo (REGIONE AUTONOMA DELLA SARDEGNA, 1998).

3.3. - PARAMETRI IDRODINAMICI

Nella piana del Rio Santa Lucia i valori della trasmissività e della permeabilità sono stati desunti da prove di emungimento eseguite in epoche diverse; in alcuni casi si riferiscono a pozzi mal condizionati che mettono in comunicazione diversi livelli, pertanto il valore dei parametri idrodinamici deve essere considerato come un valore medio.

Nelle prove di emungimento effettuate nei pozzi n.19 e n.20 realizzati dalla CAS.MEZ si sono ricavati trasmissività rispettivamente di 4 e di 3×10^{-2} mq/s. Lo strato saturo, che in entrambi i casi interessa le alluvioni sabbioso-limose, è di 88 m nel primo e di 64 m nel secondo, con portate medie di 14 e 11 l/s (PALA, 1984).

Presso la località Bau de Sisinni Fadda, una prova con portata di 20 l/s ha dato un valore di trasmissività di $3,3 \times 10^{-3}$ mq/s, ed un'altra prova presso Su Perru Mannu, con una portata di 10 l/s, il valore di trasmissività è stato di $2,5 \times 10^{-3}$ mq/s; in entrambi i casi i valori riguardano le alluvioni recenti.

Nel bacino del Rio di Pula le prove in due pozzi perforati nelle alluvioni antiche presso la località Bau de Casteddu hanno dato valori di trasmissività di 2 e di 3×10^{-2} mq/s, che appaiono elevate per quel tipo litologico.

Le prove eseguite in pozzi scavati nelle andesiti sono numerose; si tratta in genere di pozzi poco profondi con portate da 0,8 a 3 l/s; i valori di trasmissività rilevati vanno da 2×10^{-3} a 7×10^{-5} mq/s (CASSA PER IL MEZZOGIORNO, 1984).

Nel bacino del Rio San Gerolamo, in un pozzo della profondità di 30 m realizzato nelle alluvioni attuali in località Frutti d'oro, è risultato un valore di trasmissività di $7,9 \times 10^{-5}$ mq/s, con una portata continua di 0,4 l/s.

Nella piana di Giba presso Santadi, dove un pozzo trivellato nelle ignimbriti ha individuato uno strato saturo di 214 m, la prova di emungimento, con portate sino a 15 l/s, ha fornito un valore di trasmissività di $3,5 \times 10^{-4}$ mq/s ed una permeabilità di $1,6 \times 10^{-6}$ m/s.

3.4. - EMERGENZE IDRICHE

Soprattutto nel bacino del Rio Mannu di Narcao è presente un discreto numero di sorgenti, molte delle quali non sono più attive a causa dell'elevato emungimento dai pozzi perforati nelle immediate vicinanze. Le restanti mostrano un deflusso minimo o diffuso che le rende all'atto pratico inutilizzabili.

Alcune emergenze sono state captate per acquedotti, come nel caso di Sa Turri e S'Acqua Callenti presso l'abitato di Nuxis (secondo i dati forniti dallo stesso Comune queste possiedono portate rispettivamente di circa 80 l/s e 50 l/s),

nonché la sorgente di Cuccuru Sollais, presso l'abitato di Narcao, di cui non si conosce il valore di portata.

Nel bacino del Rio Mannu di Santadi la Mitza Pantaleu ha una portata di 3,5 l/s, mentre sia a Mitza de sa Murta sia a Mitza Perdu Nurchis sono state misurate portate di minima di 1,5 l/s.

Delle sorgenti termali (le temperature oscillano tra 23 e 30°C) non è stato possibile effettuare misure dirette di portata in quanto o sono captate, come S'Acqua Callenti di Narcao, Mitza Perdu Spada e Mitza Perdu Sparu di Nuxis (vengono attribuite portate di 5-6 l/s), o non esiste un deflusso misurabile, come nel caso delle sorgenti Mitza Perdu Mannu e Mitza Peppi Marroccu, entrambe presso l'abitato di Nuxis (un tempo avevano deflussi rispettivamente di 1,5 e 4 l/s).

3.5. - SERBATOI ARTIFICIALI

Nella piana tra Sarroch e Pula, a causa della esiguità delle riserve sotterranee, sono stati realizzati venticinque anni fa numerosi invasi artificiali di modeste dimensioni per uso irriguo, perché tutta l'area ha visto svilupparsi nell'ultimo quarto di secolo un'attività agricola sempre più specializzata e moderna.

Il serbatoio di Perd'e Sali ha una capacità di 100.000 mc per un bacino imbrifero di 1,8 kmq; lo sbarramento è realizzato in terra ed è localizzato lungo il Canale Peppino. Il serbatoio Baustella è realizzato con una derivazione dell'omonimo Rio, e sottende un'area di 2,34 kmq.

Il Rio Tintioni è sbarrato da un invaso di 100.000 mc, drenando un territorio di 1,6 kmq, ed è di proprietà dell'Azienda Baustella. Il Rio Masenti, tributario del Rio Tintioni, ha anch'esso una capacità d'invaso di 100.000 mc su un'area di drenaggio di appena 300.000 mq, ma il riempimento dell'invaso è assicurato da una derivazione sul Rio Tintioni.

Di ben maggiore importanza è l'invaso che si sta realizzando sul Rio di Monte Nieddu, primo tratto del Rio di Pula, dove una diga alta 60 m sottenderà un bacino di 105 kmq e darà origine ad un lago della capacità di 20 milioni di mc.

3.6. - BILANCIO IDROLOGICO

Per ciascun bacino idrografico si è calcolato il bilancio idrologico. Si tratta di un bilancio di massima perché non sempre sono noti i parametri del deflusso superficiale. Il valore degli afflussi meteorici e delle temperature sono stati elaborati con il metodo dei topoieti e della media aritmetica; i valori dell'evapotraspirazione reale sono stati calcolati con il metodo di *Thorntwaite*.

Il bacino del Rio Santa Lucia ha al suo interno o nelle immediate vicinanze le stazioni termo-pluviometriche di Capoterra (54 m s.l.m.), Is Cannoneris (716 m s.l.m.), Pantaleo (240 m s.l.m.) e Rosas (326 m s.l.m.). La lama d'acqua affluita sul bacino è risultata di 789 mm, mentre l'evapotraspirazione reale è di 493 mm. Il deflusso globale presunto è perciò pari a 296 mm. Utilizzando un coefficiente d'infiltrazione presunta, che è stato valutato pari al 32%, si ottiene un'infiltrazione di 95 mm ed un ruscellamento superficiale di 201 mm.

Per il bacino del Rio di Pula si sono considerate le stazioni di Pula (10 m s.l.m.) e di Is Cannoneris (716 m s.l.m.). La media degli afflussi pluviometrici riferita al periodo 1922-1992 è di 805,25 mm, mentre la media delle termometrie è di 15°C. L'evapotraspirazione reale è di 485 mm e di conseguenza il deflusso globale presunto risulta di 320 mm.

Per determinare l'infiltrazione si è applicato un coefficiente d'infiltrazione presunta del 31%, risultato dalla media ponderata dei coefficienti d'infiltrazione sulle varie litologie; ne consegue un valore dell'infiltrazione di 99,2 mm e un deflusso superficiale di 220,8 mm.

Nel bacino del Rio di San Gerolamo ricade la stazione pluvio-termometrica di Capoterra (54 m s.l.m.). La pluviometria è di 539,5 mm e la media termometrica di 18,3°C (le temperature si riferiscono però agli anni '89-'92 non essendo stata la stazione attiva prima di questo periodo).

L'evapotraspirazione reale è 448,9 mm ed il deflusso globale presunto di 90,6 mm. In questo caso si può ammettere un coefficiente d'infiltrazione presunta del 20% (buona parte del bacino è impostata sui graniti) per cui risulta un'infiltrazione di 18 mm.

Per il bacino del Rio Mannu di Narcao si riporta il bilancio calcolato per l'anno idrologico 1995-96 in quanto in quel periodo sono state effettuate le misure dei deflussi superficiali (3) e che comunque rispecchia l'andamento di un anno medio. Le stazioni termo-pluviometriche considerate sono Narcao (127 m s.l.m.), Rosas (326 m s.l.m.), Nuxis (152 m s.l.m.), Terraseo (325 m s.l.m.) e Santadi (135 m s.l.m.). L'afflusso pluviometrico valutato con il metodo dei topoieti risulta di 902 mm, mentre la media delle temperature è di 16,2°C.

L'evapotraspirazione reale risulta di 689,1 mm, da cui si ricava un deflusso globale presunto di 204,3 mm. Il valore del deflusso globale va però corretto in quanto sono state considerate come apporti indiretti le quantità erogate per gli acquedotti di Narcao e Acquacadda valutati in 4,6 mm; tali apporti vengono tuttavia parzialmente compensati dalle perdite che consistono nei volumi invasati dalla diga di Bau Pressiu e che ammontano a 22,2 mm.

Il deflusso globale presunto diviene perciò di 182,1 mm. Il deflusso misurato alla confluenza del Rio Mannu di Narcao con il Rio di Santadi è di 119,5 mm e l'infiltrazione di 62,6 mm.

4. - PEDOLOGIA

Il territorio compreso nel Foglio Capoterra ospita uno degli ecosistemi forestali più rilevanti dell'Isola, e più in generale dell'intero bacino mediterraneo. Pertanto in quest'area assumono notevole importanza i suoli forestali.

Uno dei caratteri peculiari dei suoli forestali è la presenza di orizzonti organici, i quali svolgono un importante ruolo protettivo nei confronti del sottostante suolo minerale, riducendo l'evaporazione dell'umidità in esso contenuta, diminuendo i rischi di erosione ed apportando notevoli quantitativi di sostanza organica. Gli orizzonti organici costituiscono, quindi, una zona critica per i processi ecologici dell'ecosistema forestale. La loro funzione, soprattutto per ciò che concerne il bilancio idrico e trofico dell'ecosistema, acquista ancor più valore nei nostri climi, caratterizzati da un lungo periodo arido.

Vengono di seguito descritte le principali proprietà, fisiche e chimiche, dei suoli che caratterizzano i diversi paesaggi presenti nel foglio. La classificazione dei suoli, riportata tra parentesi nel testo, è in accordo con le *Keys to Soil Taxonomy* (SOIL SURVEY STAFF, 1998).

4.1. - SUOLI DEI PAESAGGI DELLE METARENARIE E METASILTITI DEL PALEOZOICO

I suoli di questi paesaggi manifestano un'elevata variabilità nei loro caratteri principali, determinata sia dalla natura del substrato sia dalle diverse condizioni climatiche, morfologiche e vegetazionali che si alternano nell'area in esame. La tessitura di questi suoli varia dalla sabbioso-franca alla franca; il contenuto in scheletro è quasi sempre molto elevato e la permeabilità è da elevata a normale, in funzione della tessitura. La capacità di ritenzione idrica, influenzata dal contenuto in scheletro e dalla tessitura, è da molto bassa a media. Il pH è quasi sempre da acido a subacido, mentre la capacità di scambio cationico ed il grado di saturazione in basi presentano generalmente valori da molto bassi a bassi.

Nelle aree situate al disopra di 900-1000 m di quota, la maggiore umidità del clima determina valori di pH da molto acidi ad acidi ed un grado di saturazione in basi sempre molto basso. In queste aree il contenuto di sostanza organica aumenta in ragione della difficoltà crescente nella mineralizzazione della sostanza organica determinata dai bassi valori della temperatura.

Nelle aree con morfologie aspre e pendenze elevate, laddove la copertura vegetale è scarsa, i suoli sono molto sottili, presentano un profilo del tipo A-R o A-Cr e sono alternati agli affioramenti rocciosi (associazione di *Lithic Xerothents e rock outcrop*). Nei versanti con scarsa copertura arbustiva ed arborea i suoli sono da sottili a mediamente profondi, prevalentemente con profilo del tipo A-Cr e su-

bordinatamente del tipo A-Bw-Cr (associazione di *Dystric* e *Lithic Xerorthents* e *Typic Dystraxepts*). Su morfologie simili, ma con densa copertura arbustiva ed arborea, che con la sua azione protettiva limita notevolmente l'entità dei fenomeni erosivi, i suoli sono mediamente profondi, prevalentemente con profilo del tipo O-A-Bw-Cr e subordinatamente del tipo O-A-Cr (associazione di *Humic* e *Typic Dystraxepts* e *Dystric Xerorthents*).

Alla base dei versanti si ritrovano talvolta suoli profondi sviluppatasi su depositi detritici, con prevalente profilo A-Bw-C e A-Bt-C (associazione di *Typic Dystraxepts* ed *Ultic* e *Typic Palexeralfs*).

Questo quadro descrittivo evidenzia la bassa fertilità dei suoli dei paesaggi delle metarenarie e metasiltiti del Paleozoico.

Solo nelle condizioni di copertura vegetale più densa la fertilità può raggiungere valori medi, che sono però fortemente influenzati dai fragili rapporti di equilibrio tra suolo e vegetazione.

4.2.- SUOLI DEI PAESAGGI DEI CALCARI E DELLE DOLOMIE DEL PALEOZOICO

Questi paesaggi presentano suoli con caratteri che differiscono principalmente in relazione al tipo ed alla densità della copertura vegetale.

Nelle aree prevalentemente prive di copertura arbustiva ed arborea affiorano ampi tratti di roccia ed i suoli sono limitati alle anfrattuosità (associazione di *rock outcrop*, *Lithic Xerorthents* e *Lithic e Typic Rhodoxeralfs*). Lo spessore è variabile, anche se generalmente i suoli sono sottili con profilo del tipo A-R e limitatamente A-Bt-R, con tessitura argillosa, permeabilità bassa, pH neutro, capacità di scambio cationico da media ad elevata e grado di saturazione in basi da medio ad elevato.

Questi sono gli ambienti in cui si rinvengono le cosiddette "Terre Rosse", tipiche del clima mediterraneo, caratterizzate da notevoli quantità di ossidi di ferro.

Nelle aree in cui si è conservata una densa copertura arbustiva ed arborea i suoli sono da poco profondi a profondi, con profili del tipo O-A-R, O-A-Bt-R e O-A-Bw-R; a tratti può essere presente la roccia affiorante (associazione di *Lithic* e *Typic Xerorthents*, *Lithic* e *Mollic Haploxeralfs*, *Lithic* e *Humic Haploxerepts*, *Lithic* e *Typic Rhodoxeralfs* e *rock outcrop*). La tessitura varia dalla franco-sabbioso-argillosa alla argillosa, la permeabilità è da media a bassa, il pH neutro, la capacità di scambio cationico elevata, ed il grado di saturazione in basi da medio ad elevato.

I suoli sono spesso brunificati dall'accumulo di sostanza organica umificata, distribuita lungo tutto il profilo. L'attività biologica è piuttosto intensa.

I suoli di queste aree costituiscono un patrimonio ambientale di immenso valore, in quanto rappresentano gli ultimi testimoni di un paesaggio ormai scomparso in gran parte del Mediterraneo, particolarmente nelle zone più aride.

4.3. - SUOLI DEI PAESAGGI DEL COMPLESSO INTRUSIVO TARDO-PALEOZOICO

Analogamente ai suoli dei paesaggi delle metamorfite paleozoiche, i suoli del complesso intrusivo granitoido presentano alcuni caratteri peculiari, determinati dalla natura del substrato, ed altri che variano in funzione delle condizioni climatiche, morfologiche e vegetazionali.

La tessitura dei suoli è quasi sempre franco-sabbiosa, talvolta sabbioso-franca, quindi con netta preponderanza della sabbia grossa e fine sul limo e sull'argilla. È questo il motivo che determina la elevata permeabilità di questi suoli.

La capacità di ritenzione idrica, a causa della tessitura e della presenza di scheletro, è bassa o anche molto bassa. Il pH è quasi sempre da acido a subacido, mentre la capacità di scambio cationico ed il grado di saturazione in basi hanno generalmente valori da molto bassi a bassi.

Nelle aree situate oltre i 900-1000 m di altitudine i suoli presentano valori di pH da molto acidi ad acidi ed un grado di saturazione in basi sempre molto basso, a causa di un clima più umido. Al di sopra di tali quote si registra invece un importante aumento nel contenuto di sostanza organica.

La morfologia del territorio influenza soprattutto lo spessore dei suoli. Nelle aree caratterizzate da morfologie aspre e scoscese, con scarsa copertura vegetale, dove l'erosione agisce continuamente, si riscontrano suoli molto sottili con profilo del tipo A-R o A-Cr, alternati a zone nelle quali prevale la roccia affiorante (associazione di *Lithic Xerothents* e *rock outcrop*).

Sui versanti meno acclivi e nelle aree a morfologia ondulata si rinvengono suoli più profondi, generalmente con profilo del tipo (O)-A-Cr o (O)-A-Bw-Cr (associazione di *Dystric* e *Lithic Xerorthents* e *Humic* e *Typic Dystraxepts*).

In queste aree il profilo di tipo (O)-A-Cr prevale laddove la copertura vegetale è scarsa o degradata, mentre il profilo di tipo (O)-A-Bw-Cr è più frequente nelle aree boscate.

Alla base dei versanti si ritrovano talvolta suoli profondi sviluppatisi su depositi detritici, prevalentemente con profilo del tipo A-Bw-C e A-Bt-C (associazione di *Typic Dystraxepts* ed *Ultic* e *Typic Palexeralfs*).

Da questo quadro descrittivo generale risulta evidente come i suoli dei paesaggi del complesso intrusivo non siano affatto fertili, anzi presentino notevoli carenze sia nei caratteri fisici che in quelli chimici. Inoltre, il rischio di degrado di questi suoli è estremamente elevato, specie ad opera dei processi erosivi.

In questo tipo di suoli, caratterizzati da una granulometria grossolana e da una struttura debole o moderata, il vero elemento aggregante è la sostanza organica. Allorquando i rapporti di equilibrio tra suolo e vegetazione vengono alterati attraverso interventi di vario tipo (tagli, incendi, arature, *etc.*), sui suoli si innescano processi erosivi che, in funzione delle condizioni morfologiche, ne possono anche causare l'asporto completo e mettere a nudo vasti affioramenti rocciosi. A causa di tali fenomeni è molto frequente riscontrare in questi paesaggi suoli troncati, in cui affiora l'orizzonte B o addirittura il C.

4.4. - SUOLI DEI PAESAGGI DELLA SUCCESSIONE SEDIMENTARIA PALEOGENICA

Questi suoli, per via del substrato (conglomerati, arenarie, limi, *etc.*), presentano una marcata variabilità sia nel tipo di profilo sia nei caratteri permanenti.

I profili, del tipo A-C, A-Bw-C e A-Bk-C, sono da poco profondi a profondi, con tessitura da franco-sabbiosa a franco-sabbioso-argillosa, permeabilità da elevata a bassa, pH da neutro a subalcalino, capacità di scambio cationico media e grado di saturazione in basi elevato (associazione di *Typic* e *Lithic Xerorthents*, *Typic*, *Lithic* e *Calcic Haploxerepts* e *Typic* e *Lithic Calcixerepts*).

Poiché l'utilizzazione di questi suoli è prevalentemente agricola, le principali limitazioni d'uso sono a tratti la profondità e la permeabilità, sia del suolo sia del substrato. Una migliore gestione e produttività di questi suoli è legata pertanto ad interventi che garantiscano il drenaggio e migliorino la fertilità generale. Un eventuale uso irriguo richiede inoltre di porre particolare attenzione sul sistema, sui volumi e sull'intensità.

4.5. - SUOLI DEI PAESAGGI DELLA SUCCESSIONE VULCANO-SEDIMENTARIA DELL'OLIGOCENE-MIOCENE

Sui versanti andesitici i suoli sono caratterizzati da un grado di evoluzione molto limitato e sono associati ad ampi tratti di roccia affiorante (associazione di *rock outcrop*, *Lithic Xerorthents* e *Lithic Haploxerepts*).

Il profilo prevalente è del tipo A-Cr. Solo nelle condizioni morfologiche più dolci possono essere presenti profili di tipo A-Bw-Cr. I suoli sono sempre poco profondi, con tessitura da franco-argillosa ad argillosa, permeabilità da media a bassa, pH neutro, capacità di scambio cationico da media ad elevata e grado di saturazione in basi elevato.

Sui tavolati ignimbrici oligomiocenici che caratterizzano il paesaggio del territorio compreso tra Narcao, Nuxis e Villaperuccio, ampi tratti di roccia affio-

rante si alternano a suoli poco profondi, con profili del tipo A-Cr, A-R e in subordinate A-Bw-Cr, con tessitura da sabbioso-franca a franco-sabbiosa, permeabilità elevata, pH neutro, capacità di scambio cationico bassa e grado di saturazione in basi basso (associazione di *rock outcrop*, *Lithic Xerothents* e *Lithic Haploxerepts*).

In entrambe le aree, nonostante la scarsa capacità produttiva e gli abbondanti affioramenti rocciosi, l'utilizzazione prevalente è il pascolo, talvolta con carichi tali da determinare forti squilibri nei processi di pedogenesi.

A causa delle notevoli limitazioni presentate dai suoli di questi paesaggi si auspica la totale eliminazione di qualsiasi utilizzazione, se non quella del ripristino naturale.

4.6. - SUOLI DEI PAESAGGI DEI DEPOSITI QUATERNARI

Questi paesaggi presentano suoli estremamente eterogenei, in rapporto ai caratteri del substrato, alla morfologia ed all'età delle coperture.

I suoli sulle coperture più antiche (sintema di Portovesme) sono molto profondi e presentano profili del tipo A-Btc-C e A-Btg-Cg, con tessitura franco-sabbioso-argillosa, permeabilità bassa, pH da subacido a neutro, capacità di scambio cationico bassa e grado di saturazione in basi da basso a medio (associazione di *Ultic ed Aquic Palexeralfs*).

I caratteri morfologici, in particolare la presenza di orizzonti argillici con noduli di ferro e screziature dovute a processi di ossido-riduzione, e chimici di questi suoli testimoniano una pedogenesi molto lunga, avvenuta sotto l'influenza di climi diversi da quelli attuali.

I suoli sui depositi alluvionali sono sempre molto profondi e presentano profili del tipo A-Bt-C, A-Bw-C e A-C in relazione all'età del deposito (associazione di *Typic Haploxeralfs*, *Fluventic Haploxerepts* e *Typic Xerofluvents*).

La presenza di un orizzonte argillico (Bt) testimonia tempi pedogenetici relativamente lunghi, mentre profili del tipo A-C caratterizzano i depositi più recenti. I caratteri fisici e chimici sono estremamente variabili, in funzione della natura dei depositi e della loro età.

Nella zona tra Villaperuccio e Piscinas, situata nella porzione orientale del foglio, sui depositi eluviali e colluviali alla base dei rilievi vulcanici, sono presenti suoli da profondi a mediamente profondi, con profili del tipo A-Bw-C e A-C (associazione di *Vertic Haploxerepts* e *Vertic Xerofluvents*).

La tessitura è argillosa, la permeabilità bassa, il pH neutro e la capacità di scambio cationico elevata, così come il grado di saturazione in basi.

Solitamente i suoli di questi paesaggi sono coltivati con un'ampia gamma di colture, anche se non manca l'utilizzazione a pascolo.

5. - I DISSESTI

5.1. - FRANE ED ALTRI FENOMENI DI INSTABILITÀ

Relativamente ai dissesti, nell'area del Foglio Capoterra si osservano fondamentalmente due caratteri distintivi d'insieme:

- il prevalere di rocce metamorfiche ed intrusive, che si presentano generalmente coerenti e tenaci;
- un'antropizzazione tuttora modesta ma in forte crescita, che finora non ha prodotto nel territorio modificazioni ambientali di un certo rilievo.

Nell'area, pertanto, non si rilevano dissesti diffusi su vaste aree ma legati a locali condizioni geomorfologiche e di utilizzo del territorio. Gli esempi più evidenti riguardano gli eventi alluvionali del novembre 1999 e dell'ottobre 2008, descritti di seguito in questo paragrafo.

In letteratura non risultano segnalati fenomeni franosi di qualsiasi natura.

Tuttavia, ricerche recenti (DI GREGORIO, 1990; CICCÙ *et alii*, 1994) ed il rilevamento geologico del Foglio Capoterra hanno messo in luce l'esistenza di alcuni fenomeni che, seppure circoscritti, meritano una qualche considerazione.

Alcuni di essi rappresentano la normale evoluzione di processi naturali in atto, mentre altri sono riconducibili alle modificazioni indotte dall'uomo sull'ambiente fisico.

I primi sono costituiti, in particolare, dalle frane inattive che si rinvengono nell'intorno degli altopiani ignimbrici di Sa Pranedda, Pranu Murdegu e Monte Essu, documentate dalla presenza di estese e imponenti masse di blocchi (zona di Sa Serra, Isca Piras, Nuraghe Truttuis, Nuraghe Cuccus, Case Murtas e Seddas de Riscu a N di Monte Essu), e da ancora evidenti tracce delle superfici di distacco.

