



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 564

CARBONIA

Parte a terra a cura di:

S. Pasci⁽¹⁾, L. Carmignani⁽²⁾, G. Pisanu⁽¹⁾, V. Sale⁽¹⁾

Parte a mare a cura di:

A. Ulzega⁽³⁾, P. Orrù⁽³⁾, C. Pintus⁽³⁾, G. Deiana⁽³⁾

Hanno collaborato:

Vulcanismo miocenico: **M. Rosi⁽⁴⁾ e L. Pioli⁽⁴⁾**;

Stratigrafia del Quaternario: **M. Coltorti⁽²⁾**;

Stratigrafia delle rocce carbonatiche cambriane e mesozoiche: **A. Gandin⁽²⁾**;

Petrografia delle rocce magmatiche erciniche: **C. Ghezzi⁽²⁾**;

Biostratigrafia dell'Eocene: **R. Matteucci⁽⁵⁾ e D. Raponi⁽⁵⁾**;

Attività mineraria del "Bacino lignitifero del Sulcis": **A. Fadda⁽⁶⁾ e G. Sardu⁽⁶⁾**;

Idrogeologia: **A. Pala⁽³⁾**;

Pedologia: **A. Aru⁽³⁾ e M. Serra⁽¹⁾**;

Bentoniti: **P. Starita⁽⁷⁾**.

(1) Regione Autonoma della Sardegna, ARPAS - Dipartimento Specialistico Regionale Geologico, Cagliari; (2) Centro di Geotecnologie, Università di Siena; (3) Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Cagliari; (4) Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Pisa; (5) Dipartimento di Scienze della Terra, Università La Sapienza di Roma; (6) Carbosulcis S.p.A.; (7) Libero professionista.

Ente realizzatore



Regione Autonoma della Sardegna

Direttore del Servizio Geologico d'Italia - ISPRA: C. CAMPOBASSO

**Responsabile del Progetto CARG per il 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:

R. Bonomo, R. Graciotti, M.L. Pampaloni, M. Pantaloni, V. Ricci, L. Vita
(parte a terra), **S. D'Angelo, A. Fiorentino, G. Ventura** (parte a mare)

Coordinamento cartografico:

D. Tacchia (coord.), **F. Pilato** (parte a terra), **S. Falcetti** (parte a mare)

Revisione informatizzazione dei dati geologici:

L. Battaglini, R. Carta, A. Fiorentino (ASC)

Coordinamento editoriale e allestimento per la stampa:

D. Tacchia, F. Pilato

PER LA REGIONE AUTONOMA DELLA SARDEGNA

Allestimento editoriale e cartografico:

E.A. Sarria (coord.), **A. Lai** (foglio), **O. Pilloni** (note)

M.E. Sitzia, B. Cogoni, A. Lavena, P. Manca, A. Medde, E. Melis,

E.D. Patta, V. Piras (ARPAS - Dipartimento Specialistico Regionale Geologico)

Allestimento informatizzazione dei dati geologici:

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

(ARPAS - Dipartimento Specialistico Regionale Geologico)

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

Gestione tecnico-amministrativa del Progetto CARG:

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

E.A. Sarria (Responsabile del Progetto CARG per ARPAS)

O. Pilloni (Segretaria del Responsabile di Progetto)

Si ringraziano i componenti dei Comitati Geologici per il loro contributo scientifico

INDICE

I	- INTRODUZIONE	Pag. 9
1.	- CARATTERI GENERALI DEL FOGLIO.....	» 9
2.	- INQUADRAMENTO GEOGRAFICO.....	» 10
II	- STUDI PRECEDENTI	» 11
1.	- PALEOZOICO.....	» 12
2.	- MESOZOICO.....	» 15
3.	- TERZIARIO.....	» 15
4.	- QUATERNARIO.....	» 16
III	- INQUADRAMENTO GEOLOGICO	» 17
1.	- BASAMENTO METAMORFICO PALEOZOICO.....	» 17
1.1.	- TETTONICA COLLISIONALE ERCINICA.....	» 20
1.2.	- TETTONICA POST-COLLISIONALE ERCINICA.....	» 22
2.	- COMPLESSO MAGMATICO E VULCANO-SEDIMENTARIO TARDO-PALEOZOICO.....	» 25
3.	- SUCCESSIONI MESOZOICHE.....	» 26
4.	- SUCCESSIONI TERZIARIE.....	» 27
5.	- DEPOSITI QUATERNARI.....	» 29
IV	- STRATIGRAFIA	» 31
1.	- BASAMENTO METAMORFICO PALEOZOICO.....	» 32
1.1.	- SUCCESSIONE SEDIMENTARIA PRE-“DISCORDANZA SARDA”.....	» 34
1.1.1.	- <i>Formazione di Nebida</i> (“Gruppo delle Arenarie” Auct.) (NEB).....	» 34
1.1.2.	- <i>Formazione di Gonnese</i> (“Metallifero” Auct. p.p.) (GNN).....	» 40
1.1.3.	- <i>Formazione di Campo Pisano</i> (“Calcescisti” Auct., “Metallifero” Auct. p.p., “Calcare nodulare” Auct.) (CPI).....	» 44
1.1.4.	- <i>Formazione di Cabitza</i> (“Scisti di Cabitza” Auct.) (CAB).....	» 45
1.2.	- SUCCESSIONE SEDIMENTARIA POST-“DISCORDANZA SARDA”.....	» 47
1.2.1.	- <i>Formazione di Monte Argentu</i> (“Puddinga” Auct. p.p.) (AGU).....	» 48
2.	- COMPLESSO INTRUSIVO E FILONIANO TARDO-PALEOZOICO.....	» 50
2.1.	- UNITÀ INTRUSIVA DI MONTE S’ORCU (MSO).....	» 50
2.1.1.	- <i>Brecce intrusive e porfidi riolitici</i> (MSO_b).....	» 50
2.2.1.	- <i>Microgranodioriti</i> (MSO_a).....	» 52
2.2.	- FILONI INTERMEDIO-BASICI (fi).....	» 53
2.3.	- FILONI ACIDI (fp).....	» 53

3.	- SUCCESSIONE VULCANO-SEDIMENTARIA TARDO-PALEOZOICA.....	Pag. 54
3.1.	- FORMAZIONE DI GUARDIA PISANO (GPI)	» 54
4.	- SUCCESSIONE SEDIMENTARIA MESOZOICA.....	» 55
4.1.	- MUSCHELKALK AUCT. (MUK).....	» 56
4.2.	- KEUPER AUCT. (KEU).....	» 57
4.3.	- FORMAZIONE DI GUARDIA SA BARRACCA (GUB).....	» 57
4.4.	- FORMAZIONE DI MEDAU MEREU (MDM)	» 60
4.5.	- URGONIANO AUCT. (URG).....	» 60
5.	- SUCCESSIONE SEDIMENTARIA PALEOGENICA.....	» 62
5.1.	- MILIOLITICO AUCT. (MLI)	» 64
5.2.	- LIGNITIFERO AUCT. (LGN).....	» 66
5.3.	- FORMAZIONE DEL CIXERRI (CIX)	» 70
6.	- SUCCESSIONE VULCANICA MIOCENICA.....	» 73
6.1.	- “ANDESITI” AUCT.	» 76
6.1.1.	- <i>Gruppo di Serbariu di Sopra</i> (SS)	» 76
6.1.1.1.	- Andesiti di Monte Perda (MPR).....	» 76
6.1.2.	- <i>Gruppo di Carbonia</i> (CB).....	» 78
6.1.2.1.	- Andesiti basaltiche di Is Urigus (URI).....	» 79
6.1.2.2.	- Conglomerati di Medadeddu (MDD).....	» 80
6.1.2.3.	- Andesiti di Tracasi (TRS).....	» 81
6.1.2.4.	- Piroclastiti ed epiclastiti di Serra ‘e Tepuis (STP).....	» 81
6.1.2.5.	- Andesiti di Nuraghe Pitzienti (NPI)	» 82
6.1.2.6.	- Andesiti basaltiche di Monte Ennazza (ENZ)	» 83
6.1.2.7.	- Andesiti di Cuccuru Porceddus (PRD).....	» 84
6.1.2.8.	- Andesiti di Sa Perda Firma (PFI).....	» 85
6.1.2.9.	- Andesiti di Monte Narcao (NRC).....	» 86
6.1.2.10.	- Andesiti di Sa Gruxita (GRX).....	» 86
6.1.2.11.	- Andesiti di Pizzo Arrubiu (PRR).....	» 88
6.1.2.12.	- Andesiti basaltiche di Genna Ollastus (GOL)	» 90
6.1.2.13.	- Andesiti di Monte S. Michele Arenas (MRN)	» 91
6.1.2.14.	- Filoni a composizione intermedia e basica (fl, fm).....	» 93
6.1.2.15.	- Andesiti di Guardia Manna (GMN).....	» 94
6.1.2.16.	- Andesiti di Serra Coremò (SRM).....	» 95
6.1.2.17.	- Andesiti di Giba (GBA).....	» 96
6.1.2.18.	- Conglomerati di Villarios (VRS).....	» 96
6.1.2.19.	- Basalti andesitici di Gora Terras Nieddas (GTN).....	» 97
6.1.2.20.	- Andesiti di Monte Palmas (MPL).....	» 97
6.1.2.21.	- Basalti andesitici di Monte Essu (ESS).....	» 98
6.1.2.22.	- Epiclastiti di Mitza Corona Arrubia (MCA).....	» 99

6.1.3.	- Gruppo di S. Antioco (AN)	Pag. 99
6.1.3.1.	- Basalti andesitici di Serra Nuarxis (NXS)	» 99
6.1.3.2.	- Andesiti di Perdas Stufaras (PST).....	» 101
6.1.3.3.	- Andesiti di Monte Perdas de Fogu (PDF)	» 101
6.1.3.4.	- Andesiti di Serra de Nuargius (SNR).....	» 103
6.2.	- "IGNIMBRIT" AUCT.....	» 104
6.2.1.	- Gruppo di Su Ruvu Mannu (RM)	» 104
6.2.1.1.	- Rioliti di Monte La Noce (MLN).....	» 104
6.2.2.	- Gruppo di Monte Sirai (SR)	» 105
6.2.2.1.	- Daciti di Corona Maria (CNM).....	» 106
6.2.2.2.	- Daciti di Acqua Sa Canna (AQC).....	» 107
6.2.2.3.	- Rioliti di Seruci (SRC).....	» 109
6.2.2.4.	- Rioliti di Monte Crobu (CBU).....	» 110
6.2.2.5.	- Rioliti di Nuraxi (NUR).....	» 112
6.2.2.6.	- Daciti di Matzaccara (MAZ).....	» 114
6.2.3.	- Gruppo di Cala Lunga (CL).....	» 116
6.2.3.1.	- Comenditi di Cala Saboni (CDT).....	» 116
6.2.3.2.	- Rioliti iperalcaline di Monte Ulmus (ULM)	» 117
6.2.3.3.	- Rioliti di Paringianu (PRU)	» 119
6.2.3.4.	- Rioliti di Serra di Paringianu (SEP)	» 121
7.	- DEPOSITI QUATERNARI DELL' AREA CONTINENTALE ...	» 123
7.1.	- DEPOSITI PLEISTOCENICI	» 124
7.1.1.	- Sintema di Serra de su Pranu (SDS).....	» 124
7.1.2.	- Sintema di Portovesme (PVM)	» 125
7.2.	- DEPOSITI OLOCENICI.....	» 131
7.2.1.	- Travertini (f_1)	» 131
7.2.2.	- Depositi lacustri (e_2)	» 132
7.2.3.	- Depositi eolici (d)	» 132
7.2.4.	- Depositi di spiaggia (g_2)	» 133
7.2.5.	- Depositi alluvionali terrazzati (b_n).....	» 134
7.2.6.	- Depositi di versante (a).....	» 135
7.2.7.	- Coltri eluvio-colluviali (b_2).....	» 135
7.2.8.	- Depositi lacustri e palustri (e)	» 136
7.2.9.	- Depositi alluvionali (b).....	» 136
7.2.10.	- Depositi antropici (h).....	» 137
8.	- DEPOSITI QUATERNARI DELL' AREA MARINA	» 138
8.1.	- BIOCEENOSI	» 138
8.1.1.	- Prateria a fanerogame marine (g_4).....	» 138
8.2.	- AMBIENTE LITORALE.....	» 139
8.2.1.	- Deposito deltizio (g_1)	» 139

8.2.2.	- Deposito di spiaggia sommersa (g ₈).....	Pag. 140
8.2.3.	- Deposito di piede di falesia (g ₁₅)	» 142
8.2.4.	- Deposito costiero di bassa energia (g ₉).....	» 142
8.2.5.	- Deposito bioclastico (g ₁₂)	» 143
8.2.6.	- Beach rock (g ₁₀)	» 144
8.3.	- AMBIENTE DI PIATTAFORMA.....	» 149
8.3.1.	- Deposito bioclastico (g ₁₂)	» 149
8.3.2.	- Deposito di piattaforma interna (g ₁₉).....	» 150
8.3.3.	- Deposito di piattaforma esterna (g ₂₁).....	» 152
V	- TETTONICA	» 153
1.	- TETTONICA PALEOZOICA	» 153
1.1.	- TETTONICA EO-CALEDONIANA (“FASE SARDA” AUCT.).....	» 154
1.2.	- TETTONICA ERCINICA	» 156
1.2.1.	- I fase ercinica.....	» 158
1.2.1.1.	- Pieghe E-W	» 160
1.2.2.	- II fase ercinica.....	» 160
1.2.2.1.	- Pieghe N-S	» 161
1.2.2.2.	- Faglie inverse (W-vergenti).....	» 166
1.2.2.3.	- Retroscorrimenti (E-vergenti).....	» 168
1.3.	- TETTONICA TARDO-ERCINICA	» 170
2.	- TETTONICA OLIGOCENICO-AQUITANIANA	» 172
2.1.	- STRUTTURE ORIENTATE N-S.....	» 174
2.2.	- STRUTTURE ORIENTATE E-W.....	» 175
2.3.	- RAPPORTI TRA TETTONICA E SEDIMENTAZIONE.....	» 177
3.	- TETTONICA E VULCANISMO MIOCENICO.....	» 179
4.	- TETTONICA POST-VULCANISMO MIOCENICO.....	» 186
VI	- GEOLOGIA MARINA	» 187
1.	- MARGINE CONTINENTALE	» 187
2.	- BORDO DELLA PIATTAFORMA CONTINENTALE.....	» 192
3.	- PIATTAFORMA CONTINENTALE ESTERNA.....	» 192
4.	- PIATTAFORMA CONTINENTALE PROSSIMALE.....	» 195
VII	- CENNI DI GEOMORFOLOGIA	» 199
VIII	- GEOLOGIA APPLICATA	» 201
1.	- GIACIMENTI MINERARI.....	» 201
1.1.	- MINERALIZZAZIONI STRATABOUND	» 201
1.1.1.	- Le mineralizzazioni stratabound nei sedimenti cambriani	» 202

1.1.2.	- <i>Il “Bacino lignitifero del Sulcis”</i>	Pag. 204
1.1.2.1.	- Cenni storici	» 204
1.1.2.2.	- Giacimentologia	» 207
1.1.2.3.	- Il carbone del Sulcis	» 208
1.1.3.	- <i>Minerali industriali: bentoniti</i>	» 208
1.1.4.	- <i>Altri tipi di mineralizzazioni sedimentarie</i>	» 209
1.2.	- MINERALIZZAZIONI ASSOCIATE A FASCE CATACLASTICHE ERCINICHE	» 210
1.3.	- MINERALIZZAZIONI IN CORPI FILONIANI E IPOABISSALI TERZIARI	» 211
2.	- CAVE	» 211
3.	- IDROGEOLOGIA	» 212
3.1.	- PERMEABILITÀ E ACQUIFERI	» 213
3.1.1.	- <i>Struttura degli acquiferi</i>	» 214
3.1.2.	- <i>Parametri idrodinamici degli acquiferi</i>	» 216
3.1.3.	- <i>Piezometria delle falde</i>	» 217
4.	- PEDOLOGIA	» 219
4.1.	- CENNI DI PEDOLOGIA	» 219
4.1.1.	- <i>Suoli sui paesaggi alluvionali olocenici (b_n)</i>	» 219
4.1.2.	- <i>Suoli salsi</i>	» 220
4.1.3.	- <i>Suoli sui paesaggi dei depositi eolici pleistocenici (PVM_{2b})</i>	» 220
4.1.4.	- <i>Suoli sui paesaggi alluvionali pleistocenici (PVM_{2a})</i>	» 220
4.1.5.	- <i>Suoli sui paesaggi delle “ignimbriti” terziarie</i>	» 221
4.1.6.	- <i>Suoli sui paesaggi delle “andesiti” terziarie</i>	» 221
4.1.7.	- <i>Suoli sui paesaggi dei sedimenti paleogenici</i>	» 222
4.1.8.	- <i>Suoli sui paesaggi delle rocce carbonatiche mesozoiche</i>	» 222
4.1.9.	- <i>Suoli sui paesaggi dei metasedimenti silico-clastici cambro-ordoviciani</i>	» 223
4.1.10.	- <i>Suoli sui paesaggi delle rocce carbonatiche cambriane</i>	» 223
4.2.	- DIFESA DEL SUOLO	» 224
BIBLIOGRAFIA		» 225
EXTENDED ABSTRACT		» 245
LEGEND GEOLOGICAL MAP		» 255
APPENDICE (a cura di M. Coltorti & S. Pasci)		» 267
1.	- OSSERVAZIONI SULLA STRATIGRAFIA E SULLA RAPPRESENTAZIONE CARTOGRAFICA DEI DEPOSITI MARINI QUATERNARI	» 267
1.1.	- DEPOSITI DI SPIAGGIA DELL’OLOCENE ANTICO (g)	» 268

PROGETTO
CARG

I - INTRODUZIONE

1. - CARATTERI GENERALI DEL FOGLIO

Il Foglio Geologico 564 “Carbonia” è stato realizzato nell’ambito del Progetto CARG (Legge 305/89), tramite Convenzione tra Servizio Geologico d’Italia e Regione Autonoma della Sardegna. I rilevamenti geologici sono stati realizzati in scala 1:10.000 durante gli anni 1998-2000.

Le precedenti edizioni della Carta Geologica ufficiale in scala 1:100.000 risalgono a più di 60 anni prima: Foglio 232 “Isola di San Pietro - Capo Sperone” (NOVARESE *et alii*, 1933) e Foglio 233 “Iglesias” (NOVARESE *et alii*, 1938), curate dal Regio Ufficio Geologico d’Italia.

La scala geocronologica di riferimento, utilizzata sia nella legenda della carta sia nelle presenti note illustrative, è quella pubblicata sul n°1 della serie III dei Quaderni del Servizio Geologico d’Italia, sulla base della 1989 *Global Stratigraphic Chart* dell’IUGS, della *Geologic Time Scale* di HARLAND *et alii* (1990) e della *Echelle numérique des temps géologiques* di ODIN & ODIN (1990) adottata dalla Società Geologica Francese.

Durante il lavoro di rilevamento geologico sono stati raccolti 760 campioni le cui analisi sono state catalogate ed archiviate mediante il *software* ASC del Servizio Geologico d’Italia. La maggior parte delle analisi (petrografiche, sedimentologiche, paleontologiche, *etc.*) sono state eseguite in sezione sottile; sono stati effettuati anche lavati per analisi paleontologiche, determinazioni radiometriche (5 su rocce vulcaniche terziarie, 7 su rocce quaternarie) ed analisi chimiche (su rocce intrusive paleozoiche).

Per una precisa ed agevole individuazione, l'ubicazione delle località citate nel testo e nelle figure è indicata mediante le ultime quattro cifre delle coordinate chilometriche *UTM*, tralasciando le cifre di designazione di zona e di identificazione del quadrato di cento chilometri di lato (ad es. 32SMJ44655432785 diventa 5543-2785).

2. - INQUADRAMENTO GEOGRAFICO

Il Foglio Carbonia è ubicato nella Sardegna sud-occidentale (Sulcis), ricade interamente nella nuova provincia di Carbonia-Iglesias (CI) e comprende i territori dei seguenti comuni: Carbonia, Calasetta, S. Antioco, Perdaxius, S. Giovanni Suergiu, Tratalias, Giba, Piscinas, Masainas, Sant'Anna Arresi e parzialmente quelli di Portoscuso, Narcao, Villaperuccio e Teulada.

Il paesaggio è caratterizzato da una morfologia montuosa nella parte NE del Foglio in corrispondenza delle rocce paleozoiche e nella parte centrale in corrispondenza dei rilievi costituiti da rocce vulcaniche terziarie. La parte meridionale del Foglio è caratterizzata da morfologie collinari e pianeggianti che fanno transizione alle zone litorali.

La quota massima si trova nella parte NE del Foglio, a M. S. Michele Arenas (492 m), in corrispondenza del massiccio vulcanico miocenico.

II - STUDI PRECEDENTI

La prima carta geologica che comprende anche l'area del Foglio Carbonia è quella di LA MARMORA (1857). In seguito, anche per il grande interesse minerario dell'Iglesiente-Sulcis, furono pubblicate dal Regio Ufficio Geologico altre carte geologiche sia in scala 1:25.000 ("Portoscuso" e "Barbusi") (NOVARESE & PULLÉ, 1926; TARICCO, 1932) che in scala 1:100.000 ("I. di S. Pietro - Capo Sperone" e "Iglesias") (NOVARESE *et alii*, 1933; NOVARESE *et alii*, 1938).

Con la crisi dell'industria mineraria del dopoguerra, i lavori di cartografia geologica furono pubblicati principalmente per iniziativa di ricercatori universitari che diedero contributi spesso di ottimo livello, ma su zone limitate. Tra questi, i più importanti sono quelli di POLL (1966) e di DUNET (1969) che fornirono una accurata cartografia del basamento paleozoico di parte del Sulcis orientale e dell'Iglesiente. In tempi più recenti, le carte geologiche del distretto vulcanico del Sulcis (ASSORGIA *et alii*, 1992a; OTTELLI & PERNA, 1993) e dell'Isola di S. Antioco (MACCIONI *et alii*, 1990) hanno dato un importante contributo alla cartografia geologica delle vulcaniti terziarie dell'area. Il rilevamento CARG del Foglio Carbonia è pertanto la prima revisione geologica organica e sistematica di tutta l'area dopo più di 60 anni.

Per una sintesi sulle attuali conoscenze geologiche della Sardegna si può consultare la Carta Geologica della Sardegna (CARMIGNANI, 1996) e le relative note illustrative (CARMIGNANI *et alii*, 2001b). Per una completa rassegna bibliografica si possono consultare anche i lavori di TARICCO & SOTGIA (1922), MAXIA (1941), SEGRE (1964), MARCELLO (1968), NICOSIA (1968), BARCA *et alii* (1984).

1. - PALEOZOICO

I primi significativi lavori riguardanti la geologia delle rocce paleozoiche della Sardegna SW risalgono alla metà del 1800 e si devono al celebre naturalista Alberto Ferrero LA MARMORA (1857). I risultati delle sue ricerche sono contenuti nella monumentale opera *Voyage en Sardaigne* che contiene un gran numero di descrizioni geologiche e osservazioni stratigrafiche su tutta la Sardegna. Il suo lavoro è frutto di più di 30 anni di ricerche, durante i quali ebbe rapporti di stretta collaborazione con i più noti scienziati francesi dell'epoca (Brongniart, Delesse, Barrande) e con il paleontologo Meneghini dell'Università di Pisa che collaborò per la parte paleontologica del lavoro di La Marmora.

A partire dal 1848, con l'attuazione dei nuovi ordinamenti politico-amministrativi, un notevole impulso dell'attività mineraria interessò soprattutto l'Iglesiente. Furono gli ingegneri minerari ed i geologi del Regio Ufficio Geologico che posero le basi delle conoscenze geologiche dell'Iglesiente-Sulcis. Le esigenze minerarie, infatti, portarono alla realizzazione di accurati rilevamenti e di studi geologici nelle aree di concessione. Alle prime carte geologiche di dettaglio della seconda metà del 1800 (DE FERRARI *et alii*, 1888; ZOPPI, 1888) seguirono numerose altre nei decenni successivi, curate prima dal Regio Ufficio Geologico (tavolette in scala 1:25.000: "Iglesias", "Nebida", "Portoscuso", "Buggerru", "Barbusi", *etc.* e fogli in scala 1:100.000: "Isola di San Pietro - Capo Sperone" e "Iglesias") e poi dal Servizio Geologico d'Italia (Foglio "Capo Pecora - Guspini" in scala 1:100.000). Di pari passo con i nuovi rilevamenti geologici, procedettero anche gli studi stratigrafici (ZOPPI, 1888; MARCHESE, 1889; POMPECKI, 1901; MINUCCI, 1935), paleontologici (BORNEMANN, 1886; DI STEFANO, 1897; GAMBERA, 1897; FRECH, 1903) e tettonici (ZOPPI, 1888; LAMBERT, 1896; NOVARESE, 1914; TESTA, 1914).

Particolarmente interessante è stato il dibattito, durato oltre mezzo secolo, sulla successione dell'Iglesiente-Sulcis. Il dibattito verteva sostanzialmente sull'ordine stratigrafico dei tre termini della successione cambro-ordoviciano: le "Arenarie", il "Metallifero" e gli "Argilloscisti" (tav.1). Questo dibattito si concluse negli anni '30 quando HAVRE (1932), sulla base di analogie con la successione della Montagna Nera e l'Aragona, propose di rovesciare la successione di NOVARESE (1914) e adottata nella Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000 "Iglesias". Poco più tardi SCHWARZBACH (1939), basandosi sulla polarità della stratificazione nelle "Arenarie" cambriane e sui rapporti tra stratificazione e scistosità, confermò definitivamente l'ordine della successione cambro-ordoviciano con le "Arenarie" alla base e gli "Argilloscisti" a tetto. Poco prima fu descritta per la prima volta la discordanza alla base della "Puddinga" (f.ne di Monte Argentu) (TEICHMÜLLER, 1931), che in seguito venne definita "discordanza sarda" e riferita alla "Fase sarda" (STILLE, 1939).

Nonostante i numerosi studi di carattere paleontologico e stratigrafico dell'Iglesiente, la geologia del Sulcis rimase quasi del tutto ignorata fino alla fine degli anni '20 (TARICCO, 1928), quando si misero in evidenza le forti analogie con le successioni cambro-ordoviciane dell'Iglesiente.

Negli anni successivi alla seconda guerra mondiale proseguirono gli studi sia sulla stratigrafia e paleontologia sia sulla tettonica (GEZE, 1952; 1953; VARDABASSO, 1956b; 1961).