Si tratta di antiche frane di scoscendimento rotazionale avvenute probabilmente nel Pleistocene e quasi tutte poi variamente rimobilizzate, prima di giungere all'attuale condizione di apparente stabilità.

Nelle cornici rocciose dell'altopiano, sono tuttora in atto, localmente, piccole frane di crollo (*rock falls*), ribaltamenti (*rock topple*) e distacchi di blocchi.

Sempre tra i processi naturali, gli stessi fenomeni, insieme a valanghe di detrito (*debris avalanches*) e scivolamenti di detrito (*debris flows*), da lenti a molto lenti, sono riscontrabili nei versanti più acclivi in rocce granitoidi e metamorfiche della regione montuosa sulcitana.

Tra i dissesti influenzati dalle modificazioni indotte dall'uomo nell'ambiente fisico, sono da includere fenomeni di crollo su fronti di cava o su scavi di miniera abbandonati, colamenti in terreni sciolti di riporto (*flows in soil*) e collassi gravitativi (*sinkholes*).

5.2. - DISSESTI CAUSATI DA PROCESSI NATURALI

Piccole frane di crollo sono presenti alla base di alcune cornici rocciose in corrispondenza di zone piuttosto impervie su litologie granitoidi: a Gutturu Graggallas a W della diga di Bau Pressiu, sui versanti sud-occidentali e sud-orientali di M. Arcosu (948 m), su quelli orientali e meridionali del M. Lattias (1088 m) e quelli nord-orientali di M. Genna Spina (970 m) e di M. Sa Paris (615 m), sui versanti sud-orientali di P.ta Tiriaxeddu (525 m) e su quelli di Calamixi (826 m) e di M. Santo (864 m); infine anche sui versanti occidentali e meridionali in arenarie e quarziti di P.ta de Su Seinargiu (551 m).

Nell'area del M. Arcosu, del M. Lattias e di Calamixi, in corrispondenza di pareti rocciose, sono evidenti fenomeni di ribaltamento di blocchi che poi evolvono in crolli nel granito, interessato da diversi sistemi di diaclasi che scompongono gli ammassi rocciosi in blocchi prismatici disposti in cataste e guglie talora di notevole altezza. Le aree interessate sono riconoscibili alla base dalla presenza di spettacolari distese di blocchi (pietraie), che generalmente si perdono all'interno di una densa vegetazione boschiva. Nell'area, accanto ai fenomeni sopra descritti, possono riscontrarsi locali e limitati fenomeni di distacco di blocchi talora riconducibili anche a bioclastismo.

Fenomeni tipo valanghe di detrito con movimento rapido o molto rapido, oppure di scivolamento lento, sono stati riscontrati in corrispondenza di canali impostati prevalentemente nella formazione delle arenarie di San Vito, con coperture detritiche di spessore non rilevante, sui versanti più acclivi del Rio Gutturu Mannu e del Rio Gutturreddu. Alcuni di essi, in passato, sono stati oggetto di interventi sistematori tramite gabbionate (traverse).

5.3. - DISSESTI DI ORIGINE ANTROPICA

Sono inclusi in questa categoria i dissesti localizzati nelle aree interessate da attività estrattiva di materiali di cava o di miniera prevalentemente in abbandono, con presenza di scavi a cielo aperto ed in sotterraneo, e discariche instabili, che necessitano di interventi di riassetto idrogeologico e di recupero ambientale.

Nella Sez. Narcao sono da ricordare: i depositi di bacini sterili della Miniera di Mont'Ega, i fronti di cava nei calcari cambriani di Sa Marchesa, ove esistono anche scavi minerari con discariche e gallerie, gli scavi minerari di P.ta Portelittus, quelli delle cave di marmo di Su Peppi Mereu e di M. Tamara, dove sono presenti anche importanti scavi minerari con pozzi e gallerie, le discariche minerarie e della cava di marmo di Conca Antoni Airi, gli scavi della cava per inerti ancora attiva di Su Sinnibidraxiu, le aree interessate da prelievo di inerti, anche

sotto il livello freatico, poste sul Rio Mannu di Narcao, nei pressi di Terrubia, e i depositi di sterili della miniera dismessa di Rosas, a monte di Terrubia; infine, gli scavi e le discariche della miniera di argille bentonitiche di M. Senzu de is Mattias, ancora attiva.

Nella Sez. Santadi sono da ricordare: gli scavi minerari di Su Benatzu, con laghetti freatici, quelli di P.ta Sa Conchitta e di M. Cannas, quelli a cielo aperto di Capiglia, e quelli di Masoni 'e Susu, M. Cerbus e di Bacchera.

Nella Sez. Capoterra dominano per dimensioni e problemi gli scavi e le discariche di varia natura della dismessa miniera di ferro di San Leone (sterili di tracciamento, di laveria e di trattamento a secco), che presentano, talora, vistosi problemi di instabilità, tra cui distacchi di blocchi, *debris flows* e *flows in soil* (COATES, 1992). Sono poi da ricordare gli scavi per materiali di cava nelle conoidi antiche di Sa Carruba Durci ed i fronti di cava nei granitoidi lungo il Rio Flumini Binu, subito a monte della discarica controllata del CASIC.

Nella Sez. Villa San Pietro sono da segnalare i piccoli lavori minerari di Su Seinargiu, quelli con trincee, gallerie e piccole discariche di Dispensa Porcileddu nei calcari siluriano-devoniani, le piccole trincee, nelle stesse rocce, di Sa Galanza ed i piccoli scavi negli *skarn* di P.ta Sa Castangia.

Fenomeni d'instabilità potenziale si possono ipotizzare, poi, lungo le incisioni delle coperture detritiche sui versanti occidentali di Su Sperrimu per la costruzione della nuova strada che aggira il monte, nel realizzando invaso artificiale sul Rio di Monte Nieddu, la cui bassa valle, fino a qualche tempo addietro intatta, risulta al momento sconvolta dai lavori in atto. Lo stesso che accade sull'adiacente Rio Lilloni, per la realizzazione di una traversa, con annessa galleria di adduzione, destinata a convogliare l'acqua nel nuovo invaso.

Tra i dissesti conseguenti all'intervento antropico sono poi da includere i fenomeni genericamente ascrivibili a subsidenza indotta, verificatisi nell'area tra Acquacadda e Narcao, circa una decina di anni or sono, a causa di forti emungimenti di acque sotterranee da alcuni pozzi realizzati dall'E.S.A.F. (Ente Sardo Acquedotti e Fognature), a monte dell'abitato di Riomurtas, per risolvere gravi problemi di approvvigionamento idrico, e dalla miniera di Mont'Ega per tenere asciutti i livelli mineralizzati in coltivazione.

Quasi subito dopo i primi consistenti prelievi iniziarono a verificarsi sprofondamenti del terreno di forma circolare o ellittica e di circa 5-10 m di diametro, che oggi sono stati quasi tutti ricoperti dai proprietari dei terreni o dalle amministrazioni locali per evitare possibili rischi.

Alcuni di tali fenomeni sono ancora evidenti proprio nell'intorno dei pozzi di emungimento. Altri si erano verificati a NW di Acquacadda, ed a monte degli abitati di Riomurtas e di Narcao, sempre nel fondovalle. Si tratta di oltre una quindicina di abbassamenti o crolli verticali avvenuti improvvisamente in corrispondenza di

cavità sotterranee, e classificabili come camini di collasso o *sinkholes* (BENEDINI & GISOTTI, 2000), conseguenti agli abbassamenti dei livelli piezometrici nelle rocce carbonatiche fratturate e carsificate, con o senza coperture detritiche o alluvionali sovrastanti.

5.4. - PERICOLOSITÀ DA INONDAZIONE

Più frequenti dei fenomeni franosi sono invece quelli di dissesto idrogeologico causati dalle inondazioni ad opera dei piccoli corsi d'acqua, tutti a regime torrentizio, che attraversano il territorio del foglio. Le aree interessate sono generalmente quelle situate allo sbocco in pianura delle valli, generalmente più o meno incassate. I fenomeni sono quasi sempre accompagnati da trasporto e deposito di materiale solido e rappresentano la naturale evoluzione dei processi torrentizi.

La progressiva e intensa urbanizzazione delle aree di pianura e delle valli più aperte, in assenza di una seria gestione delle aree a rischio, qui come altrove, crea evidenti condizioni di vulnerabilità dell'edilizia residenziale e delle infrastrutture, le quali necessitano di attenta considerazione da parte delle autorità responsabili, onde evitare il ripetersi di danni e di minacce per la pubblica incolumità.

Dall'analisi storica degli eventi, anche recenti (comune di Capoterra, 1999 e 2008), verificatisi nell'area, l'inondazione dei territori posti in adiacenza dei corsi d'acqua comporta una serie di effetti che, pur se quasi mai documentati da rigorose indagini scientifiche, possono essere così schematizzati:

- tracimazione o rottura di argini o di sponde ed esondazione delle acque nelle campagne, con distruzione o danneggiamento delle colture e dei manufatti aziendali;
- distruzione e danneggiamento di infrastrutture di vario tipo;
- danni ad edifici di civile abitazione, commerciali ed industriali, con rischio per l'incolumità delle persone;
- modifica della natura del suolo in conseguenza del deposito del materiale solido trasportato dalla piena.

I fenomeni sono localmente aggravati dal progressivo interrimento degli alvei privi di manutenzione e dalla presenza in essi di abbondante vegetazione, arbustiva e talora anche arborea, spesso rigogliosa per la presenza d'acqua nel subalveo. Le aste fluviali maggiormente interessate sono le seguenti:

- *Area di Narcao-Santadi*: la realizzazione della diga di Bau Pressiu pone al riparo dai maggiori eventi alluvionali tutta la valle del Rio Mannu, mentre rimangono problemi per i suoi affluenti, tra cui: il Rio Sa Canniga, nei pressi dell'abitato di Riomurtas; Rio Barisonis, in adiacenza dell'abitato di Terrubia; Rio S'Ega de su Pendueo, nell'attraversamento della strada provinciale di

Acquacadda-Narcao; Rio S'Ega de su Concali, in adiacenza di Planu sa Teula; Rio Baseddori, in corrispondenza della SS 293 e del piccolo agglomerato di Case di Crabi; Rio De Candiazzus e affluenti minori nella loro parte terminale; Rio Mannu di Santadi a valle di Pantaleo sino a Terrazzu, frazione di Villaperuccio, ed i suoi affluenti; Rio Cresia nell'attraversamento di Terresoli e Rio Siriddi, nei pressi di Santadi Basso.

- *Area di Capoterra*: in questo settore le aree maggiormente interessate riguardano: l'asta fluviale del Rio Gutturreddu, nella sua parte terminale, e del Rio Gutturu Mannu, tra la miniera di San Leone e la chiesa di Santa Lucia, ove passate inondazioni hanno ripetutamente danneggiato la strada provinciale Capoterra-Santadi; l'asta terminale del Rio Santa Lucia, sconvolta da ingenti prelievi di inerti nel recente passato ed oggetto ultimamente di interventi di ripristino; il Rio di Is Olias, che recentemente e ripetutamente ha seriamente compromesso la nuova strada provinciale; i piccoli corsi d'acqua che attraversano l'abitato di Capoterra arrecando talora seri danni ad edifici residenziali e infrastrutture; il Rio di San Gerolamo, che ha più volte danneggiato e più recentemente sconvolto zone residenziali recenti, il Rio Flumini Binu e gli altri corsi d'acqua minori che attraversano l'area industriale di Sarroch.
- *Area di Pula*: i più gravi problemi di inondazione nella piana di Pula - Villa San Pietro possono considerarsi risolti dall'effetto laminazione operato dalle costruende diga di M. Nieddu e traversa sul Rio Lilloni; invece restano pericoli lungo l'asta del Rio Perda Pertunta e soprattutto in quella del Rio Tintioni, che attraversa aree occupate da serre e residenze, ed anche nell'attraversamento della stessa SS 195 "Sulcitana".

5.4.1. - *L'evento alluvionale del novembre 1999*

Nell'ambito degli aspetti relativi alla pericolosità da inondazione, un ruolo non secondario spetta all'evento alluvionale che ha interessato lo stesso centro abitato di Capoterra, gran parte del suo territorio comunale e delle aree limitrofe, durante il rilevamento di campagna del foglio.

Nella nottata tra il 12 e il 13 novembre 1999, durante un violento nubifragio, nella stazione pluviometrica di Is Olias dell'Università di Cagliari si registrarono valori di precipitazione pari a 273 mm in un arco di tempo di tre ore, con valori massimi di precipitazione oraria di 134 mm (tab.6).

Il substrato geologico sul quale è stato edificato il centro abitato è costituito in prevalenza da depositi di conoide alluvionale del Pleistocene superiore e da depositi alluvionali ed eluviali dell'Olocene, che declinano verso la zona costiera del Golfo di Cagliari con un profilo longitudinale a discreta pendenza (5% circa).

Tab.6 - Massimi valori di piovosità registrati dalla stazione pluviometrica dell'Università di Cagliari di Is Olias a Capoterra nei giorni del 12-13 novembre 1999, (ARU, 2002)

PIOVOSITÀ TOTALE NELLE 24 ORE DEL GIORNO 12	302 mm
CONCENTRAZIONE MASSIMA DELL'EVENTO	273 mm in 3 ore: dalle ore 21,35 del giorno 12 alle ore 00,35 del giorno 13
INTENSITÀ ORARIA MASSIMA	134 mm: dalle ore 22,05 alle ore 23,05 del giorno 12

La conoide è attualmente reincipsa da una serie di rivoli, alcuni dei quali confluiscono in un canale adduttore principale che attraversa l'abitato, drenando le acque provenienti da un bacino idrografico di circa 0,8 kmq. Il canale di deflusso, a regime fortemente stagionale, è stato interessato in un recente passato da lavori di bonifica idraulica che hanno portato, tra l'altro, al completo tombamento dell'alveo nel tratto di attraversamento del paese, per ricavare una serie di infrastrutture pubbliche quali impianti sportivi e spazi ricreativi.

Questo violento evento pluviometrico, a causa della concomitanza di vari fattori predisponenti, quali l'elevata pendenza dei rilievi a ridosso dell'abitato, la scarsa copertura vegetale, la critica stabilità delle coperture sedimentarie recenti e, soprattutto, le molteplici opere di urbanizzazione e di edificazione in vari punti critici dell'area urbana, si è trasformato in evento calamitoso che ha causato la tragica perdita di una vita umana oltre ad ingenti danni materiali. La testimonianza di quanto detto è riscontrabile da:

- gli impianti sportivi sommersi da un'onda di piena di acqua e fango per un'altezza di circa 2 m (fig.72);
- il generale dissesto del rione di Santa Rosa, uno dei più colpiti, a causa dell'edificazione su alcuni compluvi di primo ordine, con conseguente crollo di terrapieni e aperture di voragini nelle strade urbane a maggiore pendenza;
- i dissesti che hanno interessato in più punti la rete viaria comunale e provinciale;
- la colmata con acqua e fango delle aree morfologicamente più depresse del centro abitato, con allagamenti dei piani inferiori di numerose abitazioni (fig.73).

Gli effetti dell'alluvione nell'evoluzione naturale del paesaggio sono valutabili soprattutto lungo il corso superiore del Rio Baccu Tinghinu, che scorre incassato nelle formazioni paleozoiche a W di Capoterra; qui l'alveo è stato profondamente reincipso con la completa asportazione del detrito precedentemente accumulato sul *talweg* e sulle sponde, dove erano cresciuti anche grossi alberi di leccio, e la conseguente messa a nudo del substrato roccioso (fig.74).



Fig. 72 - Impianti sportivi interessati dall'alluvione nella zona del Parco Liori, con il livello raggiunto dalle acque indicato dalla freccia.



Fig.73 - Abitato di Capoterra nei pressi del campo sportivo: effetti dell'ondata di piena con indicato dalla freccia (sulla parete di una casa) il livello raggiunto dall'acqua e dal fango.

La deposizione di gran parte del materiale solido trasportato, costituito essenzialmente da ghiaia grossolana, ha portato alla formazione di una conoide alluvionale ampia circa 30 m, con un importante cambiamento del paesaggio naturale.

Più a valle, le grandi quantità d'acqua di ruscellamento, che non possedevano un vero e proprio alveo in cui scorrere, hanno dato origine ad un imponente deflusso laminare che, nella sua corsa verso aree morfologicamente più depresse, ha provocato danni a numerose infrastrutture, come il cimitero, ed un intero quartiere periferico di recente realizzazione.



Fig. 74 - Imponenti fenomeni erosivi e deposizionali lungo l'alto corso del Rio Baccu Tinghinu.

5.4.2. - L'evento alluvionale dell'Ottobre 2008

Mentre le presenti note stavano andando in stampa, un altro evento calamitoso ha colpito la stessa area del territorio di Capoterra con effetti ancora più disastrosi del 1999, interessando in questa occasione anche una vasta parte dell'area costiera del limitrofo Foglio 566 "Pula" in corso di rilevamento.

Nella giornata del 22 ottobre 2008 il pluviometro di Capoterra del Servizio Idrografico ha registrato, tra le ore 6,30 e le ore 9,30, ben 350 mm di pioggia con un'intensità massima di 148 mm/h (tab.7), una magnitudo quindi, almeno in quest'area, addirittura superiore a quella del 1999.

Tab.7 - Valori di piovosità del 22/10/2008 forniti dal Servizio Idrografico per l'area di Poggio dei Pini - Capoterra (dati allegati alla delibera n. 57/2 del 23/10/2008 della Giunta Regionale).

PIOVOSITÀ TOTALE NELLE 24 ORE DEL GIORNO 22	372 mm
CONCENTRAZIONE MASSIMA DELL'EVENTO	350 mm in 3 ore: dalle ore 06,30 alle ore 09,30 del giorno 22
INTENSITÀ ORARIA MASSIMA	148 mm; dalle ore 07,00 alle ore 08,00 del giorno 22

Le intense precipitazioni hanno causato alluvionamenti all'interno del centro abitato di Capoterra con dinamiche simili all'evento precedente; in particolare si sono verificati intensi fenomeni erosivi lungo alcuni canali di deflusso recentemente oggetto di regimazione idraulica (fig.75).

Particolarmente interessato dall'ondata di piena è stato il corso del Rio San Gerolamo (circa 14,5 km² di bacino), a W di Capoterra, che attraversa numerose zone residenziali, causando nel complesso 4, vittime oltre ad ingenti danni materiali ad infrastrutture ed abitazioni (fig.76).



Fig. 75 - Intensi processi erosivi causati dall'evento di piena del 22 ottobre 2008 nei pressi della piscina comunale di Capoterra.



Fig. 76 - Fenomeni di erosione di sponda in corrispondenza di manufatti realizzati lungo il Rio s'Acqua Tomaso che delimita verso N l'abitato di Capoterra.

La dinamica dell'evento, oltrechè con l'intensità e la durata della precipitazione, è da mettere in relazione con le elevate pendenze dei versanti e la scarsa permeabilità del substrato roccioso che risulta, nella zona montana, ben vegetato.

La sovrapposizione di questi elementi predisponenti ha determinato, già verosimilmente dopo la prima ora di precipitazione intensa, un'istantanea trasformazione degli afflussi in deflussi, con la produzione di più onde di piena che hanno distrutto, nella parte media del corso, i rilevati di accesso ai ponti che collegano la frazione di Poggio dei Pini alla viabilità per Capoterra (figg.77, 78).

Più a valle (fig.79), dopo aver oltrepassato, danneggiandola, una diga in terra (13,5 m di altezza per circa 250.000 mc di capienza), le ondate hanno investito la parte bassa della stessa frazione, le lottizzazioni di Rio San Gerolamo (figg. 80, 81), Frutti d'Oro II e su Loi, dove al Rio San Gerolamo si unisce, poco prima dello sbocco a mare, il Rio Masoni Ollastu attraverso una deviazione artificiale realizzata intorno alla metà del secolo scorso.



Fig. 77 - Medio corso del Rio San Gerolamo: notare il crollo del rilevato stradale e le barre ghiaiose di neoformazione.



Fig. 78 - Rio San Gerolamo a monte della diga di Poggio dei Pini: si noti l'ampiezza dell'alveo attuale di piena con andamento tipo braided ("intrecciato").



Fig. 79 - Effetti dell'alluvione presso la diga in terra di Poggio dei Pini che è stata travolta dall'ondata di piena: è evidente l'erosione del paramento di valle del corpo diga.



Fig. 80 - Ponte sul Rio San Gerolamo in corrispondenza dell'omonima lottizzazione.

Dal punto di vista geomorfologico, nella parte alta del bacino si è registrata un'ingente erosione sia lungo i compluvi di ordine minore, sia lungo i versanti, con movimentazione delle coperture detritiche più recenti e crolli di masse rocciose instabili. Ciò ha determinato un elevatissimo trasporto solido con meccanismo di *debris flow*, coinvolgendo blocchi dell'ordine del metro cubo, che sono stati deposti allo sbocco delle valli incassate nel basamento paleozoico.

Il corso d'acqua, oggi a canale unico, ma che presentava in origine un alveo a canali intrecciati tipo *braided*, già oggetto di trasformazioni idrauliche nel diciannovesimo secolo, si è evoluto quindi secondo i caratteri tipici della sua natura torrentizia, formando barre ghiaiose anche a valle del laghetto artificiale di Poggio dei Pini, rioccupando cioè le sue naturali aree di pertinenza marcate dalla presenza dei depositi alluvionali recenti (Olocene), già cartografati nel vecchio Foglio Geologico 534 "Cagliari" (REGIO UFFICIO GEOLOGICO, 1943). Nella parte bassa del corso, sono state deposte invece ingenti quantità di sabbie arcose, mentre le frazioni più fini sono state trasportate in gran parte direttamente al mare.

Le fotografie da elicottero relative alle fig. 76, 77, 78, 79 ed 81 sono state messe a disposizione dall'Assessorato per la Difesa dell'Ambiente della Regione Sardegnna.



Fig. 81 - Lottizzazione Rio San Gerolamo con vistosi effetti di sovralluvionamento. Sul lato destro della foto, l'edificio che ospitava la scuola materna interessato dall'evento alluvionale.

PROGETTO
CARG

BIBLIOGRAFIA

- AGIP NUCLEARE S.P.A. (1983) - *Lineamenti geologico-strutturali e giacimentologici dell'area di San Leone - Arcu su Linnarbu (Sardegna Sud-occidentale)*. Relazione interna, pp. 86.
- AGUS M. & PECORINI G. (1978) - *Livelli a Carofite nel carbone della "prima vena" della miniera di Seruci e nel Cixerri*. Res. Ass. Min. Sarda, **83**: 43-65, Iglesias.
- ALBERTI G. (1963) - *Sul Devoniano inferiore e medio nella Sardegna meridionale*. Atti Acc. Naz. Lincei, Rend. 8^a Cl. - Sc. Mat. Fis. Nat., **34** (5): 553-559, Roma.
- ALVAREZ W. & COCOZZA T. (1974) - *The tectonics of central-eastern Sardinia and the possible continuation of the Alpine chain to the south of Corsica*. In: A. CHERCHI POMESANO (Ed.): «*Paleogeografia del Terziario sardo nell'ambito del Mediterraneo occidentale*». Rend. Sem. Fac. Sc. Univ. Cagliari, **43** (1973), (suppl. 5): 5-34, Cagliari.
- ANGELUCCI A. (1970) - *Su alcune strutture sedimentarie nella formazione delle Arenarie del Cambriano inferiore dell'Iglesiente (Sardegna sud-occidentale)*. Rend. Sem. Fac. Sc. Univ. Cagliari, **43**: 1-3, Cagliari.
- APONTE F., BALASSONE G., BONI M., COSTAMAGNA L. & DI MAIO G. (1988) - *Variscan Skarn Ores in South-West Sardinia. Their relationships with Cambro-Ordovician stratabound deposits*. Rend. Soc. It. Miner. Petrol., **43**: 445-462, Milano.
- ARAÑA V., BARBERI F. & SANTACROCE R. (1974) - *Some data on the comendite type area (S. Pietro and S. Antioco Islands, Sardinia)*. Bull. Volcanol., **38**: 725-736, Heidelberg.
- ARRIBAS A., BECHSTÄDT T. & BONI M. (1990) - *Stratabound ore deposits related to synsedimentary tectonics: South-West Sardinia (Italy) and Sierra de Aracena (Spain): a comparison*. Geol. Rundschau, **79**: 373-385, Stuttgart.
- ARTHAUD F. (1963) - *Un exemple de tectoniques superposées dans le Paléozoïque de l'Iglesiente (Sardaigne)*. C. R. Soc. Géol. France, **9**: 303-304, Paris.
- ARTHAUD F. (1970) - *Étude tectonique et microtectonique comparée de deux domaines Hercyniens: Les nappes de la Montagne Noire (France) et l'anticlinorium de l'Iglesiente (Sardaigne)*. Publ. Univ. Sci. Techn. Languedoc, - S. Géol. Struct., **1**: pp. 175, Montpellier.
- ARTHAUD F. & MATTE P. (1977) - *Late Paleozoic strike-slip faulting in southern Europe and northern Africa: Result of a right-lateral shear zone between the Appalachians and the Urals*. Geol. Soc. Am. Bull., **88**: 1305-1320, Boulder.
- ARU A. (2002) - *Erosione e Desertificazione*. Boll. Soc. It. Sc. Suolo, **51** (1-2): 769-783, Firenze.
- ARU T. (1997) - *Studio Idrogeologico del Bacino del Rio di Pula*. Tesi di Laurea inedita. Università

degli Studi di Cagliari.

- ASSORGIA A., BALOGH K., LECCA L., IBBA A., PORCU A., SECCHI F. & TILOCCA G. (1995) - *Volcanological characters and structural context of Oligo-Miocene volcanic succession from Central Sardinia (Italy)*. In: R. POLINO & R. SACCHI (Eds.): «*Rapporti Alpi-Appennino e Guida alle Escursioni*». Peveragno 31 maggio-1 giugno 1994. Acc. Naz. Sci. Torino, 397-424, Torino.
- ASSORGIA A., BARCA S., COCOZZA T., DECANDIA F.A., FADDA A., GANDIN A. & OTTELLI L. (1992a) - *Characters of the Cenozoic sedimentary and volcanic succession of western Sulcis (SW Sardinia)*. In: L. CARMIGNANI & F.P. SASSI (Eds.): «*Contribution to the Geology of Italy with special regard to the Paleozoic basements*». A volume dedicated to Tommaso Cocozza. IGCP n. 276, Newsletter, **5**: 17-20, Siena.
- ASSORGIA A., BROTZU P., CALLEGARI E., FADDA A., LONIS R., OTTELLI L., RUFFINI R. & ABRATE T. (1992b) - *Carta geologica del distretto vulcanico cenozoico del Sulcis (Sardegna sud-occidentale)*. S.E.L.CA, Firenze.
- ASSORGIA A., CINCOZZI F., FADDA A., GIMENO D., MORRA V., OTTELLI L. & SECCHI F.A. (1994) - *Il complesso comenditico miocenico dell'entroterra sulcitano (Sardegna sud-occidentale). Caratteri geologici, vulcanologici e petrochimici*. Mem. Descr. Carta Geol. d'Italia, Serv. Geol. It., **49**: 347-362, Roma.
- ASSORGIA A., FADDA A., GIMENO TORRENTE D., MORRA V., OTTELLI L. & SECCHI F.A. (1992c) - *Le successioni ignimbratiche terziarie del Sulcis (Sardegna sud-occidentale)*. Mem. Soc. Geol. It., **45** (1990): 951-963, Roma.
- ATZORI P. & TRAVERSA G. (1986) - *Post-granitic permo-triassic dyke magmatism in eastern Sardinia (Sarrabus pp., Barbagia, Mandrolisai, Goceano, Baronie and Gallura)*. Period. Min., **55**: 203-231, Roma.
- BALDELLI C., BIGAZZI G., ELTER F.M. & MACERA P. (1987) - *Description of a Permo-Trias alkaline lamprophyre embedded into the micaschists of garnet-staurolite-kyanite grade of north-eastern Sardinia island*. I.G.C.P. Project n°5, Newsletter, **7**: 8-10, Padova.
- BALDRACCO C. (1854) - *Cenni sulla costituzione metallifera della Sardegna*. pp. 530, Ed. Roux, Torino.
- BARBERI F. & CHERCHI A. (1980) - *Excursion sur le Mésozoïque et le Tertiaire de la Sardaigne Occidentale*. C.N.R.- Progetto Finalizzato Geodinamica, **345**: pp. 115, Cagliari.
- BARCA S. (1981) - *Contributo alla stratigrafia del Siluriano-Devoniano del Sarrabus (Sardegna Sud-orientale)*. Boll. Soc. Geol. It., **100**: 85-98, Roma.
- BARCA S. (1991) - *Phénomènes de résédimentation et flysch hercynien à faciès Culm dans le "synclinal du Sarrabus" (SE de la Sardaigne, Italie)*. C. R. Acad. Sci. Paris, **313**: 1051-1057, Paris.
- BARCA S. (1998) - *Structural and stratigraphical outlines of the Sardinian Massif*. In: E. SERPAGLI (Ed.): «*Sardinia Guide-book, ECOS VII*». Giorn. Geologia, Spec. issue, **60**: 1-23, Bologna.
- BARCA S., CARMIGNANI L., ELTRUDIS A., GATTIGLIO M. & PALA L. (1992a) - *Relationships between fore-deep deposits and Hercynian nappe building in southeastern Sardinia (Italy)*. In: L. CARMIGNANI & F.P. SASSI (Eds.): «*Contribution to the Geology of Italy with special regard to the Paleozoic basements*». A volume dedicated to Tommaso Cocozza. I.G.C.P. Project n°276, Newsletter, **5**: 33-44, Siena.
- BARCA S., CARMIGNANI L., ELTRUDIS A. & FRANCESCHELLI M. (1995) - *Origin and evolution of the Permian-Carboniferous basin of Mulargia Lake (South-Central Sardinia, Italy) related to the Late Hercynian extensional tectonics*. C. R. Acad. Sci. Paris, **321**: 171-178, Paris.
- BARCA S., COCOZZA T., DEL RIO M., PILLOLA G.L. & PITTAU DEMELIA P. (1987) - *Datation de l'Ordovicien inférieur par Dictyonema flabelliforme and Acritarches dans la partie supérieure de la formation "cambrienne" de Cabitza (SW de la Sardaigne, Italie): Conséquences géodynamiques*. C. R. Acad. Sci. Paris, **305**: 1109-1113, Paris.
- 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** (1981), (3): 377-392, Roma.
- BARCA S., COCOZZA T. & LEONE F. (1986) - *Il Paleozoico dell'area di San Leone: nuovi dati stratigrafico-strutturali (Sulcis, Sardegna SW)*. Boll. Soc. Geol. It., **105**: 21-26, Roma.

- BARCA S., CORRADINI C. & SPALLETTA C. (2000) - *Nuovi dati sull'età dei "Calcarei a clymenie" della Sardegna*. Collana di Studi, Atti e Mem., Acc. Naz. Sci. Lett. Arti di Modena, **21**: 25-28, Modena.
- BARCA S. & COSTAMAGNA L.G. (2000) - *Il bacino paleogenico del Sulcis-Iglesiente (Sardegna SW): nuovi dati stratigrafico-strutturali per un modello geodinamico nell'ambito dell'orogenesi pirrenaica*. Boll. Soc. Geol. It., **119**: 497-515, Roma.
- 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** (1981) (3): 369-375, Roma.
- BARCA S., DEL RIO M. & PITTAU DEMELIA P. (1988) - *New geological and stratigraphical data and discovery of Lower Ordovician acritarchs in the San Vito Sandstone of the Genn'Argiolas Unit (Sarrabus, Southeastern Sardinia)*. Riv. It. Paleont. Strat., **94**: 339-360, Milano.
- BARCA S., FARCI G. & FORCI A. (1998) - *I depositi sinorogenici ercinici del Sulcis (Sardegna Sud-occidentale)*. Boll. Soc. Geol. It., **117**: 407-417, Roma.
- BARCA S., FERRETTI A., MASSA P. & SERPAGLI E. (1992b) - *The Hercynian Arburese tectonic unit of SW Sardinia. New stratigraphic and structural data*. Riv. It. Paleont. Strat., **98**: 119-136, Milano.
- BARCA S. & MARINI C. (1980) - *Lineamenti litostratigrafici e sedimentologici del "Postgotlandiano" del Fluminese (Sardegna SW)*. Mem. Soc. Geol. It., **20**: 203-213, Roma.
- BARCA S., MAXIA C. & PALMERINI V. (1973) - *Sintesi sulle attuali conoscenze relative alla Formazione del Cixerri (Sardegna Sud-occidentale)*. Boll. Serv. Geol. It., **94**: 307-318, Roma.
- BARCA S. & OLIVIERI R. (1991) - *Age and source of calcareous blocks resedimented into Hercynian Flysch type sediments of the Sarrabus area (southeastern Sardinia)*. Atti Soc. Nat. Mat. Modena, **122**: 49-66, Modena.
- BARCA S. & PALMERINI V. (1973) - *Contributo alla conoscenza degli ambienti di sedimentazione relativi alla Formazione del Cixerri (Sardegna Sud-occidentale)*. Boll. Serv. Geol. Ital., **94**: 307-318, Roma.
- BECCALUVA L., BROTZU P., MACCIOTTA G., MORBIDELLI L., SERRI G. & TRAVERSA G. (1989) - *Cainozoic tectono-magmatic evolution and inferred mantle sources in the Sardo-Thyrenian Area*. In: A. BORIANI, M. BONAFEDE, G.B. PICCARDO & G.B. VAI (Eds.): *The Lithosphere in Italy advances in Earth Science research*. Atti Acc. Naz. Lincei, 229-248, Roma.
- BECCALUVA L., CIVETTA L., MACCIOTTA G.P. & RICCI C.A. (1985) - *Geochronology in Sardinia: results and problems*. Rend. Soc. It. Min. Petr., **40**: 57-72, Milano.
- BECCALUVA L., LEONE F., MACCIONI L. & MACCIOTTA G. (1981) - *Petrology and tectonic setting of the paleozoic basic rocks from Sulcis-Iglesiente (Sardinia-Italy)*. N. Jb. Miner. Abh., **140**: 184-201, Stuttgart.
- BECHSTÄDT T., BONI M. & FRÖHLER M., (1994) - *Facies development in early and middle Cambrian time*. In: T. BECHSTÄDT & M. BONI (Eds): *«Sedimentological, stratigraphical and ore deposits field guide of the Autochthonous Cambro-Ordovician of Southwestern Sardinia»*. Mem. Descr. Carta Geol. d'It., Serv. Geol. d'It., **48**: 211-226, Roma.
- BECHSTÄDT T., BONI M. & SELG M. (1985) - *The Lower Cambrian of SW Sardinia: from a clastic tidal shelf to an isolated carbonate platform*. Facies, **12**: 113-140, Erlangen.
- BELLON H. (1981) - *Cronologie radiométrique (K-Ar) des manifestations magmatiques autour de la Méditerranée occidentale entre 33 et 1 Ma*. In: F.C. WEZEL (Ed.): *«Sedimentary basins of Mediterranean margins»*. CNR Italian Project of Oceanography, 341-360.
- BELLON H., COULON C. & EDEL J.B. (1977) - *Le déplacement de la Sardaigne. Synthèse des données géochronologiques, magmatiques et paléomagnétiques*. Bull. Soc. Géol. France, **19**: 825-831, Paris.
- BENEDINI M. & GISOTTI G. (2000) - *Il Dissesto Idrogeologico*. pp. 595, Carocci Ed., Roma.
- BERTORINO G., CABOI R., CAREDDA A.M., CIDU R., FANFANI L., SITZIA R., ZANZARI A.R. & ZUDDAS P. (1981) - *Le manifestazioni termali del Sulcis (Sardegna Sud-occidentale)*. Per. Mineral., **50**: 233-255, Roma.
- BONAZZI A., MAZZOLI C. & SASSI R. (1988) - *Characterization of metamorphism in metapelites of the Bi-thia Formation, C. Malfatano-Chia area (Southern Sardinia)*. Per. Mineral., **57**: 31-40, Roma.

- BONI M. (1982) - *Paleokarstic ores in SW Sardinia: some conclusive remarks*. Res. Ass. Min. Sarda, **87**: 91-115, Iglesiasias.
- BONI M. (1985) - *Le gisements de type Mississippi Valley du S-Ouest de la Sardaigne (Italie); une synthèse*. Chron. Rec. Minière, **479**: 7-34, Sud-Quest.
- BONI M. (1986) - *The Permo-Triassic vein and paleokarst ores in southwest Sardinia: Contribution of fluid inclusion studies to their genesis and paleoenvironment*. Mineral. Deposita, **21**: 53-62, Heidelberg.
- BONI M., COCOZZA T., GANDIN A. & PERNA G. (1982) - *Tettonica, sedimentazione e mineralizzazioni delle breccie al bordo sud-orientale della piattaforma carbonatica cambrica (Sulcis, Sardegna)*. Mem. Soc. Geol. It., **22** (1981): 111-122, Roma.
- BONI M., GANDIN A., MARINACCI P. & 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, 14-16.
- BONI M., IANNACE A., KÖPPEL V., FRÜH GREEN G. & HANSMANN W. (1992) - *Late to Post-Hercynian Hydrothermal Activity and Mineralization in Southwest Sardinia (Italy)*. Econ. Geol., **87**: 213-237, Lancaster.
- BONI M., IANNACE A. & PIERRE C. (1988) - *Stable isotope compositions of Lower Cambrian Pb-Zn-Ba-F deposits and their host carbonates, South-Western Sardinia, Italy*. Chem. Geol., **72**: 267-282, Amsterdam.
- BONI M. & KÖPPEL V. (1985) - *Ore-lead isotope pattern from the Sulcis-Iglesiente area (SW Sardinia) and the problem of remobilization of metals*. Mineral. Deposita, **20**: 185-193, Heidelberg.
- BONI M., MALAFRONTA A. & PINTUS E. (1980) - *Le mineralizzazioni a solfuri nella miniera di Mont'Ega (Narcao-Sulcis)*. Ind. Min., **3**: 59-65, Roma.
- BONI M., RANKIN A. & SALVADORI M. (1990) - *Fluid inclusion evidence for the development of Zn-Pb-Cu-F skarn mineralization in SW Sardinia, Italy*. Mineral. Magaz., **54**: 279-287, London.
- BONI M., STEIN H.J., ZIMMERMAN A. & VILLA I.M. (2003) - *Re-Os age for molybdenite from SW Sardinia (Italy): A comparison with $40\text{Ar}/39\text{Ar}$ dating of Variscan granitoids*. In: ELIOPOULOS et alii (Eds.): «*Mineral Exploration and Sustainable Development*». Proceed of the Seventh biennial SGA Meet. Athens/Greece/24-28 August 2003: 247-250, Millpress, Rotterdam.
- BORGHEGAN C.E. (1935a) - *I giacimenti metalliferi della Sardegna*. Atti V Congr. Naz. Chim. Pura ed Appl., 180-203.
- BORGHEGAN C.E. (1935b) - *Giacimenti di misti di galene e blende del tipo di metasomatismo termico di contatto fra intrusione basica e calcare*. Res. Ass. Min. Sarda, **40** (6): 9-12, Iglesiasias.
- BORGHEGAN C.E. (1936) - *Giacimenti di solfuri misti di pirometasomatismo in zone calcaree nella miniera Sa Marchesa (Narcao)*. Res. Ass. Min. Sarda, **41** (6): 205-216, Iglesiasias.
- BORGHEGAN C.E. (1937) - *Giacimento metasomatico di galena in breccie silico-calcaree nella miniera di Truba Niedda*. Res. Ass. Min. Sarda, **42** (4): 149-152, Iglesiasias.
- BORGHEGAN C.E. (1939) - *Sull'età dei giacimenti metalliferi sardi*. Res. Ass. Min. Sarda, **44** (6): Iglesiasias.
- BORGHEGAN C.E. (1942) - *Miniere del gruppo Rosas (Sa Marchesa, Begatrotta, Rosas, Mitza Sermen-tus)*. Res. Ass. Min. Sarda, Iglesiasias, **47** (3-4): 49-56, Iglesiasias.
- BORNEMANN J.G. (1882) - *Sur la classification des formations des stratifiés anciennes de l'île de Sardaigne*. CR. Ilème Congr. Géol. Internat. 1881, 221-232, Bologna.
- BORNEMANN J.G. (1883) - *Paleontologisches aus dem Cambrischen Gebiete von Canalgrande in Sardinien*. Zeitchr. Deutsch Geol. Ges., **35** (2): 270-274, Stuttgart.
- BORNEMANN J.G. (1884) - *Über cambrischen Fossilien von der Insel Sardinien*. Zeitschr. Deutsch. Geol. Gesell., **36**: 702-706, Stuttgart.
- BORNEMANN J.G. (1886) - *Die Versteinerungen des Cambrische Schistensystems der Insel Sardinien. (Erste Abteilung)*. Nova Acta. Ksl. Leop. Carol Deutsch. Akad. Naturforsch., **51** (1): 1-149, Halle.
- BORNEMANN J.G. (1891) - *Die Versteinerungen des Cambrischen Schichtensystems der Insel Sardinien. Zweite Abteilung*. Nova Acta Ksl. Leop. Carol. Deutsch. Akad. Naturf., **56** (3): 1-101(424-525), pl. 35-40, Halle.

- BORTOLOTTI C. (1905) - *Fenomeni carsici e giacimenti metalliferi nell'Iglesiente*. Il Mondo Sotterraneo, **2** (2): 29-32, Udine.
- BOSCO C. (1902) - Il "*Lophiodon sardus*" (*n.sp.*) nelle ligniti di Terras de Collu (Sardegna). Rend. R. Acc. Lincei, s. 5^a, Cl. Sc. Mat. Fis. Nat., **11**: 178-182, Roma.
- BRALLA A., GHEZZO C., GUASPARRI G. & SABATINI G. (1981) - *Aspetti genetici del batolite sardo-corso*. Rend. Soc. It. Min. Petr., **38**: 701-764, Milano.
- BRASIER M.D. (1976) - *An Archaeocyatid-Trilobite association in Sardinia and its stratigraphic significance*. Riv. It. Paleont. Strat., **81** (4): 425-436, Milano.
- BRIGO L., FERRARIO A., MARCELLO A., NATALE P., OMENETTO P., PADALINO G., SALVADORI I., TOCCO S., URAS I., VALERA R., ZUCCHETTI S. & ZUFFARDI P. (1982) - *Gites filonienne Pb-Zn-F-Ba de basse temperature du domaine varisque d'Italie*. Bull. BRGM (2), section II, **2**: 195-206, Paris.
- BRIZZI G., SCANU S., STARA P. & TANCA G. (1992a) - *I minerali del giacimento di Monte Tamara (Nuxis)*. *J. Riv. Min. It.*, **15** (3): 167-180, Milano.
- BRIZZI G., SCANU S., STARA P. & TANCA G. (1992b) - *I minerali del giacimento di Monte Tamara (Nuxis)*. *2. Riv. Min. It.*, **15** (4): 237-248, Milano.
- BRONDI A., BENVENÙ F., FERRETTI O. & RABOTTINO L. (1975) - *Ricerche di concentrazioni detritiche di minerali di interesse nucleare in Sardegna*. Rend. Soc. It. Miner. Petrol., **30** (1974): 1133-1157, Milano.
- BROTZU P., CALLEGARI E., MORRA V. & RUFFINI R. (1997) - *The orogenic basalt-andesite suites from the Tertiary volcanic complex of Narcao, SW-Sardinia (Italy): petrology, geochemistry and Sr-isotope characteristics*. Period. Min., **66**: 101-150, Roma.
- BROTZU P., CALLEGARI E. & SECCHI F.A. (1994) - *The search for the parental magma of the high-K calc-alkaline igneous rock series in the southernmost Sardinia Batholith*. Period. Min., **62**: 253-280, Roma.
- BROTZU P., MORBIDELLI L. & TRAVERSA G. (1978) - *Caratteri petrografici e chimici delle sieniti del Sarrabus meridionale*. Period. Min., **47**: 83-98, Roma.
- BROUWER H. (1966) - *Ricerche tettoniche sul Paleozoico dell'Iglesiente e del Sulcis (Sardegna Sud-occidentale)*. Rend. Acc. Naz. Lincei, s. 8^a, Cl. Sc. Mat. Fis. Nat., **40** (6): 1066-1072, Roma.
- BROUWER H. (1987) - *The Sardinian Tectonic Phase in SW Sardinia: a concept rejected*. In: F.P. SASSI & R. BOURROUILH (Eds.): «Correlation of Prevariscan and variscan events of the Alpine-Mediterranean mountains belt». I.G.C.P. Project n°5, Newsletter, **7**: 134-138, Padova.
- BRUSCA C. & DESSAU G. (1968) - *I giacimenti piombo zinciferi di S. Giovanni (Iglesias) nel quadro della geologia del Cambrico sardo*. Ind. Min., **19**: 470-494; 533-556; 597-609, Roma.
- BRUSCA C., DESSAU G. & JENSEN M.L. (1965) - *L'origine dei giacimenti di zinco e piombo dell'Iglesiente alla luce della composizione isotopica dello zolfo dei loro solfuri*. In: «70° Anniversario della Fondazione dell'Associazione Mineraria Sarda». Atti Symp. sui problemi geominerari sardi. Cagliari Iglesias, 26-30 Ottobre 1965, 25-32.
- BRUSCA C., PRETTI S., TAMBURRINI D. & TOCCO S. (1973) - *Su alcune mineralizzazioni a barite e galea insediate nei "Karst" del penepiano ercinico (Iglesiente meridionale-Sardegna)*. Res. Ass. Min. Sarda, **76** (1971): 1-25, Iglesias.
- CABOI R. & MASSOLI NOVELLI R. (1968a) - *Studio mineralogico di una formazione piroclastica dell'Area vulcanica di Narcao (Cagliari)*. Rend. Sem. Fac. Sci. Univ. Cagliari, **38** (1-2): 11-15, Cagliari.
- CABOI R. & MASSOLI NOVELLI R. (1968b) - *Il pirosseno del tufo di M.te Arruda (Narcao-Sardegna Sud-occidentale)*. Rend. Sem. Fac. Sci. Univ. Cagliari, **38** (3-4): 1-11, Cagliari.
- CABOI R., MASSOLI NOVELLI R. & SANNA G. (1978) - *La mineralizzazione a molibdenite di P.ta Su Seinnargiu (Sarroch-Sardegna meridionale)*. Rend. Soc. It. Miner. Petrol., **34** (1): 167-186, Milano.
- CADISCH J. (1938) - *Zur Geologie des Insel Sardinien mit Beobachtungen über ihre Erzlagerstätten*. Geol. Rundschau, **29** (1-2): 52-71, Stuttgart.
- CALDERONI G., COLTORTI M., DRAMIS F., MAGNATTI M. & CILLA G. (1991) - *Sedimentazione fluviale e variazioni climatiche nell'alto bacino dell'Esino durante il Pleistocene superiore*. In: S. TAZIOLI (Ed.): «Fenomeni di erosione e alluvionamento degli alvei fluviali», Università degli Studi di Ancona, 171-190, Ancona.