Particolarmente significativi sono gli studi di carattere strutturale compiuti nell'Iglesiente durante gli anni '60, che consentirono ad ARTHAUD (1963) di individuare una tettonica ercinica polifasata ed a POLL & ZWART (1964) e POLL (1966) di dimostrare complicati sistemi di interferenza tra le strutture ad assi E-W e quelle ad assi N-S, attribuite rispettivamente alla tettonica caledoniana ed a quella ercinica. Negli stessi anni venne eseguito lo studio su basi quantitative della deformazione dei metasedimenti ordoviciani ("Puddinga") che rappresenta un lavoro molto innovativo per l'epoca (DUNNET, 1969).

Tra le ricerche paleontologiche sono da segnalare le monografie sugli archeocitati di DEBRENNE (1964) e sui trilobiti di RASETTI (1972).

Verso la fine degli anni '70 e l'inizio degli anni '80, grazie anche al notevole incremento delle conoscenze geologiche di altri settori della Sardegna (Sarrabus, Gerrei, Sarcidano, *etc.*), il basamento sardo fu interpretato come un segmento della catena ercinica di cui l'Iglesiente-Sulcis rappresentava la "Zona esterna" (CARMIGNANI *et alii*, 1980). Negli stessi anni venne individuato il fronte delle falde erciniche (Unità dell'Arburese) nell'Iglesiente e nel Sulcis orientale (BARCA *et alii*, 1981a; CARMIGNANI *et alii*, 1982a).

Durante gli anni '80 il notevole sviluppo delle conoscenze stratigrafico-strutturali portò alla pubblicazione di alcune guide geologiche sulla geologia del Paleozoico in Sardegna (CARMIGNANI *et alii*, 1982b; CARMIGNANI *et alii*, 1986b; CARMIGNANI *et alii*, 1992b) in cui furono sintetizzati i progressi delle conoscenze geologiche degli anni '80.

In quegli anni venne pubblicata una nuova carta geologica dell'Iglesiente (CARMIGNANI *et alii*, 1983) che rappresenta un moderno lavoro di sintesi, realizzato con le nuove metodologie della geologia strutturale. Una più recente analisi strutturale del basamento dell'Iglesiente-Sulcis è stata effettuata da LUNEBURG & LEBIT (1998), che tendono a minimizzare gli effetti deformativi pre-ercinici.

Riguardo alla successione stratigrafica PILLOLA (1990) ha proposto di elevare al rango di gruppo le formazioni di Nebida e Gonnese e di riunire nel gruppo di Iglesias le formazioni di Campo Pisano e di Cabitza.

Infine, va citata una significativa monografia di carattere sedimentologico-stratigrafico sulla successione cambro-ordoviciane dell'Iglesiente-Sulcis (BECHSTÄDT & BONI, 1994b).

2. - MESOZOICO

Anche nel caso delle rocce mesozoiche, i primi significativi lavori sulla geologia del Sulcis sono di LA MARMORA (1857). Questo Autore, grazie anche alle determinazioni paleontologiche di Meneghini, correlò i sedimenti mesozoici del Sulcis con quelli della Nurra e li distinse su basi paleogeografiche da quelli della Sardegna orientale. Successivamente, a seguito della realizzazione dei fogli “Isola di San Pietro - Capo Sperone” e “Iglesias” (NOVARESE *et alii*, 1933; NOVARESE *et alii*, 1938) del Regio Ufficio Geologico, i sedimenti mesozoici del Sulcis vennero attribuiti al Dogger (M. Sarri) e al Cretacico (Maladroxia).

Negli anni '60 vennero studiati in dettaglio i sedimenti mesozoici di Maladroxia (MAXIA, 1963) che vennero riferiti al Giurassico e al Cretacico su basi paleontologiche. In quest'area venne documentata anche la presenza di sedimenti santoniano-maastrichtiani (oggi completamente ricoperti da discariche di cava) al di sopra di una superficie di erosione riferibile alla fine del Cretacico inferiore. Negli stessi anni FONTANAROSA (1962) e TADDEI RUGGIERO (1966) riconobbero nell'area di M. Sarri rocce triassiche in facies “Muschelkalk” e “Keuper” al di sotto di sedimenti fossiliferi riferiti all'Aaleniano. La conferma paleontologica sull'attribuzione al Triassico delle rocce in facies “Muschelkalk” di M. Sarri è giunta solo di recente (MARTINI *et alii*, 1987). Recenti studi sedimentologico-stratigrafici hanno meglio precisato alcuni caratteri della successione triassico-giurassica di M. Sarri (BARCA & COSTAMAGNA, 1997; COSTAMAGNA, 1998; 2000).

Infine vanno menzionati gli studi paleontologici e stratigrafici nell'area di Maladroxia ad opera di ricercatori francesi (CHABRIER *et alii*, 1975; AZEMA *et alii*, 1977) che esclusero la presenza del Giurassico e riferirono gli affioramenti dell'area esclusivamente al Cretacico inferiore.

3. - TERZIARIO

Ancora a LA MARMORA (1857) si devono i primi contributi sulle formazioni sedimentarie terziarie del Sulcis (“Lignifero” *Auct.*) le cui descrizioni vennero poi confermate da SARTORI (1903). Di notevole interesse è il ritrovamento e la descrizione del *Lophiodon sardus* (BOSCO, 1903), uno dei più antichi mammiferi d'Italia, e dell'*Atalonodon monterini* che permise poi a DAL PIAZ (1930) di attribuire il “Lignifero” all'Eocene Inferiore.

Solo a metà degli anni venti (dopo oltre 70 anni di attività estrattiva del carbone) venne effettuato il primo studio di dettaglio sulla stratigrafia del bacino terziario del Sulcis (TARICCO, 1924). Le caratteristiche stratigrafiche, sedimentologiche e paleoambientali della successione paleogenica del Sulcis vennero infine

precisate con grande dettaglio tra gli anni '70 e '80 (BARCA *et alii*, 1973; BARCA & PALMERINI, 1973; PITTAU, 1974; AGUS & PECORINI, 1978; CHERCHI, 1979a; PITTAU DEMELIA, 1979; FANNI *et alii*, 1982; COCOZZA *et alii*, 1986; MURRU & SALVADORI, 1987).

Anche le coperture vulcaniche del Sulcis furono oggetto di studio fin dalla seconda metà dell'800 (LA MARMORA, 1857; BERTOLIO, 1895; 1896), quando vennero riconosciuti i caratteri alcalini delle "Comenditi" *Auct.*. Negli anni successivi (PULLÉ, 1912; TACCONI, 1915; PERRIER, 1924; NOVARESE, 1930; LAURO, 1945) i lavori sulle rocce vulcaniche del Sulcis tesero a definirne i caratteri chimico-petrografici e stratigrafici.

I primi lavori di dettaglio sulla stratigrafia e le caratteristiche vulcanologiche della successione "ignimbritica" del Sulcis furono eseguiti durante gli anni '80 dai geologi della Carbosulcis S.p.A., che utilizzarono anche i dati di numerosi sondaggi. Questi geologi, con la collaborazione di ricercatori universitari, pubblicarono negli anni successivi sia articoli (ASSORGIA *et alii*, 1990 *cum bibl.*; ASSORGIA *et alii*, 1992b) che carte geologiche di dettaglio (ASSORGIA *et alii*, 1992a; OTTELLI & PERNA, 1993). Le loro attribuzioni stratigrafiche delle "Ignimbriti" *Auct.* sono sostanzialmente quelle da noi adottate nel Foglio 564 "Carbonia".

Altra pubblicazione è la carta geologica dell'Isola di S. Antioco (MACCIONI *et alii*, 1990). Infine, vanno citati i lavori di carattere petrologico riguardanti le "Comenditi" (MORRA *et alii*, 1994) e le rocce "andesitiche" di Narcao (BROTZU *et alii*, 1997).

4. - QUATERNARIO

I lavori di sintesi sui depositi quaternari della Sardegna in generale, e del Sulcis in particolare, sono assai scarsi (VARDABASSO, 1956a; MAXIA & PECORINI, 1968) e normalmente si limitano ad osservazioni locali.

Tra questi, i più importanti sono quelli di COMASCHI CARIA (1955) e di MAXIA (1963) che documentarono paleontologicamente il Tirreniano nel sottosuolo di Portovesme (Portoscuso) e Maladroxia (S. Antioco).

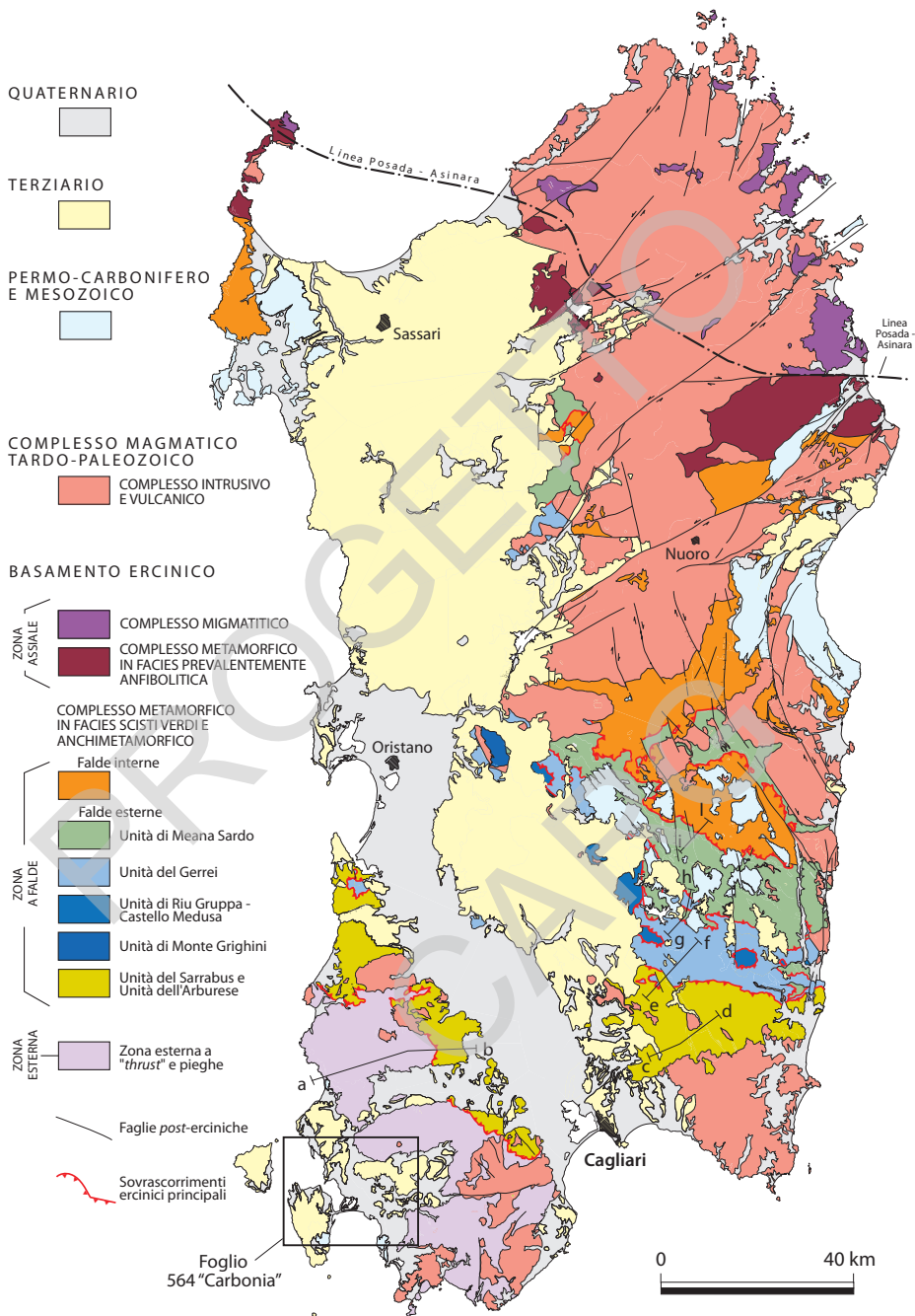
III - INQUADRAMENTO GEOLOGICO

La Sardegna è classicamente divisa in tre insiemi geologici che affiorano per estensioni circa equivalenti: il basamento metamorfico ercinico, il complesso intrusivo tardo-paleozoico, le successioni sedimentarie e vulcaniche tardo-paleozoiche, mesozoiche e cenozoiche (tav.2). La grande variabilità litologica e di età cronologica delle rocce della Sardegna trova riscontro nel Foglio Carbonia, che comprende rocce sedimentarie, metamorfiche, intrusive ed effusive che documentano quasi tutti i periodi geologici dal Cambriano al Quaternario.

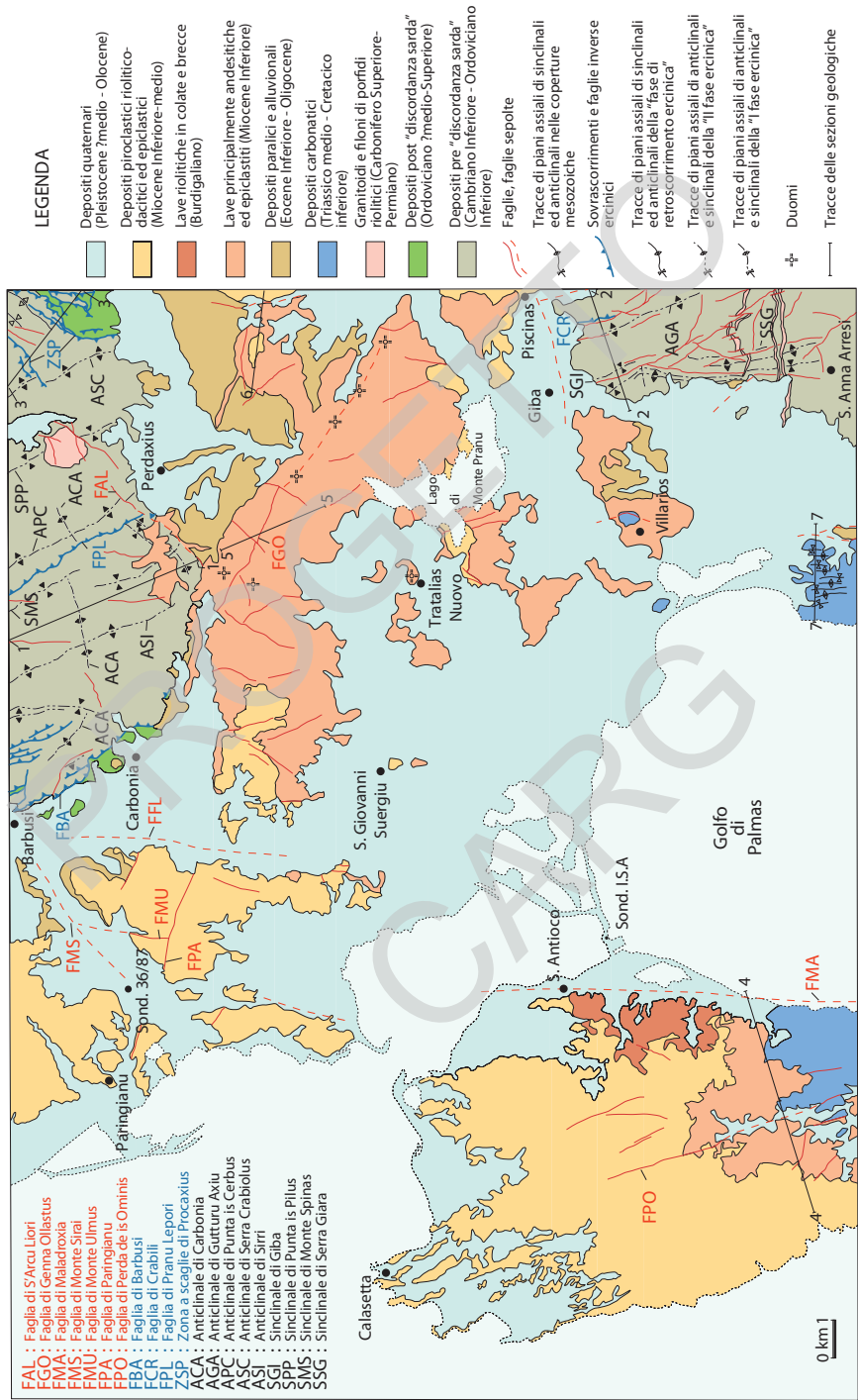
Nel Foglio Carbonia (tav.3) affiorano rocce epimetamorfiche di età paleozoica deformate dall'orogenesi ercinica, rocce vulcaniche e sedimentarie terziarie, e depositi quaternari. Rocce sedimentarie mesozoiche affiorano limitatamente lungo il bordo meridionale del Foglio (Isola di S. Antioco e zona di M. Sarri). Rocce granitoidi affiorano con estensioni molto modeste solo a NE di Carbonia.

1. - BASAMENTO METAMORFICO PALEOZOICO

I caratteri principali del basamento paleozoico sardo derivano dall'orogenesi ercinica, che ha prodotto importanti deformazioni, metamorfismo e magmatismo. Il basamento sardo è un segmento della catena ercinica sud-europea le cui strutture principali trovano la loro prosecuzione nei Mauri, nella Montagna Nera e nel Massiccio Centrale Francese (ARTHAUD & MATTE, 1977b) (fig.1). Esiste un sostanziale accordo tra i diversi Autori nel considerare la catena ercinica come un orogene derivato dalla subduzione di crosta oceanica con metamorfismo di alta



Tav. 2 - Schema tettonico della Sardegna. Il rettangolo indica l'ubicazione del Foglio 564 "Carbonia". Le tracce "a-b", "c-d", "e-f", "g-h", "i-l" si riferiscono alle sezioni geologiche della tav.4. Da CARMIGNANI (1996).



Tav. 3 - Schema strutturale del Foglio 564 "Carbonia". Le sezioni geologiche sono rappresentate nelle tavv. 7 e 9.

pressione a partire dal Siluriano e collisione continentale durante il Devoniano con importante ispessimento crostale, metamorfismo e magmatismo nel Carbonifero (MATTE, 1986a; 1986b; CARMIGNANI *et alii*, 1994b). Questa fase di convergenza è seguita da una tettonica estensionale *post-collisionale* che inizia nel Carbonifero Superiore (CARMIGNANI *et alii*, 1992a) e prosegue con fenomenologie trascorrenti nel Permiano (ARTHAUD & MATTE, 1977a).

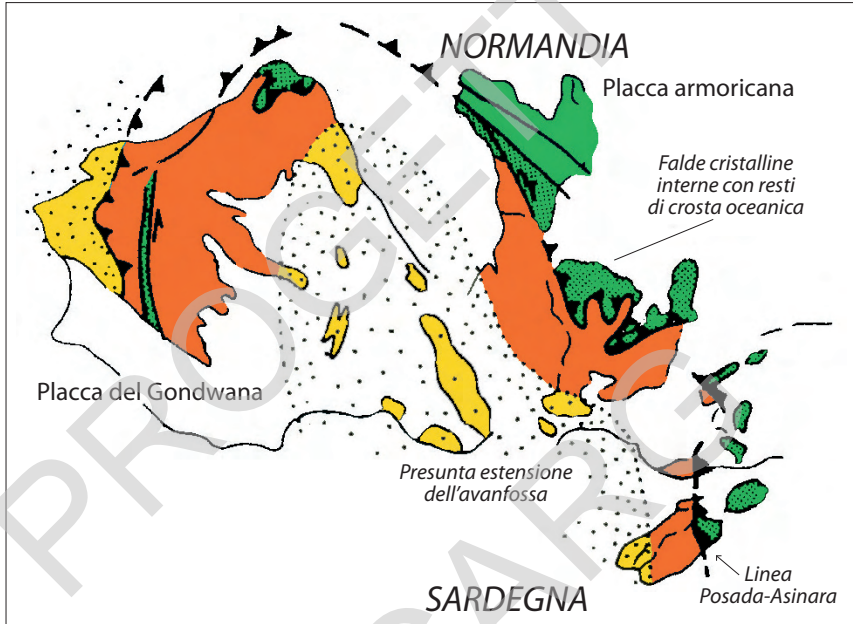


Fig. 1 - Ricostruzione paleogeografica della Catena ercinica sud-europea al Carbonifero Superiore. Da MATTE (1986a) e FRANKE (1989), modificato.

1.1. - TETTONICA COLLISIONALE ERCINICA

Nonostante la discordanza angolare di età ordoviciana media sia nota da tempo nell'Iglesiente-Sulcis (TEICHMÜLLER, 1931; STILLE, 1939) e nel Sarrabus (CALVINO, 1959), la natura e l'importanza della tettonica pre-ercinica in Sardegna è ancora oggetto di dibattito. Le ricerche svolte nell'ambito dei rilevamenti CARG non hanno evidenziato né metamorfismo pre-ercinico né elementi strutturali riferibili con certezza all'Ordoviciano Medio. Resta comunque confermata la netta discordanza angolare intra-ordoviciana ("discordanza sarda") a testimo-

nianza di “movimenti tettonici” significativi di età “eocaledoniana” (“Fase sarda” in STILLE, 1939), ma è indubbio che la strutturazione del basamento è da riferire principalmente all’orogenesi ercinica.

In Sardegna la geometria collisionale della catena ercinica è ancora ben riconoscibile. Lungo una trasversale che dalla Gallura giunge fino all’Iglesiente-Sulcis sono state distinte una “Zona assiale”, una “Zona a falde” e una “Zona esterna” (v. tav.2). In accordo con questa zonazione, la polarità della catena è marcata anche dal senso di trasporto tettonico delle falde verso SW e W, dal metamorfismo progrado verso NE e dalla minore estensione delle intrusioni granitiche nella Zona esterna (v. tav.2).

L’età ercinica della tettonica è ben definita sia stratigraficamente sia radiometricamente: a) nella Sardegna meridionale le formazioni dal Cambriano fino al Carbonifero Inferiore (OLIVIERI, 1969; SPALLETTA & VAI, 1982; MAXIA, 1983; BARCA & OLIVIERI, 1991) sono deformate, metamorfosate e ricoperte in discordanza dai sedimenti del Westfaliano d - Stefaniano, non deformati e non affetti da metamorfismo regionale (DEL RIO, 1973; FONDI, 1979); b) nella Sardegna settentrionale l’età di chiusura isotopica delle bande delle migmatiti della Gallura è di 344 ± 7 Ma e l’età radiometrica dei minerali metamorfici è compresa tra 350 e 284 Ma (FERRARA *et alii*, 1978; DEL MORO *et alii*, 1991); c) il complesso intrusivo, diffuso in tutta l’Isola, ha età variabili da 307 a 274 Ma (cfr. § III - 2.).

Secondo CARMIGNANI *et alii* (1980; 1992b; 1994b) la struttura del basamento sardo è derivata dalla collisione continentale tra il margine armoricano e quello del Gondwana. Il margine armoricano sovrascorso è rappresentato dal Complesso Metamorfico di Alto Grado che affiora nella Sardegna settentrionale (“Zona assiale” in CARMIGNANI *et alii*, 1980). Si tratta di migmatiti e gneiss migmatitici in facies anfibolitica di pressione intermedia che contengono corpi mafici e ultramafici, alcuni dei quali mostrano un’evoluzione polimetamorfica caratterizzata da uno stadio precoce eclogitico o granulitico e da un retrometamorfismo di tipo barroviario (pressione media). Il margine subdotto del Gondwana è rappresentato dal Complesso Metamorfico di Basso e Medio Grado, a sua volta suddiviso in Falde interne e Falde esterne (“Zona a falde” in CARMIGNANI *et alii*, 1980), che affiora nella Sardegna centrale e sud-orientale. I due complessi sono separati dalla Linea Posada-Asinara, che rappresenta la sutura orogenica lungo la quale affiorano relitti di crosta oceanica, costituiti da eclogiti a granato retrocesse in facies anfibolitica con affinità M.O.R.B. (*Medium Ocean Ridge Basalt*) (CAPPELLI, 1991; CAPPELLI *et alii*, 1992).

Le Falde interne sono caratterizzate da un metamorfismo di grado variabile dalla facies scisti verdi a quella anfibolitica, da una foliazione sinmetamorfica ben sviluppata, da marcate lineazioni di estensione, da accavallamenti e pieghe isoclinali (CARMIGNANI *et alii*, 1992b). Le Falde esterne costituiscono la parte più

esterna della struttura a falde del basamento ercinico, con senso di trasporto verso SW e verso W. Il metamorfismo sincinematico varia dall'anchizona alla facies degli scisti verdi. Metamorfismo e deformazione aumentano di intensità dalle unità geometricamente superiori a quelle inferiori. Le diverse unità tettoniche sono caratterizzate da alcune differenze nella successione stratigrafica, soprattutto a livello della successione vulcanica e vulcanoclastica dell'Ordoviciano Medio. La sezione più completa dell'edificio delle Falde esterne affiora nella bassa valle del Flumendosa (CARMIGNANI & PERTUSATI, 1977; CARMIGNANI *et alii*, 1978; CARMIGNANI *et alii*, 2001a). In quest'area l'unità tettonica strutturalmente più profonda è l'Unità di Riu Gruppa sormontata dall'Unità del Gerrei, che a sua volta è sovrascorsa sia dall'Unità di Meana Sardo che dall'Unità del Sarrabus (tav.4).

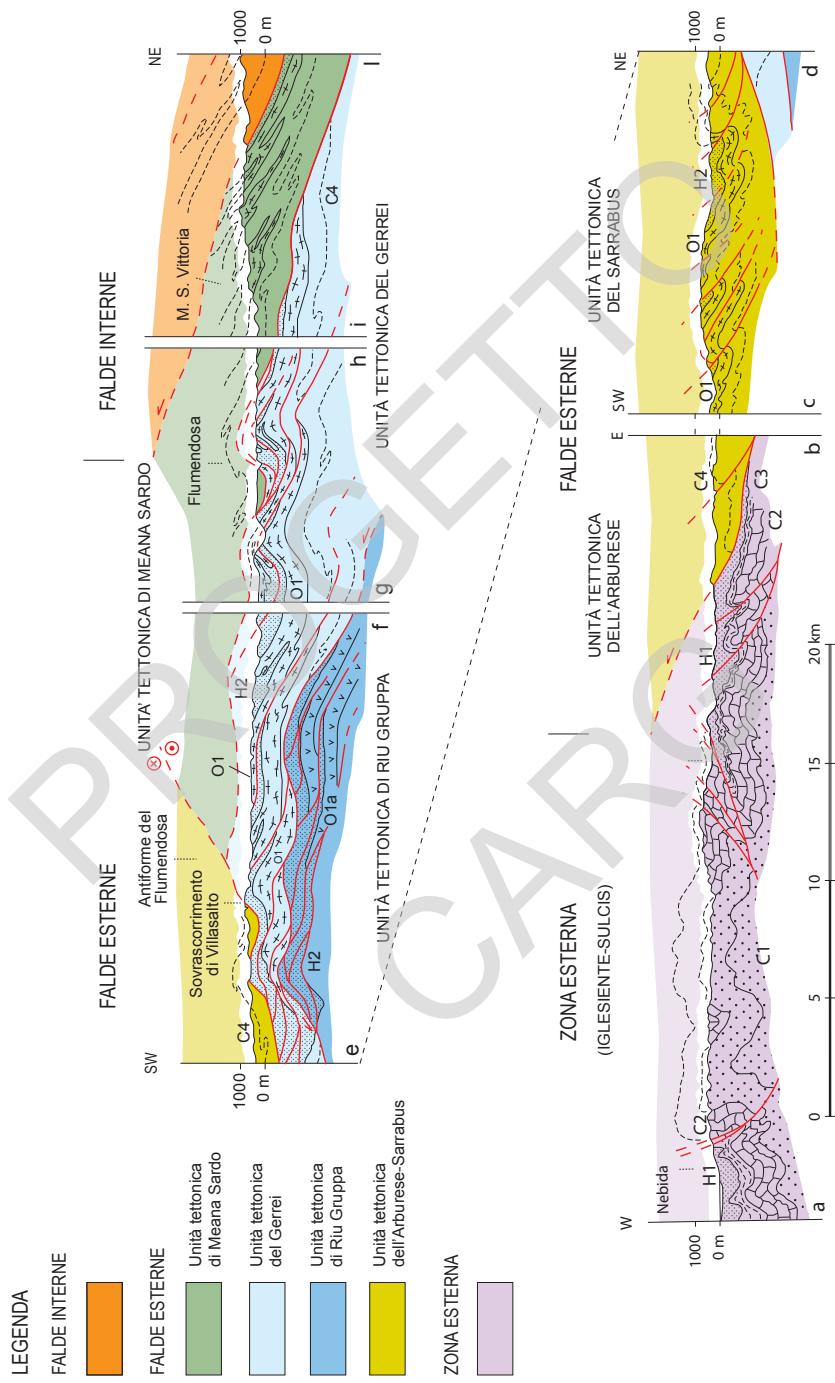
Le unità alloctone della catena sono sovrapposte sulla Zona esterna (Iglesiente-Sulcis) che comprende il basamento paleozoico del Foglio Carbonia.

La tettonica paleozoica nell'Iglesiente-Sulcis è stata oggetto di numerosi studi fin dal 1800; ciononostante il suo assetto strutturale è ancora dibattuto. Nonostante sia quasi unanimemente riconosciuta la discordanza angolare intra-ordoviciano, non è documentato con certezza alcun elemento strutturale e metamorfismo riconducibile a questa fase tettonica. L'interpretazione strutturale condivisa, con poche eccezioni, dalla maggior parte degli Autori (ARTHAUD, 1963; POLL & ZWART, 1964; POLL, 1966; DUNNET, 1969; DUNNET & MOORE, 1969; ARTHAUD, 1970; CARMIGNANI *et alii*, 1982a; CARMIGNANI *et alii*, 1986a; BARCA *et alii*, 1987; CAROSI *et alii*, 1992a) prevede quattro fasi deformative (cfr. § V - 1.), la prima di età eocaledoniana, evidenziata dalla "discordanza sarda", e le successive di età ercinica: 1) Fase sarda, di età ordoviciano media, con pieghe aperte ad assi E-W che interessano la successione pre-caradociana; 2) I fase ercinica, con pieghe ad assi E-W che accentuano le precedenti; 3) II fase ercinica, con pieghe ad assi N-S con una foliazione penetrativa di piano assiale molto inclinata; 4) III fase ercinica, con pieghe a direzioni variabili e deformazioni poco intense.

Alcuni Autori hanno negato l'esistenza della "discordanza sarda" e hanno interpretato parte dei metaconglomerati ordoviciani come brecce tettoniche (DEL BONO, 1965; BROUWER, 1987). Recenti studi strutturali (LUNEBURG & LEBIT, 1998) negano l'esistenza di piegamenti eocaledoniani. In parziale accordo con questi ultimi Autori, anche CONTI *et alii* (2001) riconoscono la presenza della "discordanza sarda" ma non vi correlano alcuna sicura struttura E-W.

1.2. - TETTONICA POST-COLLISIONALE ERCINICA

Nel Carbonifero Superiore - Permiano, successivamente alla tettonica collisionale, si sviluppa una tettonica distensiva che interessa tutta la trasversale della



LEGENDA

FALDE INTERNE



FALDE ESTERNE

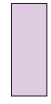
Unità tettonica di Meana Sardo

Unità tettonica del Gerrei

Unità tettonica di Riu Grappa

Unità tettonica dell'Arburese-Sarrabus

ZONA ESTERNA



Tav. 4 - Sezione schematica attraverso la Zona esterna e la Zona a falde del basamento paleozoico sardo. Le tracce delle sezioni sono indicate in tav.2. Da CARMIGNANI et alii (2001b).

catena ercinica e tutto lo spessore della crosta. Nei livelli strutturali più profondi (rocce con metamorfismo di alto e medio grado) sia nella Zona assiale (Sardegna settentrionale), che nella Zona a falde (Gerrei) e nella Zona esterna (Sulcis meridionale), la tettonica distensiva è associata a deformazioni duttili pervasive e a metamorfismo di alta temperatura e bassa pressione, mentre nei livelli strutturali più superficiali sono frequenti zone di taglio estensionali e faglie dirette a basso e alto angolo (CARMIGNANI *et alii*, 1992a). Questa tettonica distensiva è responsabile dell'esumazione di metamorfiti di medio grado (*metamorphic core complex*) nella Zona a falde e nella Zona esterna (Sulcis meridionale). In questo periodo il basamento sardo è caratterizzato anche dalla messa in posto del complesso granitoidale e dallo sviluppo dei bacini molassici intra-continentali stefaniano-permiani associati a vulcanismo calcalcalino (CARMIGNANI *et alii*, 1992b).

L'età della tettonica distensiva post-collisionale è definita dall'età delle manifestazioni magmatiche, del metamorfismo di alta temperatura - bassa pressione associato e dall'età dei bacini molassici stefaniano-permiani. Nelle zone con metamorfismo di bassa pressione e alta temperatura l'età di chiusura della muscovite è di 303 ± 6 Ma (DEL MORO *et alii*, 1991). I granitoidi sintettonici della bassa Gallura hanno età di raffreddamento della muscovite comprese tra 308 ± 9 Ma e 298 ± 9 Ma (MACERA *et alii*, 1989). Anche nel M. Grighini l'età dei granitoidi sincinematici è prossima al limite Westfaliano-Stefaniano (312 ± 12 Ma) e l'età del metamorfismo di alta temperatura - bassa pressione è di 307 ± 5 Ma (MUSUMECI, 1991). Queste magmatiti messe in posto lungo zone di taglio trascorrenti o dirette connesse con la fase distensiva, spesso hanno subito successive deformazioni milonitiche e cataclastiche anche allo stato solido. Queste età, comprese tra il Westfaliano e lo Stefaniano (HARLAND *et alii*, 1990), non rappresentano né l'inizio né la fine della distensione, ma soltanto un momento della sua evoluzione.

Nel Sulcis, una delle manifestazioni più importanti della tettonica distensiva post-collisionale è rappresentata dal *metamorphic core complex* di Capo Spartivento (CARMIGNANI *et alii*, 1992a) ove affiorano rocce con una deformazione e un grado metamorfico più elevato rispetto al resto del Sulcis. Si tratta di un complesso costituito dagli "Ortogneiss di Capo Spartivento" di età ordoviciana e dagli "Scisti di Monte Settiballas", micascisti di presunta età precambriana (COCOZZA *et alii*, 1972). Secondo SASSI & VISONÀ (1989) e CAROSI *et alii* (1995), queste rocce hanno registrato una storia metamorfico-deformativa riassumibile in due stadi: a) metamorfismo di medio grado ($P=3,5-4,8$ Kb e $T=650^\circ\text{C}$) con ricristallizzazione metamorfica dell'originario complesso granitico; b) cataclasi e milonitizzazione con modesta ricristallizzazione in facies degli scisti verdi (quarzo, albite, sericite, clorite). Secondo CARMIGNANI *et alii* (1994b) questi stadi corrispondono alla tettonica di raccorciamento ercinica, comune al resto della Zona esterna, e alla successiva fase distensiva responsabile dello sviluppo del *core complex* di Capo Spartivento.

2. - COMPLESSO MAGMATICO E VULCANO-SEDIMENTARIO TARDO-PALEOZOICO

Il magmatismo tardo-paleozoico è costituito in Sardegna dal vasto complesso intrusivo noto come “Batolite sardo-corso” (DI SIMPLICIO *et alii*, 1974), dal corteo filoniano che interseca variamente l'intero basamento sino alle coperture permiane (TRAVERSA, 1969; ATZORI & TRAVERSA, 1986; VACCARO *et alii*, 1991; TRAVERSA & VACCARO, 1992) e dalle manifestazioni vulcaniche permiane (TRAVERSA, 1978).

Il complesso intrusivo è particolarmente esteso nella Sardegna centro-settentrionale, mentre nel settore meridionale dell'Isola costituisce isolati massicci intrusivi (Sarrabus, Arburese, Sulcis) (v. tav.2). Il ciclo intrusivo è articolato nel tempo, da circa 310 a 280 Ma (DEL MORO *et alii*, 1975), e mostra una grande eterogeneità composizionale. I “plutoniti metalluminosi” ad affinità calcalcalina alta in K sono predominanti e sono rappresentati da tonaliti, granodioriti, monzograniti, leucograniti con subordinate rocce gabbro-tonalitiche (GHEZZO *et alii*, 1973; DI SIMPLICIO *et alii*, 1974; ORSINI, 1980; BRALIA *et alii*, 1981; GHEZZO & ORSINI, 1982; POLI *et alii*, 1989). Sono poi presenti “plutoniti peralluminose” a due miche e frequente cordierite (OGGIANO & DI PISA, 1988; DI VINCENZO & GHEZZO, 1991; SECCHI *et alii*, 1991; DI VINCENZO *et alii*, 1996; DI VINCENZO & GHEZZO, 1996), “plutoniti sienitiche e monzonitiche” nel Sarrabus e Gennargentu (BROTZU *et alii*, 1978).

Il corteo filoniano del basamento sardo è descritto da GHEZZO & ORSINI (1982). I principali tipi sono: filoni basici ad affinità calcalcalina e shoshonitica (BECCALUVA *et alii*, 1981), filoni lamprofirici, filoni camptonitici (BALDELLI *et alii*, 1987), intersercanti sia il basamento cristallino che i granitoidi e le vulcaniti permiane (TRAVERSA, 1969). Numerosi sono anche i filoni a composizione intermedia e acida, per lo più associati al complesso granitoide e probabilmente ad esso geneticamente collegati. Tutti questi filoni vengono ricondotti ad un magmatismo sub-crostante post-orogénico.

Magmatiti tardo-paleozoiche, sia in giacitura effusiva (rioliti e riodaciti) che intrusiva (“porfidi” in ammassi sub-vulcanici) affiorano diffusamente in Sardegna (Ogliastra, Barbagia, Gallura, Sulcis) e sono spesso connesse con lo sviluppo di bacini estensionali stefaniano-permiani. Si tratta prevalentemente di piroclastiti di flusso a composizione riolitico-riodacitica (LOMBARDI *et alii*, 1974). Subordinate sono le lave, di composizione da andesitica a riolitica. L'età di queste rocce vulcano-sedimentarie è basata su determinazioni radiometriche e su flore fossili rinvenute nei sedimenti intercalati.

Secondo ORSINI (1980) in tutta la provincia sardo-corso-provenzale queste rocce vulcaniche sono costituite da due distinti cicli di età differente e con diverso significato geodinamico. Il più antico, a chimismo calcalcalino (andesiti, daciti,

rioliti: VELLUTINI, 1977), è compreso tra il Carbonifero Superiore e il Permiano Inferiore. Questa età è in buon accordo con le attribuzioni basate sulle flore fossili rinvenute in quasi tutti i bacini tardo-paleozoici sardi (COCOZZA *et alii*, 1974; PECORINI, 1974; FRANCAVILLA *et alii*, 1977; FONTANA *et alii*, 1982). Il secondo, ad affinità alcalina, in Sardegna è conosciuto solo come intercalazioni nei sedimenti del Triassico Inferiore in “facies *Buntsandstein*”. Si tratta di piroclastiti di flusso e lave che affiorano in Nurra (M. Santa Giusta e dintorni del Lago di Baratz) (CASSINIS *et alii*, 1996). Queste manifestazioni alcaline potrebbero annunciare, già alla fine del Paleozoico, la lacerazione crostale che porterà all’individuazione del margine continentale sud-europeo (BONIN, 1980).

Successioni sedimentarie ed epìclastiche permiane affiorano in maniera discontinua in tutta la Sardegna: nel Gerrei (Lago di Mulargia, Escalaplano), Salto di Quirra (Perdasdefogu), Barbagia (Seui e Seulo), nell’Iglesiente-Sulcis, nell’Arburese, in Nurra, in Gallura, *etc.* (CARMIGNANI *et alii*, 2001b, *cum bibl.*). Si tratta di sedimenti prevalentemente detritici di ambiente alluvionale e lacustre, spesso associati a vulcaniti acide, depositi in limitate depressioni tettoniche del basamento. Generalmente mostrano successioni differenti da un bacino all’altro (FONTANA *et alii*, 1982) e iniziano nello Stefaniano.

Nel Foglio Carbonia sono presenti solo limitati affioramenti di rocce granitoidi (Cuccuru Antonedda), alcuni sistemi di filoni di porfidi granitici orientati circa E-W e NW-SE e un piccolo affioramento di epìclastiti permiane.

3. - SUCCESSIONI MESOZOICHE

Le successioni mesozoiche della Sardegna comprendono le formazioni triassiche trasgressive sulla catena ercinica peneplanata e le successioni del margine continentale sud-europeo instauratosi a partire dal Giurassico Medio.

In Nurra e nel Sulcis la successione trasgressiva triassica è caratterizzata da “facies germaniche”. Al di sopra dei depositi continentali (*Buntsandstein*) poggia una successione carbonatica di ambiente neritico (*Muschelkalk*) seguita da sedimenti di ambiente evaporitico (*Keuper*).

Nella Sardegna centro-orientale il Triassico è invece poco rappresentato. Ciò sembra suggerire per quest’area un alto strutturale persistente, trasgredito completamente solo nel Giurassico Medio (Bathoniano) (FOURCADE *et alii*, 1977; SCHNEIDER, 1978; FAURE & PEYBERNES, 1983).

Una situazione stratigrafica analoga è nota in Corsica (DURAND-DELGA, 1978) e più a N nel Dominio Brianzonese, ove un alto strutturale ha separato il Dominio piemontese dal Dominio delfinese tra il Giurassico inferiore e il Giurassico Medio (Bajociano).

Solo nel Giurassico Medio, con l'apertura dell'Oceano ligure-piemontese e l'impostazione del margine passivo sud-europeo, la Sardegna subisce una generale trasgressione che porta all'instaurazione di un'ampia piattaforma carbonatica. Tuttavia, tra le successioni mesozoiche della Sardegna occidentale e orientale esistono importanti differenze, che riflettono una paleogeografia complessa ed articolata e che avevano portato VARDABASSO (1959) a sostenere l'esistenza di due bacini separati da una dorsale ad andamento meridiano.

Le successioni giurassiche e cretache sia nella Sardegna occidentale che in quella orientale sono costituite da cospicui spessori di sedimenti calcareo-dolomiti di piattaforma, nei quali è presente un importante episodio marnoso ipolino e di ambiente paralico ("facies purbeckiana" in PECORINI, 1969; 1972), che si colloca poco sopra il limite fra il Giurassico ed il Cretacico.

Una regressione, documentata tra il Cretacico inferiore e quello Superiore, è marcata da un orizzonte bauxitico presente in Nurra (PECORINI, 1965; CHERCHI & TRÈMOLIÈRES, 1984), e da una debole discordanza angolare ("Fase austriaca" in CHERCHI & TRÈMOLIÈRES, 1984). Nella Sardegna orientale mancano accumuli bauxitici e la lacuna meso-cretacica è di durata minore. Alla fine del Cretacico Superiore una generale e definitiva emersione ("Fase laramica" in CHERCHI & TRÈMOLIÈRES, 1984) interessa tutta l'Isola.

Nel Foglio Carbonia i sedimenti mesozoici affiorano a W di S. Anna Arresi (M. Sarri) e nell'Isola di S. Antioco (Maladroxia). I sedimenti di M. Sarri corrispondono all'intervallo Triassico medio - Giurassico inferiore e forse Medio, mentre quelli affioranti a Maladroxia sono del Cretacico inferiore.

4. - SUCCESSIONI TERZIARIE

Con l'inizio dell'Eocene il mare torna a trasgredire buona parte della Sardegna. Depositi eocenici sono conservati nella Sardegna meridionale (Sulcis, Gerrei, *etc.*) e orientale (Orosei). Movimenti tettonici devono aver preceduto la trasgressione poiché i sedimenti eocenici poggiano sui vari termini della successione mesozoica e spesso direttamente sul basamento paleozoico ("Fase laramica" in CHERCHI & TRÈMOLIÈRES, 1984). Nella Sardegna centro-orientale prevalgono sedimenti di ambiente costiero e di mare basso, mentre nel Sulcis-Iglesiente sono più diffusi i depositi transizionali, rappresentati prima da termini paralici con faune oligotipiche, e poi da sedimenti di ambiente alluvionale evoluto.

Con l'Eocene medio-superiore tornano a ristabilirsi in tutta l'Isola condizioni di continentalità, che perdurano per quasi tutto l'Oligocene. Da un punto di vista tettonico questo intervallo di tempo è caratterizzato da una relativa stabilità, sottolineata anche dalla totale assenza di attività vulcanica fino all'Oligocene superiore.

Nell'Oligocene superiore - Miocene Inferiore il Blocco sardo-corso subisce gli effetti attenuati della collisione tra il margine sud-europeo e la placca apula che portarono allo sviluppo della catena appenninica di cui il Blocco sardo-corso rappresenta il retropaese (CARMIGNANI *et alii*, 1994a). Sia nella "Corsica ercinea" che nella Sardegna centro-settentrionale è attiva un'importante tettonica trascorrente con rigetti plurichilometrici di età Oligocene superiore - Aquitaniano (PACI, 1997). Alle faglie trascorrenti sono associate sia zone di transpressione con raddoppi tettonici (ad es. M. Albo) che strutture transtensive. A queste ultime si associano bacini di *pull-apart* con potenti depositi continentali dell'Oligocene superiore - Aquitaniano coevi con una importante attività vulcanica (OGGIANO *et alii*, 1995).

Durante il Burdigaliano-Langhiano, contemporaneamente alla deriva e rotazione del Blocco sardo-corso e all'apertura del Bacino balearico e del Tirreno settentrionale, una fase estensionale sviluppa, tra il Golfo di Cagliari e quello dell'Asinara, un sistema di fosse colmate da notevoli spessori di vulcaniti calcocaline e di sedimenti prevalentemente marini.

Sia la tettonica trascorrente che quella distensiva sono accompagnate dal vulcanismo oligo-miocenico, che rappresenta uno degli eventi geologici terziari più importanti del Mediterraneo occidentale.

L'importanza di questo ciclo vulcanico è testimoniata dalla grande estensione degli affioramenti e dai cospicui spessori delle successioni vulcaniche, che raggiungono parecchie centinaia di metri. Anche in Provenza (Esterel e dintorni di Nizza) (BELLON, 1981) e nell'*offshore* occidentale della Corsica (THOMAS & GENNESSEAU, 1986) sono conosciuti prodotti vulcanici riferibili a questo ciclo. Si tratta di un'associazione di prodotti con affinità principalmente calcocalina (BECCALUVA *et alii*, 1987), rappresentata da serie vulcaniche da basaltico-andesitiche a dacitiche (in colate laviche e domi lavici) e da serie da dacitiche a riolitiche (principalmente piroclastiti di flusso).

Da un punto di vista geodinamico questo ciclo vulcanico è comunemente associato a subduzione oceanica (ALVAREZ, 1972; BOCCALETTI & GUAZZONE, 1973; COULON & DUPUY, 1975; SAVELLI *et alii*, 1979; BECCALUVA *et alii*, 1987; BECCALUVA *et alii*, 1994; LECCA *et alii*, 1997), come suggerito anche dai caratteri petrografici e geochemici, che indicano una genesi dei magmi per fusione parziale di rocce mantelliche (COULON, 1977).

Le età radiometriche delle vulcaniti di questo ciclo sono comprese tra l'Oligocene superiore (28 Ma) (LECCA *et alii*, 1997) e il Langhiano (15 Ma) (MORRA *et alii*, 1994).

Anche se il ciclo vulcanico calcocalino copre un lungo intervallo di tempo compreso tra l'Oligocene superiore e il Miocene medio, la maggior parte dell'attività vulcanica è concentrata tra l'Aquitaniano e il Burdigaliano (BECCALUVA

et alii, 1985), cioè in un breve intervallo di tempo corrispondente al passaggio dalla tettonica compressiva legata alla collisione appenninica a quella distensiva post-collisionale. Per una sintetica trattazione del vulcanismo terziario in Sardegna si rimanda ai lavori di LECCA *et alii* (1997) e di CARMIGNANI *et alii* (2001b).

A partire dal Miocene Superiore e fino al Pliocene-Pleistocene, una parte dell'Isola è interessata da una nuova, importante fase distensiva. Sono legate ad essa estese manifestazioni vulcaniche prevalentemente basiche ad affinità alcalina, transizionale e tholeitica, da riferire all'apertura del Tirreno centro-meridionale (BECCALUVA *et alii*, 1985; SARTORI, 1989, *cum bibl.*).

Nel Foglio Carbonia i depositi paleogenici sono ben rappresentati da una potente successione sedimentaria paralicca e alluvionale che contiene, alla base, i ben noti depositi di carbone del Sulcis. La parte sud-occidentale dell'Isola, compresa l'area del Foglio Carbonia, nell'Oligocene e nel Miocene corrispondeva ad un alto strutturale non trasgredito, interessato solo marginalmente dalle dinamiche prima trascorrenti e poi estensionali oligo-mioceniche. Ben rappresentati nell'area del Foglio Carbonia sono anche i prodotti vulcanici miocenici che costituiscono uno degli aspetti peculiari del Foglio.

5. - DEPOSITI QUATERNARI

Il Quaternario, in Sardegna, è rappresentato in gran parte da depositi continentali; i depositi marini sono limitati e attribuiti al Tirreniano e all'Olocene.

Il "Quaternario antico" *Auct.* (Pleistocene) è rappresentato principalmente dalle cosiddette "Alluvioni antiche" *Auct.*, diffuse in tutta l'Isola, ma in particolare nelle piane del Campidano, del Cixerri e nella Nurra.

Si tratta prevalentemente di sedimenti di conoide e di piana alluvionale. Questi depositi fluviali sono stati reinciati in più ordini di terrazzi a seguito delle oscillazioni climatiche quaternarie.

Nelle aree pedemontane di raccordo tra i rilievi e le pianure si estendono depositi dei *glacis* di accumulo, talora potenti alcune decine di metri (Sulcis, Campidano occidentale, *etc.*), anch'essi reinciati e terrazzati, deposti in condizioni climatiche fredde e umide.

Ai depositi pedemontani vanno associati detriti di versante, riconducibili anch'essi ai sistemi morfo-climatici di tipo periglaciale. Caratteristici in tutta l'Isola sono i depositi tipo *éboulis ordonnés*, costituiti da materiale clastico spigoloso e più o meno grossolano, con una stratificazione sottolineata da ripetute variazioni granulometriche dovute alle variazioni d'intensità e/o di frequenza del crioclastismo, in genere riferiti al Würm. Affioramenti caratteristici sono quelli di Cala Gonone (Golfo di Orosei) (OZER & ULZEGA, 1981).

Lungo la costa occidentale (Sulcis, Iglesiente, Nurra) e più raramente su quella orientale (Sarrabus, Orosei, Gallura), affiorano estesi depositi eolici. Si tratta in genere di dune fossili composte da arenarie poco cementate con stratificazione incrociata. Sono frequenti frammenti di bivalvi e resti di elefanti nani (*Elephas lamarmorae*) rinvenuti in Nurra (MALATESTA, 1954), a Gonnese poco a N del Foglio Carbonia (COMASCHI CARIA, 1965) ed a S. Giovanni di Sinis (MAXIA & PECORINI, 1968; AMBROSETTI, 1972).

Lungo la costa spesso affiorano sedimenti marino-litorali del Tirreniano ("Panchina tirreniana a *Strombus*" *Auct.*) (VARDABASSO, 1956a; ULZEGA & OZER, 1982). Le analisi sulla racemizzazione degli amminoacidi e determinazioni radiometriche U/Th su questi depositi danno un'età variabile tra 138.000 e 90.000 anni (ULZEGA, 1995). Gli affioramenti più caratteristici sono quelli di Cagliari (Calamosca), dove ISSEL (1914) istituì il "Piano tirrenico", di Is Arenas (Arburese), del Sinis, di Alghero, di S. Teresa di Gallura, *etc.*

L'Olocene continentale è rappresentato soprattutto da depositi ghiaioso-sabbiosi di fondovalle e delle piane alluvionali, dalle sabbie e ghiaie delle spiagge, dalle sabbie eoliche di retrospiaggia e da depositi limoso-argillosi delle lagune e stagni costieri.

Sempre all'Olocene sono riferibili gli accumuli detritici spigolosi e più o meno grossolani situati al piede dei versanti più acclivi (ad es. nei rilievi tabulari costituiti da carbonati mesozoici, detti "Tacchi", e da basalti plio-quadernari, detti "Giare").

I depositi quadernari affiorano estesamente nel Foglio Carbonia e sono costituiti principalmente da depositi alluvionali ed eolici pleistocenici e da depositi olocenici alluvionali, eolici, di spiaggia, *etc.*, oltrechè marini.

IV - STRATIGRAFIA

Il Foglio 564 “Carbonia” è stato rilevato utilizzando in genere il criterio litostratigrafico; per i depositi quaternari, seguendo le indicazioni del Servizio Geologico, è stato invece adottato il criterio delle *UBSU* (o Sintemi) (PASQUARÉ *et alii*, 1992). Alcune formazioni sono riunite in gruppi e/o suddivise in membri; in alcune formazioni, particolari litofacies sono state cartografate separatamente.

Una parte delle unità litostratigrafiche distinte nel Foglio Carbonia non compaiono nei precedenti rilevamenti della Carta Geologica d’Italia in scala 1:100.000 (Fogli 232 “Isola di San Pietro - Capo Sperone” e 233 “Iglesias”) oppure comparivano con nomi diversi.