- CALVINO F. (1956) - *I porfidi grigi del Sarrabus*. Boll. Serv. Geol. d'It., **78** (1-2): 265-275, Roma.
- CALVINO F. (1961) - *Lineamenti strutturali del Sarrabus-Gerrei (Sardegna Sud-orientale)*. Boll. Serv. Geol. d'It., **81** (1959), (4-5): 489-556, Roma.
- CAMERANA E., FERRARIS E. & MERLO G. (1899) - *Intorno all'origine del calcare metallifero dell'Iglesiente*. Res. Ass. Min. Sarda, **4** (6): 4-7, Iglesias.
- CAPETTA H. & THALER L. (1974) - *Présence de poissons Characidae caractéristiques de l'Eocène inférieur européen dans la formation lignitifère de Sardaigne*. In: A. CHERCHI POMESANO (Ed.): «*Paleogeografia del Terziario sardo nell'ambito del Mediterraneo occidentale*». Rend. Sem. Fac. Sci. Univ. Cagliari, **43** (1973) (suppl. 5): 69-71, Cagliari.
- 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** (1): 121-128, Roma.
- CARANNANTE G., COCOZZA T., D'ARGENIO B. & SALVADORI I. (1975) - *Caratteri deposizionali e diagenetici della "Dolomia Rigata" del Cambrico inferiore della Sardegna*. Rend. Soc. It. Miner. Petrol., **30** (1974): 1159-1173.
- CARCANGIU G., PALOMBA M., PERETTI R. & ZUCCA A. (1991) - *The heavy minerals of some coastal sand deposits in Southwest Sardinia. Application of electron microanalysis and beneficiation tests*. Ore Geology Reviews, **6**: 365-380, Amsterdam.
- CARMIGNANI L. (COORDINATORE) (1996) - *Carta Geologica della Sardegna (scala 1:200.000)*. A cura del Servizio Geologico Nazionale, Regione Autonoma della Sardegna. Litografia Artistica Cartografica, Firenze.
- CARMIGNANI L., BARCA S., CAROSI R., DI PISA A., GATTIGLIO M., MUSUMECI G., OGGIANO G. & PERTUSATI P.C. (1992a) - *Schema dell'evoluzione del Basamento Sardo*. In: «*Geologia della Catena Ercinica in Sardegna*». Guida alla Escursione sul basamento paleozoico della Sardegna, maggio 1992, 11-38, Siena.
- CARMIGNANI L., BARCA S., DISPERATI L., FANTOZZI P., FUNEDDA A., OGGIANO G. & PASCI S. (1994a) - *Tertiary compression and extension in the Sardinian basement*. Boll. Geof. Teor. Appl., **36**: 45-62, Trieste.
- CARMIGNANI L., CAPPELLI B., BARCA S., DI PISA A., GATTIGLIO M., OGGIANO G. & PERTUSATI P.C. (1992b) - *A tentative geodynamic model for the Hercynian basement of Sardinia*. In: L. CARMIGNANI & F.P. SASSI (Eds.): «*Contribution to the Geology of Italy with special regard to the Paleozoic basements*». A volume dedicated to Tommaso Cocozza. I.G.C.P. Project n°276 Newsletter, **5**: 61-82, Siena.
- CARMIGNANI L., CAROSI R., DI PISA A., GATTIGLIO M., MUSUMECI G., OGGIANO G. & PERTUSATI P.C. (1994b) - *The Hercynian chain in Sardinia (Italy)*. Geodinamica Acta, **7**: 31-47, Paris.
- CARMIGNANI L., COCOZZA T., GANDIN A. & PERTUSATI P.C. (1982a) - *Lineamenti della geologia del Sulcis-Iglesiente*. In: «*Guida alla Geologia del Paleozoico Sardo*». Guide Geologiche Regionali. Soc. Geol. It., 65-77, Bologna.
- CARMIGNANI L., COCOZZA T., GANDIN A. & PERTUSATI P.C. (1986a) - *The Geology of Iglesias*. In: L. CARMIGNANI, P.C. PERTUSATI, T. COCOZZA, C. GHEZZO & C.A. RICCI (Eds.): «*Guide Book to the Excursion on the Paleozoic basement of Sardinia*». I.G.C.P. Project n°5, Newsletter, Special Issue, 31-49, Pisa.
- CARMIGNANI L., COCOZZA T., GHEZZO C., PERTUSATI P.C. & RICCI C.A. (1982b) - *Lineamenti del basamento sardo*. In: «*Guida alla Geologia del Paleozoico Sardo*». Guide Geologiche Regionali. Soc. Geol. It., 11-23, Bologna.
- CARMIGNANI L., COCOZZA T., GHEZZO C., PERTUSATI P.C. & RICCI C.A. (1986b) - *Outlines of the basement of Sardinia*. In: L. CARMIGNANI, P.C. PERTUSATI, T. COCOZZA, C. GHEZZO & C.A. RICCI (Eds.): «*Guide Book to the Excursion on the Paleozoic basement of Sardinia*». I.G.C.P. Project n°5, Newsletter, Special Issue, 11-21, Pisa.
- CARMIGNANI L., COCOZZA T., GHEZZO C., PERTUSATI P.C. & RICCI C.A. (1987) - *Structural model of the hercynian basement of Sardinia (1:500.000)*. Stabilimento L. Salomone, Roma.
- CARMIGNANI L., COCOZZA T., MINZONI N. & PERTUSATI P.C. (1978) - *Falde di ricoprimento erciniche nella Sardegna a NE del Campidano*. Mem. Soc. Geol. It., **19**: 501-510, Roma.

- CARMIGNANI L., COCOZZA T., MINZONI N., PERTUSATI P.C. & RICCI C.A. (1980) - *É la Corsica il retropaese della catena ercinica della Sardegna?* Mem. Soc. Geol. It., **20** (1979): 47-55, Roma.
- CARMIGNANI L., OGGIANO G., BARCA S., CONTI P., SALVADORI I., ELTRUDIS A., FUNEDDA A. & PASCI S. (2001) - *Geologia della Sardegna, Note illustrative della Carta Geologica della Sardegna a scala 1:200.000*. Mem. Descr. Carta Geologica d'Italia, Serv. Geol. It., **60**, pp. 283, Ist. Poligr. Zecca dello Stato, Roma.
- CARMIGNANI L. & ROSSI P. (2000) - *Carta Geologica e Strutturale della Sardegna e della Corsica (scala 1:500.000)*. A cura del Servizio Geologico Nazionale, Regione Autonoma della Sardegna, BRGM, Service Geologique National, Collectivité Territoriale de Corse, I.P.Z.S., Roma.
- CARON C., LANCELOT J. & ORGEVAL J.J. (1993) - *Hétérogénéités isotopiques du plomb dans les amas sulfurés à encaissant carbonaté Cambrien inférieur de l'Iglesiente (Sud-Ouest Sardaigne): effets de mélange entre sources crustales différenciées*. C.R. Acad. Sci. Fr. Paris, **317**: 1073-1080, Paris.
- CARON J. & ORGEVAL J.J. (1996) - *Origine du plomb des minéralisations à métaux de base et métaux précieux de Sardaigne occidentale et de leur encaissant volcanique tertiaire*. C.R. Acad. Sci. Fr. Paris, **323** I: 41-47, Paris.
- CAROSI R., GANDIN A., GATTIGLIO M. & MUSUMECI G. (1992) - *Geologia della catena ercinica in Sardegna - Zona Esterna*. In: «*Geologia della Catena Ercinica in Sardegna*». Guida alla Escursione sul basamento paleozoico della Sardegna, maggio 1992, 43-60, Siena-Pisa.
- CARTISANO D., PALUMBO E. & SOTGIA T. (1922) - *Bibliografia geologica e mineraria della Sardegna (1896-1921)*. Res. Ass. Min. Sarda, **27** (2): pp. 30, Iglesias.
- CASSA PER IL MEZZOGIORNO, PROGETTO SPECIALE N. 25; UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI SASSARI (1984) - *Studio organico delle risorse idriche sotterranee della Sardegna - II fase (prog. Cassa 25/96): Sulcis - Cixerri, Relazione Idrogeologica*. Vol. IV, Sassari.
- CASTORINA F. & PETRINI R. (1989) - *Radiometric geochronology: some constraints to the isochron method by an iterative least-square approach*. Geochemical Journal, **23**: 101-109, Nagoya.
- CASULA G., CHERCHI A., MONTADERT L., MURRU M. & SARRIA E. (2001) - *The Cenozoic Graben system of Sardinia (Italy): geodynamic evolution from new seismic and field data*. Marine and Petroleum Geology, **18**: 863-888, Amsterdam.
- CATALISANO S. (1930) - *Il rilevamento geologico della tavoletta di Narcao (F 233: Iglesias)*. Boll. R. Uff. Geol. d'It., **55** (9): 1-18, Roma.
- CATALISANO S. (1933) - *Rilevamenti in Sardegna. Alcune osservazioni geologiche eseguite durante la campagna del 1932*. Boll. R. Uff. Geol. d'It., **58**: 3-11, Roma.
- CAVINATO A. (1937) - *Cenno su un'area metamorfica e sulla genesi e significato di una metallizzazione*. Res. Ass. Min. Sarda, **42** (5): 165-191, Iglesias.
- CAVINATO A. (1939) - *Epoche metallogeniche in Sardegna*. Res. Ass. Min. Sarda, **44**: Iglesias.
- CHECCHIA RISPOLI G. (1933) - *Una nuova trilobite del Cambriano di Sardegna (Olenopsis broilii)*. Mem. Soc. Geol. It., **1**: 1-10, Roma.
- CHERCHI A. (1979a) - *Presenza di Ilerdiano a macroforaminiferi nella Sardegna Sud-occidentale*. Publ. n. 301 Ist. Geol. e Paleont. Univ. Cagliari, pp. 12, Cagliari.
- CHERCHI A. (1979b) - *Microfauna aptiano-albiana dei ciottoli urgoniani della Formazione del Cixerri (Sardegna SW) e loro interesse paleogeografico*. Riv. It. Paleont., **85**: 353-410, Modena.
- CHERCHI A. & MONTADERT L. (1982) - *The Oligo-Miocene rift of Sardinia and the early history of the western mediterranean basin*. Nature, **298**: 736-739, London.
- CHERCHI A. & SCHROEDER M.R. (1985) - *Middle Cambrian foraminifera and other microfossils from SW Sardinia*. Boll. Soc. Paleont. It., **23** (1984), (2): 149-160, Modena.
- CHERCHI A. & TRÉMOLIÈRES 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, Paris.
- CIABATTI P. (1989) - *Studio idrogeologico della falda compresa nel Settore tra "Poggio dei Pini" e "Villa D'Orri" (Campidano sud-occidentale)*. Tesi di Laurea inedita, Università degli Studi di Cagliari.
- CICCU R., DI GREGORIO F. & MANCA P. (1994) - *Propensione al dissesto idrogeologico in Sardegna*:

- analisi degli eventi ed aspetti metodologici. In: *Atti del IV Conv. Int. di Geoingegneria «Difesa del suolo e valorizzazione degli acquiferi»*. Vol. 1, 73-85, Torino.
- CITA M.B., ABBATE E., ALDIGHIERI B., BALINI M., CONTI M.A., FARLONI P., GERMANI D., GROPELLI G., MANETTI P. & PETTI F.M. (in stampa) - *Catalogo delle formazioni - Unità tradizionali, Carta Geologica d'Italia - 1:50.000*. Quaderni serie III, 7(VI): pp. 318, APAT - Dipartimento Difesa del suolo/Servizio Geologico d'Italia, Roma.
- CITA SIRONI M.B., ABBATE E., BALINI M., CONTI M.A., FARLONI P., GERMANI D., GROPELLI G., MANETTI P. & PETTI F.M. (in stampa) - *Catalogo delle formazioni - Unità tradizionali, Carta Geologica d'Italia - 1:50.000*. Quaderni serie III, 7(VII): pp. 382, APAT - Dipartimento Difesa del suolo/Servizio Geologico d'Italia, Roma.
- COATES D.R. (1992) - *Environmental Geology*. pp. 701, John Wiley Sons, Inc., New York.
- COCO G. (1950) - *Il giacimento di magnetite di S. Leone*. Nota I. Rend. Sem. Fac. Sci. Univ. Cagliari, **20** (3-4): 208-321, Cagliari.
- COCHERIE A. (1985) - *Interaction manteau-croûte: son rôle dans la genèse d'associations plutoniques calcoalcalines, contraintes géochimiques (éléments en traces et isotopes du strontium et de l'oxygène)*. Doc. B.R.G.M., **90**: pp. 246, Orléans.
- COCOZZA T. (1967a) - *Il Permo-Carbonifero del bacino di San Giorgio (Iglesiente, Sardegna Sud-occidentale)*. Mem. Soc. Geol. It., **6**: 607-642, Roma.
- COCOZZA T. (1967b) - *Osservazioni sulla morfologia dei pianori ignimbritici del settore di Narcao (Sulcis, Sardegna sud-occidentale)*. Pubbl. n. 64 Ist. Geol. e Paleont. Univ. Cagliari, 1-10. Atti XX Congr. Geogr. It., Roma 29 marzo-3 aprile 1967, pp. 8, Roma.
- COCOZZA T. (1967c) - *I rapporti cambro-ordoviciani nella zona di Acquaresi (Iglesiente, Sardegna sud-occidentale)*. Res. Ass. Min. Sarda, **7**: 1-35, Iglesias.
- COCOZZA T. (1969) - *Slumping e breccie intraformazionali nel Cambriano medio della Sardegna Sud-occidentale*. Boll. Soc. Geol. It., **88** (1): 71-80, Roma.
- COCOZZA T. (1975) - *Structural pattern of Sardinia*. Quaderni de La Ricerca Scientifica, **90**: 183-201, Roma.
- COCOZZA T. (1980) - *The Cambrian of Sardinia*. Mem. Soc. Geol. It., **20** (1979): 163-187, Roma.
- COCOZZA T., CONTI L., COZZUPOLI D., LOMBARDI G. & TRAVERSA G. (1972) - *Le blastomiloniti presso Domus de Maria: problemi relativi al loro significato nel quadro geologico e petrografico della Sardegna meridionale*. Rend. Acc. Naz. Lincei, s. 5^a, Cl. Sc. Fis. Mat. Nat., **52**: 770-772, Roma.
- COCOZZA T. & GANDIN A. (1976) - *Depositional environments of Lower Cambrian Archeocyathid calcareous lenses of Sant'Angelo (Southwestern Sardinia, Italy)*. Boll. Soc. Geol. It., **94** (6), (1975): 2047-2072, Roma.
- COCOZZA T. & GANDIN A. (1990) - *Carbonate deposition during early rifting: the Cambrian of Sardinia and the Triassic-Jurassic of Tuscany, Italy*. Spec. Publ. Int. Ass. Sediment., **9**: 9-37, Oxford.
- 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, Roma.
- COCOZZA T. & LEONE F. (1977) - *Sintesi della successione stratigrafica paleozoica della Sardegna sud-occidentale*. In: G.B. Vai (Ed.): «Escursione in Sardegna 1977. Risultati e commenti». G.L.P., **2**, (suppl): 15-23, Siena.
- COCOZZA T. & MASSOLI NOVELLI R. (1967) - *Due nuovi affioramenti di lave andesitiche nel complesso terziario della Valle del Cixerri (Sardegna sud-occidentale)*. Boll. Soc. Geol. It., **86**: 623-643, Roma.
- COCOZZA T. & MASSOLI NOVELLI R. (1969) - *Rapporti tra il vulcanismo (Inframiocenico?) e il complesso continentale fluvio-lacustre oligocenico della Valle del Cixerri (Sardegna sud-occidentale)*. Giornale di Geologia **35** (2): 341-344, Bologna.
- COCOZZA T., MAXIA C. & PALMERINI V. (1967) - *Il "Calcare ceroidi" del cambrico sardo osservato al microscopio elettronico*. Boll. Soc. Geol. It., **86**: 725-731, Roma.
- COCOZZA T. & VALERA R. (1966) - *Nuove osservazioni sulla "discordanza cambro-ordoviciana" nella zona di Nebida (Sardegna sud-occidentale)*. Res. Ass. Min. Sarda, **71** (7): 58-71, Iglesias.
- COLTORTI M. & DRAMIS F. (1995) - *The chronology of Upper Pleistocene stratified slope-waste deposits*

in Central Italy. *Permafrost and Periglacial Processes*, **6**: 235-242, Chichester.

- COLTORTI M. & PIERUCCINI P. (1999) - *A Late Lower Pliocene planation surface across the Italian Peninsula: a key tool in neotectonics studies*. *Journal of Geodynamics*, 1-6, Elsevier, Amsterdam.
- CONTE A.M. (1993) - *High temperature amphibole breakdown in calcalkaline subvolcanic rocks from Sarroch District (Sardinia, Italy): Implication for mixing processes*. *N. Jb. Miner. Mh.*, **H3**: 133-144, Stuttgart.
- CONTE A.M. (1997) - *Petrology and geochemistry of Tertiary calcalkaline magmatic rocks from the Sarroch district (Sardinia, Italy)*. *Period. Min.*, **66**: 63-100, Roma.
- CONTI L. (1963) - *Lineamenti geopetrografici e giacimentologici delle mineralizzazioni uranifere nei dintorni di S. Leone*. *Per. Mineral.*, **32**: 387-457, Roma.
- CONTI S. (1990) - *Upper Ordovician Bryozoa from Sardinia*. *Palaentographia Italica*, **77**: 85-165, Pisa.
- CONTI S. & SERPAGLI E. (1988) - *Bimineralic (calcareous and phosphatic) skeleton in Upper Ordovician Bryozoa from Sardinia: geological implications*. *Boll. Soc. Paleont. It.*, **27**: 129-162, Modena.
- CORTECCI G., FONTES J. CH., MAIORANI A., PERNA G., PINTUS E. & TURI B. (1989) - *Oxygen, sulfur, and strontium isotope and fluid inclusion studies of barite deposits from the Sulcis-Iglesiente mining district, Southwestern Sardinia, Italy*. *Mineral. Deposita*, **24**: 34-42, Heidelberg.
- CORTESOGNO L., CASSINIS G., DALLAGIOVANNA G., GAGGERO L., OGGIANO G., RONCHI A., SENO S. & VANOSSI M. (1998) - *The post-Variscan volcanism in Late Carboniferous-Permian sequences of Ligurian Alps, Southern Alps and Sardinia*. *Lithos*, **45**: 305-328, Amsterdam.
- DAL PIAZ G.B. (1930) - *Atalonedon, nuovo genere di perissodattilo dell'Eocene di Gonnese*. *Mem. Ist. Geol. Univ. Padova*, **8** (1929-30): 3-9, Padova.
- DEBRENNE F. (1959) - *Sur les calcaires à Archæocyatha du Cambrien sarde*. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **248**: 1367-1370, Paris.
- DEBRENNE F. (1964) - *Archæocyatha. Contribution à l'étude des faunes cambriennes du Maroc, de Sardaigne et de France*. *Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc*, **179** (2 vol): 1-371, Rabat.
- DEBRENNE F. (1972) - *Nouvelle faune d'Archéocyathes de Sardaigne*. *Annales de Paléontologie*, **58**: 12-22, Paris.
- DEBRENNE F., DEBRENNE M. & ULZEGA A. (1976) - *Osservazioni geologiche e fauna del Cambriano inferiore di Guardia Manna (Teulada, Sardegna sud-occidentale)*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **94** (5), (1975): 1505-1517, Roma.
- DEBRENNE F. & GANDIN A. (1985) - *La Formation de Gonnese (Cambrien, SW Sardaigne): biostratigraphie, paléogéographie, paléoécologie des Archéocyathes*. *Bull. Soc. Géol. France*, **8**: 531-540, Paris.
- DEBRENNE F., GANDIN A. & DEBRENNE M. (1993) - *Calcaires à Archéocyathes du Membre de la Vallée de Matoppa (Formation de Nebida), Cambrien Inférieur du sud-ouest de la Sardaigne (Italie)*. *Annales de Paléontologie*, **79** (2): 77-118, Paris.
- DEBRENNE F., GANDIN A. & PILLOLA G.L. (1989) - *Biostratigraphy and depositional setting of Punta Manna Member type-section (Nebida Formation, Lower Cambrian, SW Sardinia, Italy)*. *Riv. It. Paleont. Strat.*, **94** (4): 483-514, Milano.
- 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, Roma.
- DELAPERRIERE E. & LANCELOT J. (1989) - *Datation U-Pb sur zircons de l'orthogneiss du Capo Spartivento (Sardaigne, Italie), nouveau témoin d'un magmatisme alcalin Ordovicien dans le S de l'Europe*. *C.R. Acad. Sci. Paris*, **309** (2): 835-842, Paris.
- DEL BONO G.L. (1965) - *Relazione generale su una nuova possibile interpretazione della serie cambrico-ordoviciana dell'Iglesiente*. *Res. Ass. Min. Sarda*, **70**: 5-80, Iglesias.
- 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, Stuttgart.

- DEL MORO A., LAURENZI M., MUSUMECI G. & PARDINI G. (1991) - *Rb/Sr and Ar/Ar chronology of the hercynian Mt. Grighini intrusive and metamorphic rocks (central-western Sardinia)*. Plinius, **4**: 121-122, Pisa.
- DEL RIO M., LEONE F. & PITTAU P. (1980) - *Acritarchi siluriani della successione paleozoica di Domusnovas (Sardegna sud-occidentale)*. Mem. Soc. Geol. It., **20** (1979): 289-299, Roma.
- DERIU M. & NEGRETTI G.C. (1960) - *Studio geo-petrografico della regione di BARRUA (Santadi), Sardegna Sud-occidentale*. Soc. Poligr. Sarda, pp. 67, Cagliari.
- DE VIVO B., BONI M., MARCELLO A., DI BONITO M. & RUSSO A. (1997) - *Baseline geochemical mapping of Sardinia (Italy)*. J. Geoch. Expl., **60**: 77-90, Amsterdam.
- DI GREGORIO F. (1990) - *L'uomo, le acque e il dissesto idrogeologico in Sardegna*. 3° Conv. Int. di studi geografico-storici, Università degli Studi di Sassari, Gallizzi, Sassari.
- 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 nella Sardegna*. Rend. Soc. It. Min. Petr., **30** (1974): 979-1068, Milano.
- DI STEFANO G. (1897) - *Relazione sulla fauna e flora fossile rinvenuta dal Sig. Gambera V. fra Monteponi e San Giorgio*. Res. Ass. Min. Sarda, **2** (2): 6-7, Iglesias.
- DI VINCENZO G., ANDRIESSEN P.A.M. & GHEZZO C. (1996) - *Evidence of two different components in a Hercynian peraluminous cordierite-bearing granite: the San Basilio intrusion (central Sardinia, Italy)*. J. Petrol., **37**: 1175-1206, Oxford.
- DI VINCENZO G. & GHEZZO C. (1992) - *Enclaves in a peraluminous Hercynian granite from central-eastern Sardinia*. In: L. CARMIGNANI & F.P. SASSI (Eds.): «*Contribution to the Geology of Italy with special regard to the Paleozoic basements*». A volume dedicated to Tommaso Cocozza. I.G.C.P. Project N°276, Newsletter, 465-467, Siena.
- DUNNET D. (1969) - *Deformation in Paleozoic rocks of Iglesias, SW Sardinia*. Ph.D. Thesis, University of London.
- DUNNET D. & MOORE J.M.M. (1969) - *Inhomogeneous strain and the remobilization of ores and minerals*. Meeting on Remobilization of Ore and Minerals, Cagliari, 81-100.
- EINAUDI M.T. & BURT D.M. (1982) - *Introduction, terminology, classification, and composition of skarn deposit*. Econ. Geology, **77**: 745-753, Lancaster.
- ELTER F.M., FAURE M., GHEZZO C. & CORSI B. (1999) - *Late Hercynian shear zones in northeastern Sardinia (Italy)*. Géologie de la France, **2**.
- ELTER F.M., MUSUMECI G. & PERTUSATI P.C. (1990) - *Late hercynian shear zones in Sardinia*. Tectonophysics, **176**: 387-404, Amsterdam.
- ELTER F.M. & SARRIA E. (1989) - *Assetto strutturale del basamento ercinico fra i vari complessi tettonici del nord-est della Sardegna*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat. Pisa, Mem., Sez. A, **96**: 81-105.
- E.M.SA. ENTE MINERARIO SARDO (1970) - *Relazione sui criteri di impostazione del programma di attività per l'anno finanziario 1971*. Ente Minerario Sardo, Regione Autonoma della Sardegna, rapporto interno, pp. 10, Cagliari.
- E.M.SA. ENTE MINERARIO SARDO (1988) - *Convenzione "Zona 14, Sardegna" - Relazione conclusiva sui lavori svolti*. Min. Ind. Comm. Art., E.M.Sa., Ric. Min. Base L.752/82, pp. 337, Roma.
- E.M.SA. ENTE MINERARIO SARDO & AGIP MINERARIA (1979) - *Rilievo aeromagnetico della Sardegna e del mare circostante. Relazione finale*. Ente Minerario Sardo, AGIP Mineraria, rapporto interno, pp. 90, Cagliari.
- E.M.SA. ENTE MINERARIO SARDO & GEOTECNECO AQUATER (1975) - *Studio fotogeologico ad indirizzo geominerario della Sardegna. Relazione finale*. Ente Minerario Sardo, Geotecneco, rapporto interno, pp. 100, Cagliari.
- FADDA A., OTTELLI L. & PERNA G. (1994) - *Il Bacino Carbonifero del Sulcis. Idrologia, Idrogeologia, Miniere*. Carbosulcis S.p.A., pp. 144, Cagliari.
- FAIS S., GARBARINO C., MARINI C., PADALINO G., PALOMBA M. & URAS I. (1986) - *Contributo alla conoscenza di alcuni minerali industriali: l'associazione tremolite-wollastonite-talco di M.te Tamara (Nuxis-Sardegna meridionale). Ricerche geociamentologiche e geofisiche*. Rend. Soc. It. Miner. Petrol. **41**: 53-67, Milano.
- FANNI S., GANDIN A., GRILLO S.M., LIPPI F., MARRAS G., SALVADORI A. & TOCCO S. (1982a) - *La piat-*

- taforma carbonatica cambrica della Sardegna sud-occidentale: sedimentazione e deposizione metallifera*. Mem. Soc. Geol. It., **22** (1981): 123-137, Roma.
- FANNI S., MURRU M., SALVADORI A. & SARRIA E. (1982b) - *Nuovi dati strutturali sul bacino del Sulcis (Sardegna SW)*. Ind. Miner., **4**: 25-31, Roma.
- FARCI G. & TOCCO S. (2000) - *Contributo alla conoscenza della metallogenesi del Paleozoico sardo: gli indizi minerari nel Devoniano carbonatico di M.te Padenteddu (Pula, Sulcis sud-occidentale)*. Res. Ass. Min. Sarda, **101-103** (1996-1998): 9-17, Iglesias.
- 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, Berlin.
- FERRETTI A., CORRADINI C. & SERPAGLI E. (1998) - *The Silurian and Devonian sequence in SW Sardinia*. In: E. SERPAGLI (Ed.): «*Sardinia Guide-book, ECOS VII*». Giorn. Geologia, Spec. Issue, **60**: 57-61, Bologna.
- FERRETTI A., GNOLI M., KRIZ J. & SERPAGLI E. (1995) - *The Silurian and early Devonian in south-western Sardinia*. In: A. CHERCHI (Ed.): «*Guide-Book to Global Changes and Platform Communities*». 6th Paleobenthos International Symposium, october 25-31 1995. Rend. Sem. Fac. Sci. Univ. Cagliari, suppl., **65**: 106-117, Cagliari.
- FERRETTI A., HAMMAN W. & SERPAGLI E. (2000) - *La collocazione paleobiogeografica della Sardegna nel tardo Ordoviciano: nuovi dati*. In: «*Crisi biologiche, radiazioni adattative e dinamica delle piattaforme carbonatiche*». Atti e Memorie, Acc. Naz. Sci. Lett. Arti di Modena Collana di Studi, **21**: 105-109, Modena.
- FERRETTI A. & SERPAGLI E. (1991) - *First record of Ordovician conodonts from southwestern Sardinia*. Riv. It. Paleont. Strat., **91**: 27-34, Milano.
- FIORI M., GARBARINO C., GRILLO S.M., PRETTI S., URAS I. & MARINI C. (1988) - *Polymetallic mineralization associated with the leucogranites of M.te Arcosu (SW Sardinia, Italy)*. Rend. Soc. It. Miner. Petrol., **43** (2): 531-542, Milano.
- FIORI M., GARBARINO C., PADALINO G. & MASI U. (1986) - *Chemical features of wallrocks from Mo-showings of Sardinia (Italy)*. Rend. Soc. It. Miner. Petrol., **41**: 25-39, Milano.
- FIORI M., GRILLO S.M. & PORCU R. (1991) - *Indizi di mineralizzazioni a solfuri al contatto tra rocce carbonatiche cambriche e vulcaniti terziarie Sardegna sud-occidentale (Italia)*. Ind. Min., **5**: Roma.
- FONTANA D., GELMINI R. & LOMBARDI 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, Bologna.
- FRAAS E. & LEVERA C.F. (1904) - *Contributo allo studio delle anageniti*. Rend. Ass. Min. Sarda, **9** (9): 6-7, Iglesias.
- FRANCESCHELLI M., GATTIGLIO M., PANNUTI F. & FADDA S. (1992) - *Illite crystallinity in pelitic rocks from the external and nappe zones of the Hercynian chain of Sardinia (Italy)*. In: L. CARMIGNANI & F.P. SASSI (Eds.): «*Contribution to the Geology of Italy with special regard to the Paleozoic basements*». A volume dedicated to Tommaso Coccozza. IGCP n. 276 Newsletter, **5**: 127-135, Siena.
- FRANKE W. (1989) - *Variscan plate tectonics in central Europe - current ideas and open questions*. Tectonophysics, **169**: 221-228, Amsterdam.
- FRECH P. (1903) - *Verbreitung der altquätären Säugethiere im Mittelmeergebiet*. Lathaea, Stuttgart.
- GAMBERA V. (1897) - *Relazione sulla scoperta di fossili nell'Iglesiente*. Res. Ass. Min. Sarda, **2** (2): 5-6, Iglesias.
- 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, Roma.
- GANDIN A. (1989) - *Depositional and paleo-geographic evolution of the Cambrian in South-West Sardinia*. In: F.P. SASSI & R. BOURROULH (Eds.): «*Correlation of Prevariscan and variscan events of the Alpine-Mediterranean mountains belt*». I.G.C.P. Project n°5, Newsletter, **7** (1987): 151-166, Padova.
- GANDIN A. & DEBRENNE F. (1984) - *Lower Cambrian bioconstructions in Southwestern Sardinia (Italy)*. Geobios, Memoire Special, **8**: 231-240, Lyon.

- GANDIN A., PADALINO G., TOCCO S. & VIOLO M. (1973) - *Un esempio di deposizione stratiforme di barite nella "dolomia rigata" del Cambrico 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, Roma.
- GANDIN A., PADALINO G. & VIOLO M. (1975) - *Correlation between sedimentation environment and ore prospecting. Sedimentological and ore-genesis studies of Cambrian "arenarie" and "dolomie rigate" formations (Sardinia - Italy): deposition and concentration of barite in an evaporitic environment.* Rend. Soc. It. Min. Petr., **30**, (1974): 251-303, Milano.
- GANDIN A. & PILLOLA G.L. (1985) - *Biostratigrafia e sedimentologia della Formazione di Cabitza nell'Iglesiente.* In: T. COCOZZA & C.A. RICCI (Eds.): «Evoluzione stratigrafica, tettonica, metamorfica e magmatica del Paleozoico italiano», Siena: 30-31.
- GARAVELLI C.L., MAZZI F. & RINALDI F. (1958) - *Minerali secondari di Uranio nella zona di San Leone (Cagliari).* Atti Soc. Tosc. Sc. Nat. sez. A, **65** (2): 237-261, Pisa.
- GARBARINO C., GRILLO S.M., MACCIONI L., MARINI C., MAZZELLA A., MELIS F., PADALINO G., TOCCO S. & VIOLO M. (1984) - *The Paleozoic metallogenic epochs of the Sardinian microplate (Western Mediterranean): an attempt of synthesis on geodynamic evolution and mineralizing processes.* Rend. Soc. It. Miner. Petrol., **39**: 193-228, Milano.
- GARBARINO C., GRILLO S., PADALINO G., TOCCO S. & VIOLO M. (1989) - *Lithospheric evolution and metallogenesis: The Pb-Zn-Fe-Ba mineralization of the Cambrian carbonatic platform, the sulphides of the Ordovician-Silurian volcanism and Hercynian magmatism of Sardinia.* In: A. BORIANI, M. BONAFEDE, G.B. PICCARDO & G.B. VAI (Eds.): «The Lithosphere in Italy». Atti Acc. Naz. Lincei, 427-443, Roma.
- GARBARINO C., LIRER L., MACCIONI L. & SALVADORI I. (1985) - *Carta geopetrografica dell'Isola di San Pietro.* S.EL.CA, Firenze.
- GARBARINO C., LIRER L., MACCIONI L. & SALVADORI I. (1990) - *Isola di San Pietro Carloforte, Cenni di Geologia e vulcanologia.* pp. 67, Della Torre Ed., Cagliari.
- GATTACCEA J., DEINO A., RIZZO R., JONES D.S., HENRY B., BEAUDOIN B. & VADEBOIN F. (2007) - *Miocene rotation of Sardinia: new paleomagnetic and geochronological constraints and geodynamic implications.* Earth and Planetary Science Letters, **258**: 359-377, Amsterdam.
- GERBELLA L. (1934) - *Giacimenti di piombo e zinco della Sardegna.* Res. Ass. Min. Sarda, **39** (7-8): Iglesias.
- GEZE E. (1955) - *Sur les rapports géologiques entre Languedoc et Sardaigne.* Boll. Soc. Geol. It., **71** (1952): 144-147, Roma.
- GHEZZO C., GUASPARRI G., RICCOBONO F., SABATINI G., PRETTI S. & URAS I. (1981) - *Le mineralizzazioni a molibdeno associate al magmatismo intrusivo ercinico della Sardegna. I rapporti con le plutoniti ed i fenomeni di alterazione-mineralizzazione.* Rend. Soc. It. Miner. Petrol., **38** (1): 133-145, Milano.
- 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. Società Geologica Italiana, 165-181, Bologna.
- GIMENO D., ASSORGIA A., BALOGH K., DIAZ N., MARONGIU F., RIZZO R., SECCHI F.A. & LECCA L. (2000) - *Actividad volcánica explosiva de tipo peleano en el umbral de Siliqua, sector oriental del valle del Cixerri, Oligoceno del suroeste de la isla de Cerdeña, Italia.* Geotemas, **1** (3): 321-324, Madrid.
- GIOVANNONI M.A. & ZANFRÀ S. (1979) - *Studio di brachiopodi ordoviciani della Sardegna meridionale.* Boll. Serv. Geol. d'It., **99** (1978): 85-232, Roma.
- GIRAUDI C. & FREZZOTTI M. (1997) - *Late Pleistocene glacial events in the Central Apennines, Italy.* Quaternary Research, **48**: 280-290.
- GNOLI M., JAANUSSON V., LEONE F. & SERPAGLI E. (1981) - *A Lower Devonian stromatolite-bearing carbonate mound from southern Sardinia.* N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **H6**: 339-345, Stuttgart.
- 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**: 221-238, Modena.

- GNOLI M., LEONE F., OLIVIERI R. & SERPAGLI E. (1988) - *The Mason Porcus section as reference section from Uppermost Silurian-Lower Devonian in SW Sardinia*. Boll. Soc. Paleont. It., **27**: 323-334, Modena.
- GNOLI M., PAREA G.C., RUSSO F. & SERPAGLI E. (1980) - *Paleoecological remarks on the "Orthoceras limestone" of Southwestern Sardinia (Middle-Upper Silurian)*. Mem. Soc. Geol. It., **20** (1979): 405-423, Roma.
- GNOLI M. & SERVENTI P. (2002) - *Some nautiloid cephalopods from the Ordovician of southern Sardinia*. Boll. Soc. Paleont. It., **41** (2-3), 109-119, Modena.
- GOUIN L. (1867) - *Notice sur les mines de l'île de Sardaigne, pour l'explication des minéraux envoyés à l'Exposition Universelle de Paris*. pp. 140, Tip. Timon, Cagliari.
- GRAULICH J.M. (1955) - *Osservazioni sulla scistosità nei terreni paleozoici dell'Iglesiente. Significato dell'anagenite*. Boll. Soc. Geol. It., **72** (1953): 3-6, Roma.
- GRILLO S.M., MAZZELLA A., MELIS F., PORCU R., PRETTI S., RIVOLDINI S., URAS I., CARCANGIU G., FADDA S., FIORI M., PALOMBA M. & MARINI C. (1986) - *Mineralizzazioni a solfuri associate alle vulcaniti terziarie della Sardegna. Nota I: primi risultati della prospezione dell'area di Perdaxius*. Rend. Soc. It. Min. Petr., **41** (2): 369-383, Milano.
- GRILLO S.M., MAZZELLA A. & URAS I. (1979) - *Studi sulla piattaforma sarda: sabbie metallifere attività di ricerca e primi risultati*. Atti Convegno Scientifico Nazionale Progetto Finalizzato Oceanografia e Fondi Marini, Roma 5-7 marzo 1979: 589-611.
- GRILLO S.M., TOCCO S. & GARBARINO C. (1985) - *Il calcare ceroide della sequenza cambrica della piattaforma carbonatica della Sardegna Sud-occidentale. Nuove osservazioni*. In: T. COCOZZA & C.A. RICCI (Eds.): «Evoluzione stratigrafica, tettonica, metamorfica e magmatica del Paleozoico italiano», Siena, 13-14 dicembre 1985: 37-38.
- GUASPARRI G., RICCIBONO F. & SABATINI G. (1984a) - *Leucogranites of the sardinian batholith: petrologic aspects and their relevance to metallogenesis*. Period. Min., **53**: 17-52, Roma.
- GUASPARRI G., RICCIBONO F. & SABATINI G. (1984b) - *Hercynian Mo-Mineralizations of porphyry-style in the Sardinian Batholith. A discussion on the genesis and a comparison with other deposits of the family*. Rend. Soc. It. Miner. Petrol., **39**: 629-648, Milano.
- HAMMAN W., LASKE R. & PILLOLA G.L. (1990) - *Tariccoia arrusensis n. gen. n. sp., an unusual Trilobite-like arthropod. Rediscovery of the "phyllocarid bed" of Taricco (1922) in the Ordovician "Pudding" conglomerate of Sardinia*. Boll. Soc. Paleont. It., **29** (2): 685-688, Modena.
- HAMMAN W. & LEONE F. (1998) - *The trilobites from the "post-sardic" (Upper Ordovician) sequences of the Iglesias, Arburese and Sarrabus regions, southern Sardinia, Italy*. Part 1. Beringeria, **20**: 3-217, Wurzburg.
- HAVLICEK V., KRIZ J. & SERPAGLI E. (1987) - *Upper Ordovician brachiopod assemblages of the Carnic Alps, middle Carinthia and Sardinia*. Boll. Soc. Paleont. It., **25** (1986): 277-311, Modena.
- HAVRE H. (1932a) - *Esquisse géologique de l'Iglesiente*. Res. Ass. Min. Sarda, **37** (3): 17-24, Iglesias.
- HAVRE H. (1932b) - *Tectonique de l'Iglesiente. Métallogéne*. Res. Ass. Min. Sarda, **37** (7): 4-12, Iglesias.
- HEBERG H.D. (1976) - *International Stratigraphic Guide. A Guide to stratigraphic classification, terminology and procedure*. pp. 200, John Wiley and Sons Ed. New York.
- ISSEL A. (1914) - *Lembi fossiliferi quaternari e recenti osservati nella Sardegna meridionale dal Prof. D. Lovisato*. Atti Acc. Naz. Lincei, Rend. Cl. Sc. Fis. Mat. Nat., **23**: 759-770, Roma.
- JENSEN M.L. & DESSAU G. (1966) - *Ore Deposits of South - Western Sardinia and their Sulfur isotope*. Econ. Geol., **61**: 917-932, Lancaster.
- JERVIS G. (1881) - *I tesori sotterranei d'Italia: le isole*. Loescher, **3**: 6-89, Torino.
- JUNKER E. & SCHNEIDER H.H. (1983) - *The Infracambrian Bithia Formation. Its facies development in SW Sardinia*. N. Jb. Palaont. Mh., **24**: 369-384, Stuttgart.
- KINDLER P., DAVAUD E. & STRASSER A. (1997) - *Tyrrhenian coastal deposits from Sardinia (Italy): a petrographic record of high sea level and shifting climate belts during the last Interglacial (isotopic substage 5e)*. Paleo **3**, **133**: 1-25, Amsterdam.
- KOTSAKIS T., BARISONE G. & ROOK L. (1997) - *Mammalian biochronology in a insular domain: the Italian Tertiary faunas*. Mem. Trav. E.P.H.E. Inst. Montpellier, **21**: 431-441, Montpellier.

- LA MARMORA DE A. (1857) - *Voyage en Sardaigne; ou description statistique, physique et politique de cette ile*. Troisième Partie. Description géologique. 4 vol., Paris.
- LASKE R., BECHSTÄDT T. & BONI M. (1994) - *The post-Sardic ordovician series*. In: T. BECHSTÄDT & M. BONI (Eds.): «*Sedimentological, stratigraphical and ore deposits field guide of the autochthonous cambro-ordovician of southwestern Sardinia*». Mem. Descr. Carta Geol. d'It., **48**: 115-146, Servizio Geologico d'Italia, Roma.
- LAURO C. (1954) - *Brevi notizie sui risultati di uno studio sul vulcanico del bacino carbonifero di Carbonia (Sardegna sud-occidentale)*. Pubbl. Fac. Ing. Univ. Cagliari Mem., **7**: pp. 26, Cagliari.
- LECCA L., LONIS R., LUXORO S., MELIS E., SECCHI F. & BROZZU P. (1997) - *Oligo-Miocene volcanic sequences and rifting stages in Sardinia: a review*. Per. Mineral., **66**: 7-61, Roma.
- LECCA L., PALMERINI V. & ZUDDAS P. (1983) - *Le peliti dei calcari nodulari di Gutturu Pala e di altri affioramenti dell'Iglesiente (Sardegna Sud-occidentale)*. Per. Mineral., **52**: 97-116, Roma.
- LEONE F. (1973) - *La serie paleozoica del settore di Orbai-Monte Maiori (Valle del Cixerri, Sardegna sud-occidentale)*. Boll. Soc. Geol. It., **92**: 621-633, Roma.
- LEONE F., FERRETTI A., HAMMAN W., LOI A., PILLOLA G.L. & SERPAGLI E. (1998) - *Outline of the post-Sardic Ordovician sequence in South-western Sardinia*. In: E. SERPAGLI (Ed.): «*Sardinia Guide-book, ECOS VII*». Giorn. Geologia, **60** (Spec. Issue): 39-56, Bologna.
- LEONE F., HAMMAN 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**: 201-235, Modena.
- LEONE F., LOI A. & PILLOLA G.L. (1995) - *The post-sardic Ordovician sequence in south-western Sardinia*. In: A. CHERCHI (Ed.): «*Guide-Book to Global Changes and Platform Communities*». 6th Paleobenthos International Symposium, October 25-31 1995. Rend. Sem. Fac. Sci. Univ. Cagliari, suppl. vol. **65**: 81-106, Cagliari.
- LEONE F., MENGHI L., SERPAGLI E. & STORCH P. (1993) - *Late Ordovician graptolites from Sardinia: a preliminary record*. Boll. Soc. Paleont. It., **32** (3): 411-414, Modena.
- LOI A. & DABARD M.P. (1997) - *Zircon typology and geochemistry in the palaeogeographic reconstruction of the Late Ordovician of Sardinia (Italy)*. Sedim. Geology, **112**: 263-279, Amsterdam.
- LOI A., PILLOLA G.L. & LEONE F. (1995) - *The Cambrian and Early Ordovician of south-western Sardinia*. In: A. CHERCHI (Ed.): «*Guide-Book to Global Changes and Platform Communities*». 6th Paleobenthos International Symposium, October 25-31 1995. Rend. Sem. Fac. Sci. Univ. Cagliari, suppl. vol. **65**: 63-81, Cagliari.
- LUDWIG K. R. & TURI B. (1989) - *Paleozoic age of Capo Spartivento orthogneiss, Sardinia*. Chemical Geology, **79**: 147-153, Amsterdam.
- MACCAGNO A.M. (1965) - *Contributo alla conoscenza della fauna ordovicianiana della Sardegna. Gli echinodermi di Portixeddu*. Atti Acc. Sc. Fis. Mat. Napoli, **5**: 149-195, Napoli.
- MACCIONI L. (1965) - *Arcose nel Cambriano di S. Angelo (Sardegna sud-occidentale)*. Rend. Sem. Fac. Sci. Univ. Cagliari, **35**: 1-6, Cagliari.
- MACCIONI L., MARCHI M. & ASSORGIA A. (1990) - *Carta geopetrografica dell'Isola di S Antioco*. Ed. S.E.L.C.A., Firenze.
- MALAVIEILLE J. (1993) - *Late orogenic extension in mountain belts: insights from the Basin and Range and the Late Paleozoic Variscan belt*. Tectonics, **12**: 1115-1130, Washington.
- MARCELLO A. (1968) - *Bibliografia geo-mineraria del Cambro-Ordoviciano inferiore della Sardegna*. Stab. Edit. Fossataro, pp. 252, Cagliari.
- MARCELLO A. (1969) - *Déposition supergénique de galène: les exemples de la Sardaigne*. Proc. Symp. Remobilization of Ores and Minerals, 293-304, Cagliari.
- MARCELLO A., PRETTI S. & SALVADORI I. (1978a) - *Le prospezioni geominerarie in Sardegna: La prospezione geochimica strategica*. Boll. Serv. Geol. d'It., **99**: 277-310, Roma.
- MARCELLO A., PRETTI S. & SALVADORI I. (1978b) - *Le prospezioni geominerarie in Sardegna: la prospezione geochimica tattica*. Ente Minerario Sardo, Notiziario tecnico-economico, anno VI, 3-4: 7-24, Cagliari.
- MARCELLO A., PRETTI S. & URAS I. (1983) - *La barite in Sardegna*. Ind. Min., **5**: 1-32, Roma.
- MARCELLO A., SALVADORI I. & ZUFFARDI P. (1965a) - *Contributo alla conoscenza delle mineralizza-*

- zioni nel Cambrico sardo. Nota II: I giacimenti di Campo Pisano e Funtana Perda. In: «70° Anniversario della Fondazione dell'Associazione Mineraria Sarda». Atti Symp. sui problemi geo-minerari sardi. Cagliari-Iglesias, 26-30 Ottobre 1965, 55-81.
- MARCELLO A., SALVADORI I. & ZUFFARDI P. (1965b) - *Contributo alla conoscenza delle mineralizzazioni nel Cambrico sardo. Nota III: I giacimenti di Seddas Moddizis*. In: «70° Anniversario della Fondazione dell'Associazione Mineraria Sarda». Atti Symp. sui problemi geo-minerari sardi. Cagliari-Iglesias, 26-30 Ottobre 1965, 83-96.
- MARCELLO A. & VALERA R. (1965) - *Contributo alla conoscenza delle mineralizzazioni nel Cambrico sardo. Nota V: La Zona di Marganai*. In: «70° Anniversario della Fondazione dell'Associazione Mineraria Sarda». Atti Symp. sui problemi geo-minerari sardi. Cagliari-Iglesias, 26-30 Ottobre 1965, 133-154.
- MARCHESE E. (1862) - *Cenno sulle ricchezze minerali dell'Isola di Sardegna, ad intelligenza delle collezioni dei minerali utili che si rinvennero nei suoi terreni*. pp. 97, Tip. Timon, Cagliari.
- MARCHESE E. (1875) - *Scoperta dei minerali d'argento in Sardegna*. Rend. R. Acc. Lincei, Cl. Sc. Mat. Fis. Nat., serie 2ª, 254-257, Roma.
- MARCHESE M. (1889) - *Osservazioni alla descrizione geologica mineraria dell'Iglesiente del Sig. Zoppi*. Ann. Soc. Ing. e Arch. It., 4 (4): 357-374, Roma.
- MARINI A. & MURRU M. (1983) - *Movimenti tettonici in Sardegna fra il Miocene superiore ed il Pleistocene*. Geogr. Fis. Dinam. Quatern., 6: 39-42, Roma.
- 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, Amsterdam.
- MASSOLI NOVELLI R. (1965) - *Studio geopetrografico dell'area vulcanica di Sarroch. Nota I - Le andesiti*. La Ricerca Scientifica, 8 (6): 1577-1596, Roma.
- MASSOLI NOVELLI R. (1967) - *Studio geopetrografico dell'area vulcanica di Sarroch. Nota II - I conglomerati vulcanici*. Rend. Sem. Fac. Sci. Univ. Cagliari, 37 (1-2): 125-141, Cagliari.
- MASSOLI NOVELLI R. (1969) - *Studio geopetrografico dell'area vulcanica di Sarroch-Pula (Cagliari). Nota III - Su un filone dacitico*. Rend. Sem. Fac. Sci. Univ. Cagliari, 38 (1968), (3-4): 203-212, Cagliari.
- MASSOLI NOVELLI R. & PALMERINI V. (1971) - *Studio mineralogico e sedimentologico di alcune litofacies sedimentarie delle zone di Sarroch-Pula e del Cixerri (Sardegna Sud-occidentale)*. Rend. Sem. Fac. Sc. Univ. Cagliari, 40 (3-4): 425-451, Cagliari.
- MATTE P. (1986) - *Tectonics and plate tectonics model for the Variscan belt of Europe*. Tectonophysics, 126: 329-374, Amsterdam.
- MATTEUCCI R., CALOI L., MURRU M., PALOMBO M.R. & RAPONI D. (2000) - *Contesto paleoambientale dell'episodio carbonatico del Miliolitico Auct. nell'Eocene inferiore della Sardegna sud-occidentale*. In: «Crisi biologiche, radiazioni adattative e dinamica delle piattaforme carbonatiche». Atti Mem., Acc. Naz. Sci. Lett. Arti di Modena, Collana di Studi, 21: 161-167, Modena.
- MAXIA C. (1941) - *Bibliografia mineraria della Sardegna*. Ist. per gli Studi Sardi, Ist. Geol. Univ. Cagliari, pp. 248, Cagliari.
- MAXIA C. (1958) - *Malacofauna oligotipica di età paleogenica della valle del Cixerri*. Università degli Studi di Roma, Istit. di Geol. e Paleont., 35: 1-19, Roma.
- MAXIA M. (1984) - *Segnalazione di potenti successioni carbonifere marine nella Sardegna meridionale*. Rend. Soc. Geol. It., 6 (1983): 21-24, Roma.
- MAZZARINI F. & PERTUSATI P.C. (1992) - *Structural evolution of Northern Arburese (SW Sardinia)*. Boll. Soc. Geol. It., 110: 747-755, Roma.
- MAZZOLI C. & VISONÀ D. (1992) - *The gneisses of Monte Filau (Capo Spartivento, SW Sardinia): petrographic and chemical features*. In: L. CARMIGNANI & F.P. SASSI (Eds.): «Contribution to the Geology of Italy with special regard to the Paleozoic basements». A volume dedicated to Tommaso Cocozza. I.G.C.P. Project n°276, Newsletter, 5: 175-182, Siena.
- MAZZUCHELLI M. & MINZONI N. (1989) - *Age and geochemical features of the "Cataclastic gneisses" and "porphyroids" of Southern and Central Sardinia*. In: F.P. SASSI & R. BOURROUILH (Eds.): «Correlation of Prevariscan and variscan events of the Alpine-Mediterranean mountains belts»,

I.G.C.P. Project n°5, Newsletter, **7** (1987): 203-209, Padova.