Per le sigle delle unità cartografate è stata adottata la convenzione utilizzata dal Servizio Geologico d’Italia:

- i gruppi di formazioni sono distinti con due lettere maiuscole;
- le unità litostratigrafiche formali, informali, quelle con nomi tradizionali e di nuova istituzione sono distinte con tre lettere maiuscole;
- gli insiemi litologici sono distinti con lettere minuscole;
- i membri sono distinti aggiungendo un numero a pedice della sigla della formazione;
- le litofacies sono distinte aggiungendo una lettera minuscola a pedice della sigla corrispondente.

Le abbreviazioni dei minerali nella descrizione delle paragenesi delle rocce magmatiche seguono le indicazioni di KRETZ (1983); quando non presenti in quel lavoro, sono stati scritti per esteso. Per lo spessore degli strati è stata adottata la classificazione di CAMPBELL (1967).

La lunga storia delle ricerche geologiche e stratigrafiche sulle unità litostratigrafiche del Foglio Carbonia (cfr. § II) ha determinato numerosi casi di sinonimia, i più importanti dei quali sono illustrati in tav.1.

Le unità litostratigrafiche distinte nel Foglio Carbonia (tav.5) sono raggruppate in: 1) Basamento metamorfico paleozoico; 2) Complesso intrusivo e filoniano tardo-paleozoico; 3) Successione vulcano-sedimentaria tardo-paleozoica (GPI); 4) Successione sedimentaria mesozoica; 5) Successione sedimentaria paleogenica; 6) Successione vulcanica miocenica; 7) Depositi quaternari.

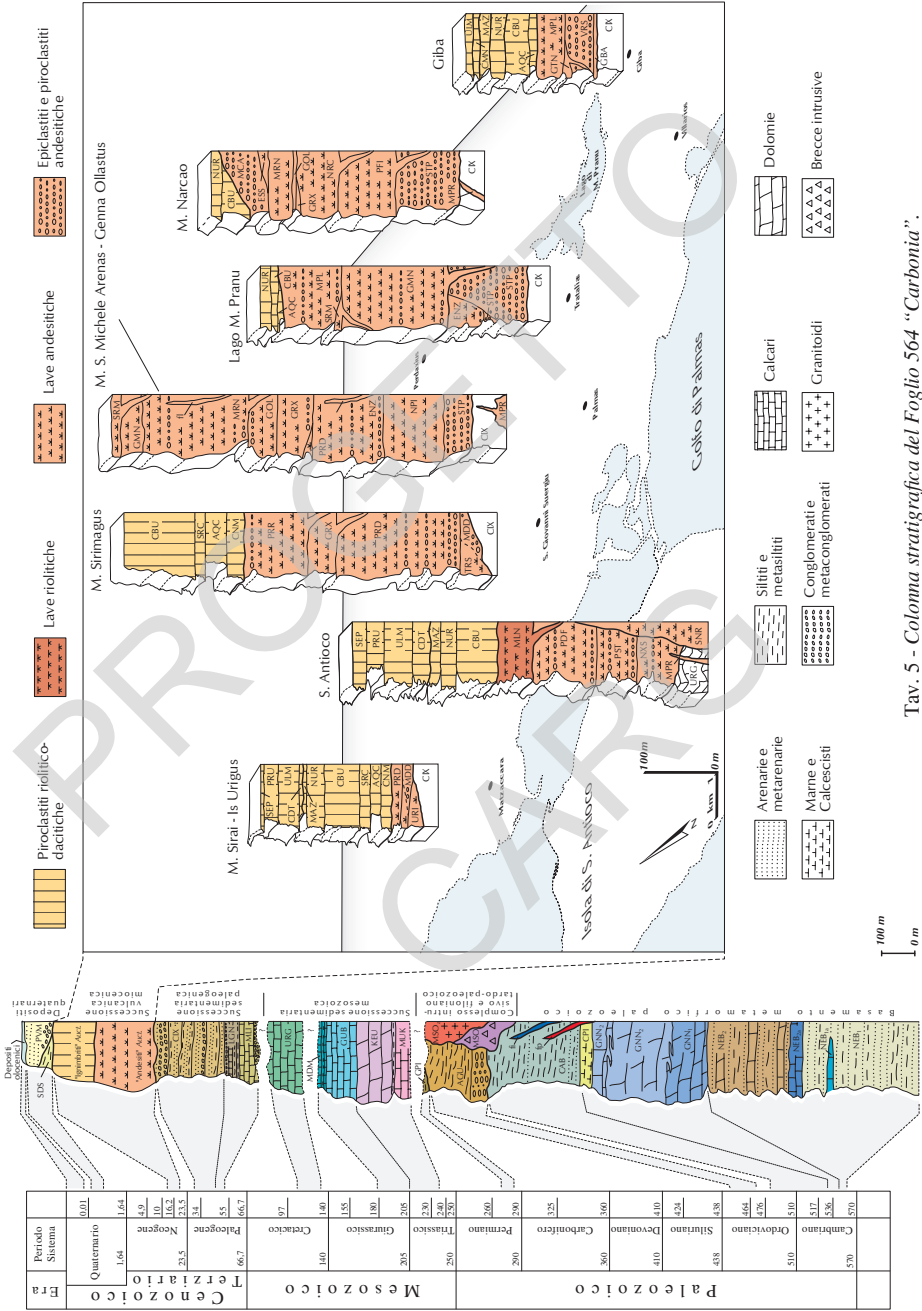
1. - BASAMENTO METAMORFICO PALEOZOICO

Il basamento metamorfico paleozoico affiorante nel Foglio Carbonia appartiene alla Zona esterna del segmento sardo della catena ercinica. Questo basamento è caratterizzato da un metamorfismo di grado molto basso dove i caratteri petrografici e sedimentologici dei protoliti sono quasi sempre ben riconoscibili.

Come noto, le rocce con rilevanti contenuti in peliti sono più sensibili al metamorfismo rispetto a quelle calcaree e soprattutto dolomitiche. Gli effetti del metamorfismo di grado molto basso nell'Iglesiente-Sulcis sono sempre evidenti nelle rocce pelitiche e arenaceo-pelitiche, ma non sono sempre evidenti macroscopicamente nelle rocce calcaree, e quasi mai in quelle dolomitiche. Pertanto nelle descrizioni seguenti, anche per adeguarci alla maggior parte della letteratura geologica dell'Iglesiente-Sulcis, useremo termini come metapeliti o metarenarie per le rocce clastiche e termini come calcari e dolomie per le rocce carbonatiche; nelle zone con maggiore deformazione anche i calcari e le dolomie possono tuttavia essere variamente ricristallizzati ed avere alcuni caratteri propri di rocce metamorfiche.

La successione stratigrafica del basamento paleozoico del Foglio Carbonia è interrotta da una discordanza angolare che separa le formazioni del Cambriano - Ordoviciano Inferiore (f.ne di Nebida, f.ne di Gonnese, f.ne di Campo Pisano e f.ne di Cabitza) da quella dell'Ordoviciano Medio-Superiore (f.ne di Monte Argentu). Essa è ben nota in letteratura come "discordanza sarda", è conosciuta da tempo (TEICHMÜLLER, 1931) e fu attribuita alla "Fase sarda" (STILLE, 1939). Nel Foglio Carbonia questo contatto discordante affiora solo per un brevissimo tratto nel settore NE del Foglio ed è sempre mal esposto. In altre zone dell'Iglesiente (Nebida, Masua, Domusnovas) affiora invece in modo spettacolare e mostra angoli di discordanza fino a 90°. Le sequenze separate dalla "discordanza sarda" sono state informalmente definite come:

- Successione sedimentaria pre-"discordanza sarda";
- Successione sedimentaria *post*-"discordanza sarda".



Età	Periodo Sistema	Altezza (m)
Cenozoico	Quaternario	100
	1.64	1.64
Tertiary	5.2	5.2
	10.2	10.2
	13.5	13.5
	34	34
	55	55
Mesozoico	66.7	66.7
	97	97
Paleozoico	140	140
	151	151
	180	180
	205	205
	250	250
Paleozoico	262	262
	325	325
	360	360
	410	410
	424	424
	483	483
	587	587
	597	597
	678	678
	870	870

Tav. 5 - Colonna stratigrafica del Foglio 564 "Carbonia".

1.1. - SUCCESSIONE SEDIMENTARIA PRE-“DISCORDANZA SARDA”

La successione sedimentaria pre-“discordanza sarda” dell’Iglesiente-Sulcis, compresa tra il Cambriano Inferiore (Atdabaniano) e l’Ordoviciano Inferiore, è ricoperta in discordanza dai depositi dell’Ordoviciano Medio-Superiore (f.ne di Monte Argentu). I sedimenti più antichi sono costituiti da depositi clastici con intercalazioni di rocce carbonatiche (f.ne di Nebida) ai quali seguono sedimenti carbonatici (f.ne di Gonnesa), carbonatico-terrigeni (f.ne di Campo Pisano) e infine prevalentemente terrigeni (f.ne di Cabitza).

Il metamorfismo regionale di età ercinica che ha interessato questa successione è di grado molto basso (limite tra anchizona e facies a scisti verdi inferiore) (FRANCESCHELLI *et alii*, 1992) ed i caratteri primari delle unità litostratigrafiche sono in genere ben conservati. Nelle rocce pelitiche è sempre presente una foliazione metamorfica con una debole ricristallizzazione di sericite.

Le denominazioni delle formazioni di questa successione che si sono susseguite in oltre cento anni di ricerche stratigrafiche sono numerose. Un quadro sintetico è mostrato in tav.1. Nel Foglio Carbonia abbiamo quasi sempre adottato le suddivisioni proposte da RASETTI (1972) e da COCOZZA (1979) che sono quelle più comunemente utilizzate nei lavori sul basamento dell’Iglesiente-Sulcis negli ultimi trent’anni. Poiché il livello di “calcarei nodulari” che separa la formazione carbonatica del Cambriano Inferiore da quella terrigena del Cambriano medio - Ordoviciano Inferiore ha costituito per il lavoro di rilevamento un livello guida caratteristico, proponiamo, in accordo con PILLOLA (1991b) di elevare al rango di formazione (f.ne di Campo Pisano) l’intervallo litostratigrafico denominato da Rasetti e da Cocozza “membro dei Calcari nodulari” e di considerare come f.ne di Cabitza il membro degli “Argilloscisti laminati” degli stessi Autori (v. tav.1).

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

Questa formazione (RASETTI, 1972) è stata suddivisa in due unità litostratigrafiche di rango inferiore: il membro di Matoppa e il sovrastante membro di Punta Manna (v. tavv.1 e 5). Questa suddivisione è stata adottata anche nei contigui fogli 556 “Assemini” e 565 “Capoterra”. Altri Autori (PILLOLA, 1991b; BECHSTÄDT & BONI, 1994b) hanno proposto ulteriori suddivisioni della f.ne di Nebida che comportano l’elevazione di questa al rango di Gruppo. Affiora estesamente nell’area del Foglio Carbonia (tra Carbonia e Terraseo e nella zona tra Giba e S. Anna Arresi). Gli affioramenti meglio esposti si trovano presso il Rio Cannas dove la formazione è spesso in giacitura sub-verticale. Nel Foglio Carbonia costituisce il termine più antico della successione ed è ricoperta in concordanza dalla f.ne di Gonnesa.

Il membro di Matoppa (**NEB₁**) è costituito da metasiltiti grigio-chiare con intercalazioni di metarenarie, da metarenarie quarzose, da metaquarzoareniti e da metarcose a grana fine, in strati decimetrici e banchi metrici. Verso l'alto il grado di maturità diminuisce progressivamente e le intercalazioni arenacee divengono più frequenti e di maggiore potenza, fino a passare a metarenarie quarzoso-micacee grigie e verdi a grana grossa, alternate a metaquarzoareniti micacee e subordinati livelli di metasiltiti. La successione termina con metarenarie quarzoso-feldspatiche alternate a metarenarie quarzoso-micacee e metagrovacche con matrice carbonatica. Sono riconoscibili diverse strutture sedimentarie: frequenti laminazioni piano-parallele, stratificazioni incrociate a basso angolo, gradazioni, *etc.*

In sezione sottile nelle areniti di questo membro sono presenti K-feldspato, miche e quarzo come elementi clastici, e caolino derivato dall'alterazione dei feldspati. Tra i resti fossili sono presenti trilobiti delle biozone N1 (*Iglesiaella ichnusae*, *Hebediscina sardoa*), N2 (*Dolerolenus* aff. *courtesolei*) e N3 (*Dolerolenus longioculatus*), brachiopodi, stenotecoidi (problematica) (PILLOLA, 1991b *cum bibl.*).

La parte alta della successione del membro di Matoppa è caratterizzata dalla presenza di livelli e lenti di calcari ad archeociati (**NEB_{1a}**) (*Antomorpha margarita*, *Dyctiocyathus verticillus*, *Inessocyathus spatiosus*, *Rasetticyathus iglesiensis*, *Taylorcyathus vologdini*, *Coscinocyathus elongatus*, *etc.*), trilobiti (*Giordanella meneghini*, *Enantiaspis enantiopa*), "calcified microbial microfossils" (*Girvanella meneghini*, *Epiphyton*, *Renalcis*), hyolitidi, *Chancelloria*, spicole di spongiari e più raramente echinodermi (DEBRENNE *et alii*, 1979; GANDIN & DEBRENNE, 1984; DEBRENNE *et alii*, 1993).

Sulla base di trilobiti (biozone N1, N2 e N3) (PILLOLA & GROSS, 1982; PILLOLA, 1991b) ed archeociati (GANDIN & DEBRENNE, 1984; DEBRENNE *et alii*, 1993), l'età di questo membro comprende l'Atdabaniano inferiore e quello superiore.

Secondo COCOZZA (1979), DEBRENNE *et alii* (1979) e GANDIN (1987), i caratteri e la distribuzione delle facies terrigene e carbonatiche del membro di Matoppa suggeriscono un ambiente deposizionale corrispondente ad un fronte deltizio orientato verso E e SE, nelle cui aree più protette (zone a bassa energia e bassa salinità) si instauravano *mounds* algali e ad archeociati.

BECHSTÄDT & BONI (1994b) e PILLOLA *et alii* (1995) ipotizzano invece una opposta orientazione del sistema deltizio e propongono ambienti sedimentari corrispondenti a scarpate di delta e piattaforme deltizie (Iglesiente e Sulcis nord-occidentale) fino ad ambienti subtidali e di piane intertidali (Sulcis orientale).

Non affiorando la base, lo spessore apparente del membro può essere solo stimato in più di 500 m.

Il membro di Matoppa è ricoperto dal membro di Punta Manna (**NEB₂**), che inizia con un orizzonte di calcari oolitici e oncolitici (**NEB_{2a}**) (figg.2 e 3) ben



Fig. 2 - *Calcarei oolitici (NEB_{2a}) alla base del membro di Punta Manna. Medau Cordedda, coord.: 6078-3874.*

esposti lungo il Rio Cannas ed a M. Iacu. Questo orizzonte, conosciuto in letteratura come “Biostroma” (DEBRENNE, 1964; 1972), “Orizzonte oolitico” (FANNI *et alii*, 1981), “*Basiskarbonat*” degli Autori tedeschi, “*Membre inférieure*” (DEBRENNE *et alii*, 1989), “membro di M. Azzieddas” (PILLOLA, 1991b), rappresenta nel Foglio un livello guida facilmente riconoscibile in campagna.

I calcari (*grainstones* oolitici, *rudstones* oncolitici, *wackestones* e subordinati *boundstones* ad alghe ed archeociati) sono di colore grigio-bluastro e generalmente ben stratificati, talora dolomitizzati (Cuccuru is Casiddu). Ai calcari sono alternati livelli e strati di originarie marne, arenarie e argilliti rossastre, talvolta ridotte a sottili veli tra gli strati calcarei. Sono talvolta presenti stratificazioni incrociate sia nei livelli calcarei che in quelli arenacei.

I resti fossili sono rappresentati da frequenti archeociati (*Rasetticyathus dilatatus*, *Protopharettra radiata*, *P. densa*) (fig.4), “*calcified microbial microfossils*” (*Girvanella*), rari resti di trilobiti della biozona N3 (*Dolerolenus longio-*



Fig. 3 - Alternanza di calcari oolitici e oncolitici (NEB_{2a}), in giacitura sub-verticale, alla base del membro di Punta Manna. Medau Cordedda, coord.: 6078-3874.

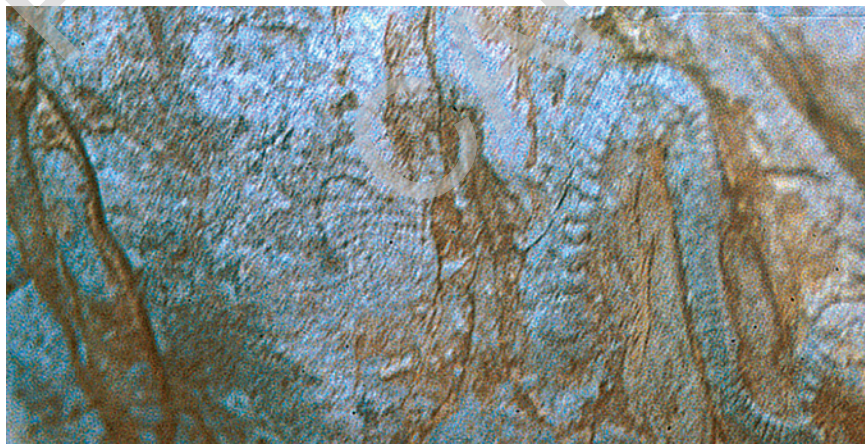


Fig. 4 - Calcari oolitici con archeociati (NEB_{2a}) alla base del membro di Punta Manna. N di Medau de is Spinis, coord.: 6383-3822.

culatus) ed echinodermi (DEBRENNE *et alii*, 1979; PILLOLA, 1991b; BECHSTÄDT & BONI, 1994b) dell'Atdabaniano superiore. L'ambiente di deposizione va da intertidale a subtidale ad alta energia. Lo spessore è molto variabile: da 10-15 m (zona di Giba, di Terraseo, *etc.*) a circa 80-90 m (M. Iacu presso S. Anna Arresi, Serra Bentuestu presso Carbonia, *etc.*).

Al di sopra dei calcari oolitici ed oncolitici si passa ad una ritmica alternanza ("Alternanze" in NOVARESE, 1924; BRUSCA & DESSAU, 1968) di metarenarie, metasiltiti e metargilliti a cemento carbonatico e calcari (fig.5). Nelle metarenarie sono estremamente diffuse le strutture sedimentarie quali stratificazione incrociata (fig.6), *ripple marks* simmetrici e asimmetrici, laminazioni convolute, bioturbazioni, *etc.* (per una completa rassegna delle strutture sedimentarie si veda la nota illustrativa di BECHSTÄDT & BONI, 1994b).

I livelli carbonatici sono costituiti da calcari grigi oolitici (v. fig.68) e oncolitici, calcari nodulari variegati, calcari a ooidi e calcari laminari, localmente dolomitizzati, con stratificazione incrociata.

Verso la sommità della formazione aumentano le intercalazioni carbonatiche, mentre i livelli silico-clastici sono principalmente costituiti da metargilliti e livelli di metaquarziti. Nella parte alta della successione le intercalazioni carbonatiche diventano in prevalenza dolomitiche, con strutture da disseccamento e laminazioni stromatolitiche, analoghe a quelle della sovrastante "Dolomia rigata".

Nel settore da Perda 'e Fogu a Medau su Conti (per oltre 5 km) la parte alta della f.ne di Nebida è caratterizzata da tre principali livelli continui di dolomie silicizzate, che spiccano sulla morfologia per effetto della giacitura sub-verticale.

I livelli carbonatici ed i metasedimenti alternati di questo membro contengono resti di archeociati (*Rasetticyathus iglesiensis*), una ricca associazione a "calcified microbial microfossils" (*Epiphyton*, *Girvanella*, *Chabakovia*), trilobiti delle biozone N3 (*Dolerolenus longioculatus*, *Enantiaspis enantiopa*), N4 (*Dolerolenus zoppii*) e N5 (*Dolerolenus bifidus*), lingulidi, brachiopodi, rari hyolitidi, spicole di spongiari ed echinodermi (RASETTI, 1972; DEBRENNE *et alii*, 1985; DEBRENNE *et alii*, 1989; PILLOLA *et alii*, 1995). Determinazioni paleontologiche del Progetto CARG effettuate da P. Pittau (Univ. Cagliari) hanno messo in evidenza frammenti di teche di acritarchi (*Eliasum*).

Le associazioni di trilobiti (biozone N3, N4 e N5) ed archeociati permettono di riferire il membro di Punta Manna all'Atdabaniano superiore (Cambriano Inferiore). Gli spessori del membro sono variabili: presso il Rio Cannas raggiungono i 400 m, mentre presso P.ta Is Tirus sono appena 150 m.

Lo spessore complessivo affiorante della formazione supera gli 800 m. L'età dell'intera formazione comprende l'Atdabaniano inferiore e quello superiore.

Cambriano Inferiore (Atdabaniano)

Fig. 5 - Alternanza di calcari (in grigio chiaro) e metarenarie (in marrone) nella parte intermedia del membro di Punta Manna. Si notino le relazioni da fianco rovescio tra la stratificazione e la scistosità (S_2) (Anticlinale di Gutturu Axiu). M. Iacu, coord.: 7085-1813.



Fig. 6 - Stratificazione incrociata nelle metarenarie del membro di Punta Manna. SE di M. Floris, coord.: 7052-2060.



1.1.2. - *Formazione di Gonnesa* (“*Metallifero*” *Auct. p.p.*) (GNN)

Questa formazione (RASETTI, 1972) è stata suddivisa in due membri: quello della “Dolomia rigata” alla base e quello del “Calcare ceroide” a tetto (v. tav.1 e tav.5). La formazione affiora diffusamente nell’area tra Carbonia e P.ta Brabioru e tra Giba e S. Anna Arresi.

La fine della deposizione silico-clastica e l’inizio della deposizione prevalentemente carbonatica caratterizzano il passaggio dalla f.ne di Nebida alla f.ne di Gonnesa, che è ricoperta in concordanza dalla f.ne di Campo Pisano.

Il membro della Dolomia rigata (GNN₁) (“Dolomia listata” *Auct.*) è costituito da dolomie primarie ben stratificate e laminate (fig.7), caratterizzate da ripetizioni cicliche di originari: a) fanghi stratificati; b) stromatoliti laminate; c) stromatoliti laminate con pseudomorfi su gesso o anidrite; d) pisoliti vadose e/o breccie da disseccamento. Localmente sono presenti livelli oolitici o a *pellets* anche silicizzati e noduli e livelli di selce nera, caratteristici della parte basale del membro. Talvolta (M. Spina), alla base si rinvencono livelli metrici ferruginosi (“Ferro di Antas” *Auct.*) interpretati come paleosuoli (CARANNANTE *et alii*, 1974); altre volte, nella parte alta del membro si rinvencono breccie intraformazionali (ad es. a NW di Su Fonnesu) (fig.8).



Fig. 7 - Aspetto caratteristico delle “Dolomie rigate”. Serra Narboni, coord.: 5950-3787.



Fig. 8 - Breccie intraformazionali nella parte superiore del membro della Dolomia rigata. S'Ega Grutta, coord.: 6986-2038.

Il contenuto paleontologico è estremamente scarso: sono stati rinvenuti rari archeociati (*Rasetticyathus* sp., *Coscinocyathus* sp., *Aldanocyathus* sp.) ed alghe che hanno permesso di riferire il membro della Dolomia rigata all'Atdabaniano superiore (DEBRENNE & GANDIN, 1985). L'ambiente di deposizione della Dolomia rigata corrisponde ad una piana di marea (*tidal flat*) che si instaura su una morfologia piana in condizioni di clima caldo e arido (GANDIN *et alii*, 1973; GANDIN *et alii*, 1974; FANNI *et alii*, 1981; CARANNANTE *et alii*, 1984).

La sezione stratigrafica meglio esposta e più completa si trova a NW di P.ta Acuzza (S. Anna Arresi) dove supera i 300 m di spessore. In altre località (ad es. P.ta Antioco Onnis - P.ta Brabioru) lo spessore è decisamente inferiore (circa 50 m).

Il membro del Calcare ceroide (**GNN₂**) è costituito da calcari massivi di colore grigio, quasi puri, generalmente mal stratificati, spesso intensamente dolomitizzati ("Dolomia grigia" *Auct.*). Localmente, nelle zone di maggiore deformazione (ad es. Barbusi, Giba) il membro è costituito da marmi foliati (fig.9).

Il membro è costituito da quattro litofacies fondamentali (BONI *et alii*, 1981; FANNI *et alii*, 1981; DEBRENNE & GANDIN, 1985): a) *mudstone-wackestone* con bioclasti; b) *grainstone* con ooliti e/o oncoliti, echinodermi e resti di trilobiti; c) *boundstone* criptoalgali, localmente *boundstone* a *Epiphyton* e renalcidi, con



Fig. 9 - “Calcarei ceroidi” trasformati in marmi intensamente foliati (S_2). L'affioramento è ubicato a letto della Faglia inversa di Crabili, sviluppata lungo il fianco rovescio della Sinclinale di Crabili, a SE di Giba. Corona Arrubia, coord.: 7045-2355.

archeociati; d) pisoliti vadose. Lateralmente al “Calcare ceroide” e al passaggio con la f.ne di Campo Pisano sono descritte breccie a elementi rimaneggiati della f.ne di Gonnese (breccie tipo “Sa Marchesa”, tipo “M. Agruxiau”, tipo “Acquacadda” in BECHSTÄDT & BONI, 1994b) che non sono state rinvenute nel Foglio Carbonia.

Il membro del Calcare ceroide è localmente interessato da una intensa dolomitizzazione diagenetica tardiva che dà origine alla cosiddetta “Dolomia grigia” *Auct.* e che è distinta in carta con il sovrassegno di dolomitizzazione secondaria. Secondo la maggior parte degli Autori tale dolomitizzazione è dovuta a *mixing* tra acque dolci (meteoriche e/o freatiche) e acque marine. A scala dell'affioramento il passaggio tra Calcare ceroide e Dolomia grigia è spesso irregolare (fig.10) e non sempre facile da cartografare. Dove le strutture tettoniche sono meno complicate è molto evidente che, a scala cartografica, i contatti di base e di tetto della Dolomia grigia *Auct.* sono sub-paralleli a quelli di base e di tetto della stessa f.ne di Gonnese, suggerendo così che la dolomitizzazione interessi solo un particolare intervallo stratigrafico. Una varietà gialla (“Dolomia gialla” *Auct.*) affiora raramente nel Foglio Carbonia e sembra seguire fratture e faglie terziarie (dolomitizzazione epigenetica).

Il membro del Calcare ceroide è molto povero di resti fossili; sono segnalati placche di echinodermi e frammenti di trilobiti. DEBRENNE & GANDIN (1985) segnalano inoltre *skeletal algal* e archeociati (*Vologdinocyathus tener*, *Archaeocyathus laqueus*, *A. cf. grandis*, *A. kusmini*, *A. altaicus*, *etc.*) di età Leniano inferiore e medio (Cambriano Inferiore). Gli ambienti di sedimentazione variano da supratidale a subtidale. La loro distribuzione, secondo COCOZZA & GANDIN (1990), indica una morfologia a piattaforme e bacini connessa con una tettonica distensiva sinsedimentaria. Lo spessore del membro varia da circa 150 a circa 300 m.

La presenza di archeociati nella Dolomia rigata e nel Calcare ceroide permette di riferire l'intera f.ne di Gonnese all'Atdabaniano superiore - Leniano medio (Cambriano Inferiore) (DEBRENNE & GANDIN, 1985).

Gli ambienti sedimentari della f.ne di Gonnese evolvono da un sistema di *sabkha* tipo Golfo Persico, testimoniato dalle facies della Dolomia rigata, ad una piattaforma carbonatica tipo Bahamas, rappresentata dalle facies del Calcare ceroide. La transizione tra i due sistemi è indice di un cambiamento delle condizioni ambientali verso climi più umidi (BECHSTÄDT & BONI, 1994a).

Lo spessore della f.ne di Gonnese è estremamente variabile: da circa 200 m (M. S'Orcu) a circa 500 m (Giba - S. Anna Arresi).

Cambriano Inferiore (Atdabaniano superiore - Leniano)



Fig. 10 - Porzioni calcaree in grigio chiaro ("Calcare ceroide") e dolomitizzate in grigio scuro ("Dolomia rigata") con contatti irregolari. E di N.ghe Nuarxi, coord.: 6926-2057.

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

Questa unità litostratigrafica, (“*Calcescisti*”*Auct.*, “*Metallifero*”*Auct. p.p.*, “*Calcare nodulare*” *Auct.*) (v. tav.1) definita come formazione da PILLOLA (1991b), affiora solo localmente nel Foglio Carbonia presso Arcu Liori, nei dintorni di M. S’Orcu e tra Giba e S. Anna Arresi. Poggia con contatto netto sul membro del Calcare ceroide ed è ricoperta in concordanza dalla f.ne di Cabitza. Affioramenti ben esposti si trovano lungo la strada Carbonia-Perdaxius (coord.: 6463-3496).

La formazione è costituita da calcari grigi o rosati massivi, da calcari nodulari e marnosi con subordinati livelli di argilloscisti rossi e verdi (fig.11).

GANDIN (1987) all’interno di questa unità litostratigrafica distingue tre litofacies: a) calcari massivi, ben stratificati con porzioni laminate (prevalentemente *wackestone-packstone*); b) calcari nodulari più o meno marnosi e ricchi in resti fossili; c) alternanze di calcari ed originarie marne. I calcari nodulari sono il litotipo più rappresentato e contengono abbondanti resti di echinodermi, trilobiti, foraminiferi, brachiopodi, spicole di spugne e hyolithidi (RASETTI, 1972; CHERCHI & SCHROEDER, 1985; GANDIN & PILLOLA, 1985; PILLOLA, 1986; 1991b). I trilobiti presenti alla base della formazione (*Protolenus* cf. *pisidianus*) indicano il Cambriano Inferiore, mentre quelli della parte media (*Paradoxides Acadoparadoxides murensis*) e superiore (*Pardailhaniania hispida*, *Corynexochus sardous*, *C. latus*, etc.)

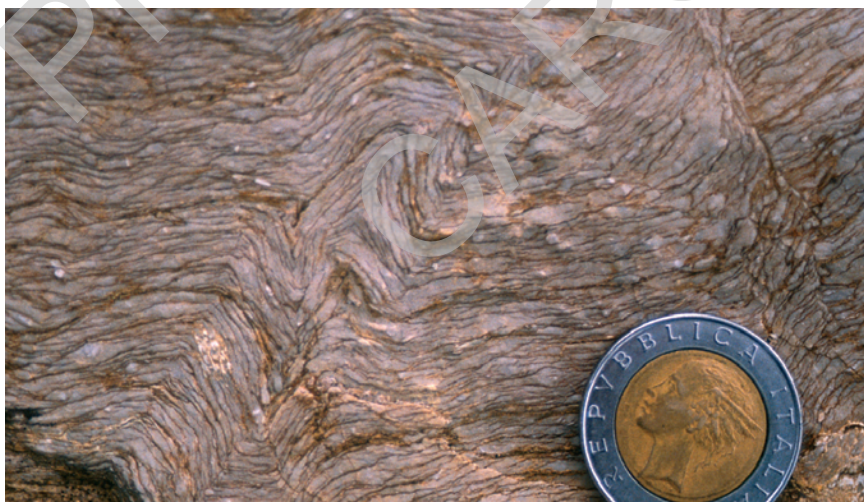


Fig. 11 - *Calcari nodulari della f.ne di Campo Pisano intensamente piegati. Strada Carbonia-Perdaxius, coord.: 6463-3496.*

sono riferibili al Cambriano medio (Amgaiano) (RASETTI, 1972; PILLOLA, 1987; 1991b; LOI *et alii*, 1995).

L'ambiente di deposizione della f.ne di Campo Pisano è marino neritico, corrispondente ad un mare epicontinentale poco profondo e poco ossigenato, con apporti ritmici di materiale terrigeno fine (GANDIN & PILLOLA, 1985; GANDIN *et alii*, 1987). Secondo gli stessi Autori le facies nodulari sono da collegarsi alla deposizione su alti morfologici instabili, in via di subsidenza, mentre le facies massive e laminate testimonierebbero l'esistenza di zone morfologicamente più stabili, sia su alti strutturali che in settori più profondi. Lo spessore di questa formazione è di circa 20 m.

Cambriano Inferiore-medio (Leniano-Amgaiano)

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

La f.ne di Cabitza (PILLOLA, 1991b), equivalente agli “Argilloscisti di Cabitza” *Auct.* e al membro degli “Argilloscisti laminati” (RASETTI, 1972; COCOZZA, 1979) (v. tav.1), affiora principalmente nella parte NE del Foglio Carbonia dove si trovano le migliori esposizioni: ad es. presso P.ta De sa Tiria e presso P.ta S'Ega is Araus, e nell'area di S. Anna Arresi. Affioramenti limitati si trovano anche a S di Giba. Gradualmente, anche se in maniera rapida, si passa dalla f.ne di Campo Pisano alla f.ne di Cabitza, che chiude la successione pre-“discordanza sarda” della Zona esterna. Questa formazione è ricoperta in discordanza angolare (“discordanza sarda”) dai metasedimenti clastici dell'Ordoviciano Medio-Superiore. Nel Foglio Carbonia questa discordanza è presente solo nell'estremità NE ed è mal esposta.

La f.ne di Cabitza è composta principalmente da ritmiche alternanze di metasiltiti e metapeliti varicolori in lamine di spessore da millimetrico a centimetrico (fig.12), raramente carbonatiche (PALMERINI *et alii*, 1979) e da livelli di metarenarie generalmente a grana fine. La formazione è di solito intensamente piegata (fig.12) e spesso, in campagna, la superficie più evidente è la scistosità (S_2). Localmente alla base della formazione affiorano livelli decimetrici di originari calcari marnosi di colore giallastro (ad es. presso Paniesu). Questa formazione è stata suddivisa da GANDIN & PILLOLA (1985) in due intervalli:

- a) un intervallo inferiore, costituito prima da metarenarie a grana fine con strutture sedimentarie quali laminazioni parallele, convolute e incrociate (fig.13), *ripple marks*, *flute casts* e piste riferibili a *Cruziana*, *Planolites* e *Helmintopsis*, e poi da prevalenti metasiltiti e metargilliti. Ricco il contenuto fossile, costituito da trilobiti (*Solenopleuropsis* cf. *ribeiroi*, *Paradoxides mediterraneus*, *P. brachyrachis*), rari brachiopodi, hyolitidi e carpoiidi; i trilobiti hanno una



Fig. 12 - *Alternanze millimetriche di livelli quarzosi (chiari) e pelitici (scuri) piegati della f.ne di Cabitza. Campione proveniente dalla zona di cerniera della Sinclinale di P.ta Is Pilus, coord.: 6647-3898. Sezione sottile in luce naturale.*



Fig. 13 - *Stratificazione incrociata nelle metarenarie alla base della f.ne di Cabitza. S di N.ghe Is Pilus, coord.: 6698-3832.*

distribuzione stratigrafica riferibile al Cambriano medio (RASETTI, 1972; LOI *et alii*, 1995). L'ambiente deposizionale è riconducibile ad iniziali acque basse e poi ad acque calme e relativamente profonde;

- b) un intervallo superiore (che inizia con un rapido episodio regressivo), costituito alla base da arenarie massive e poi da originarie laminiti argilloso-siltose con intercalazioni di arenarie siltose e quarzoareniti micacee con strutture sedimentarie (laminazioni incrociate a basso angolo, strutture da tempesta, *etc.*). Le faune a trilobiti indicano un intervallo che comprende il Cambriano medio (*Paradoxides* aff. *macrocercus*, *Jincella* sp., *Agraulos* sp.) e Superiore (*Maladioidella* sp., *Proceratopyge* sp., *Onchonotellus* sp., *Macropyge* sp., *etc.*) (LOI *et alii*, 1995) e il Tremadociano (Ordoviciano Inferiore). Quest'ultima età, stabilita da PILLOLA & GUTIERREZ MARCÓ (1988) grazie al graptolite *Rhabdinopora flabelliforme* (*Dictyonema flabelliforme* di TARICCO, 1920), è confermata dal rinvenimento di acritarchi (BARCA *et alii*, 1987) e del trilobite *Proteuloma geinitzi* (PILLOLA, 1991a). Sono presenti inoltre altri fossili, tra cui tracce riferibili a *Oldhamia* (GANDIN & PILLOLA, 1985; PILLOLA, 1991a). I caratteri sedimentologici di questo secondo intervallo indicano un'evoluzione dell'ambiente di sedimentazione da un delta tidale alla base, ad una spiaggia sommersa fino ad ambienti di mare aperto (piattaforma distale) (LOI *et alii*, 1995).

Lo spessore della formazione affiorante nel Foglio Carbonia non è valutabile con precisione a causa della tettonica; probabilmente è attorno ai 100 m.

Cambriano medio - Ordoviciano Inferiore (Amgaiano-Tremadoc)

1.2. - SUCCESSIONE SEDIMENTARIA POST-"DISCORDANZA SARDA"

Questa successione poggia in discordanza angolare ("discordanza sarda", STILLE, 1939) su quella del Cambriano - Ordoviciano Inferiore ed è rappresentata da metasedimenti clastici, talvolta grossolani ("Puddinga" *Auct.*). Nel Foglio Carbonia la discordanza affiora per un breve tratto (meno di 100 m, nell'angolo NE del Foglio) ed è mal esposta. In altre località dell'Iglesiente-Sulcis mostra angoli di discordanza fino a 90°. Il rinvenimento del graptolite *Rhabdinopora flabelliforme*, di acritarchi ordoviciani e del trilobite *Proteuloma geinitzi* nella parte alta della f.ne di Cabitza è di particolare importanza poiché consente di precisare meglio l'età della "discordanza sarda" e della sovrastante f.ne di Monte Argentu, che risulta perciò compresa tra l'Ordoviciano Inferiore (parte alta della f.ne di Cabitza) e l'Ordoviciano Superiore (primi livelli datati su base paleontologica e trasgressivi sui depositi continentali della f.ne di Monte Argentu), e permette di correlare in maniera più precisa la "discordanza sarda" dell'Iglesiente-Sulcis con la "discordanza sarrabese" della Sardegna sud-orientale (CALVINO, 1959).

1.2.1. - *Formazione di Monte Argentu ("Puddinga" Auct. p.p.) (AGU)*

La formazione di Monte Argentu (LASKE *et alii*, 1994), che comprende la "Puddinga" Auct. (v. tav.1), affiora nella zona tra Barbusi, Carbonia e Serbariu e nella zona di P.ta Su Coventu (parte NE del Foglio), dove sono esposti i migliori affioramenti (ad es. a Case Procaxius). La formazione è caratterizzata da metaconglomerati, nettamente discordanti ("discordanza sarda" Auct.) sulle diverse formazioni pre-caradociane. Nel settore NE del Foglio Carbonia questa formazione è discordante su quella di Cabitza; in altre località del Foglio è in contatto tettonico con le formazioni cambriane. Essa rappresenta il termine più recente della successione *post*-"discordanza sarda" sia nell'area del Foglio Carbonia (v. tav.5) che nel resto dell'Iglesiente-Sulcis.

Questa formazione è prevalentemente costituita da metasiltiti; alla base prevalgono depositi clastici grossolani che divengono progressivamente più fini verso l'alto. La formazione è stata suddivisa in tre membri (LASKE *et alii*, 1994), due dei quali affiorano nel Foglio Carbonia: il membro di Punta Sa Broccia, alla base, ed il membro di Medau Murtas a tetto; il membro di Rio Is Arrus, intermedio, non affiora nel Foglio.

Il membro di Punta Sa Broccia (AGU₁) costituisce la base della formazione in tutto il Sulcis-Iglesiente. Si tratta di metaconglomerati alternati a metabrecce, metarenarie e metasiltiti. Sia i metaconglomerati che le metabrecce sono molto eterometrici e poligenici, ad elementi sia spigolosi che arrotondati, di diametro variabile dal centimetro al decimetro (fig.14). Questi depositi di conoide alluvionale sono talvolta clasto-sostenuti, talvolta matrice-sostenuti; i clasti sono riconducibili principalmente alle formazioni di Cabitza e di Gonesa. Sono anche presenti clasti di quarzo filoniano. La matrice è generalmente arenaceo-ematitica di colore rosso vinaccia. Verso l'alto le dimensioni dei clasti dell'originario conglomerato diminuiscono fino a passare a prevalenti metaconglomerati minuti a matrice pelitico-ematitica in alternanza con metasiltiti, metagrovacche e metarenarie. Spesso gli intervalli ruditici si alternano con quelli siltitici, con contatti molto netti. I clasti sono quasi sempre molto appiattiti sulla superficie di scistosità (S₂) e talvolta allungati secondo la direzione di massima estensione.

Il membro di Medau Murtas (AGU₃) è costituito da una monotona successione di metasiltiti e di subordinate metarenarie con laminazioni piano-parallele. Il colore di queste litologie è prevalentemente rosso vinaccia; localmente sono presenti intercalazioni di siltiti verdoline. Nei livelli di metapeliti si osservano talvolta caratteristiche macchie di riduzione (*reduction spot*) di colore verdegiallastro, di dimensioni millimetriche. La stratificazione è raramente visibile e, a scala dell'affioramento, la superficie più evidente è spesso la scistosità (S₂).



Fig. 14 - Metaconglomerati alla base della f.ne di Monte Argentu. I clasti sono appiattiti sulla superficie di scistosità (S_2) immergente a N065 di 82°. Case Procaxius, coord.:7012-3620.

Il contenuto fossilifero della formazione è molto scarso, in genere limitato a rare tracce di limivori, rinvenute presso Rosas (Foglio 556 “Assemini”) e Domusnovas (Foglio 555 “Iglesias”) (LASKE *et alii*, 1994). Altri resti fossili, tra cui l’artropode *Tariccoia arrusensis* (HAMMAN *et alii*, 1990) già rinvenuto da TARICCO (1922) e resti di piante, non hanno valore biostratigrafico. L’età della formazione è così compresa tra il Tremadociano (parte alta della f.ne di Cabitza) e il Caradociano superiore (età dei primi depositi sovrastanti datati paleontologicamente) (LEONE *et alii*, 1991). Sulla base della correlazione tra la “discordanza sarda” dell’Iglesiente-Sulcis e la “discordanza sarrabese” dell’Ordoviciano Medio (CALVINO, 1959) affiorante nel Sarrabus, l’età della f.ne di Monte Argentu è riferibile all’Ordoviciano ?Medio-Superiore.

Secondo COCOZZA *et alii* (1974) l’ambiente deposizionale era continentale fluviale o deltizio e l’abbondante materiale ematitico presente nei metaconglomerati testimonierebbe l’alimentazione da una terra emersa, probabilmente sottoposta a condizioni climatiche alternativamente caldo-umide e secche, in concomitanza con un’attività tettonica suggerita dalla presenza di olistoliti di grandi dimensioni, tipici dell’Iglesiente. OGGIANO *et alii* (1986) e MARTINI *et alii* (1991) hanno confermato il carattere sintettonico della “Puddinga” *Auct.* e hanno riferito l’ambiente di deposizione ad una piana costiera alluvionale. La successione di

facies descritta da questi Autori per la formazione di Monte Argentu e quelle successive corrisponde ad un episodio trasgressivo che inizia con conoidi alluvionali e prosegue con depositi di piana alluvionale distale, dove prevalgono sedimenti progressivamente più fini. Gli spessori maggiori si trovano nell'area di P.ta Proxius e sono difficilmente misurabili, comunque maggiori di 200 m.

Ordoviciano ?Medio-Superiore

2. - COMPLESSO INTRUSIVO E FILONIANO TARDO-PALEOZOICO

Il carattere calcalino dell'associazione plutonica sarda di età Carbonifero Superiore - Permiano è stato messo in evidenza da tempo, ed è riscontrabile attraverso i caratteri petrografici, mineralogici e geochimici (cfr. § III - 2.).

Gli affioramenti relativi alle rocce magmatiche del Foglio Carbonia sono limitati ad alcuni corpi filoniani e allo *stock* granitoidi di M. S'Orcu, per i quali esistono scarsi riferimenti bibliografici (POLL, 1966).

Al ciclo magmatico tardo-paleozoico sembra legata la silicizzazione lungo alcuni contatti tettonici ercinici e di alcuni livelli della successione cambriana. L'età di queste silicizzazioni è successiva alla tettonica compressiva ercinica e può essere anteriore all'Eocene poiché i sedimenti eocenici del "Lignifero" *Auct.* sembrano discordanti sulle fasce silicizzate (ad es. tra Carbonia e Serbariu).

2.1. - UNITÀ INTRUSIVA DI MONTE S'ORCU (MSO)

2.1.1. - *Brecce intrusive e porfidi riolitici* (MSO_b)

Queste rocce affiorano limitatamente nell'area di M. S'Orcu - Cuccuru Antonedda. Mostrano rapporti intrusivi con le formazioni cambro-ordoviciane e sono interessate da blandi effetti di metamorfismo termico legati alla messa in posto delle microgranodioriti (MSO_a).

Le porzioni a contatto col basamento incassante sono costituite da brecce (fig.15) con abbondanti clasti e frammenti anche pluridecimetrici di calcari (spesso trasformati in marmi), metapeliti, metarenarie e di rioliti fini laminate. Verso l'interno del corpo, i frammenti si fanno più radi e minuti; la roccia presenta frattura concoide e assume un caratteristico aspetto afanitico, con evidente laminazione di flusso e con radi piccoli cristalli di Qtz e feldspati e rari piccoli Grt. Nel versante occidentale e meridionale del M. S'Orcu la laminazione è particolarmente marcata e presenta giacitura variabile con inclinazioni intorno ai 60-70°. La direzione varia da N-S a NW-SE e E-W ed è sub-concordante con il contatto del basamento incassante.



Fig. 15 - Breccie intrusive con elementi derivanti dalla f.ne di Cabitza (in marrone) e della f.ne di Gonnese (in grigio chiaro). SE di M. S'Orcu, coord.: 6714-3708.

In sezione sottile le facies afanitiche sono costituite da pochi e minuti fenocristalli di Pl (oligoclasio per lo più estesamente albitizzato e sericitizzato), Or, Qtz, talora Bt più o meno cloritizzata e rari piccoli cristalli di Grt, immersi in una prevalente pasta di fondo fluidale ricristallizzata in fini aggregati granulari o talora in aggregati microgranofirici o anche sferulitici quarzo-feldspatici. Plaghe diffuse di Chl ed Ep rappresentano probabili pseudomorfosi di originari femici. Più rare plaghe granoblastiche di Ep e Di rappresentano presumibilmente il prodotto di trasformazioni termometamorfiche. La composizione, desunta da analisi chimiche originali del Progetto CARG e da dati inediti forniti dalla Progemisa S.p.A., è riolitica.

L'insieme dei caratteri strutturali e composizionali porta ad ipotizzare che si tratti di porfidi riolitici, in origine a pasta di fondo prevalentemente vetrosa fluidale, formati da intrusioni multiple con più o meno accentuati fenomeni di clastesi dei fenocristalli, effetti di frammentazione delle rocce incassanti e di autoframmentazione. In corrispondenza del contatto con lo *stock* granodioritico, nell'area circostante il N.ghe di M. S'Orcu, si evidenzia nel porfido riolitico la presenza di diffusa blastesi minuta di Bt e Ms, anche in plaghe, nella pasta di fondo, per la quale è ipotizzabile una derivazione per termometamorfismo legata alla adiacente intrusione granodioritica.

Carbonifero Superiore - Permiano

2.1.2. - *Microgranodioriti (MSO_a)*

Le rocce granitoidi del Foglio Carbonia sono limitate ad una piccola intrusione di forma circa ellittica, che affiora a N di Perdaxius (Cuccuru Antonedda) ed è estesa per circa 0,5 kmq. Il corpo intrusivo, con contatti netti e discordanti, viene a contatto con rocce del basamento cambriano costituite da dolomie e calcari (formazione di Gonnese) e con le “brecce intrusive ed i porfidi riolitici” (MSO_b). Queste formazioni mostrano una limitata aureola di contatto non superiore alla decina di metri, caratterizzata da metamorfismo termico con sviluppo di Bt, Ms ed Ep. Talora il “Calcere ceroide” è trasformato per metamorfismo di contatto in marmo “saccaroide” biancastro.

Macroscopicamente, la piccola intrusione è costituita in prevalenza da rocce di composizione granodioritica con struttura isotropa, equigranulari a grana fine e media. Facies monzogranitiche equigranulari a grana fine e a struttura ipidiomorfa, più o meno leucocrate, e micrograniti sono limitate a piccoli ammassi nelle parti marginali del corpo intrusivo, associate a facies decisamente porfiriche. Domina una struttura isotropa, i fenocristalli per lo più euedrali di dimensioni medie sono abbondanti e immersi in una pasta di fondo olocristallina a struttura granulare a grana fine. Localmente, la pasta di fondo presenta strutture di implicazione di tipo granofirico.

In sezione sottile si caratterizzano invece per strutture porfiriche tipiche di facies ipoabissali: abbondanti fenocristalli millimetrici immersi in una pasta di fondo microgranulare ipidiomorfa a grana fine. I fenocristalli sono costituiti in prevalenza da Pl con subordinati Qtz, Bt e rari pirosseni spesso alterati in aggregati di actinolite. Sono presenti pure accessori ubiquitari quali Zrn, Ap e Mag; localmente sono presenti rari cristalli di Grt. I Pl sono marcatamente zonati con zonature per lo più oscillatorie, ma anche complesse (*patchy zoning*); la loro composizione è normalmente andesinica con nuclei di composizione 45-48% in An e rare plaghe labradoritiche. Il Kfs è sempre moderatamente pertitico e rappresentato per lo più da Or. La pasta di fondo, per lo più microgranulare, è costituita da Qtz, Pl, Kfs e Bt. L’alterazione è variamente pronunciata e si esplica attraverso la cloritizzazione della Bt, la sericitizzazione dei Pl e la loro albitizzazione talora quasi totale: ne risultano facies quarzo-sericitiche o facies quarzo-cloritiche. In questi casi è evidente un’alterazione idrotermale pervasiva (ad es. presso la strada per Terraseo, a SE di Cuccuru Antonedda).

Un’analisi chimica, eseguita durante i rilievi CARG, presenta valori tipici di una granodiorite calcalcalina alta in potassio con indice di peralluminosità ASI di 1,15 e dunque moderatamente peralluminosa, in accordo con la presenza dei rari granati.

Carbonifero Superiore - Permiano

2.2. - FILONI INTERMEDIO-BASICI (fi)

Sistemi di filoni con orientazione variabile da NE-SW a N-S affiorano nell'area di Giba - S. Anna Arresi. Si tratta di limitati corpi di spessore metrico che spesso attraversano le rocce carbonatiche delle formazioni di Gonnese e di Campo Pisano.

Sono generalmente molto alterati in paragenesi secondarie e hanno una composizione riferibile genericamente a termini andesitico-basaltici. La struttura è aftrica o porfirica con fenocristalli (20-30%) costituiti da prevalenti Pl eudrali, per lo più profondamente albitizzati e sericitizzati o parzialmente sostituiti da plaghe di Cal, e da femici rappresentati in prevalenza da clinopirosseni, spesso alterati in pseudomorfo cloritiche, e/o da Hbl verde. La pasta di fondo è per lo più intergranulare plagioclasico-pirossenica profondamente alterata.

Carbonifero Superiore - Permiano

2.3. - FILONI ACIDI (fp)

Costituiscono i corpi filoniani più diffusi del Foglio Carbonia. Affiorano soprattutto tra S. Anna Arresi e Giba e anche tra Carbonia e S'Arcu Liori; limitati affioramenti sono presenti poco a W di Pesus e presso Medau is Fonnesus (coord.: 6200-3525).

Queste manifestazioni filoniane tagliano i sedimenti del Cambriano-Ordoviciano (formazioni di Nebida, Gonnese, Campo Pisano e Cabitza) e, nella zona di Giba - S. Anna Arresi, tagliano faglie dirette orientate N-S (Is Domus, Carrubbedda) e, localmente (ad es. a NW di M. Giara), anche orientate NW-SE (cfr. § V - 1.3.). Presentano direzioni abbastanza costanti, spesso comprese tra E-W e NW-SE e inclinazioni superiori a 60°.

La maggior parte ha spessori di 5-10 m e raramente superano qualche decina di metri (Perdaiola). I filoni della zona a SE di Carbonia sono talvolta alterati e di modesto spessore, ma con una lunghezza di diversi chilometri.

Hanno colore tipicamente rosso mattone od ocraceo. La struttura varia da aftrica a porfirica per la presenza di fenocristalli di Pl, Or, Qtz e subordinatamente Bt. Questi minerali sono in genere anche i componenti della pasta di fondo. La struttura è isotropa, e solo localmente orientata in corrispondenza delle salbande. In sezione sottile il Qtz è sempre presente, mentre i feldspati e la Bt sono spesso alterati in aggregati pseudomorfi di Chl e/o sericite. La pasta di fondo è microcristallina felsitica, talora con strutture micrografiche. La composizione è riolitico-riodacitica.