- MEMMI I., BARCA S., CARMIGNANI L., COCOZZA T., FRANCESCHELLI M., GATTIGLIO M., GHEZZO C., MINZONI N., 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. Società Geologica Italiana, 157-164, Bologna.
- MENEGHINI G. (1857) - *Paléontologie de l'île de Sardaigne*. In A. LA MARMORA (Ed.): Voyage en Sardaigne. 1-584, Imprimerie Royale, Torino.
- MENEGHINI G. (1880) - *Nuovi fossili siluriani di Sardegna*. Atti R. Acc. Naz. Lincei, Mem. Cl. Sc. Fis. Mat. Nat. Lincei ser. 3, **5**: 216-229, Roma.
- MENEGHINI G. (1881a) - *Nuovi Trilobiti di Sardegna*. Atti Soc. Tosc. Sci. Nat., Processi verbali, **1-2** (1878-1881), 13 Mars 1881: 199-202, Pisa.
- MENEGHINI G. (1881b) - *Ulteriori notizie sui Trilobiti di Sardegna e sui fossili paleozoici delle Alpi Apuane*. Atti Soc. Tosc. Sci. Nat., Processi verbali, **1-2** (1878-1881), 8 Mars 1881: 234-236, Pisa.
- MENEGHINI G. (1881c) - *Fauna primordiale in Sardegna*. Atti Acc. Lincei Transunti, ser. 3, **5**: 305-307, Roma.
- MENEGHINI G. (1881d) - *Posizione relativa dei vari piani siluriani dell'Iglesiente in Sardegna*. Atti Soc. Tosc. Sci. Nat., Processi verbali, 3 Juillet 1881: 258-266, Pisa.
- MENEGHINI G. (1882) - *Fauna Cambriana dell'Iglesiente in Sardegna*. Atti Soc. Tosc. Sci. Nat., Processi verbali, 1-2 (1878-1881), 25 Juillet 1882: 158-166, Pisa.
- MENEGHINI G. (1883) - *Nota alla fauna Cambriana dell'Iglesiente*. Atti Soc. Tosc. Sci. Nat., Processi verbali, **4**: 7-9, Pisa.
- MENEGHINI G. (1884) - *Nuovi fossili Cambriani di Sardegna*. Atti Soc. Tosc. Sci. Nat. Processi verbali, **4** (1883-1884), 2 Mars 1884: 56-60, Pisa.
- MENEGHINI G. (1888) - *Paleontologia dell'Iglesiente in Sardegna. Fauna Cambriana. Trilobiti*. Mem. R. Com. Geol. d'It., **3** (2): 1-51, Roma.
- MERCURI B. (1969) - *Note geologiche sulla zona del Monte Tamara (Sulcis, Sardegna sud-occidentale)*. Rend. Sem. Fac. Sci. Univ. Cagliari, **39**: 1-10, Cagliari.
- 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. **H11**: 683-689, Stuttgart.
- MINUCCI E. (1934) - *Il giacimento ferrifero di S. Leone (Cagliari)*. Res. Ass. Min. Sarda, **39** (7-8): 15-33, Iglesias.
- MINUCCI E. (1935) - *Le condizioni del Paleozoico nel Sulcis orientale (Sardegna)*. Boll. Soc. Geol. It., **54** (1): 75-87, Roma.
- MINZONI N. (1981) - *Precambriano nel Sulcis meridionale (Sardegna)*. Miner. Petrogr. Acta, **24**: 51-56, Bologna.
- MITZEL S. (1994) - *Occurrences of archaeocyathans in the Lower Cambrian series*. In: T. BECHSTÄDT & M. BONI (Eds.): «Guida alla stratigrafia, alla sedimentologia ed alle mineralizzazioni metallifere nel Cambro-Ordoviciano Autoctono della Sardegna Soccidentale». Mem. Descr. Carta Geol. d'It. Servizio Geologico d'Italia, **48**: 29-46, Roma.
- MONTIGNY R., EDEL J.B. & THUZAT R. (1981) - *Oligo-Miocene rotation of Sardinia: K/Ar ages and paleomagnetic data of Tertiary Volcanism*. Earth Planet. Sc. Letters, **54**: 262-271, Amsterdam.
- MOORE J. McM. (1969) - *Influence of structure on the base metal deposits of southwest Sardinia, Italy*. Trans. Ist. Min. Met. Sect. B: 135-147, London.
- MOORE J. McM. (1972) - *Supergene Mineral deposits and physiographic development in southwest Sardinia, Italy*. Trans. Ist. Min. Met. Sect. B: 859-866, London.
- MORRA V., SECCHI F.A. & ASSORGIA A. (1994) - *Petrogenetic significance of peralkaline rocks from Caenozoic calcalkaline volcanism from SW Sardinia*. Chemical Geology, **118**: 109-142, Amsterdam.
- MURRU M. & FERRARA C. (1999) - *I depositi continentali paleocenici della Sardegna meridionale ed il loro significato paleoclimatico*. Boll. Soc. Geol. It., **118** (2): 389-393, Roma.
- MURRU M., FERRARA C. & MELIS R.T. (1990) - *Studio pedologico e sedimentologico della Formazione del Cixerri di Flumentepido (Paleogene - Sardegna SW)*. Boll. Soc. Geol. It., **109** (3): 501-510, Roma.

- MURRU M. & SALVADORI A. (1990) - *Ricerche stratigrafiche sul bacino paleogenico del Sulcis (Sardegna sud-occidentale)*. Geologica Romana, **26** (1987): 149-165, Roma.
- MURRU M., SARRIA E., CASULA G., CHERCHI A. & MONTADERT L. (2002) - *Plio-Quaternary Southern Sardinia Campidano Graben, Italy*. Rend. Soc. Paleont. It., **1** (2002): 349 - 352, Modena.
- MUSUMECI G. (1992) - *Ductile wrench tectonics and exhumation of Hercynian metamorphic basement in Sardinia: Monte Grighini Complex*. Geodinamica Acta, **5**: 119-133, Paris.
- NAUD G. (1980) - *Tentative de synthèse sur l'évolution géodynamique de la Sardaigne antépermienne*. Mem. Soc. Geol. It., **20** (1979): 85-89, Roma.
- NICOLETTI M., ARDANESE L.R. & COLASANTI S. (1982) - *La granodiorite di Capo Carbonara (Sardegna, Italy). Età K/Ar di fasi minerali in paragneiss*. Rend. Soc. It. Miner. Petrol., **38**: 765-769, Milano.
- NICOSIA M.L. & RASETTI F. (1970) - *Revisione dei Trilobiti del Cambriano dell'Iglesiente (Sardegna) descritti da Meneghini*. Atti Acc. Naz. Lincei, Mem. Cl. Sci. Fis. Mat. Nat., **8** (10): 1-20, Roma.
- NOVARESE V. (1914) - *Il rilevamento geologico delle tavolette di Iglesias e di Nebida. Nota preliminare*. Boll. R. Com. Geol. Ital., **44** (1913): 29-59, Roma.
- NOVARESE V. (1920) - *Il Cambriano dell'Iglesiente*. Rend. R. Acc. Lincei, **29**, Roma.
- NOVARESE V. (1925) - *Contributo alla geologia dell'Iglesiente: la serie Paleozoica*. Boll. R. Uff. Geol. d'It., **49** (1921-24): 1-107, Roma.
- NOVARESE V. (1943) - *Sul Cambriano della Sardegna*. Boll. R. Uff. Geol. d'It., **67** (1942): 1-28, Roma.
- NOVARESE V. & TARICCO M. (1923) - *Cenni sommari sul Paleozoico dell'Iglesiente*. Boll. Soc. Geol. It., **41** (1922): 316-325, Roma.
- OGGIANO G. & DI PISA A. (1988) - *I graniti peralluminiferi sin-tettonici nell'area di Aggiu-Trinità D'Agultu e loro rapporti con le metamorfiti di alto grado della Bassa Gallura (Sardegna Settrionale)*. Boll. Soc. Geol. It., **107**: 471-480, Roma.
- OLIVIERI R., MASTANDREA A. & SERPAGLI E. (1981) - *Riconoscimento di alcune zone a Conodonti del Devoniano inferiore nei calcari di Monte Padeneddu nella Sardegna Meridionale*. Atti Soc. Nat. Mat. Modena, **111** (1980): 15-26, Modena.
- ORSINI J.B. (1976) - *Les granitoides hercyniennes corso-sarde. Mise en evidence de deux associations magmatique*. Bull. Soc. Geol. Fr., **18**: 1203-1206, Paris.
- ORSINI J.B. (1980) - *Le batholite Corso-Sarde: anatomie d'un batholite hercynien. Composition, structure, organisation d'ensemble. Sa place dans la chaîne varisque française*. Ph.D. thesis, Université de Aix-Marseille.
- OZER A., PASKOFF P., SANLAVILLE P. & ULZEGA A. (1980) - *Essai de corrélation du Pléistocène supérieur de la Sardaigne et de la Tunisie*. C.R. Acad. Sc. Paris, **291**: 801-804, Paris.
- OZER A. & ULZEGA A. (1981) - *Sur la repartition des éboulis ordonnées en Sardaigne*. In: «Compt. rendu du symposium Periglaciaire et Paléogéographie du Quaternaire», Belgique-Pays-Bas 1978, 259-265.
- PADALINO G., PALOMBA M., SPANU U. & URAS I. (1991) - *A contribution to the knowledge of some industrial minerals: the San Leone wollastonite (Capoterra-Southern Sardinia)*. Boll. Ass. Min. Subalp., **28** (1-2): 107-119, Torino.
- PADALINO G., PRETTI S., TAMBURRINI D., TOCCO S., URAS I., VIOLO M. & ZUFFARDI P. (1972) - *Carsismi e mineralizzazioni*. Rend. Soc. It. Miner. Petrol., **28** (5): 209-220, Milano.
- PADALINO G., PRETTI S., TAMBURRINI D., TOCCO S., URAS I., VIOLO M. & ZUFFARDI P. (1973) - *Ore deposition in karst formation with examples from Sardinia*. In: G.C. AMSTUTZ & A.J. BERNARD (Eds.): «Ores in Sediments». Springer Verlag, Berlin, 209-220.
- PADALINO G., TOCCO S. & VIOLO M. (1978) - *Present hypothesis on the correlation between paleogeographic environments and ore deposits. Examples from Sardinian mining district (Italy)*. Mem. Soc. Geol. It., **19**: 721-725, Roma.
- PADALINO G., TOCCO S. & VIOLO M. (1980) - *Different genetic environments may produce similar occurrences of stratiform barite: Examples from Sardinia (Italy)*. Proc. 5th Quadriennial IAGOD Symp., 459-466, Stuttgart.

- PALA A. (1984) - *Studio idrogeologico della Piana di Capoterra (Sardegna meridionale)*. Rend. Sem. Fac. Sc. Univ. Cagliari, **53** (1983) (2):171-196, Cagliari.
- PALA A., DETTORI B. & MUSCAS A. (1996) - *Studio Idrogeologico del Bacino del Rio Mannu di Narcao*. Relazione finale inedita per il Progetto Ambiente R.A.S., Cagliari.
- PALMERINI V., CABOI R. & NURCHI ZUDDAS P. (1979a) - *Indagine geochimica sul "calcare ceroide" del Cambriano inferiore sardo*. Boll. Soc. Geol. It., **97** (1978), (3): 373-382, Roma.
- PALMERINI V., MACIOCCO L. & PALMERINI-SITZIA R. (1979b) - *Le intercalazioni pelitiche delle lenti calcaree ad Archeociatidi (Sardegna sud-occidentale)*. Rend. Soc. Geol. It., **1** (1978): 31-35, Roma.
- PALMERINI SITZIA R. & PALMERINI V. (1975) - *Ricerche mineralogico-sedimentologiche su "shales" del Paleozoico inferiore dell'Iglesiente-Fluminese (Sardegna sud-occidentale)*. Boll. Serv. Geol. d'It., **96** (2): 355-369, Roma.
- PALMERINI V. & PALMERINI-SITZIA R. (1979) - *Le facies pelitiche della Formazione di Nebida (Cambriano inferiore Sardo)*. Boll. Soc. Geol. It., **97** (1978): 57-71, Roma.
- PALMERINI V. & PALMERINI SITZIA R. (1991) - *Analisi al SEM di alcuni minerali delle litofacies pelitiche della Formazione di Nebida (Cambriano inferiore della Sardegna)*. Rend. Soc. Geol. It., **14** (2): 177-180, Roma.
- 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, Roma.
- PANI E. & VALERA R. (1991) - *Fluorite in the Sardinian metallogenic history*. Zuffar' Days - Symposium held in Cagliari, October 10-15 1988: 73-85, Milano.
- PASCI S. (1997) - *Tertiary transcurrent tectonics of North-Central Sardinia*. Bull. Soc. Geol. France, **168**: 301-312, Paris.
- PASCI S., PIOLI L., PISANU G., ROSI M., SALE V., BENVENUTI E. & LAURENZI M. (2001) - *Tettonica e vulcanismo miocenici nel Sulcis (Sardegna SW)*. Geitalia, III FIST Meeting, 5-8 September 2001 Chieti, (Italy).
- PECORINI G. & POMESANO CHERCHI A. (1969) - *Ricerche geologiche e biostratigrafiche sul Campidano meridionale (Sardegna)*. Mem. Soc. Geol. It., **8**, (1968): 421-451, Roma.
- PELLETIER I. (1960) - *Le relief de la Sardaigne*. Rev. Géogr., **13**: pp. 484, Lyon.
- PEREJÓN A., FROHLER M., BECHSTADT T., MORENO-EIRIS E. & BONI M. (2000) - *Archaeocyathan assemblages from the Gonnesa Group, Lower Cambrian (Sardinia, Italy) and their sedimentologic context*. Soc. Paleont. It., **39** (3): 257-291, Modena.
- PIETRACAPRINA A. (1963) - *I minerali d'uranio in Sardegna*. Studi Sassaresi, **11**: 587-650, Sassari.
- PILLOLA G.L. (1986) - *Biostratigraphy of the Campo Pisano Formation: preliminary report*. I.G.C.P. Project N°5, Final meeting, Sardinia, May 25-31: 67-68, Cagliari.
- PILLOLA G.L. (1989) - *Données lithologiques et stratigraphiques sur le Cambrien et le Tremadoc de l'Iglesiente (SW Sardaigne)*. In: F.P. SASSI & R. BOURROUILH (Eds.): «Correlation of Prevariscan and Variscan events of the Alpine-Mediterranean mountain belts». I.G.C.P. Project n°5, Newsletter, **7** (1987): 228-239, Padova.
- PILLOLA G.L. (1990) - *Lithologie et Trilobites du Cambrien inférieur du SW de la Sardaigne (Italie): implications paléobiogéographiques*. C. R. Acad. Sci. Paris, **310** (2): 321-328, Paris.
- PILLOLA G.L. (1991) - *Trilobites du Cambrien inférieur du SW de la Sardaigne (Italie)*. Paleontographia Italica, **78**: 1-174, Pisa.
- PILLOLA G.L. (1994) - *The Cambro-Ordovician of southwestern Sardinia: Trilobite biostratigraphy and paleobiogeographical affinities*. In: T. BECHSTÄDT & M. BONI (Eds.): «Sedimentological, stratigraphical and ore deposits field guide of the Autochthonous Cambro-Ordovician of Southwestern Sardinia». Mem. Descr. Carta Geol. d'It., Servizio Geologico d'Italia, **48**: 203-208, Roma.
- PILLOLA G.L. & GROSS U. (1982) - *Stratigrafia del Membro di Matoppa della Formazione di Nebida (Cambriano inferiore) nell'area M. S. Giovanni-M. Uda*. In: «Guida alla Geologia del Paleozoico Sardo». Guide Geologiche Regionali. Soc. Geol. It., 79-82, Bologna.
- PILLOLA G.L. & GUTIERREZ MARCO J.C. (1988) - *Graptolites du Tremadoc du Sud-Ouest de la Sardaigne (Italie): paléoécologie et contexte tectono-sédimentaire*. Geobios, **21** (5): 553-565, Lyon.
- PILLOLA G.L., LEONE F. & LOI A. (1995) - *The Lower Cambrian Nebida Group of Sardinia*. In: A. CHERCHI (Ed.): «Guide-Book to Global Changes and Platform Communities». 6th Paleobenthos

- International Symposium, october 25-31 1995. Rend. Sem. Fac. Sci. Univ. Cagliari, suppl. vol. **65**, 27-60, Cagliari.
- PILLOLA G.L., LEONE F. & LOI A. (1998) - *The Cambrian and Early Ordovician of SW Sardinia*. In: E. SERPAGLI (Ed.): «*Sardinia Guide-book, ECOS VII*». Giorn. Geologia, **60** (Spec. Issue): 25-38, Bologna.
- PIRINU N., BROTZU P., CALLEGARI E. & SECCHI F. (1996) - *Age and field relationship of albite-rich monzosyenite intruded into the Sàrrabus granitoids (SE-Sardinia, Italy)*. Per. Mineral., **65**: 289-304, Roma.
- PITTAU P. (1974) - *Studio palinologico-stratigrafico di un foro di sonda perforato nel bacino lignifero del Sulcis (Sardegna sud-occidentale). Prima Nota*. Boll. Soc. Geol. It., **93** (4): 937-943, Roma.
- PITTAU P. (1977) - *Palynological investigation of the lower Tertiary Sardinia coal layers*. Boll. Soc. Paleont. It., **16** (1): 3-14, Modena.
- PITTAU P. (1985) - *Tremadocian (Early Ordovician) Acritarchs of the Arburese Unit, Southwest Sardinia (Italy)*. Boll. Soc. Paleont. It., **23** (1984) (2): 161-204, Modena.
- PITTAU DEMELIA P. (1979) - *Palinologia e datazione della sezione di Tanca Aru nella Valle del Cixerri (Sardegna sud-occidentale)*. Boll. Soc. Paleont. It., **18**: 303-314, Modena.
- 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, Amsterdam.
- POLI G. & TOMMASINI S. (1991) - *A geochemical approach to the evolution of granitic plutons: a case study, the acid intrusion of Punta Falcone (northern Sardinia, Italy)*. Chemical Geology, **92**: 87-105, Amsterdam.
- POLL J.J.K. (1966) - *The geology of the Rosas-Terreseo area, Sulcis, South Sardinia*. Leidse Geol. Med., **35**: 117-208, Leyden.
- POLL J.J.K. & ZWART H.J. (1964) - *On the tectonics of the Sulcis area, S Sardinia*. Geol. Mijnbouw, **43**: 144-146, Amsterdam.
- POMPECK J.F. (1901) - *Versteinerungen des Paradoxides Stufe von La Cabitza in Sardinien, und Bemerkungen zur Gliederung des Sardischen Cambrium*. Zeitschr. Deutsch. Geol. Gesell., **43** H1: 1-23, Berlin.
- PRETTI S. & SALVADORI I. (1965) - *Contributo alla conoscenza delle mineralizzazioni nel Cambrico sardo. Nota IV: La zona di Candiazzus*. In: «70° Anniversario della Fondazione dell'Associazione Mineraria Sarda». Atti Symp. sui problemi geo-minerari sardi. Cagliari-Iglesias, 26-30 Ottobre 1965, 97-132.
- PRETTI S., SALVADORI I., URAS I., VALERA R. & ZUFFARDI P. (1990) - *The Metallogeny of Sardinia (Italy)*. Atti Acc. Naz. Lincei, Mem. Cl. Sc. Mat. Fis. Nat., **1**: 23-48, Roma.
- PRETTI S., SALVADORI I. & VIOLO M. (1978) - *A new approach to the investigations on karsts and ore-bodies in Cambrian carbonatic rocks of Sardinia (Italy)*. Res. Ass. Min. Sarda, **88**: 69-78, Iglesias.
- PRETTI S. & TAMBURRINI D. (1967) - *Le mineralizzazioni di M. Arcu sa Gruxi (Sulcis settentrionale - Sardegna)*. Res. Ass. Min. Sarda, **77** (6): 98-140, Iglesias.
- PROGEMISA S.P.A. (1990) - *Convenzione "Area del Sulcis" - Relazione conclusiva sui lavori svolti*. Min. Ind. Comm. Art., E.M.Sa., Ric. Min. Base L. 752/82, pp. 100, Cagliari.
- PROGEMISA S.P.A. (1993) - *Convenzione "Piattaforma continentale del Sulcis sud-orientale. Interventi sulla costa" - Relazione conclusiva sui lavori svolti*. Min. Ind. Comm. Art., E.M.Sa., Ric. Min. Base L. 752/82, pp. 89, Cagliari.
- PROGEMISA S.P.A. (1994) - *Convenzione "Mineralizzazioni in sistemi idrotermali nelle vulcaniti terziarie del Sulcis (Sardegna sud-occidentale)" - Relazione conclusiva sui lavori svolti*. Min. Ind. Comm. Art., E.M.Sa., Ric. Min. Base L. 752/82, pp. 61, Cagliari.
- RAMSAY J.G. (1967) - *Folding and Fracturing of Rocks*. pp. 568, McGraw-Hill, New York.
- RASETTI F. (1972) - *Cambrian Trilobite faunas of Sardinia*. Atti Acc. Naz. Lincei, Mem. Cl. Sc. Mat. Fis. Nat., **11**: 1-100, Roma.
- REGIO UFFICIO GEOLOGICO (1943) - *Carta Geologica D'Italia - Foglio 234 "Cagliari" scala 1:100.000*, Roma.
- REGIONE AUTONOMA DELLA SARDEGNA, ASSESSORATO DELLA PROGRAMMAZIONE BILANCIO ED ASSESSORA-