Carbonifero Superiore - Permiano

3. - SUCCESSIONE VULCANO-SEDIMENTARIA TARDO-PALEOZOICA

La successione vulcano-sedimentaria tardo-paleozoica affiora molto limitatamente nell'Iglesiente-Sulcis. Nell'Iglesiente (Bacino di S. Giorgio) questa successione è rappresentata da sedimenti stefaniani (COCOZZA, 1967; DEL RIO, 1973) e forse del Westfaliano-d (FONDI, 1979) di ambiente fluvio-lacustre e con abbondanti resti di piante. Lo spessore affiorante è di una trentina di metri.

Nel Sulcis, poco a N del Foglio Carbonia, in località Guardia Pisano (Gonnesa), affiora una successione potente circa 100 m costituita alla base da argilliti nere con resti di piante ed intercalazioni di vulcaniti acide, seguita da arenarie, argille e conglomerati rosso-violacei. Questa successione è stata attribuita al Permiano Inferiore sulla base della ricca microflora autuniana rinvenuta nella sua parte inferiore (BARCA *et alii*, 1992). Un piccolo affioramento di vulcanoclastiti che affiora nel Foglio Carbonia presso Barbusi, individuato durante il rilevamento CARG, è stato correlato con la successione permiana di Guardia Pisano.

3.1. - FORMAZIONE DI GUARDIA PISANO (GPI)

A questa formazione, descritta presso Gonnesa (Foglio 555 "Iglesias") da BARCA *et alii* (1992) e da PITTAU *et alii* (1998), è stato attribuito un piccolo affioramento ubicato circa 1 km a E di Barbusi (coord.: 5812-3900). L'affioramento è mal esposto e le rocce che lo costituiscono sono molto alterate.

La successione (fig.16), che poggia in discordanza sulla formazione di Monte Argentu, è costituita alla base da calcari marnosi potenti circa 0,7 m da rosso scuri a rosati a *beige*, ben stratificati e laminati. Seguono circa 3 m di arenarie vulcanoclastiche grigie e nere sottilmente stratificate. I livelli grigi contengono feldspati completamente argillificati, mentre i livelli da grigio-scuro a neri sono più sottili, carboniosi, ricchi di piccoli resti vegetali e con solfuri. Segue un sottile strato di circa 3-4 cm ricco in ossidi metallici e una nuova intercalazione di arenarie vulcanoclastiche con fitta laminazione marcata da alternanze giallastre e grigio-scure. La parte superiore della successione è costituita da calcari e marne da giallo-*beige* a rossastri con concrezioni di ossidi metallici.

Determinazioni palinologiche, effettuate da P. Pittau e M. Del Rio (Univ. Cagliari) nell'ambito di questo rilevamento, hanno messo in evidenza solo frustoli vegetali non determinabili. Sulla base della correlazione litostratigrafica con la vicina successione autuniana di Guardia Pisano (BARCA *et alii*, 1992) questi sedimenti sono stati attribuiti al Permiano Inferiore. L'ambiente di deposizione è fluvio-lacustre e lo spessore complessivo è circa 4 m.

Permiano Inferiore



Fig. 16 - Successione vulcano-sedimentaria permiana. Le pieghe hanno assi orientati circa E-W e sono probabilmente riconducibili alla tettonica dell'Oligocene-Aquitainiano (cfr. § V - 2.). E di Barbusi, coord.: 5812-3900.

4. - SUCCESSIONE SEDIMENTARIA MESOZOICA

La successione sedimentaria mesozoica del Sulcis è correlabile con quella della Nurra (Sardegna NW) che affiora più estesamente ed è molto meglio studiata (CHERCHI, 1985; CARMIGNANI *et alii*, 2001b, *cum bibl.*). Nella Sardegna SW i pochi affioramenti di rocce mesozoiche sono ubicati nell'Arburese (Guspini, Is Arenas) (DAMIANI & GANDIN, 1973; BARCA *et alii*, 1995), nell'Iglesiente (Campumari) (COCOZZA & GANDIN, 1976; PITTAU DEMELIA & DEL RIO, 1980) e nel Sulcis (Porto Pino, S. Antioco).

Nel Foglio Carbonia, testimonianze di questo ciclo sedimentario sono conservate nella zona di M. Sarri, presso Villarios Nuova e nell'Isola di S. Antioco (Maladroxia). Nelle prime due località affiorano rocce triassiche (“*Muschelkalk*” *Auct.*, “*Keuper*” *Auct.*) e giurassiche (formazioni di Guardia Sa Barracca e di Medau Mereu) (BARCA & COSTAMAGNA, 1997), mentre a S. Antioco affiorano sedimenti del Cretacico inferiore (“Urgoniano” *Auct.*).

BARCA & COSTAMAGNA (1997) e COSTAMAGNA (2000) hanno distinto negli affioramenti dell'area di M. Sarri - Porto Pino due unità tettoniche costituite da successioni mesozoiche differenti. Il rilevamento del Foglio Carbonia non ha confer-

mato nell'area di M. Sarri la presenza di un raddoppio tettonico nella successione mesozoica. Le differenze litologiche nella successione mesozoica dell'area sono per noi imputabili a differenti gradi di dolomitizzazione post-deposizionale; inoltre l'assetto strutturale dell'area (cfr. § V - 2.) non giustifica la presenza di unità tettoniche con diverse successioni stratigrafiche.

Due piccoli affioramenti di calcari fossiliferi del Cretacico Superiore furono descritti e cartografati nell'area di Maladroxia da MAXIA (1963) e da CHABRIER *et alii* (1975). Durante il rilevamento del Foglio Carbonia questi affioramenti non sono stati ritrovati. Riteniamo che ciò sia dovuto all'ampliamento di un fronte di cava e/o perché ricoperti dalle discariche della cava stessa.

4.1. - MUSCHELKALK AUCT. (MUK)

L'unità è stata recentemente inclusa tra le unità geologiche tradizionali italiane validate (CITA *et alii*, 2007b).

La parte più bassa della successione mesozoica del Foglio Carbonia (v. tav.5) affiora molto limitatamente in prossimità della costa orientale del Golfo di Palmas, a S degli stagni di Porto Botte.

Questa unità litostratigrafica, la cui base non risulta visibile, corrisponde alla parte superiore della successione di P.ta Tonnara (loc. Porto Pino) descritta da MARTINI *et alii* (1987). È ricoperta in concordanza da argille e dolomie in facies "Keuper".

È composta, nella parte inferiore, da calcilititi (*mudstone*, *wackestone*) localmente fetide e da subordinate calcareniti (*grainstone* oolitici) di colore grigio scuro con laminazioni ondulate, sia parallele che incrociate, e bioturbazioni, che passano superiormente a calcilititi e calcari dolomitici di colore più chiaro. BARCA & COSTAMAGNA (1997) e COSTAMAGNA (2000) hanno riconosciuto evidenze di ambiente evaporitico (in particolare a S del Foglio Carbonia, nell'area di P.ta Tonnara), quali noduli evaporitici, *mold* e pseudomorfi solfatici che conferiscono alla successione un carattere regressivo.

Ancora nell'area di P.ta Tonnara sono stati rinvenuti rari resti fossili (*Nodosaridae*, *Buliminidae*, ostracodi, bioclasti di bivalvi e dasycladacee, placche e radioli di echinodermi). I foraminiferi, in particolare *Agathammina?* sp., indicano il Triassico medio-Superiore (MARTINI *et alii*, 1987).

L'ambiente deposizionale è riconducibile ad una piattaforma carbonatica in condizioni intertidali; i depositi grigio scuri e bioturbati corrispondono a condizioni subtidali, quelli evaporitici a condizioni sopratidali.

Lo spessore affiorante nell'area nel Foglio Carbonia è di circa 20 m.

Triassico medio-Superiore

4.2. - KEUPER AUCT. (KEU)

Anche questa unità stratigrafica è stata recentemente inclusa tra le unità geologiche tradizionali italiane validate (CITA *et alii*, 2007b) ed affiora lungo la costa orientale del Golfo di Palmas (Guardia Sa Perda Fitta, M. Sa Perda, Villarios Nuova) in apparente concordanza con il Muschelkalk (v. tav.5). A tetto è limitata da una lacuna non determinabile cronologicamente.

L'unità inizia con pochi metri di marni policrome (da rossastre a violacee fino a verdastre) in parte alternate verso l'alto con calcilutiti *beige* o grigio chiaro. Seguono dolomie e dolomie calcaree. Secondo BARCA & COSTAMAGNA (1997) le dolomie della parte inferiore sono riferibili a *packstone* intraclastico-bioclastici e a *bindstone* stromatolitici dolomitizzati. In particolare si tratta di dolomie a grana fine e stratificazione sottile, cui seguono dolomie a grana grossolana e con strati più spessi (dolopseudospariti, probabilmente *ex wackestone-packstone* oolitico-bioclastici). A volte, nella parte inferiore, sono presenti facies laminitiche (*ex mudstone* con lamine di *packstone* a peloidi). Spesso si riconoscono anche *mold* e pseudomorfi di minerali evaporitici. Nella parte superiore della successione sono diffuse breccie di collasso.

I pochi resti fossili sono rappresentati da bioclasti (soprattutto molluschi), concentrati in livelli discreti. L'età è riferibile al Triassico Superiore sulla base della posizione stratigrafica e delle associazioni di litofacies (facies "Keuper").

L'ambiente di sedimentazione è riconducibile a condizioni di laguna peritidale in clima caldo e arido. Lo spessore di questa formazione è circa 50 m.

Triassico Superiore

4.3. - FORMAZIONE DI GUARDIA SA BARRACCA (GUB)

Questa formazione affiora a S degli stagni di Porto Botte (M. Sarri, M. Sa Perda) e a Villarios.

Una lacuna di sedimentazione marca il passaggio tra la precedente formazione dolomitica e questa formazione calcarea, che a sua volta è ricoperta in concordanza dalla f.ne di Medau Mereu (v. tav.5). La lacuna è marcata dal brusco cambiamento delle litofacies e dalla presenza, alla base di questa formazione, di calcari brecciati di tipico colore rossastro. Questa formazione è principalmente calcarea con estese dolomitizzazioni secondarie e con subordinate intercalazioni marnose frequenti nella parte alta.

I calcari brecciati rossastri basali sono ricoperti da calcari bioclastici grigio-giallastri (*packstone* e *grainstone* e subordinati *wackestone*, talora con quarzo detritico diffuso), con stratificazione da sottile a spessa, che nella parte superiore

sono intercalati con livelli di marne talora molto fossilifere o calcari marnosi nocciola (*packstone* bioclastici). La parte alta della formazione è costituita da calcari grigi (*wackestone*, *mudstone* a peloidi, a spicole di spugne, rari foraminiferi e radiolari) e da calcari fossiliferi con ammoniti (*packstone-wackestone* a peloidi talora con piccoli oncoidi e rari ooidi) con qualche lista o arnione di selce. La stratificazione è da sottile a spessa.

Molto spesso è presente una dolomitizzazione secondaria, più diffusa nell'area occidentale tra M. Sa Perda e la costa, e a N dello Stagno di Porto Botte (Sa Guardia Nuragoga). Talora la dolomitizzazione è intensa e completa, mentre altre volte è solo parziale e selettiva (i crinoidi spesso non vengono dolomitizzati). In queste aree, a scala dell'affioramento, si passa rapidamente da porzioni calcaree a porzioni completamente dolomitizzate.

Il contenuto fossilifero è spesso notevole (accumuli localizzati) e comprende crinoidi (fig.17), foraminiferi, brachiopodi, bivalvi, belemniti, briozoi, ammoniti (fig.18), ostracodi, spicole di spugna, radiolari, *etc.*. Sulla base delle associazioni di brachiopodi, TADDEI RUGGIERO (1966) riferì questa successione all'Aaleniano. Determinazioni paleontologiche, eseguite da A. Goy (Univ. Madrid) durante il rilevamento del Foglio Carbonia, hanno messo in evidenza foraminiferi (*Agerina martana*, cf. *Mayncina termieri*, cf. *Orbitopsella praecursor*, *Lenticulina* sp.,

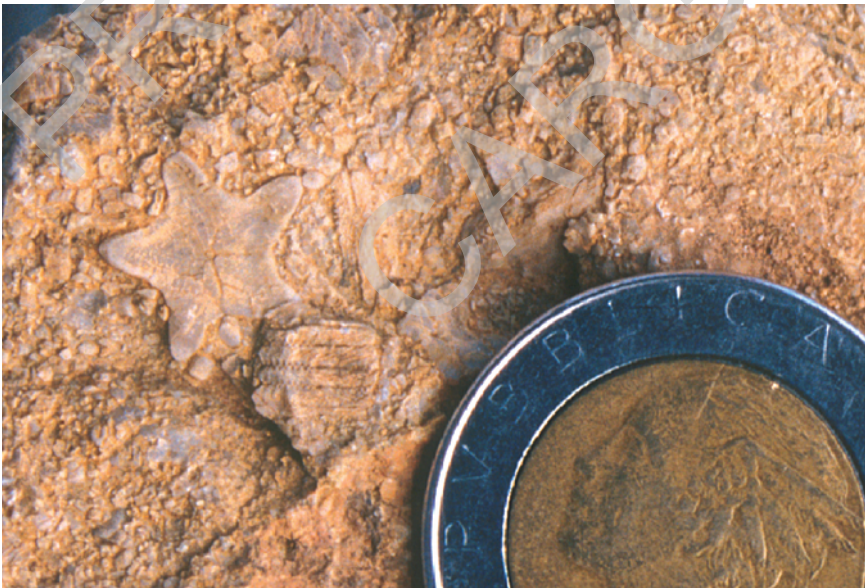


Fig. 17 - Calcare a crinoidi della f.ne di Guardia Sa Barracca. E di M. Sa Perda, coord.: 6428-1794.



Fig. 18 - Calcare ad ammoniti: *Pleydellia cf. aalensis* (Zieten) nella f.ne di Guardia sa Barracca. Litorale a SW degli stagni di Porto Botte, coord.: 6286-1840.

Glomospira sp., *Nodosaria* sp., *Ophalmidium* sp.); brachiopodi (*Lobothyris punctata*, *L. subpunctata*, *Telothyris cf. janberti*, *Quadratrirhynchia attenuata*, *Zeileria* sp.); ammoniti (*Pleydellia cf. aalensis*, *Tmetoceras* sp., *Dactylioceras* sp., *Harpoceratidae*); lamellibranchi (*Plicatula* sp., *Harpas* sp., *Pseudopecten aequivalvis* e *filaments* riferibili a *Posidonia/Bositra*); coproliti (*Favreina* sp.).

Queste faune, provenienti dalla parte medio-alta della formazione, indicano l'intervallo Pliensbachiano-Toarciano e forse (sulla base di *Tmetoceras* sp.) l'Aaleniano Inferiore. Una simile attribuzione cronostratigrafica era stata proposta anche da BARCA & COSTAMAGNA (1997) e COSTAMAGNA (2000).

Tuttavia, la presenza di *Agerina martana* (riferibile al Lias superiore) anche nella formazione soprastante sembra escludere l'Aaleniano per la f.ne di Guardia Sa Barracca.

L'ambiente di deposizione è riconducibile a condizioni di rampa carbonatica distale, con trasporto (durante episodi di tempesta) di materiale bioclastico, peloidi e ooliti, provenienti da zone più prossimali.

Lo spessore della formazione è difficilmente stimabile con esattezza a causa della cattiva esposizione, ma valutabile in circa 100 m.

Giurassico inferiore (Lias)

4.4. - FORMAZIONE DI MEDAU MEREU (MDM)

Questa formazione affiora limitatamente e rappresenta la parte sommitale della successione giurassica di Porto Pino - M. Sarri. Analogamente alle precedenti si rinviene lungo la fascia costiera orientale del Golfo di Palmas (a W di M. Sarri e a S degli stagni di Porto Botte) e poggia in concordanza sui calcari della f.ne di Guardia Sa Barracca (v. tav.5).

Questa formazione è costituita prevalentemente da calcilutiti (*mudstone*, *wackestone*) e subordinate calcareniti (*packstone* e *grainstone*) di colore grigio o *beige*, alternate con marne di color nocciola, in strati da sottili a medi.

Determinazioni paleontologiche, eseguite da A. Goy (Univ. Madrid) durante il rilevamento del Foglio Carbonia, hanno evidenziato spicole di poriferi, radiolari, rari foraminiferi (*Praepatellina* sp., *Agerina martana*, *Nodosaria* sp., *Hyoenella* sp.), bivalvi (rari *filaments: Posidonia/Bositra*), frammenti di echinodermi, di molluschi, che indicano il Toarciano.

In letteratura, l'età di questa formazione è riferita all'Aaleniano (Dogger inferiore) sulla base di foraminiferi (com. pers. di A. Cherchi in BARCA & COSTA-MAGNA, 1997). La presenza di *Agerina martana*, rinvenuta in alcuni campioni di questa formazione sembra indicare un'età liassica, anche se non si può escludere il Dogger inferiore per le parti alte della successione.

Il *trend* evolutivo generale delle formazioni mesozoiche descritte indica un progressivo annegamento della piattaforma carbonatica fino a condizioni pelagiche per la f.ne di Medau Mereu. Lo spessore della formazione affiorante è di una decina di metri, ma la sommità della formazione è erosiva.

Giurassico inferiore - ?Giurassico Medio (Toarciano - ?Aaleniano)

4.5. - URGONIANO AUCT. (URG)

Questa formazione affiora esclusivamente nella parte centro-orientale dell'Isola di S. Antioco (zona di Maladroxia) e rappresenta il termine mesozoico più recente del Foglio Carbonia. La base di questa formazione affiora poco al di fuori del Foglio Carbonia (a S di Maladroxia) e poggia in concordanza su marne e argille grigio-giallognole berriasiano-valanginiane (facies "purbeckiana") (CHABRIER *et alii*, 1975), i cui affioramenti sono generalmente mal esposti e molto discontinui.

Questa formazione è rappresentata prevalentemente da termini calcarei con subordinate marne. I calcari sono costituiti in genere da *grainstone* e/o *packstone* intraclastico-bioclastici, a volte oolitici, ed in minor misura da *rudstone* intraclastico-bioclastici. Il colore di queste litofacies è biancastro con sfumature

giallastre, a volte rossastre o violacee. Nella parte superiore della successione (ad es. presso Arcus de Cannai) le calcareniti sono alternate a calcilititi (*mudstone*, *wackestone* bioclastici) e livelli marnosi. La stratificazione non è sempre chiaramente visibile, specie nelle facies più grossolane, ed è in genere spessa, variando da media a molto spessa.

Il contenuto fossilifero (fig.19) è quasi sempre molto abbondante ed è costituito da frammenti ed esemplari integri di foraminiferi (*Miliolidae*, *Orbitolinidae*), bivalvi (rudiste e rare ostree), briozoi, echinodermi, gasteropodi, coralli, ostracodi, alghe dasycladacee e carofite, spicole di spugna, segnalate anche da precedenti Autori (MAXIA, 1963; CHABRIER *et alii*, 1975; AZEMA *et alii*, 1977).

Determinazioni micropaleontologiche effettuate durante i rilievi CARG da Chiocchini e Mancinelli (Univ. di Camerino) hanno messo in evidenza foraminiferi (*Glomospira urgoniana*, *Cuneolina* cf. *laurentii*, ?*Cuneolina scarsellai*, *Trocholina molesta*, *Sabaudia minuta*, *Belorussiella* sp.; *Valvulineria* sp.; *Nezazatinella* sp., *Dobrogelina* sp.), alghe dasycladacee (*Neomeris cretatica*, *Heteroporella ?paucicalcareae*, *Suppiluliumaella* sp., *Salpingoporella muehlbergi*), alghe rodoficee (*Lithocodium aggregatum*), che indicano l'intervallo Hauteriviano-Aptiano. Sulla base del contenuto fossilifero e delle correlazioni litostratigrafiche con la Nurra, dove la successione è più studiata e completa (CHERCHI, 1985), l'età della formazione è riferibile al Valanginiano inferiore - Aptiano.

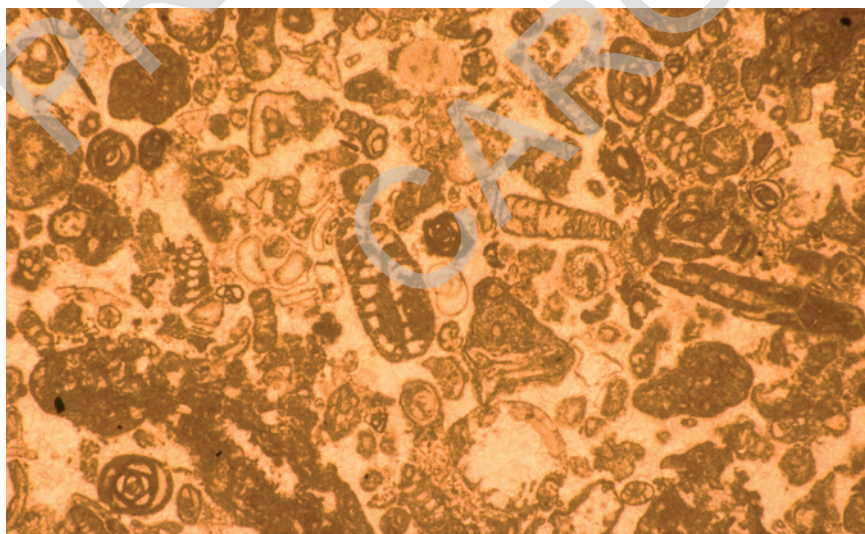


Fig. 19 - Calcari "urgoniani" (URG) fossiliferi in sezione sottile, nicols paralleli, ingrandimento circa 4x. Campione proveniente da M. S'Arratgraxiu (Maladroxia).

L'ambiente di deposizione è riconducibile a condizioni sublitorali e neritiche di piattaforma carbonatica (facies "urgoniana"). Lo spessore di questa formazione nell'area del Foglio Carbonia è difficile da stimare per la presenza di strutture plicative (cfr. § V - 2.) e per la mancanza di esposizioni continue; lo spessore apparente è di circa un centinaio di metri.

Cretacico inferiore (Valanginiano inferiore - Aptiano)

5. - SUCCESSIONE SEDIMENTARIA PALEOGENICA

Nel Foglio Carbonia sedimenti attribuibili a questa successione affiorano con buona continuità lungo la fascia tra M. Sirai e Pesus. Limitati affioramenti sono stati rilevati anche presso Giba, Masainas e Porto Botte.

La successione eocenico-oligocenica della Sardegna SW corrisponde ad un ciclo sedimentario trasgressivo-regressivo. La trasgressione marina, limitata esclusivamente alle aree più occidentali del Sulcis (e documentata solo tramite sondaggi), è molto rapida rispetto alla fase regressiva che è intervallata da ritmiche ingressioni marine di breve durata. Questa lenta fase regressiva è responsabile della sedimentazione in ambienti paralicci di livelli e banchi di lignite ("Bacino lignitifero del Sulcis" *Auct.*), coltivati fin dalla fine del 1800 e tuttora in sfruttamento. Grazie all'importanza economica di questo bacino, numerosi sono stati gli studi a carattere geologico (soprattutto stratigrafici, paleontologici e paleoambientali) e numerosi sono pure i sondaggi eseguiti per la prospezione del giacimento. Alcuni di questi sondaggi sono profondi, superano i 700 m e forniscono una buona documentazione sia della successione sedimentaria eocenico-oligocenica, che della sovrastante successione vulcanica miocenica e dei depositi quaternari (fig.20).

Procedendo da W verso E la successione paleogenica diventa meno potente (fig.21). I sondaggi della Carbosulcis S.p.A. (MURRU & SALVADORI, 1987) hanno evidenziato che nelle aree occidentali del bacino sono presenti tutti i termini della successione eocenica-oligocenica (dal basso verso l'alto: "Calcari a macroforaminiferi" *Auct.*, Miliolitico *Auct.*, Lignitifero *Auct.*, f.ne del Cixerri), ma procedendo da W verso E scompaiono progressivamente i termini inferiori della successione e il basamento paleozoico è ricoperto prima direttamente dal Miliolitico (Carbonia, Piolanas, Bacu Abis, *etc.*), successivamente dal Lignitifero (Serbariu, Perdaxius, Pesus, Domusnovas, Tanca Aru) e quindi dalla f.ne del Cixerri (Pesus, Narcao, Nuxis, Siliqua, Uta, *etc.*). La distribuzione di queste formazioni indica chiaramente che la trasgressione marina veniva da W (fig.21).

Il termine più antico della successione eocenica ("Calcari a macroforaminiferi" *Auct.*) è conosciuto solo in sondaggio. Si tratta di sedimenti marini li-

torali, rappresentati da calcari con abbondanti macroforaminiferi (alveoliniti, orbitoliti, milioliti) e alghe calcaree (CHERCHI, 1979b; FANNI *et alii*, 1982; CHERCHI, 1983; MURRU & SALVADORI, 1987).

L'età di questi sedimenti copre un intervallo che va dall'Ypresiano Inferiore all'Ypresiano medio-superiore (Eocene Inferiore), anche se alcune faune rinvenute alla base sembrano indicare anche il Thanetiano superiore (Paleocene Superiore) (FANNI *et alii*, 1982; MURRU & SALVADORI, 1987).

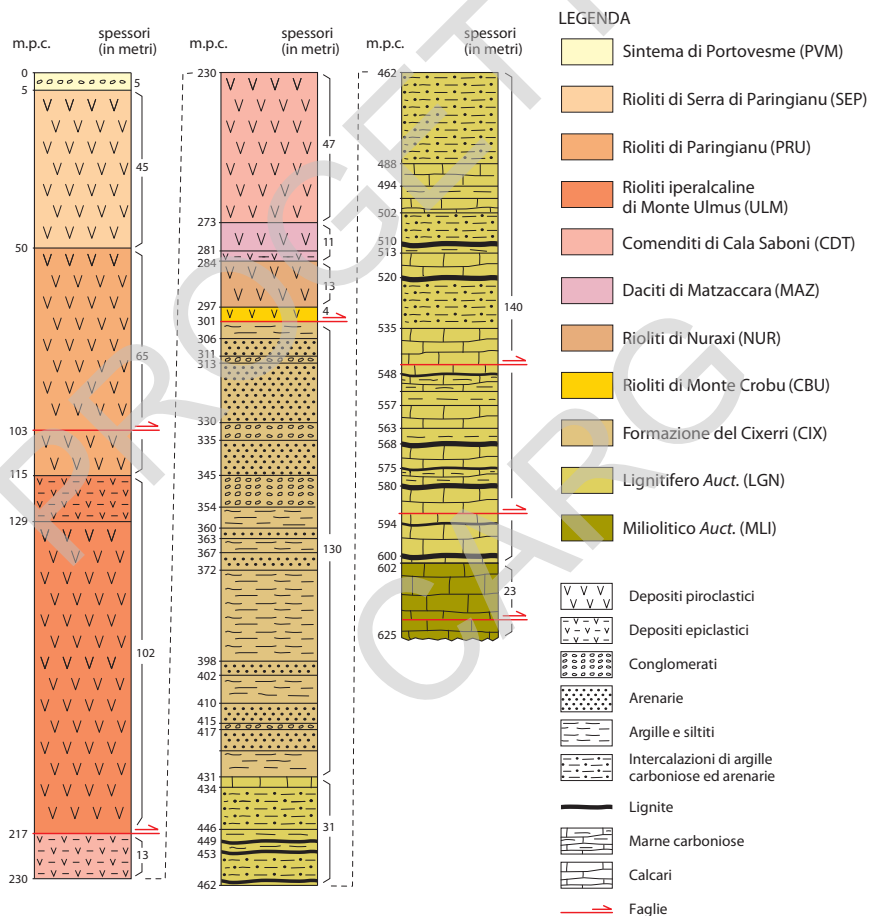
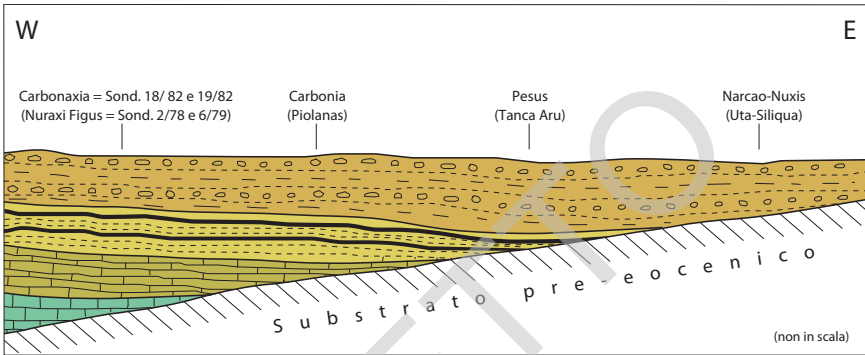






Fig. 20 - Log interpretato e semplificato di un sondaggio attraverso la successione "ignimbritica" miocenica e quella sedimentaria paleogenica. Il sondaggio (n°36/87) è stato effettuato dalla Carbusulcis S.p.A. a SE di Carbonaxia (coord.: 5207-3596) ed è ubicato in tav. 3.



LEGENDA

-  Formazione del Cixerri
-  Lignitifero Auct.
-  Miliolitico Auct.
-  "Calcarei a macroforaminiferi"

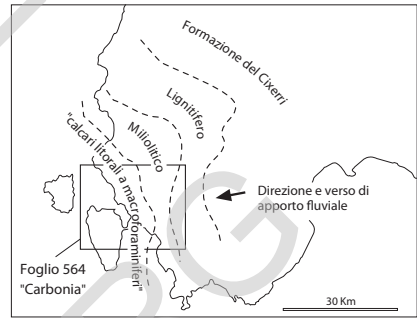


Fig. 21 - Schema dei rapporti stratigrafici di aggradazione delle formazioni paleogene sul substrato pre-eocenico del Sulcis-Iglesiente e del Cixerri. Le località indicate tra parentesi si riferiscono al Bacino del Cixerri e all'Iglesiente, le altre al Bacino di Narcao. I dati di sondaggio sono stati messi a disposizione dalla Carbosulcis S.p.A.. Nello schema paleogeografico in basso a destra le aree limitate dalle linee tratteggiate delimitano le zone di appoggio sul substrato pre-eocenico delle differenti formazioni paleogene.

5.1. - MILIOLITICO AUCT. (MLI)

La formazione è stata recentemente inclusa tra le unità geologiche tradizionali italiane validate (CITA *et alii*, 2007a).

Questa unità litostratigrafica nel Foglio Carbonia affiora solamente presso Carbonia e a M. Margiani (a W di S. Anna Arresi). Si tratta di sedimenti principalmente carbonatici (MLI) che poggiano sia su sedimenti conglomeratico-arenacei (MLI_a) (M. Margiani), sia direttamente sul basamento paleozoico (M. Rosmarino), sia sui "Calcarei a macroforaminiferi" (sondaggi Carbosulcis S.p.A.). I calcarei del Miliolitico sono ricoperti in concordanza dal Lignitifero (v. tav.5 e fig.21).

Nella zona di M. Margiani la base della successione è rappresentata da una alternanza irregolare di arenarie e conglomerati (MLI_a). Le arenarie hanno cemento carbonatico o siliceo e sono ben stratificate, i conglomerati sono poligenici, grossolani e in spessi strati, a prevalenti elementi ben elaborati del basamento paleozoico. Tra i ciottoli abbondano quarzo, “lidi” e “porfidi”. I ciottoli sono ben classati, la matrice è arenacea e abbondante. Le arenarie sono talvolta gradate e presentano laminazioni piano-parallele, incrociate e *burrows*. Lo spessore massimo apparente di questi sedimenti clastici riconducibili ad ambienti alluvionali è generalmente di una decina di metri, ma appena a S del Foglio Carbonia la successione è meglio esposta e raggiunge uno spessore di circa 30 m. Il contatto di base non è visibile in affioramento.

I litotipi più comuni sono tuttavia calcari spesso bioclastici (*grainstone*, *packstone* e *wackestone*) (MLI), estremamente ricchi in fossili, che verso l'alto tendono a diventare arenacei e marnosi.

Il contenuto fossilifero nei calcari è molto abbondante (fig.22) e rappresentato da resti di organismi marini, di acqua salmastra e dulcicoli: foraminiferi (miliolidi, rotalidi), molluschi, echinodermi, ostracodi, carofite, *etc.* (COCOZZA *et alii*, 1986).

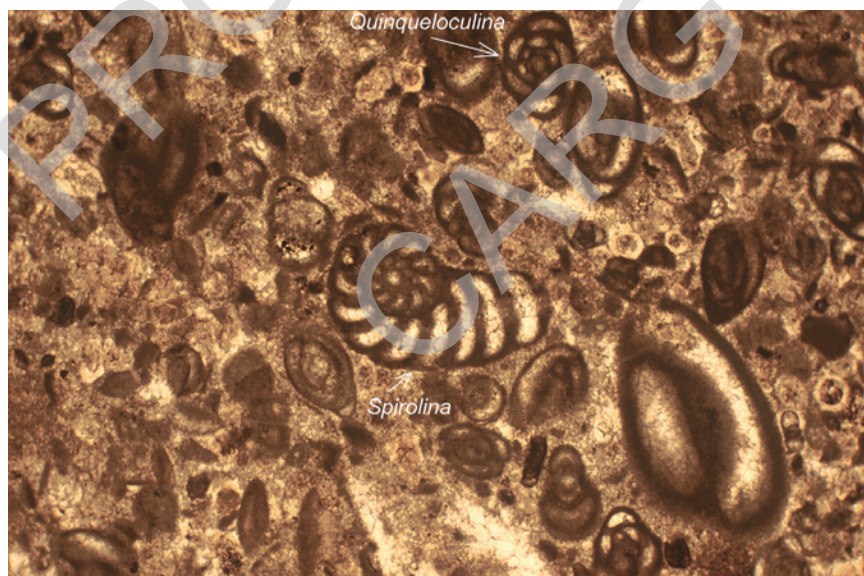


Fig. 22 - Sezione sottile (nicols paralleli) di calcari a miliolidi (Miliolitico) tra cui si distinguono “*Quinqueloculina*” e “*Spirolina*”. Ingrandimento circa 10x. Campione proveniente da M. Rosmarino, coord.: 5894-3645.

Verso l'alto della successione le associazioni fossili tendono a divenire oligotipiche, e sono rappresentate quasi esclusivamente da miliolidi (*Triloculina*, *Quinqueloculina*, *Spirolina*) (v. fig.22). La progressiva diminuzione dell'indice di diversità delle faune corrisponde all'inizio della lenta fase regressiva che porterà ad una completa emersione del bacino. Nonostante la grande abbondanza di fossili, l'età di questa formazione non è definibile su basi biostratigrafiche per la mancanza di fossili significativi. La formazione è attribuita all'Ypresiano in quanto compresa tra i "Calcarei a macroforaminiferi" dell'Ypresiano rinvenuti in sondaggio (CHERCHI, 1983) e il Lignitifero, la cui base è riferibile all'Ypresiano superiore.

Sulla base delle caratteristiche petrografiche, sedimentologiche e paleontologiche, gli ambienti di deposizione sono riconducibili ad alternanze di lagune ipersaline (diffuse soprattutto nella parte bassa) e di lagune iposaline e/o di facies lacustri e palustri (diffuse soprattutto nella parte alta) in condizioni di clima caldo arido (COCOZZA *et alii*, 1986).

Lo spessore del Miliolitico è variabile (v. fig.21), a Carbonia raggiunge circa 20 m mentre a M. Margiani supera i 50 m; nei sondaggi gli spessori sono anche maggiori (circa 70 m) (MURRU & SALVADORI, 1987).

Eocene Inferiore (Ypresiano)

5.2. - LIGNITIFERO AUCT. (LGN)

Anche questa formazione è stata recentemente inclusa tra le unità geologiche tradizionali italiane validate (CITA *et alii*, 2007a).

La formazione, nota anche come "Produttivo" Auct., affiora raramente (Serbariu, Medau is Peis, Pesus) ed è spesso male esposta, ma è ampiamente documentata nei numerosi sondaggi eseguiti per la ricerca e coltivazione del carbone nell'area di Carbonia (Bacino lignitifero del Sulcis). Gli affioramenti più rappresentativi sono situati presso il campo sportivo di Serbariu.

Poggia direttamente sul basamento paleozoico (Serbariu) o sul Miliolitico (nel Foglio Carbonia a M. Rosmarino, dove è presente un piccolo affioramento non cartografato, coord.: 5894-3642, e nei sondaggi della Carbosulcis S.p.A.; nel Foglio 555 "Iglesias" presso Bacu Abis, Piolanas) (v. fig.21).

Il Lignitifero è ricoperto dalla f.ne del Cixerri. La natura del contatto tra queste due formazioni è controversa. Secondo alcuni Autori (FANNI *et alii*, 1982; MATTEUCCI, 1985; MURRU & SALVADORI, 1987; MURRU *et alii*, 1996; BARCA & COSTAMAGNA, 1997) tra le due formazioni esiste una netta discordanza angolare, mentre per altri (AGUS & PECORINI, 1978) il passaggio tra il Lignitifero e la f.ne del Cixerri sarebbe concordante. I rilevamenti CARG del Foglio Carbonia hanno messo in evidenza l'esistenza di entrambi i tipi di contatti (cfr. § V - 2.).

Quando il contatto è concordante, il passaggio tra il Lignitifero e la f.ne del Cixerri è graduale ed è stato da noi posto convenzionalmente in corrispondenza della progressiva scomparsa delle litologie carbonatiche e di quelle contenenti materiale carbonioso.

Si tratta di ritmiche alternanze di argille spesso carboniose, calcari marnosi, calcari fetidi bituminosi, livelli di lignite, arenarie, marne e microconglomerati in livelli e strati decimetrici o metrici (fig.23). Nella parte bassa di questo intervallo sono più frequenti le litologie carbonatiche che sono riconducibili a facies salmastre, con ancora notevoli quantità di miliolidi e subordinatamente di resti di organismi marini. Brevi e ripetute ingressioni marine sono testimoniate da livelli di calcari ricchi in resti di molluschi (soprattutto bivalvi e gasteropodi) (fig.24) che si trovano spesso intercalati nei depositi arenacei e marnosi. Verso l'alto i foraminiferi e gli organismi di ambiente salmastro tendono a diminuire e viceversa diventano abbondanti gli organismi di ambiente lacustre o debolmente salmastro (ostracodi, characee, molluschi). I banchi di lignite diventano meno numerosi ma più potenti e sono sempre più frequenti le intercalazioni di depositi alluvionali anche grossolani (arenarie e conglomerati).

Alla base della formazione sono state distinte due litofacies che poggiano direttamente sul basamento paleozoico. A Serbariu di Sopra sono presenti conglomerati (LGN_a) a matrice arenacea e a prevalenti clasti di quarzo e "lidi" (fig.25). Sono presenti anche caratteristici conglomerati a noduli ematitici rimaneggiati. Subordinate arenarie, finemente stratificate, sono talora intercalate ai conglomerati. L'ambiente di sedimentazione è alluvionale. Gli spessori variano da 0 a 5 m.

Nell'area di Pesus la base del Lignitifero è costituita da prevalenti dolomie e da calcari (LGN_p) di colore giallastro e grigio, sormontati in discordanza dalla f.ne del Cixerri. Spesso nelle dolomie sono presenti clasti di rocce paleozoiche e noduli ematitici. La presenza di minerali evaporitici e di organismi dulcicoli (ostracodi, carofite) nelle dolomie, oltre ad altre caratteristiche sedimentologiche, indicano secondo MURRU *et alii* (1996) ambienti di sedimentazione fluvio-lacustri e di piana tidale. Lo spessore varia da 0 a circa 15 m.

Tra i fossili rinvenuti nel Lignitifero vanno segnalati, oltre a quelli già indicati e agli abbondanti resti vegetali, i resti di perissodattilo ascrivibile a *Lophiodon sardus* (BOSCO, 1902), in base al quale è stata attribuita un'età ypresiano-luteziana (DAL PIAZ, 1930), e i resti di pesci d'acqua dolce (CAPPETTA & THALER, 1973).

Analisi palinologiche effettuate nell'ambito del Progetto CARG su campioni dell'area di Serbariu indicano un'associazione poco diversificata, di ambiente di palude torbosa e di clima essenzialmente tropicale, costituita da *Leiotriletes adriensis*, *Tetracolporopolenites sapotoides*, *Arecipites* spp., *Proxapertites operculatus*, *?Triatriopollenites/Plicapollis*. Sulla base delle associazioni polliniche, presenti anche in letteratura (PITTAU, 1977; PITTAU DEMELIA, 1979; SALVADORI, 1980;



Fig. 23 - Alternanza di calcari fetidi (grigi chiari), strati di lignite (neri) e arenarie (giallastre) del Lignitifero. Si noti la faglia inversa (a sinistra e in corrispondenza del martello) con rigetto decimetrico, immergente a N075 di 40°. Campo di calcio di Serbariu, coord.: 6020-3507.

Fig. 24 - Calcari a "lumachelle" del Lignitifero. Campo sportivo di Serbariu, coord.: 6019-3507.





Fig. 25 - Conglomerati a clasti di quarzo (in bianco) e "liditi" (in nero) nei livelli basali del Lignitifero (LGN_a). Serbariu di Sopra, coord.: 6222-3413.

FANNI *et alii*, 1982), l'età di questa unità litostratigrafica risulta compresa tra l'Ypresiano superiore (primi livelli di carbone) ed il Luteziano inferiore. Questa attribuzione è confermata anche da una ricca flora a oogoni di characee (*Nitellopsis* (*Tectochara*) *thaleri thaleri*) (Feist in BARBERI & CHERCHI, 1980; AGUS *et alii*, 1989), che si rinvencono in un livello caratteristico della parte alta del Lignitifero. Questo livello, che nell'area di Pesus è attribuito da alcuni già alla f.ne del Cixerri (MURRU & FERRARA, 1999), è conosciuto anche nell'area del Foglio 555 "Iglesias" (miniere di Seruci, Domusnovas) e del Foglio 556 "Assemini" (Tanca Aru e M. Gioiosa Guardia, FUNEDDA *et alii*, 2009).

Le condizioni climatiche caldo-aride che avevano caratterizzato la sedimentazione del Miliolitico persistono pure durante la fase iniziale della sedimentazione del Lignitifero, ma verso l'alto della sequenza si osserva un progressivo mutamento verso condizioni caldo-umide (COCOZZA *et alii*, 1986).

Essendo gli affioramenti relativi a questa formazione molto rari e alterati, è difficile stimarne lo spessore. Gli spessori massimi affioranti non superano i 20 m (Serbariu), ma nei sondaggi, ubicati a W degli affioramenti più occidentali, si riscontrano potenze medie di circa 100 m. Non si esclude, tuttavia, che possa trattarsi di spessori apparenti dovuti a strati inclinati e faglie inverse.

Eocene Inferiore-medio (Ypresiano superiore - Luteziano inferiore)

5.3. - FORMAZIONE DEL CIXERRI (CIX)

Questa formazione (PECORINI & POMESANO CHERCHI, 1969) affiora diffusamente nell'area del Foglio Carbonia: tra Flumentepido e Perdaxius, a Villarios, Giba, *etc.*. A volte poggia in discordanza sul basamento paleozoico (Pesus, Perdaxius, Giba, *etc.*) e sul Lignitifero (ad es. a Pesus, coord: 6894-3568), mentre nella parte centrale del bacino alcuni affioramenti (ad es. Medau is Arrius, Serbariu di Sopra, coord.: 6203-3412) e sondaggi (v. fig.20) mostrano un passaggio concordante e graduale tra il Lignitifero e la f.ne del Cixerri. La formazione è intrusa da rocce ipoabissali andesitiche aquitaniane o ricoperta in discordanza da vulcaniti e conglomerati del Miocene Inferiore (fig.26).

La formazione è costituita da arenarie, conglomerati, marne ed argille silteose (fig.26), talora con noduli concrezionari ferruginosi. Talvolta alla base sono presenti tipiche arenarie giallastre, distinte in carta come litofacies (CIX_a).

Procedendo dal basso verso l'alto, è possibile riconoscere un *trend* evolutivo di carattere sedimentologico. Le porzioni inferiori sono infatti caratterizzate da una relativa abbondanza di depositi clastici a granulometria da fine a media (soprattutto argille ed arenarie con subordinati livelli microconglomeratici) (Pesus, Perdaxius). Procedendo verso l'alto della successione le porzioni fini tendono a diminuire e diventano progressivamente più importanti prima le frazioni arenacee e poi quelle conglomeratiche, tipiche delle porzioni sommitali. Questi conglomerati sono generalmente mal classati, costituiti da ciottoli poligenici, eterometrici,



Fig. 26 - Marne (chiare) ed argille (rossicce) della f.ne del Cixerri, ricoperte in discordanza angolare dai conglomerati di Medadeddu del Miocene Inferiore. Medadeddu, coord.: 6054-3387.

di norma ben arrotondati (fig.27) e con diametri variabili tra 2 e 30 cm. Sono frequenti le superfici erosive, specialmente alla base delle intercalazioni conglomeratiche più potenti. Anche la maturità composizionale dei conglomerati diminuisce verso l'alto: i ciottoli dei conglomerati alla base della formazione sono prevalentemente costituiti da quarzo e "lidiiti" (ad es. a Cuccuru Narboni Mannu, coord.: 6898-3556), mentre nei livelli sommitali sono presenti anche graniti, filladi, porfidi, calcari, marne, *etc.* (Flumentepido, Serra Mori Vai: fig.27, *etc.*), e perfino clasti arenacei riferibili alla stessa f.ne del Cixerri (Pesus). Questi caratteri indicano una maturità composizionale inizialmente elevata e poi molto scarsa, che si osserva pure nelle porzioni arenacee: quarzose alla base e quarzoso-feldspatiche verso l'alto. Gli ambienti deposizionali dei livelli basali sono riferibili ad un vasto sistema di piana alluvionale con caratteristiche di piana a meandri (che nella zona di Narcao, a E del Foglio, mostra direzioni di apporto da ENE verso WSW, v. fig.21); la parte sommitale è riferibile ad una piana a canali intrecciati. Questo *trend* evolutivo può essere attribuito ad un progressivo ringiovanimento del rilievo durante la deposizione della f.ne del Cixerri. Solo localmente (ad es. presso Pesus) si rinvergono livelli calcarei di ambiente lacustre con abbondanti frustoli vegetali e resti di vertebrati (fig.28).

Una particolare litofacies, le arenarie giallastre (CIX_a), affiora localmente (nell'area tra Serbariu e S'Arcu Liori) in concordanza sul Lignitifero. Si tratta di arenarie con un caratteristico colore giallastro, note anche come "Arenarie del Produttivo" (TARICCO, 1924). A differenza del citato Autore, questa litofacies è stata da noi attribuita alla f.ne del Cixerri in quanto gli ambienti di sedimentazione sono riconducibili a sistemi alluvionali e non agli ambienti paralici caratteristici del Lignitifero. Si tratta principalmente di arenarie a grana media e grossolana, senza o con pochissimo cemento carbonatico; talora il cemento è rappresentato da ossidi di ferro (COCOZZA *et alii*, 1986). La stratificazione è sempre mal espressa e sono comuni tracce di radici e altri organismi. TARICCO (1924) ha segnalato resti vegetali, prevalentemente di palme. Queste arenarie hanno spessori di qualche decina di metri e una caratteristica esfoliazione cipollare e, verso l'alto, fanno graduale transizione alle litologie caratteristiche della f.ne del Cixerri.

Il contenuto paleontologico è molto scarso, quindi l'età precisa della formazione è incerta. È comunque compresa tra l'Eocene medio (età del tetto del Lignitifero) e l'Oligocene-Aquitano. Infatti, nel Foglio Carbonia i depositi clastici della f.ne del Cixerri sono intrusi da andesiti (M. Perda), le cui età radiometriche ($22,8 \pm 1,3$ Ma) (LECCA *et alii*, 1997) indicano l'Aquitano. Nella Valle del Cixerri (Foglio 556 "Assemmini") la formazione è attraversata da andesiti ipoabissali dell'Oligocene medio-superiore (29-26 Ma). Un'età oligocenica per questa formazione è stata sostenuta anche da MAXIA (1959) che segnalò la presenza di alcune faune di gasteropodi molto simili a quelle rinvenute in Francia



Fig. 27 - Conglomerati poligenici ed eterometrici della porzione superiore della f.ne del Cixerri. Serra Mori Vai, coord.: 6773-3371.



Fig. 28 - Resto di un vertebrato nei calcari lacustri della f.ne del Cixerri. Biddazzoni, coord.: 7005-3420.

in formazioni lacustri oligoceniche. Anche nel Campidano la f.ne del Cixerri è limitata superiormente da sedimenti dell'Oligocene superiore - Aquitaniano (f.ne di Ussana) (PECORINI & POMESANO CHERCHI, 1969; CHERCHI & MONTADERT, 1982). Nell'area di Serbariu è ben visibile il tetto della f.ne del Cixerri, caratterizzato da una netta discordanza angolare (v. fig.26) al di sopra della quale affiorano conglomerati poligenici (f.ne di Medadeddu) che rappresentano la base della successione vulcanica miocenica di quella zona.

Lo spessore della f.ne del Cixerri in affioramento può superare i 300 m (tra Pesus e M. Narcao); spessori analoghi sono noti anche in sondaggio.

Eocene medio - Oligocene

6. - SUCCESSIONE VULCANICA MIOCENICA

I prodotti vulcanici di questo ciclo sono ben rappresentati nel Foglio Carbonia, dove costituiscono la quasi totalità degli affioramenti nell'Isola di S. Antioco e nella zona compresa tra Pesus e Piscinas a E, Portovesme e il Golfo di Palmas a W. La successione vulcanica miocenica del Sulcis è discordante sulla f.ne del Cixerri e sulle formazioni sottostanti ed è ricoperta da depositi quaternari. I numerosi dati radiometrici noti in letteratura consentono una sicura attribuzione di queste rocce vulcaniche al Miocene.

Purtroppo, solo raramente è possibile individuare ed ubicare con esattezza i livelli campionati per queste determinazioni, per cui non è sempre stato possibile definire l'età delle formazioni cartografate. Si è ritenuto pertanto opportuno effettuare 5 nuove determinazioni radiometriche sui primi e sugli ultimi prodotti vulcanici, che hanno confermato i dati di letteratura.

I depositi vulcanici sono costituiti da colate laviche, domi lavici e piroclastiti messi in posto in condizioni subaeree e da epiclastiti e subordinati filoni. Le distinzioni cartografiche tra le diverse unità vulcaniche si basano principalmente su caratteri macroscopici osservabili in campagna (poi confermati in sezione sottile), quali litologia, giacitura, caratteristiche stratigrafiche e petrografiche, *etc.*, privilegiando, per quanto possibile, le distinzioni basate su discordanze angolari e paleosuoli.

Nella descrizione della successione vulcanica miocenica i termini di struttura e tessitura sono stati utilizzati per indicare rispettivamente i caratteri macroscopici e microscopici dei depositi, come suggerito dal Servizio Geologico d'Italia per le rocce vulcaniche.

La distinzione principale all'interno della successione vulcanica miocenica è quella adottata anche da Taricco per la Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000 (TARICCO, 1934) tra le vulcaniti di composizione intermedia ("Andesiti" *Auct.*)

che costituiscono la base della successione vulcanica e le rocce di composizione intermedio-acida (“Ignimbriti” *Auct.*) che le ricoprono in discordanza (fig.29). Il primo sistematico rilevamento geologico della successione vulcanica miocenica del Sulcis è stato effettuato con la prima edizione della Carta Geologica d’Italia in scala 1:100.000: fogli 232 “I. di S. Pietro - Capo Sperone” e 233 “Iglesias”. Su queste carte sono già distinte le “Andesiti” dalle vulcaniti più acide sovrastanti, distinte a loro volta in: “Lipariti”, “Tufi liparitici” e “Comenditi”. Un progresso notevole della cartografia geologica di questa successione è stato portato da ASSORGIA *et alii* (1992a) e da OTTELLI & PERNA (1993) che distinguono numerose formazioni sia nella successione “andesitica” che in quella “ignimbritica”. Il presente lavoro del Progetto CARG ha portato un ulteriore incremento del dettaglio cartografico soprattutto nei complessi “andesitici”.

La “Successione andesitica” affiora in due aree distinte (Isola di S. Antioco ed entroterra sulcitano) costantemente sormontata dalla “Successione ignimbritica” (fig.29). In queste aree sono state riconosciute due differenti successioni litostratigrafiche, complessivamente costituite da 27 formazioni (v. tav.5). Tali formazioni sono riunite in tre gruppi di nuova istituzione: il gruppo di Serbariu di Sopra, il gruppo di Carbonia e il gruppo di S. Antioco. Il più antico è il gruppo di Serbariu di Sopra composto da ammassi andesitici sub-vulcanici e corpi filoniani e separato dal gruppo di Carbonia che lo sormonta da una importante superficie di erosione (fig.29). Il gruppo di S. Antioco poggia, invece, su una superficie di erosione spesso male esposta che in questo settore taglia i sedimenti mesozoici variamente inclinati.