- TO DEL TERRITORIO, CENTRO REGIONALE DI PROGRAMMAZIONE, ENTE AUTONOMO DEL FLUMENDOSA (1998) - *Nuovo Studio dell'Idrologia superficiale della Sardegna*. EAF, Cagliari.
- RICCI C. A. (1992) - *From crustal thickening to exhumation: petrological, structural and geochronological records in the crystalline basement of Northern Sardinia*. In: L. CARMIGNANI & F.P. SASSI (Eds.): «*Contribution to the Geology of Italy with special regard to the Paleozoic basements*». A volume dedicated to Tommaso Cocozza. I.G.C.P. Project n°276 Newsletter, **5**: 187-197, Siena.
- RONCA S. & TRAVERSA G. (1996) - *Late Hercynian dyke magmatism of Sarrabus (SE Sardinia)*. Per. Mineral., **65**: 35-70, Roma.
- ROSSETTI V. (1943) - *Studio petrografico delle rocce trachitoidi del bacino di Carbonia*. Rend. Sem. Fac. Sc. Univ. Cagliari, **13** (1-2): 27-51, Cagliari.
- SALVADORI A. (1980) - *Contributo alla conoscenza del bacino "carbonifero" del Sulcis*. L'Industria Mineraria, **6**: 15-19, Roma.
- SALVADORI I. (1961a) - *Su alcune particolari mineralizzazioni del Sulcis (Sardegna sud-occidentale)*. Nota introduttiva. Res. Ass. Min. Sarda, **65** (8): 58-78, Iglesias.
- SALVADORI I. (1961b) - *Contributo alla conoscenza geo-mineraria del settore di Teulada*. Res. Ass. Min. Sarda, **65** (9): 5-50, Iglesias.
- SALVADORI I. (1973) - *Programma Generale Straordinario di Ricerca: metodologia e finalità*. Ente Minerario Sardo, Notiziario tecnico-economico, num. spec., **0**: 7-51, Cagliari.
- SALVADORI I., URAS I. & ZUFFARDI P. (1982) - *I giacimenti minerari nel Paleozoico sardo*. In: «*Guida alla Geologia del Paleozoico sardo*». Guide Geologiche Regionali. Soc. Geol. It., 55-63, Bologna.
- SALVADORI I. & ZUFFARDI P. (1961) - *Il giacimento di M.te Tamara*. Res. Ass. Min. Sarda, **65**: 58-78, Iglesias.
- SARRIA E. & SERRI R. (1986) - *Tettonica compressiva tardopaleozoica nel bacino antracitifero di Seui (Sardegna centrale)*. Rend. Soc. Geol. It., **9**: 7-10, Roma.
- SARTORI F. (1902) - *Riassunto della memoria: Risultati di un'escursione nell'Isola di Sardegna del Prof. Dott. A. Tornquist*. Res. Ass. Min. Sarda, **7** (7): Iglesias.
- SARTORI F. & TESTA L. (1912) - *Osservazioni su alcuni fossili rinvenuti a Monte Lisau. Su alcuni fossili rinvenuti nel calcare di Monte Oi*. Res. Ass. Min. Sarda, **7** (4): 19-20, Iglesias.
- SARTORI F. & TESTA L. (1913) - *La stratigrafia del Paleozoico d'Iglesias*. Res. Ass. Min. Sarda, **18** (2): 9-13, Iglesias.
- SAVELLI C. (1975) - *Datazioni preliminari col metodo K-Ar di vulcaniti della Sardegna Sud-occidentale*. Rend. Soc. It. Miner. Petrol., **31**: 191-198, Milano.
- SAVELLI C., BECCALUVA L., DERIU M., MACCIOTTA G.P. & MACCIONI L. (1979) - *K/Ar Geochronology and evolution of the tertiary calco-alkaline volcanism of Sardinia (Italy)*. Jour. Volcanol. Geoth. Res., **5**: 257-269, Amsterdam.
- 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., **H1**: 59-64, Stuttgart.
- SCHWARTZBACH M. (1939) - *La serie normale del Cambriano della Sardegna secondo osservazioni concernenti la giacitura normale e rovesciata della stratificazione*. Res. Ass. Min. Sarda, **44** (5): 157-173, Iglesias.
- SECCHI F. A., BROTZU P. & CALLEGARI E. (1991) - *The Arburese igneous complex (SW Sardinia, Italy) - an example of dominant igneous fractionation leading to peraluminous cordierite-bearing leucogranites as residual melt*. Chemical Geology, **92**: 213-249, Amsterdam.
- SECCHI F.A. & D'ANTONIO M. (1996) - *Inferences of Sr, Nd and O isotopic tracers on the origin and evolution of a gabbroic-granodiorite sequence from southern Hercynian chain of Sardinia. A case study from the Arburese igneous complex and its comparison with the earlier sequences of Sarrabus area*. Per. Mineral., **65**: 257-273, Roma.
- SERPAGLI E. (1970) - *Ordovician Conularids of Sardinia*. Boll. Soc. Paleont. It., **8** (1969) (2): 153-156, Modena.
- SERPAGLI E. (1971) - *Uppermost Wenlockian-Upper Ludlovian (Silurian) Conodonts from Western Sardinia*. Boll. Soc. Paleont. It., **9**: 76-96, Modena.
- SERPAGLI E. (1982) - *Le conoscenze paleontologiche del Paleozoico sardo. Rassegna di dati*. In: «*Gui-*

- da *la Geologia del Paleozoico Sardo*». Guide Geologiche Regionali. Soc. Geol. It., 25-32, Bologna.
- SERPAGLI E. & GNOLI M. (1977) - *Upper Silurian Cephalopods from Southwestern Sardinia*. Boll. Soc. Paleont. It., **16** (2): 153-196, Modena.
- SEUFFERT O. (1970) - *Die reliefentwicklung der Grabenregion Sardiniens*. Wurzbürger Geogr. Arbeiten, pp. 129, Würzburg.
- SGAVETTI M. (1982) - *Analisi preliminare degli elementi morfostrutturali lineari della Sardegna*. In: «*Guida alla Geologia del Paleozoico Sardo*». Guide Geologiche Regionali. Soc. Geol. It., 37-54, Bologna.
- SOIL SURVEY STAFF (1998) - *Keys to Soil Taxonomy, 8th Edition*. pp. 326, United States Department of Agriculture, Natural Resources Conservation Service, Washington D.C.
- 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, Bologna.
- SPANO C. (1974) - *Tentaculita dell'Ordoviciano della Sardegna*. Rend. Sem. Fac. Sci. Univ. Cagliari, **44** (3-4): 187-204, Cagliari.
- STARA P. & RIZZO R. (1990) - *La miniera di S. Leone (CA)*. Rivista Mineralogica Italiana, **13** (3): 121-136, Milano.
- STARA P., RIZZO R., SCANU S. & PENDEGGIA A. (1995) - *Minerali della miniera di Mont'Ega, Narcao (CA)*. Rivista Mineralogica Italiana, **19** (3): 277-290, Milano.
- STILLE H. (1939) - *Bemerkungen betreffend die "sardische Faltung" und den Ausdruck "ophiolitisch"*. Z. dt. geol. Ges., **91**: 771-773, Stuttgart.
- STORCH P. & SERPAGLI P. (1993) - *Lower Silurian Graptolites from Southwestern Sardinia*. Boll. Soc. Paleont. It., **32** (1): 3-57, Modena.
- STORCH P., SERPAGLI P. & BARCA S. (2002) - *Silurian Graptolites of the spiralis and lapworthi biozones (Upper Telychian, Llandoverly) in the Sulcis area, SW Sardinia*. Boll. Soc. Paleont. It., **41** (2-3): 97-107, Modena.
- SWAINBANK I.G., SHEPHERD J.J., CABOI R. & MASSOLI NOVELLI R. (1982) - *Lead isotopic composition of some galena ores from Sardinia*. Per. Mineral., **51**: 275-286, Roma.
- TACCONI E. (1913) - *Prime osservazioni sul gruppo vulcanico di M.te Narcao nel Sulcis*. Atti R. Acc. Lincei, Rend. Cl. Sc. Fis. Mat. Nat., s. 5^a, **82** (11): 803-810, Roma.
- TAMBURRINI D. & URAS I. (1965) - *Contributo alla conoscenza delle mineralizzazioni nel Cambriaco sardo: la zona di Monte Flacca*. In: «*70° Anniversario della Fondazione dell'Associazione Mineraria Sarda*». Atti Symp. sui problemi geo-minerari sardi. Cagliari-Iglesias, 26-30 Ottobre 1965, 293-314.
- TAMBURRINI D. & URAS I. (1967) - *Le mineralizzazioni a barite e a fluorite della zona di Monte Ega (Sulcis-Sardegna SW)*. Res. Ass. Min. Sarda, **72** (7): 21-54, Iglesias.
- TARICCO M. (1912) - *Contributo allo studio del Cambriano della Sardegna - (Paleophicus a Lampianu)*. Rend. R. Acc. Lincei, s. 5^a, Cl. Sc. Mat. Fis. Nat., **21** (2): 116-123, Roma.
- TARICCO M. (1920) - *Ritvenimento di Dycyonema nel Cambriano della Sardegna*. Boll. Soc. Geol. It., **39** (1-2): 39-40, Roma.
- TARICCO M. (1922) - *Sul Paleozoico del Fluminese*. Boll. R. Com. Geol. It., **48** (1920-21) (6): 1-22, Roma.
- TARICCO M. (1924) - *Il bacino lignitifero di Gonnessa (Cagliari)*. Boll. R. Uff. Geol. d'It., **49** (9): 1-14, Roma.
- TARICCO M. (1926) - *Gita geologica nel Fluminese ed osservazioni sul Paleozoico della Valle del Cixerri*. Res. Ass. Min. Sarda, **31** (5): 11-18, Iglesias.
- TARICCO M. (1929) - *Il Cambriano del Sulcis (Sardegna)*. Res. Ass. Min. Sarda, **33**: 10-29, Iglesias.
- TEICHMÜLLER R. (1931) - *Zur Geologie des Tyrrhenisgebietes. Teil 1: Alte und junge Krustenbewegungen im südlichen Sardinien*. Abh. Gas. Wiss. Göttingen, math-phys. Kl., **3** (V): 857-950, Göttingen.
- TESTA L. (1914) - *Il terreno carbonifero a S di Monteponi*. Res. Ass. Min. Sarda, **19** (3): Iglesias.
- TESTA L. (1946) - *Come si giunse alla scoperta dei fossili di Cabitza*. Res. Ass. Min. Sarda, **51** (1): 15-16, Iglesias.

- TESTA L. & SARTORI F. (1917) - *Estensione del Cambriano a S d'Iglesias*. Res. Ass. Min. Sarda, **24** (7): Iglesias.
- THORAL M. (1935) - *Contribution à l'étude géologique des Monts de Lacune et des Terrains cambriens et ordoviciens de la Montagne Noire*. Bull. Serv. Cart. Geol. France et Topogr. Sourterr., **38** (1933-35), n. (192). 319-634, Paris.
- TOCCO S., GARBARINO C., GRILLO S.M. & LIPPI F. (1985) - *Nuove osservazioni sulla sequenza delle litofacies carbonatiche della piattaforma cambrica della Sardegna sud-occidentale*. In: T. COCOZZA & C.A. RICCI (Eds.): «*Evoluzione stratigrafica, tettonica, metamorfica e magmatica del Paleozoico Italiano*». Siena, 13-14 dicembre 1985, 35-36, Siena.
- TOMMASINI S. & POLI G. (1994) - *The Carboniferous-Ordovician Connection in the Sardinia Corsica Batholith: Constraints from the Hercynian Calc-alkaline Magmas*. Period. Min., **63**, 199-212, Roma.
- TOMMASINI S., POLI G. & HALLIDAY A.N. (1995) - *The Role of Sediment Subduction and Crustal Growth in Hercynian Plutonism: Isotopic and Trace Element Evidence from the Sardinian-Corsica Batholith*. J. Petrol., **36** (5): 1305-1332, Oxford.
- TUCCI P. (1983) - *Le metamorfiti dinamometamorfiche di Capo Malfatano (Sulcis Sardegna)*. Per. Mineral., **52**: 149-176, Roma.
- ULZEGA A. & HEARTHY P.J. (1986) - *Geomorphology, stratigraphy and Geochronology of Late Quaternary Marine deposits in Sardinia*. Z. Geomorp., N. F. Suppl. Bd., **62**: 119-129, Stuttgart.
- ULZEGA A., OZER A., LECCA L., LEONE F., PECORINI G., SPANO C. & CORDY M.J. (1982) - *Excursion Table-Ronde Tyrrhenian de Sardaigne*. (Livret-Guide), INQUA, Cagliari, 21-28 Avrel 1980, pp. 88, Cagliari.
- URAS I. (1965) - *Contributo alla conoscenza dei calcari blendosi della miniera di S. Giovanni*. In: «*70° Anniversario della Fondazione dell'Associazione Mineraria Sarda*». Atti Symp. sui problemi geo-minerari sardi. Cagliari-Iglesias, 26-30 Ottobre 1965, 173-190.
- URAS I., VIOLLO M. & ZUFFARDI P. (1965) - *Considerazioni genetiche sui giacimenti stratoidi sardi a solfuri - Nota I: Alcuni giacimenti del Sulcis*. In: «*70° Anniversario della Fondazione dell'Associazione Mineraria Sarda*». Atti Symp. sui problemi geo-minerari sardi. Cagliari-Iglesias, 26-30 Ottobre 1965, 267-291.
- VACCARO C., ATZORI P., DEL MORO A., ODDONE M., TRAVERSA G. & VILLA I. (1991) - *Geochronology and Sr isotope geochemistry of late-hercynian dykes from Sardinia*. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., **71**: 221-230, Zürich.
- VAI G.B. & COCOZZA T. (1974) - *Il "Postgotlandiano" sardo, unità sinorogenica ercinica*. Boll. Soc. Geol. It., **93** (1): 61-72, Roma.
- VAI G.B. & COCOZZA T. (1986) - *Tentative schematic zonation of the Hercynian chain in Italy*. Bull. Soc. Géol. France, **8**: 95-114, Paris.
- VALERA R. (1967) - *Contributo alla conoscenza dell'evoluzione tettonica della Sardegna (con osservazioni sul controllo strutturale delle mineralizzazioni)*. Res. Ass. Min. Sarda, **72** (6): pp. 94, Iglesias.
- VALERA R. (1972) - *Le contattati a fluorite del Sulcis (Sardegna Sud-occidentale)*. Atti della Giornata di Studio su "Le Fluoriti Italiane". Ass. Min. Subalp., Torino, vol. II, parte 2ª, 365-376.
- VALERA R. & ZUFFARDI P. (1970) - *La geochimica del tungsteno nel Paleozoico della Sardegna. Nota I*. Rend. Soc. It. Miner. Petrol., **26**: 815-830, Milano.
- VARDABASSO S. (1939) - *La formazione cambrica in Sardegna ed il rilevamento geologico dei fogli "Iglesias" e "Teulada S. Efsio"*. Rend. Sem. Fac. Sc. Univ. Cagliari, **9** (3): pp. 180, Cagliari.
- VARDABASSO S. (1940) - *Qual'è il profilo normale del Cambrico sardo?* Res. Ass. Min. Sarda, **45**: 100-110, Iglesias.
- VARDABASSO S. (1950a) - *Osservazioni geologiche sul Cambrico del Fluminese*. Res. Ass. Min. Sarda, **55** (4): 27-33, Iglesias
- VARDABASSO S. (1950b) - *Il problema stratigrafico del Cambrico sardo*. Atti Acc. Naz. Lincei, s 8ª, Rend. Cl. Sc. Mat. Fis. Nat., **9** (6): 312-319, Roma
- VARDABASSO S. (1956a) - *Il Quaternario della Sardegna*. Actes IV Congr. Intern. Quat. Rom-Pisa, (1953), **2**: 995-1018.

- VARDABASSO S. (1956b) - *La Fase Sarda dell'Orogenesi Caledonica in Sardegna*. In: F. LOTZE (Ed.): «*Geotektonisches Symposium zu Ehren von Hans Stille*», 120-127, Stuttgart.
- VENERANDI PIRRI I. (1971) - *Il giacimento a blenda, galena, calcopirite di Sa Marchesa nel Sulcis (Sardegna)*. Soc. It. Sc. Nat., **62**: 505-549, Milano.
- VENERANDI PIRRI I. (1994) - *Metal and ore parageneses occurring in the Paleozoic basement of Sardinia (Italy): A proposed genetic frame based on critical review of literature and new microscopic investigations*. Boll. Soc. Geol. It., **112** (3-4) (1993): 701-713, Roma.
- VERKAEREN J. & BARTHOLOME P. (1979) - *Petrology of the S. Leone magnetite skarn deposit (SW Sardinia)*. Econ. Geology, **74**: 53-66, Lancaster.
- VINASSA DE REGNY P. (1910) - *Fossili ordoviciani del Nucleo centrale carnico*. Atti Acc. Gioenia Sci. Nat., Catania, **5**: 3, Catania.
- VINASSA DE REGNY P. (1927) - *Fossili ordoviciani sardi. Parte I*. Atti. R. Acc. Lincei, Mem. Cl. Sc. Mat. Fis. Nat. **62**: 437-496, Roma.
- VINASSA DE REGNY P. (1942) - *Fossili ordoviciani sardi. Parte II*. Atti. R. Acc. Lincei, Mem. Cl. Sc. Mat. Fis. Nat. **12** (18): 1025-1055, Roma.
- VIOLO M. (1974) - *Tentativo di classificazione dei giacimenti metalliferi insediati nel Cambriano inferiore-medio del Sulcis-Iglesiente (Sardegna, Italia). Nota preliminare*. Atti Fac. Ing. Univ. Cagliari, **2** (1): 209-214, Cagliari.
- VIOLO M. (1975) - *La zonality nei giacimenti metalliferi; una conseguenza delle variazioni paleogeografiche durante la sedimentogenesi e la diagenesi*. Rend. Soc. It. Miner. Petrol., **30** (1974): 1109-1132, Milano.
- VIOLO M. & ZUFFARDI P. (1970) - *Geochemical Metal distributions in the Cambrian System of Sardinia, Italy and their Paleogeographic Control*. Proc. IMA-IAGOD Meetings 1970, Soc. Mining Geol. Japan, **3** (special issue): 160-162.
- WESTPHAL M., ORSINI J.B. & VELLUTINI P. (1976) - *Le micro-continent corso-sarde, sa position initiale: données paléomagnétiques et raccords géologiques*. Tectonophysics, **30**: 141-157, Amsterdam.
- ZABELLI A. (1948) - *Studio sul Cambriano Sardo (Tettonica e giaciture metallifere dell'Iglesiente)*. Atti Congr. Miner. It., Ass. Min. Sarda, 275-297, Iglesias.
- ZOPPI G. (1888) - *Descrizione geologico-mineraria dell'Iglesiente (Sardegna)*. Mem. Descr. Carta Geol. d'It., R. Uff. Geol. d'It., **4**: pp. 154, Roma.
- ZORPI M.J., COULON C. & ORSINI J.B. (1991) - *Hybridization between felsic and mafic magmas in calc-alkaline granitoids: a case study in northern Sardinia, Italy*. Chemical Geology, **92**: 45-86, Amsterdam.
- ZUFFARDI P. (1965a) - *Sulla composizione isotopica del piombo in alcune galene sarde e sul suo significato geo-giacimentologico*. In: «70° Anniversario della Fondazione dell'Associazione Mineraria Sarda». Atti Symp. sui problemi geo-minerari sardi. Cagliari-Iglesias, 26-30 Ottobre 1965: 33-40.
- ZUFFARDI P. (1965b) - *Contributo alla conoscenza delle Mineralizzazioni nel Cambrico sardo - Nota VI: Riassunto e interpretazione provvisoria delle conoscenze attuali*. In: «70° Anniversario della Fondazione dell'Associazione Mineraria Sarda». Atti Symp. sui problemi geo-minerari sardi. Cagliari-Iglesias, 26-30 Ottobre 1965: 316-324.
- ZUFFARDI P. (1967a) - *The genesis of stratiform deposits of lead-zinc and of barite in Sardinia*. Economic Geology, Monograph., **3**: 178-191, New York.
- ZUFFARDI P. (1967b) - *Sedimentary ores of the Middle Silurian in Sardinia*. 15th Inter University Geol. Congr., 207-239, Leicester.
- ZUFFARDI P. (1969a) - *La métallogénèse du plomb, du zinc et du barium en Sardaigne: un exemple de permanence, de poligénéisme et de transformisme*. Annales Soc. Géol. Belgique, **92** (3): 321-344.
- ZUFFARDI P. (1969b) - *Remobilization in Sardinian Lead-Zinc deposits*. Proc. Symp. Remobilization of Ores and Minerals. Cagliari, 283-291.
- ZUFFARDI P. & SALVADORI I. (1964) - *Supergene Sulfide and Sulfates in the Supergene Zones of Sulfide ore Deposits*. In: G.L. AMSTUTZ (Ed.): «*Developments in Sedimentology. Sedimentology and ore genesis*», **2**: 91-99, Springer Verlag, Stuttgart.

PROGETTO
CARG

PROGETTO
CARG

APPENDIX

PROGETTO
CARG

EXTENDED ABSTRACT

Map sheet 565 “Capoterra,” of the Geological Map of Italy (*Carta Geologica d’Italia*), 1:50,000 scale, is a contribution to the *Progetto CARG* (Law n°305/89), based on a convention between the *Servizio Geologico d’Italia* (APAT) and the *Regione Autonoma della Sardegna*. It comprises sections 565 I *Capoterra*, 565 II *Villa San Pietro*, 565 III *Santadi* and 565 IV *Narcao*, at a scale of 1:25.000.

The map sheet lies entirely within the province of *Cagliari*, and includes the municipal territories of *Assemini*, *Capoterra*, *Domusdemaria*, *Narcao*, *Nuxis*, *Piscinas*, *Pula*, *Santadi*, *Sarroch*, *Siliqua*, *Teulada*, *Uta*, *Villaperuccio* and *Villa San Pietro*.

The geological mapped units on the 565 “Capoterra” sheet are: a) a metamorphic Paleozoic basement, in which several lithostratigraphic successions may be recognized, they have been metamorphosed and deformed during the Hercynian Orogeny; b) a Late Hercynian granitic complex, composed of plutons and dikes; c) continental Cenozoic volcanics and sedimentary rocks; d) Quaternary deposits.

The Paleozoic basement is composed of anchizone-epizone metamorphics belonging to the allochthonous Arburese Unit and the External Zone (Autochthonous Iglesias-Sulcis Unit). A thermal metamorphism has been imposed, following the regional metamorphism, in relation to the granitic intrusions.

The Autochthonous Iglesias-Sulcis Unit is an Early Cambrian - Lower Ordovician succession *pre-discordanza sarda* (Middle Ordovician); an Upper Ordovician - Early Carboniferous succession is emplaced over this unit.

The thick *pre-discordanza sarda* succession is characterized at the bottom by metasandstones and metarenites with metadolomite and metalimestone len-

ses including Early Cambrian archeocyathes and trilobites (*formazione di Nebida: NEB*). Minimum thickness is 600 m. The succession grades continuously into Lower Cambrian metadolomites and metalimestones (*formazione di Gonnessa: GNN*); thickness is from 180 to 480 m; often significant base metal mineralizations occur (Pb-Zn-Ag-Fe-Cu) and have been mined since Phoenician's period.

The succession continues with nodular metalimestones (*formazione di Campo Pisano: CPI*), metashales and metasandstones (*formazione di Cabitza: CAB*) with Middle Cambrian - Early Ordovician trilobites and graptolites; thickness varies from 400 to 600 m. This epicontinental succession has been weakly folded during the Middle Ordovician "*Fase sarda*" Auct.. Therefore, a clear unconformity separates the overlying Late Ordovician transgressive metasediments.

The Lower Ordovician - Early Carboniferous succession begins with polygenic metaconglomerates and metabreccias likely of Caradocian age (*formazione di Monte Argentu* or "*Puddinga*" Auct.: **AGU**) showing a red-violet clayey and silty matrix. They are overlain by metasandstones, metashales, and fossiliferous metasiltites containing carbonatic lenses (*formazione di Monte Orri: MRI*, *formazione di Domusnovas: DMV*, and *formazione di Rio San Marco: RSM*). The total thickness of the Caradocian-Ashgillian stratigraphic units is approximately 600 m.

Then Silurian lithofacies follow, represented by carbonaceous graphtholitic metashales and rare occurrences of orthoceras metalimestones (*formazione di Genna Muxerru: MUX*); total thickness is approximately 20-25 m. Near the succession's top, the sediments grade continuously into fossiliferous metapelites and carbonatic matrix metasiltites; these sediments are interbedded to tentaculites- and crinoids nodular metalimestones, *Stromatactis*- corals metalimestones, and Lower Devonian metalimestones (*formazione di Mason Porcus: MPS*).

Laying continuously above this formation are metashales, metapelites, gray-green laminated metasiltites, with bioturbations and poorly-preserved plant remnants remains evident. A rhyodacitic sub-volcanic body (Monte Ninnixeddu), aged 387 ± 2 My (Early-Middle Devonian) by U-Pb on zircon, has been injected into this succession. It finishes with the *formazione di Pala Manna (PMN)*, a thick volcanic-sedimentary synorogenic foredeep unit (Hercynian Culm-type flysch); age is likely Carboniferous. It is composed of metasandstones, quartzites alternating with metargillites, lydites, metaepiclastics, monogenetic and polygenic metaconglomerates, layered quartzites, and includes also large olistoliths.

The Arburese Tectonic Unit outcrops in the northern area of map sheet Capoterra; it is a terrigenous thick low-grade metamorphic succession (*arenarie di San Vito: SVI*). It is composed of irregular alternations of metasandstones, metasiltites and metapelites, varying in color from greenish to gray. Laminations (parallel, undulating, convoluted) are frequent, other sedimentary structures are evident. Layers and lenses of metaconglomerates, originally quartz-metasandstones and

metasandstones, with quartz pebbles predominating are also present. The estimated total thickness is 500 m, although isoclinal folds hinder a precise evaluation.

The depositional environment corresponds to a system of submarine fans, turbidite type sedimentation also occurs. Reddish-violet metapelites and metasilites are often present in the upper part of the formation, indicating a regression phase in the basin; this may be related to the beginning of the Middle Ordovician compressive motion (“*Fase sarrabese*” Auct., related to the “*Fase sarda*” Auct.).

The preceding sequence is related to the *formazione delle arenarie di S. Vito* (Middle Cambrian - Early Ordovician), which belongs to the Sarrabus Tectonic Unit (Southeastern Sardinia); acritarchs from Tremadoc-Arenig in the Arburese region support this correlation. The Arburese Tectonic Unit siliciclastic deposits which outcrop in the mapped area, are crossed by intermediate-acidic dikes (vs). Dikes in the San Leone area were isotopically dated to 475 ± 10 Ma (U-Pb on zircon), Middle Ordovician in age. These metavolcanics are linked to the Middle Ordovician magmatic cycle that characterized the External Nappe region of Sardinia.

Four deformation phases have been recognized for the Paleozoic autochthon in Sulcis-Iglesiente, they developed in a low grade metamorphic regime. The first phase is related to the Middle Ordovician *Fase sarda*, the other ones to the Hercynian Orogenesis. These phases may be chronologically schematized as follows:

- the *Fase sarda* is characterized by open folds with axes E-W trending; it affects the Early Cambrian to Early Ordovician succession;
- Hercynian Phase I is characterized by folds with axes E-W trending, which accentuate the existing folds;
- Hercynian Phase II is characterized by isoclinal folds with axes N-S trending, penetrative, steeply inclined axial planes foliation, and by overthrusts;
- Hercynian Phase III is characterized by folds with variable axial directions, associated to a less intense deformation.

Among all the Early Cambrian - Early Ordovician outcrops found from the southern Iglesias to the northern Sulcis, the most evident structures are kilometer-scale folds with sub-vertical axial planes E-W oriented. Superimposed on them are kilometer-scale folds with vertical axial planes N-S oriented. The resultant interference structures are called “*duomi e bacini*” (domes and basins). The metasandstones of the *formazione di Nebida* outcrop in the cores of the anticlines, while the *formazione di Cabitza* slates outcrop in the cores of the synclines.

The principal Hercynian tectonic phase in the Allochthonous Arburese Unit exhibits a clear tangential character, strong translation to the SW quadrant is evident, along with associated isoclinal folds at varying scales. The folds have sub-horizontal fold plains, with subsequently weak refolding. In fact this allochthonous unit represents the leading edge of the external Nappe which advan-

ced towards the Sulcis-Iglesiente foreland. Then the Arburese Unit “autochthon” succession was emplaced over the allochthon unit, via a major thrust surface.

In this map sheet, five principal groups of plutons are identified within the Late Paleozoic intrusive complex. They are listed, from the most basic member, as:

- Biotite and amphibole microgranodiorites, grading to monzogranites (**SBB_b**);
- Biotite and amphibole micromonzogranites (**VLD_a**);
- Biotite leucomonzogranites (**VLD_b**);
- Biotite leucosienogranites (**VLD_c**);
- Biotite microsienogranites (**VLD_e**).

The contacts of the main plutonic bodies are intrusive, usually sub-horizontal, with frequent magmatic apophyses which interdigit into the metamorphic roof rock. However, the microsienogranites clusters almost always exhibit quasi-vertical contacts. The major plutonic bodies are sienomonzogranites: whitish to pinkish, varyingly leucocratic (**VLD_b**, **VLD_c**), medium- to medium-coarse grained, with occasional 1-2 cm potassium feldspar crystals.

The large intrusive microgranodiorite bodies (**SBB_b**) and the microgranites (**VLD_a**, **VLD_e**), especially the dikes and marginal apophyses, exhibit a preferential NE-SW direction of emplacement. The marginal porphyry (sometimes biotite- or muscovite-rich), microgranite, miarhyolites and aplo-pegmatite facies, all outcrop frequently near the embedded contacts.

Characteristics common to all the plutons are: usually macroscopically isotropic; emplacement which has intersected the fold structures of the metamorphic basement, and production of varying degrees of thermal aureole metamorphism in the surroundings.

The texture and nature of the outcrops indicate their late intrusive character. Their exact geochronology is based upon strict correlations with similar intrusives outcropping in other parts of Sardinia (no geochronological data was available within the map sheet), a Late Carboniferous - Early Permian age is inferred.

The Sulcis granitoids were also emplaced in the upper crust, at pressures less than 2 kbar, during the final phases and post-exhumation of the Hercynian basement: the evidence for this includes the aforementioned outcrops' aspects, form of the intrusive bodies, and the paragenesis at metamorphic contacts.

The effects of thermal metamorphism are pronounced upon, and quasi-ubiquitous in, the surrounding rocks: predominantly “cordierite+andalusite+biotite” paragenesis is evident near contacts in the siliclastics; the “maculose schist” facies is the most widely distributed. Diffuse recrystallization to crystalline limestone is apparent in the carbonate lithotypes. The skarn facies “diopside+garnet+wollastonite” is evident near contacts.

Chemical analyses of the most representative lithotypes show that all the plutons in this map area belong to the “high potassium calc-alkaline association”

typical of the Sardinia-Corsica batholith. The compositional range, excluding the magmatic mafic enclaves, lies within the granodiorites and leucocratic syenogranites; granites *s.s.* are the most common type. The overall intrusive association shows strong petrochemical and lithological relationships to the most acidic types, even the muscovite microgranite shows the results of differentiation of the monzogranite pluton. Frequent microcrystalline magmatic enclaves within the granodiorite facies indicate a partial interaction with subcrustal basic magmas.

The sequence of emplacement, which has been only partially deduced, occurred in a relatively short amount of time. It likely began with the two huge monzogranite plutons of M. Lattias - M. Genna Spina and M. Bagadiu, followed by the microgranodiorite and microgranite clusters, and finally the dike system.

The magmatic dikes intersect both the metamorphic basement and the granitoids, they have been mostly assigned to the Permian since sediments containing Autunian stage flora are sometimes found within. These dikes show a fairly consistent NW-SE to N-S strike, with steep inclinations.

The intermediate-basic dikes (**fi**) usually range in thickness from 0.5 to 1 m, and sometimes even over 5 m. Their composition varies from basaltic to andesitic, up to dacitic. They are massive, very fine-grained, with texture varying from ophitic to sub-ophitic. Usually a porphyritic texture is found, the phenocrysts are plagioclase and/or amphibole and even quartz.

The rhyolite-rhyodacite dikes (**fp**) are rare, thicknesses usually do not exceed several tens of meters, they are brick red to ochre in color. Texture varies from aphyric to porphyric; phenocrysts are quartz, perthitic orthoclase, plagioclase (oligoclase), and lesser biotite. All these minerals are usually also found in the ground mass. Alteration is clear, frequently the plagioclases have undergone to albitization and the biotites chloritization.

The main hydrothermal quartz (**fq**) dike systems also intersect either the metamorphic basement or the granitoids. In addition to quartz, one finds barite (sometimes becoming dominant), fluorite, calcite and small quantities of sulfides.

No outcrops of Mesozoic sediments were found within the map sheet Capoterra, likely due to pre-Eocene erosion.

Paleogene sediments (Early-?Middle Eocene), which are gray limestones (*wackestone*) of the “*Lignitifero*” Auct. (LGN) formation, are found discordantly upon the Paleozoic basement. They are sometimes brecciated, reaching thicknesses of several meters, and fossil remnants within include ostracods, fresh water gastropod fragments, bivalves, and *Characeae* oogonia.

Above these are continental deposits belonging to the *formazione del Cixerri* (CIX), which reach up to 30 m in thickness: they are composed of polygenic conglomerates, coarse- and fine-grained sandstones with carbonate cementation, marls, red clays and rare lacustrine limestone.

These clastics have been deposited within a system of alluvial plains during the Middle Eocene - ?Oligocene. Their deposition followed an intense phase of erosion triggered by Pyrenean tectonic motion.

The Cenozoic volcanic succession belongs to the Oligocene-Miocene calc-alkaline cycle. It is characterized by lavas and pyroclastics which are basic-intermediate to acidic, and orogenic in character. The intermediate-basic lavas (andesites) predominate in the lower part of the succession—these are composed of sub-aerial flows, sub-volcanic bodies and dikes (the Sarroch volcanic complex).

The acidic pyroclastics, whether falls or flows (ignimbrites), are especially characteristic of the upper succession. This is most evident in the eastern map sector: here the ignimbrites' compositions vary from dacites to rhyolites, and *comendite* (*Gruppo di Carbonia*: **CB**, and *Gruppo di Monte Sirai*: **SR**). Epiclastic deposits are conspicuous, and are composed mainly of chaotic polygenic breccias—these are frequently associated with finer-graded layers, and pumiceous deposits derived from pyroclastic flows and/or falls.

Isotopic dates (K-Ar and Rb-Sr methods) in the Sulcis area, contiguous with this map sheet, show that the volcanism continued over a long time period, from 28.5 ± 0.7 to 15.5 ± 0.5 Ma. This activity is strongly linked to the geodynamic evolution of the western Mediterranean. Noteworthy are the dates on the ignimbrite units: from 16.6 ± 0.8 Ma to 15.5 ± 0.5 Ma.

A continental deposit (**SIO**) composed of polygenic conglomerate is found in the Santadi region, between the lowermost andesitic and uppermost ignimbritic successions. Its clasts are Mesozoic limestones with lesser amounts of Oligocene-Miocene aged andesitic and Paleozoic aged rock clasts. Rare outcrops of similar deposits are found in the Nuxis-Narcao area.

Quaternary sediments seen in this map sheet are almost exclusively continental facies, with the exception of limited and discontinuous deposits of the marine-littoral "*Panchina Tirreniana*" *Auct.* facies. Two main depositional units have been mapped, they are separated by a major erosional surface which is linked to a period of ravinement and terracing.

Pleistocene deposits within the Portovesme Synthem (**PVM**), on the eastern side of the map sheet, are usually shaped by an escarpment which corresponds to an inactive Holocene shoreline (an inactive headland). These deposits are usually composed of alluvial deposits undergoing pedogenesis and terracing. They grade laterally into slope detritus and alluvial fan deposits.

The Holocene deposits are mapped within one large unit, with sub-units based upon the depositional environments and their degree of activity (e.g. alluvial fan deposits, alluvial plains). This unit also comprises deposits of anthropic origin.

LEGEND GEOLOGICAL MAP

QUATERNARY DEPOSITS

Anthropic deposits

Mining wastes (h_{1m}). *HOLOCENE*

Active river bed deposits

Primarily coarse to very coarse poligenic gravels and lesser sands in lenses (b_a). *HOLOCENE*

Eluvial and colluvial deposits

Detritus in a fine-grained clays-arenaceous matrix, sometimes with soil intercalations, of varying development (b_2). *HOLOCENE*

Debris slope deposits

Chaotic accumulations of detritus, with angular clasts, sometimes partially cemented, and enriched in a colluvial sandy-silty matrix (a). *HOLOCENE*

Landslides deposits

Detrital accumulations related to landslides (Nuxis: Sa Pranedda) (a_{1a}). *HOLOCENE*

Inactive terraced alluvial deposits

Primarily poligenic gravels with lesser sands and gravels in lenses and layers, frequently cross-stratified (b_{na}). *HOLOCENE*

Travertines

Carbonatic sediments with floral remains (M. Murrecci) and rare limivorous organisms (f_1).
HOLOCENE

PORTOVESME SYNTHEM (PVM)

Portoscuso Subsynthem (PVM_{2a})

Terraced poligenic alluvial gravels, lesser sands and gravels with planar cross-stratified figures, slope wash and angular medium-coarse breccias in decimetric layers and lenses.
UPPER PLEISTOCENE

TERTIARY VOLCANO-SEDIMENTARY SUCCESSIONS

OLIGOCENE-MIOCENE VOLCANO-SEDIMENTARY SUCCESSION

MONTE SIRAI GROUP

NURAXI RHYOLITES (NUR)

Densely welded rhyolitic pyroclastic flow deposits, from grey to red-violet in color, displaying reomorphic structures, characterized by eutaxitic and vitroclastic textures with plagioclase, sanidine and minor pyroxene phenocrysts. At the bottom a vitrophiric layer and air-fall deposits are widespread. (*Rb-Sr*: $15 \pm 0,7$ My: MORRA *et alii*, 1994) MIDDLE MIOCENE (*LANGHIAN*)

MONTE CROBU RHYOLITES (CBU)

From non welded to densely welded grey-pinkish rhyolitic pyroclastic flow deposits displaying an eutaxitic and a vitroclastic textures with sanidine and subordinate pyroxene, olivine and biotite phenocrysts. At the bottom a vitrophiric layer is widespread. (*Rb-Sr*: $15 \pm 0,7$ My: MORRA *et alii*, 1994) MIDDLE MIOCENE (*LANGHIAN*)

SERRA IS OLLASTUS FORMATION (SIO)

Polygenic and heterometric continental conglomeratic deposits including primarily clasts of mesozoic carbonatic rocks with minor previous subordinated cenozoic andesites and metamorphic rocks of the paleozoic basement (Santadi) in an argillaceous-cineritic matrix.

MIDDLE MIOCENE (LANGHIAN)

ACQUA SA CANNA DACITES (AQC)

Reddish dacitic pyroclastic flow deposits containing centimetric juvenile pumiceous fragments, glass shards and millimetric lithic fragments of ignimbritic nature; the texture is vitroclastic with plagioclase, biotite, pyroxene and amphibole phenocrysts. Intercalations of non welded pale-grey pyroclastic air-fall deposit displaying collapsed pumices, plagioclases and minor clinopyroxene and biotite phenocrysts. At the bottom epiclastic deposits of volcanic sandstones, breccias and conglomerates including clasts of cenozoic andesites and ignimbrites and paleozoic basement metamorphic rocks are widespread. (*K-Ar*: $16,6 \pm 0,8$ My: ASSORGIA *et alii*, 1992a)

LOWER MIOCENE (*UPPER BURDIGALIAN*)

CARBONIA GROUP

MONTE ESSU ANDESITIC BASALTS (ESS)

Basaltic and andesitic-basaltic massive lava-flows characterized by a porphyritic texture displaying plagioclase and pyroxene phenocrysts in an ipocrystalline groundmass (NE di M. Narcao).

LOWER MIOCENE (*BURDIGALIAN*)

SERRA 'E TEPUIS PYROCLASTIC AND EPICLASTIC ROCKS (STP)

Epiclastic and chaotic breccias in meter-thick banks including polygenic and heterometric andesitic clasts; intercalations of thin layers of volcanic sandstones evidencing planar and cross-laminations with normal grading; block and ash pyroclastic flows alternating to a pumice rich layers sometimes with reverse grading. *LOWER MIOCENE (AQUITANIAN?-BURDIGALIAN?)*

*SARROCH VOLCANIC COMPLEX***MONTE ARRUBIU ANDESITES (MAB)**

Andesitic lavas, sometimes autobrecciated from grey to violet in color, displaying a porphyritic texture with plagioclase, amphibole and pyroxene phenocrysts in a microcrystalline groundmass. Intercalations of epiclastic deposits formed by chaotic volcanic conglomerates and localized explosion breccias (**MAB**). Local propylitic hydrothermal alteration phenomena. Cuccuru Pinna dacitic dike (**MAB_a**).

UPPER OLIGOCENE (CHATTIAN)

PALEOGENIC SEDIMENTARY SUCCESSION**CIXERRI FORMATION (CIX)**

Quartzitic and quartz-feldspathic sandstones, marls, frequently red siltitic clays and polygenic alluvial conglomerates, rare lacustrine limestones (M. Idda) (CIX). At the bottom massive quartz and lydite breccias containing rare ferric nodules (**CIX_a**). *MIDDLE EOCENE -? OLIGOCENE*

LIGNITIFERO AUCT. (LGN)

Grey, sometimes brecciated, from decimetric up to metric thick layers lacustrine limestones containing ostracods, fresh-water gastropods, bivalves and Characeae.

MIDDLE-LOWER EOCENE (UPPER YPRESIAN - LOWER LUTETIAN)

LATE-PALEOZOIC INTRUSIVE COMPLEX AND DYKE SYSTEM

Hydrothermal quartz bearing lodes (fq), frequently containing barite and fluor spar mineralizations with base metal accessories (Pb, Zn, Cu, Fe, etc.). *LATE CARBONIFEROUS - PERMIAN*

Acid dykes (fp) red brick-ochre rhyolitic-rhyodacitic with a porphyritic texture due to quartz, feldspars and biotite phenocrysts in a microcrystalline groundmass.

LATE CARBONIFEROUS - PERMIAN

Intermediate to basic dykes (fi) from grey-green to blackish basaltic to andesitic, showing off an ophitic to sub-ophitic, more commonly intergranular or porphyritic texture due to feldspar and/or amphibole phenocrysts. *LATE CARBONIFEROUS - PERMIAN*

VILLACIDRO INTRUSIVE UNIT

Biotite, sometimes muscovite, microsienogranite (VLD_c) prevailing equigranular pinkish stocks and dikes. *Facies Punta Sa Cresia. LATE CARBONIFEROUS - PERMIAN*

Biotite leucosyenogranite (VLD_c) white-pinkish coarse grained from equigranular to poorly inequigranular structure and isotropic texture. Marked porphyritic border facies with microgranular groundmass. Abundant aplo-pegmatite differentiated bodies. *Facies Monte Lattias. LATE CARBONIFEROUS - PERMIAN*

Biotite leucomonzogranite (VLD_b) pinkish medium- to medium-fine grained from equigranular to poorly inequigranular structure and isotropic texture. From porphyritic to microgranular border

facies containing abundant metric aplo-pegmatite lenses. *Facies Punta de Peis de Pruna.*

LATE CARBONIFEROUS - PERMIAN

Biotite and amphibole micromonzogranite (VLD_a) grey-pinkish medium-fine grained inequigranular porphyritic structure and isotropic texture sometimes magmatic flow directed. Magmatic microgranular, and subordinately metamorphic enclaves. *Facies Punta Mandaresus.*

LATE CARBONIFEROUS - PERMIAN

SANTA BARBARA INTRUSIVE UNIT

Biotite and amphibole microgranodiorites grading to monzogranites (SBB_b) grey-pinkish medium-coarse grained inequigranular porphyritic structure. *Facies S'Arcu Varzia.*

LATE CARBONIFEROUS - PERMIAN

Tonalitic to granodioritic bodies (SBB_a) Magmatic and subordinately metamorphic in origin microgranular enclaves, (P.ta Moru Nieddu, M. Santa Barbara). *Facies S'Arriu de sa Figù.*

LATE CARBONIFEROUS - PERMIAN

PALEOZOIC METAMORPHIC BASEMENT

EXTERNAL NAPPE ZONE

ARBURESE TECTONIC UNIT

Intermediate-acid metavolcanics (vs)

Dark-grey dacitic-rhyodacitic metavolcanic dikes from decimetric to metric thick showing off porphyritic textures due to plagioclase and rare quartz phenocrysts with neoblastic sometimes chloritized biotite after mafic mineral phases. *MIDDLE ORDOVICIAN*

ARENARIE DI SAN VITO (SVI)

From decimetric to metric irregular alternation of medium-fine grained metasandstones showing off plane-parallel, undulate and cross laminations and grey micaceous metasiltites. Intercalations of polygenic metamicroconglomerates with prevailing sub-rounded quartz and quartzitic clasts.

MIDDLE CAMBRIAN - EARLY ORDOVICIAN

IGLESIENTE-SULCIS EXTERNAL ZONE

POST-SARDINIAN UNCONFORMITY SUCCESSION

PALA MANNA FORMATION (PMN)

Metasandstones, quartzites, rare chloritized basic metavolcanics and metavolcanoclastites, metasiltites, metasandstones sometimes with volcanic matrix, metasiltites containing bioturbation structures and rare fossiliferous macroflora remnants (Arcu Mangiano) (PMN). Polygenic metaconglomerates containing chloritized basic metavolcanics (PMN_a); light and dark layered quartzites (PMN_b); decimetric layers of metaepiclastites and rare acid metavolcanics (PMN_c); outcrops of lyditic breccias (PMN_d); metaconglomerates containing clasts of quartzites and metasandstones (PMN_e); intercalations of basic metavolcanics (mv) (P.ta Brunchizzolu, S'Oloni); acid metavol-

canics (M. Ninnixeddu: U-Pb 387 ± 2 Ma) (**nx**); olistoliths of graphitic black metapelites and lydites (**sg**) sometimes containing Silurian graptolites and more rarely skarn-changed metalimestone olistoliths (**dv**). *EARLY CARBONIFEROUS*

MASON PORCUS FORMATION (“*Calcarei a Orthoceras*” Auct.) (MPS)

Dark grey metapelites, fossiliferous de-carbonate marly metasilites (trilobites, crynoids, gastropods) marly metasilites (MPS_b). Fossiliferous nodular metalimestones and subordinate massive metalimestones (mud mound a Stromatactis) (conodonts, tentaculites, cephalopods, crynoids, corals, trilobite fragments), silicified and/or skarn-changed massive metalimestones (MPS_a).

SILURIAN? - LOWER DEVONIAN

GENNA MUXERRU FORMATION (“*Scisti a Graptoliti*” Auct.) (MUX)

Metapelites, graphitic black shales locally fossiliferous containing graptolites, interbedded lydite layers. Lenses and/or layers of skarn-changed carbonatic rocks.

LOWER SILURIAN (LLANDOVERY)

RIO SAN MARCO FORMATION (RSM)

Dark grey metasilites and metargillites with rare plane-parallel laminations, metasandstones and metapelites, containing rare quartz grains and rare levels of metaepiclastic and acid to intermediate metavolcanic rocks. Centimetric to decimetric rhythmic alternation layers of grey to light brown metasandstones and siltitic fine metasandstones with plane-parallel and cross laminations (membro di Cuccuruneddu, RSM₂). *LATE ORDOVICIAN (UPPER ASHGILL)*

DOMUSNOVAS FORMATION (DMV)

Punta S'Argiola member (DMV₂)

Fine grey sometimes laminated metasandstones, with intercalations of grey metasilites. Grey-green fossiliferous metasilites (brachiopods, bryozoan, lithoral tentaculites), layers or lenses of metalimestones and marly metasilites, frequently silicified or changed into skarns.

LATE ORDOVICIAN (LOWER ASHGILL)

MONTE ORRI FORMATION (MRI)

From fine to coarse metasandstones, siltitic metasandstones and metasilites sometimes with bioturbation structures. Massive metasandstones alternating to metasilites with quartzitic plane parallel thin sheets. *UPPER ORDOVICIAN (CARADOC)*

MONTE ARGENTU FORMATION (“*Puddinga*” Auct. p.p.) (AGU)

Medau Murtas member (AGU₃)

Violet and grey-green coarse metasandstones, arenaceous metasilites and rare layers of fine metaconglomerates; metaconglomerates containing from rounded to sub-rounded milk-quartz and quartzites clasts into an arenaceous siltitic matrix. Rare conglomeratic metasandstones.

Punta Sa Broccia member (AGU₁)

Monogenic metabreccias containing clasts of the Cabitza formation; very coarse polygenic heterometric metaconglomerates with sometimes prevailing carbonatic clasts in a red-purple arenaceous matrix, fine polygenic metaconglomerates in a violet siltitic-pelitic matrix. Skarn-changed metalimestone olistoliths (**gn**) belonging to the Calcare cerioide member.

UPPER ORDOVICIAN (CARADOC)

PRE-SARDINIAN UNCONFORMITY SEDIMENTARY SUCCESSION**CABITZA FORMATION (“Scisti di Cabitza” Auct.) (CAB)**

Alternations between micaceous metasilites and polychrome carbonatic metargillites, metargillites and laminated metasilites sometimes alternating to a frequently silicified and/or skarn changed carbonatic banks (Acquacadda), argillaceous and micaceous fine grained grey-greenish metasandstones. Grey arenaceous quartzites and subordinate fine grained metasandstones and quartzites showing off cross laminations.

MIDDLE CAMBRIAN - EARLY ORDOVICIAN (MAYAIAN-TREMADOC)

CAMPO PISANO FORMATION**(“Calcescisti” Auct, “Metallifero” Auct. p.p., “Calcere nodulare” Auct.) (CPI)**

Alternations of metalimestones, pinkish marly metalimestones, grey metasilites and nodular grey-pinkish and sometimes silicified metalimestones (P.ta Sebera); marly and massive metalimestones. *LOWER-MIDDLE CAMBRIAN (LENIAN-AMGAIAN)*

GONNESA FORMATION (“Metallifero” Auct. p.p.) (GNN)**Calcere ceroide member (GNN₂)**

Grey bluish laminated metasandstones affected by thermal metamorphism (marble, skarn), and subordinate grey massive and partially dolomitized micritic limestone (“*Dolomia grigia*” Auct.).

Dolomia rigata member (GNN₁)

Dark grey laminated dolostones containing dark oolitic and oncolitic layers, sometimes with intraformational breccias. Rare stratified metalimestones.

EARLY CAMBRIAN (LATE ATDABANIAN - LENIAN)

NEBIDA FORMATION (“Gruppo delle Arenarie” Auct.) (NEB)**Punta Manna Member (NEB₂)**

Carbonatic metasandstones, metasilites, metargillites, rare quartzitic metasandstones, layers of nodular metalimestones, blackish metalimestones containing ooids and laminated grey metalimestones (NEB₂). Oolitic and oncolitic pale grey grainstones containing subordinate arenaceous intercalations (“*Orizzonte oolitico*” Auct.) (NEB_{2a}).

Matoppa Member (NEB₁)

Pale grey metasilites with intercalations of metasandstones, quartzitic metasandstones, fine grained metarkoses. Grey-green quartzitic micaceous metasandstones alternating to feldspathic metasandstones (NEB₁). Rare lenses of dark metalimestones sometimes containing Archeocyaths (NEB_{1a}).

EARLY CAMBRIAN (ATDABANIAN)



PROGETTO
CARG

565 "CAPOTERRA"