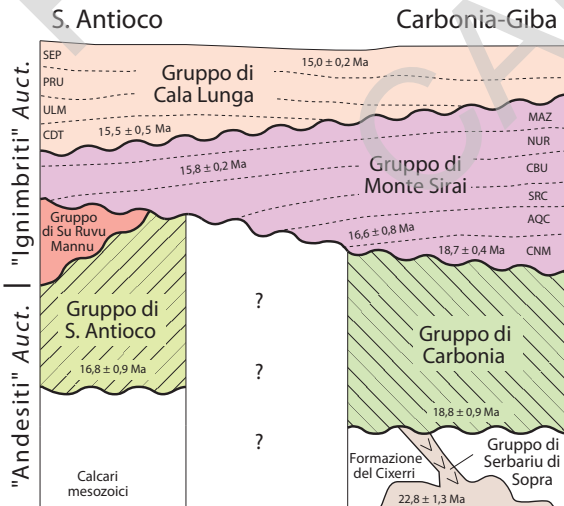


Fig. 29 - Schema dei rapporti stratigrafici tra i vari gruppi del complesso vulcanico terziario del Foglio 564 “Carbonia” (non in scala).

Un aspetto tipico delle “Andesiti” è la frequente alternanza di depositi a litologia e composizione diverse, che ha facilitato il riconoscimento e la correlazione in campagna delle singole unità litostratigrafiche. Nelle “andesiti” del Foglio sono peculiari anche i numerosi esempi di inclusi lavici a diversa composizione.

Le formazioni della “Successione ignimbrítica” sono state riunite in tre gruppi: il gruppo di Su Ruvu Mannu, il gruppo di Monte Sirai e il gruppo di Cala Lunga, separati da due discordanze angolari (fig.29) e riconducibili ad apparati di emissione situati in posizioni diverse. Il gruppo di Su Ruvu Mannu è costituito da rocce prevalentemente laviche che affiorano solo nell’Isola di S. Antioco. I gruppi di Monte Sirai e di Cala Lunga affiorano estesamente e sono costituiti da dieci formazioni piroclastiche ben riconoscibili e correlabili in tutta l’area del Foglio Carbonia e nei fogli limitrofi (fogli 565 “Capoterra”, BARCA *et alii*, 2009 e 555 “Iglesias”). Le singole unità piroclastiche sono generalmente limitate, a letto e a tetto, da paleosuoli e/o epiclastiti e spesso presentano alla base livelli vitrofirici (v. ad es. fig.50).

Le rocce vulcaniche sia “andesitiche” che “ignimbrítiche” sono state classificate generalmente in base alla composizione petrografica. I dati sulla composizione chimica di tutte le piroclastiti di flusso “ignimbrítiche” del Foglio Carbonia (ad eccezione delle daciti di Matzaccara) sono disponibili in letteratura (BERTOLIO, 1896; ASSORGIA *et alii*, 1990; ASSORGIA *et alii*, 1994; MORRA *et alii*, 1994; PIOLI, 1998; SALARO, 2001) e sono anche molto numerosi (fig.30). Le composizioni chimiche su roccia totale determinate su tali piroclastiti variano in genere da daciti a rioliti.

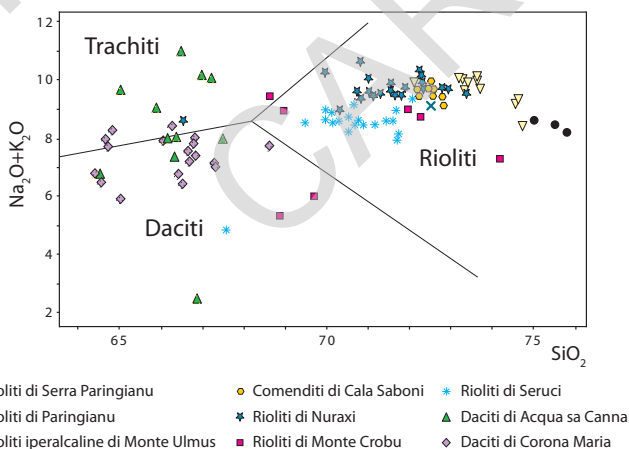


Fig. 30 - Classificazione chimica delle piroclastiti di flusso “ignimbrítiche” del Foglio Carbonia secondo il diagramma alcali-silice (TAS). Dati da ASSORGIA *et alii* (1990), MORRA *et alii* (1994), PIOLI (1998) e SALARO (2001).

I dati di queste analisi chimiche sono risultati sempre in accordo con la composizione petrografica desunta in sezione sottile. La variabilità composizionale mostrata da alcune formazioni piroclastiche (ad es. le daciti di Acqua sa Canna) può essere ricondotta sia a fenomeni di alterazione della massa vetrosa (che possono aver influito sul contenuto in alcali delle rocce), sia ad una zonatura chimica primaria, suggerita anche dalla presenza di frammenti juvenili di diverso tipo individuati durante il rilevamento. Osservando i dati relativi alle diverse unità piroclastiche (v. fig.30) risulta inoltre evidente un *trend* temporale di progressivo arricchimento in silice e alcali, culminante nell'emissione di prodotti riolitici iperalcalini.

6.1. - "ANDESITI" AUCT.

Le "Andesiti" *Auct.* (NOVARESE *et alii*, 1933; NOVARESE *et alii*, 1938) del Foglio Carbonia sono state divise in tre gruppi: il gruppo di Serbariu di Sopra di età aquitaniana, il gruppo di Carbonia discordante sul precedente e il gruppo di S. Antioco di età burdigaliana (v. fig.29).

6.1.1. - Gruppo di Serbariu di Sopra (SS)

Si tratta di prodotti sub-vulcanici con composizione andesitica intrusi nelle formazioni eocenico-oligoceniche più antiche e con età radiometrica di $22,8 \pm 1,3$ Ma (Aquitano). Queste rocce magmatiche sono separate dal gruppo di Carbonia da una discordanza erosiva (v. fig.29) e sono caratterizzate da una particolare alterazione idrotermale (cfr. § VII - 1.3.).

6.1.1.1. - Andesiti di Monte Perda (MPR)

Questa formazione affiora nel settore di M. Perda - S. Simplicio, presso Serbariu di Sopra e Serra Mori Vai, e limitatamente nel settore a NW di Perdaxius (tra Sedda Musteddinu, S'Arcu Melareddu, P.ta S'Achiloni). Le migliori esposizioni si trovano presso N.ghe Loddi e lungo la strada Carbonia-Perdaxius.

Si tratta di prodotti andesitici sub-vulcanici intrusi nel basamento ercinico e nelle coperture eocenico-oligoceniche sulle quali determinano locali e limitati fenomeni di metamorfismo termico. Oltre ai corpi ipoabissali come i laccoliti di M. Perda e di Serbariu di Sopra, sono stati attribuiti a questa formazione anche sistemi filoniani con orientazioni N-S, NW-SE e E-W, con spessori di rado superiori

ai 15-20 m, che attraversano il basamento cambriano e le coperture paleogeniche. Uno dei più estesi e potenti è quello di Serra Mori Vai.

Le lave hanno struttura e tessitura porfirica con massa di fondo da olocristallina a ipocristallina (fig.31). Tra i fenocristalli spiccano gli anfiboli (orneblenda), quasi sempre di grandi dimensioni (fino a 5 cm presso S. Semplicio - M. Perda) e di norma freschi. Anche i Pl, generalmente euedrali, appaiono ben sviluppati con dimensioni fino a 1 cm. Sia gli anfiboli che i Pl hanno tessitura seriatata. I pirosseni, di tipo rombico, formano spesso aggregati (glomeruli). Nei corpi filoniani la tessitura varia da criptocristallina a ipocristallina. Sovente le lave mostrano alterazione idrotermale. Presso M. Perda - S. Semplicio e Serra Mori Vai sono presenti alterazioni idrotermali che si manifestano con la presenza di minerali di neoformazione come clorite, sericite e minerali argillosi. A questi si accompagnano mineralizzazioni a solfuri (ad es. pirite, pirrotina, etc.) (GRILLO *et alii*, 1986), disposte in genere lungo microfessure della roccia (cfr. § VII - 1.3.).

Questi prodotti sub-vulcanici sono riferibili all'Aquitaniense (22,8±1,3 Ma), sulla base delle età radiometriche (metodo $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$ con isocrone interne su Pl, Hbl e roccia totale, LECCA *et alii*, 1997). Precedenti determinazioni (MONTIGNY *et alii*, 1981), ottenute da concentrati di Hbl, indicavano 23,4±0,8 Ma.

Miocene Inferiore (Aquitaniense)

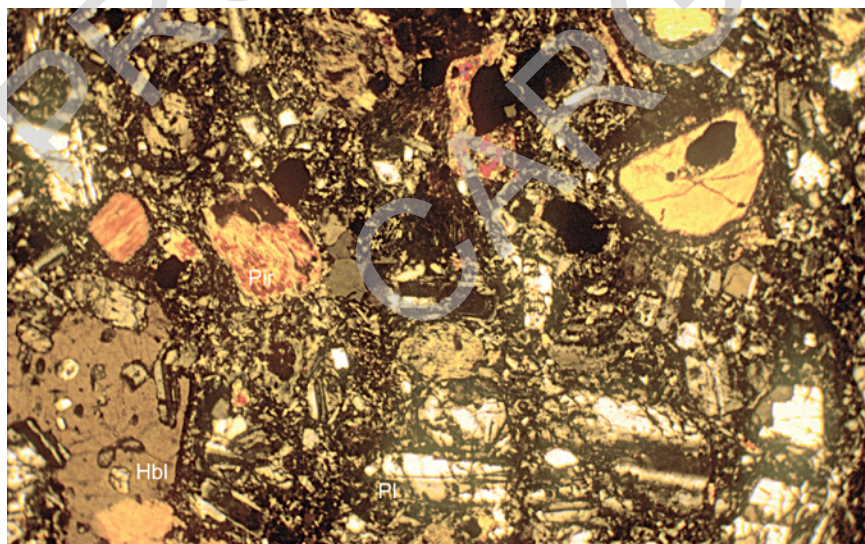


Fig. 31 - Andesiti di Monte Perda, sezione sottile (nicols incrociati, ingrandimento circa 4x). Rocca porfirica per Pl, Hbl e pirosseni alterati, in pasta di fondo ipocristallina, con microliti di Pl disposti a feltro. Campione proveniente da S. Semplicio, coord.: 6505-3534.

6.1.2. - Gruppo di Carbonia (CB)

Questo gruppo comprende 18 formazioni vulcaniche, 3 epiclastiche e filoni. La grande variabilità vulcanologica e petrografica di questo gruppo potrebbe trovare una spiegazione nelle ipotesi petrogenetiche che prevedono un'origine di questi prodotti da due serie magmatiche distinte: una olivinica e una pirossenica, con periodici e reciproci fenomeni di *mixing* (BROTZU *et alii*, 1997). Queste formazioni hanno, in genere, una modesta estensione areale. Ciò è dovuto alla scarsa continuità laterale tipica delle lave andesitiche, che determina una certa difficoltà di correlazione tra gli affioramenti dei diversi settori. Tuttavia, alcune formazioni hanno una maggiore diffusione areale (fig.32) e consentono di stabilire correlazioni tra le successioni dei vari settori (fig.33). La stessa figura mostra anche che, complessivamente, le "età relative" delle formazioni vulcaniche diminuiscono da NW a SE. Ulteriori vincoli di correlazione tra le unità vulcaniche sono forniti dalla Faglia di Genna Ollastus (v. tav.3), che taglia le unità vulcaniche più antiche del gruppo di Carbonia ed è "sigillata" da quelle più recenti.

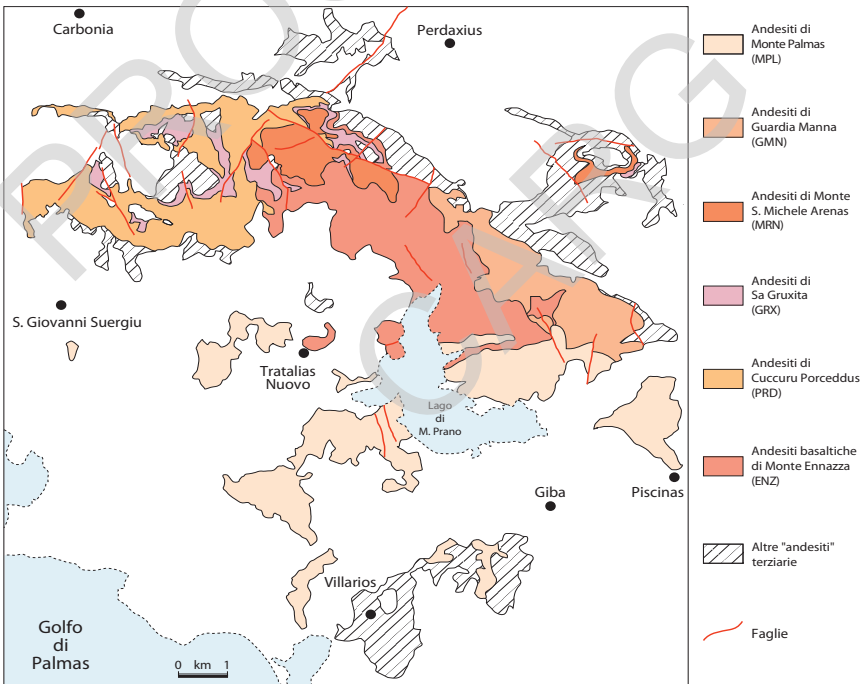


Fig. 32 - Schema dell'estensione areale delle principali unità vulcaniche del gruppo di Carbonia.

Nella figura 33 le formazioni attraversate dalla faglia sono separate da quelle che la sigillano da una linea a tratto e punto. I vincoli sopra descritti e il criterio della generale diminuzione di età da NW a SE sono stati i criteri con cui è stato definito l'ordine dei tasselli nella legenda della Carta Geologica. Con lo stesso ordine vengono di seguito descritte le varie formazioni vulcaniche.

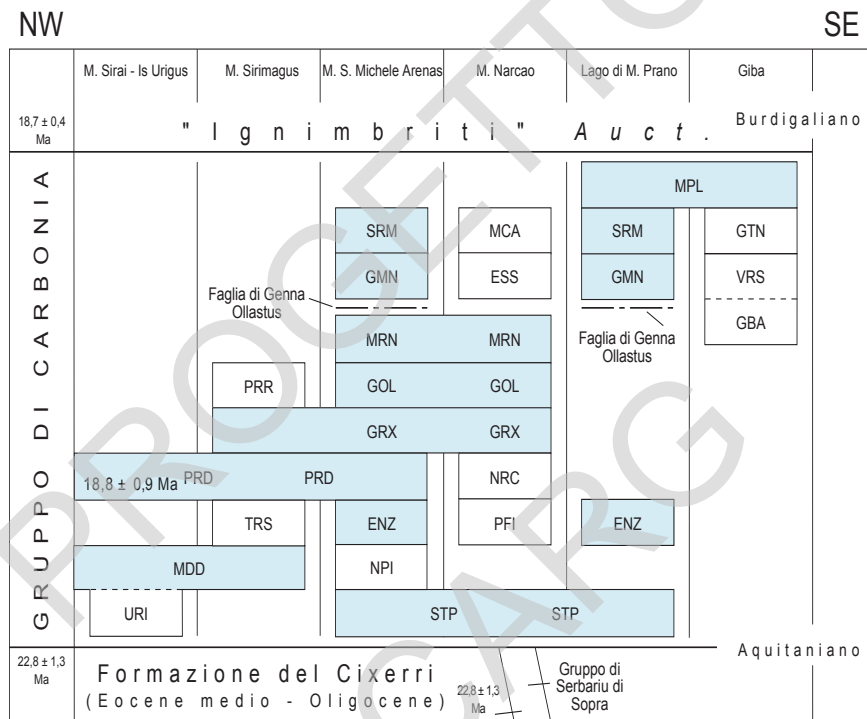


Fig. 33 - Ordine di successione stratigrafica delle formazioni vulcaniche ed epiclastiche del gruppo di Carbonia. In celeste sono indicate le formazioni correlate in diversi settori.

6.1.2.1. - Andesiti basaltiche di Is Urigus (**URI**)

Questa formazione affiora esclusivamente e limitatamente a W dell'abitato di Is Urigus. La base non è visibile e la formazione è ricoperta in discordanza da depositi piroclastici (rioliti di Monte Crobu). Elementi clastici probabilmente riconducibili a questa formazione vulcanica sono stati rinvenuti nei conglomerati di Medadeddu presso M. Sirai (v. tav.5 e fig.33).

Si tratta di alternanze di colate laviche e breccie laviche autoclastiche. Le colate laviche sono massive, con spessori attorno ai 4 m e con marcate strutture di flusso. Le colate laviche passano lateralmente e verticalmente a banchi di breccie laviche clasto-sostenute con elementi spesso vescicolati. In campagna è riconoscibile una struttura debolmente porfirica per Pl e femici (tra cui evidente Ol) immersi in pasta di fondo da compatta a microvescicolata. In sezione sottile la lava presenta tessitura porfirica per Pl, Opx, Cpx e Ol in pasta di fondo ipocristallina nella quale sono visibili granulazioni di minerali opachi. La composizione è andesitico-basaltica.

Lo spessore massimo affiorante si aggira sui 40 m.

Miocene Inferiore

6.1.2.2. - Conglomerati di Medadeddu (MDD)

Questi depositi conglomeratici affiorano in modo molto discontinuo nell'area di M. Sirai, Medau Rubiu e Medadeddu, dove poggiano sulla f.ne del Cixerri. Il contatto di base è quasi sempre male esposto, ma nell'area di Medadeddu, lungo un nuovo taglio stradale, il contatto è ben visibile: i conglomerati poggiano in netta discordanza angolare (circa 40°) sulla f.ne del Cixerri (v. fig.26). Sono poi ricoperti, in apparente concordanza, da breccie epiclastiche-piroclastiche (andesiti di Cuccuru Porceddus) (v. tav.5 e fig.33). In altre località (ad es. presso M. Sirai) sono ricoperti da depositi piroclastici di flusso (daciti di Corona Maria).

Si tratta di conglomerati poligenici, con clasti generalmente ben arrotondati derivati da rocce paleozoiche (metasedimenti delle formazioni di Nebida, di Gonna, di Monte Argentu, rocce granitoidi, quarzo, *etc.*), mesozoiche (calcari triassici, cretaci, *etc.*) e terziarie (calcari eocenici e arenarie della f.ne del Cixerri). Sono inoltre presenti elementi poco elaborati e generalmente di grandi dimensioni di rocce andesitiche molto alterate. La matrice è arenacea. Il deposito è ben stratificato e localmente contiene livelli arenacei. L'embriciatura dei clasti indica direzioni di provenienza da SE.

La buona elaborazione degli elementi, la scarsa distribuzione areale del deposito e il suo limitato spessore (da pochi metri a circa una ventina di metri), suggeriscono che molti elementi clastici derivino dal rimaneggiamento della sottostante f.ne del Cixerri.

L'età della formazione è definibile in base all'età aquitaniana della formazione più recente rimaneggiata nei clasti (andesiti di Monte Perda: $22,8 \pm 1,3$ Ma) e a quella burdigaliana della formazione che la ricopre (andesiti di Cuccuru Porceddus: $18,8 \pm 0,9$ Ma).

Miocene Inferiore

6.1.2.3. - Andesiti di Tracasi (TRS)

Le rocce di questa formazione affiorano nel settore compreso tra gli abitati di Medau Tracasi e Is Pes (S. Giovanni Suergiu), alla base meridionale dei rilievi tra P.ta 'e Mesu e P.ta Caboniscus, nelle località Sa Tanca, Narboni, N.ghe Craminalana e Crabonaxia. La base della formazione non è mai esposta e queste rocce sono ricoperte dalle andesiti di Cuccuru Porceddus (v. tav.5 e fig.33). Il passaggio tra le due formazioni è graduale e avviene in un intervallo di circa 10 m.

Si tratta di lave per lo più massive; solo localmente, ed in particolare nelle porzioni più alte della sequenza, sono presenti livelli di breccie laviche. Le lave sono spesso interessate da alterazione spinta che può interessare solo i fenocristalli femici oppure tutta la roccia, determinandone la completa argillificazione e la comparsa della tipica esfoliazione cipollare. Nelle porzioni fresche (come ad es. presso il N.ghe Craminalana) sono osservabili strutture di flusso della lava, evidenziate da bande e laminazioni sub-parallele, caratterizzate da variazioni della colorazione della roccia sui toni del grigio, di norma sulle superfici esposte all'alterazione superficiale. Nella massa della lava sono anche osservabili inclusi lavici subarrotondati di dimensioni di qualche centimetro. A scala del campione si distinguono Pl e pirosseni in massa di fondo vetrosa di colore nero. I fenocristalli pirossenici, solitamente ben sviluppati, possono raggiungere dimensioni di 3-5 mm, e spesso sono in glomeruli.

Al microscopio si osserva una tessitura porfirica, con Pl seriatì, solitamente zonati e spesso in glomeruli, con associati fenocristalli di Cpx e Opx, anch'essi talora zonati e spesso in aggregati. La massa di fondo ipocristallina spesso contiene abbondanti microcristalli di minerali opachi (Mag).

La base della formazione non è esposta; lo spessore affiorante è oltre 40 m.
Miocene Inferiore

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

La formazione, costituita da depositi piroclastici di flusso e da breccie epiclastiche, affiora nel settore da M. S. Michele Arenas a M. Narcao e nella zona di Serra 'e Tepuis dove è generalmente ben esposta. Poggia sulla f.ne del Cixerri ed è ricoperta da vari termini "andesitici" (v. tav.5, fig.33).

A M. S. Michele Arenas sono presenti esclusivamente depositi epiclastici, costituiti da breccie e subordinate arenarie vulcanoclastiche. Le breccie sono poligeniche, eterometriche, con elementi lavici subangolosi di dimensioni anche superiori al metro. Generalmente sono caotiche, solo raramente presentano una grossolana stratificazione. Sono sia clasto- che matrice-sostenute e nella matrice

arenacea sono presenti pomici arrotondate oltre ad abbondanti cristalli feldspatici e femici. Localmente la matrice diventa predominante e, in questi casi, il deposito mostra evidenti strutture sedimentarie come laminazioni parallele ed incrociate e gradazione diretta. Questi livelli a granulometria fine diventano più potenti (fino a pochi metri) e più frequenti verso l'alto.

A M. Narcao la parte inferiore è costituita da depositi piroclastici grossolani, con spessore complessivo di circa 20 m. Si tratta di breccie caotiche, talora ben stratificate e con gradazione inversa, a supporto di matrice cineritica con clasti litici prevalenti (fino all'80% vol.) e subordinate pomici grigie juvenili. I clasti litici sono eterometrici (con dimensioni massime di 1 m), poligenici, costituiti prevalentemente da lave con diversa composizione e subordinatamente da elementi del basamento paleozoico e della f.ne del Cixerri. Le pomici sono porfiriche per Pl e femici. Al di sopra di questo deposito è presente una evidente superficie di erosione, marcata da canali larghi fino a 10 m (ad es. a E di Medau Toccu, coord.: 6860-3192). Sopra questa superficie si trovano depositi epiclastici simili a quelli di M. S. Michele Arenas, ma con una predominanza alla base di breccie clasto-sostenute.

A Serra 'e Tepuis, invece, prevalgono i depositi piroclastici che presentano caratteristiche analoghe a quelle di M. Narcao, ma con spessori complessivamente superiori (attorno al centinaio di metri).

Miocene Inferiore

6.1.2.5. - Andesiti di Nuraghe Pitzienti (NPI)

La formazione affiora alla base del versante orientale di M. S. Michele Arenas e Genna Ollastus; poggia in concordanza sulle breccie piroclastico-epiclastiche di Serra 'e Tepuis ed è sormontata ancora in concordanza dalle andesiti basaltiche di Monte Ennazza e in discordanza dalle andesiti di Guardia Manna (v. tav.5, fig.33).

È costituita da colate di lava e subordinate breccie laviche e da livelli piroclastici di spessore decimetrico, spesso alla base della formazione.

Le colate di lava sono massive e compatte, talvolta scomposte in blocchi di dimensioni metriche. Sono spesso presenti bande di flusso, talora convolute, marcate da alternanze millimetriche di porzioni vescicolate con parti vetrose (ad es. versante E di M. S. Michele Arenas, N.ghe Pitzienti). In campagna si riconoscono facilmente fenocristalli di Pl e pirosseni di dimensioni millimetriche, immersi in massa di fondo generalmente grigio scura. In sezione sottile le lave hanno tessitura porfirica per fenocristalli di Pl, Opx e Cpx in massa di fondo ipocristallina. La composizione è andesitica.

Lo spessore massimo di questa formazione è circa 70 m.

Miocene Inferiore

6.1.2.6. - Andesiti basaltiche di Monte Ennazza (ENZ)

La formazione, relativamente estesa, affiora tra M. Pistai Sai e il Lago di M. Prano (v. fig.32). Isolati affioramenti sono ubicati presso Tratalias Nuova (M. Nigali) e M. Ennazza. Poggia sulle andesiti di N.ghe Pitzienti ed è ricoperta dalle formazioni andesitiche di Cuccuru Porceddus, di Sa Gruxita, di Monte S. Michele Arenas, di Guardia Manna e di Monte Palmas (v. tav.5, fig.33).

È composta da alternanze di lave andesitico-basaltiche e andesitiche (ENZ), da intercalazioni di breccie piroclastico-epiclastiche (ENZ_a) e da filoni (ENZ_b).

I termini lavici sono costituiti principalmente da breccie autoclastiche con subordinate intercalazioni di lave massive e da ammassi domici. Le singole colate autoclastiche hanno spessori medi attorno ai 5 m, quelle massive hanno spessori metrici. Generalmente queste ultime hanno composizione andesitico-basaltica, mentre le colate autoclastiche hanno composizioni sia andesitiche che andesitico-basaltiche. Le breccie laviche autoclastiche sono clasto-sostenute, con elementi talora vescicolati di dimensioni medie decimetriche. Le colate laviche intercalate sono massive, compatte, con porzioni vetrose e vescicolate alla base e al tetto. Localmente tendono a formare ammassi lavici di spessore variabile da qualche metro fino a circa 10 m (Cuccu de Crabi - N.ghe De Magai). In sezione sottile le andesiti mostrano tessitura porfirica per Pl, Cpx e Opx in pasta di fondo ipocristallina; i termini andesitico-basaltici sono caratterizzati anche da abbondante Ol.

A M. Nigali (Tratalias Nuovo) affiorano ammassi di lave andesitico-basaltiche, molto compatte, con fratturazioni sub-orizzontali a spaziatura decimetrica, con caratteristici e abbondanti aggregati di pirosseni ben visibili soprattutto sulle superfici di alterazione. I campioni provenienti da questi affioramenti, che fanno parte di una struttura domica, mostrano un aumento di fenocristalli di Ol rispetto agli altri settori, assenza di Opx e massa di fondo olocristallina.

Prevalentemente alla base della formazione sono talora presenti (Lago di M. Prano) depositi epiclastici e piroclastici (ENZ_a), con potenze fino a circa 50 m, ma con repentine variazioni di spessore. I depositi epiclastici sono caotici, eterometrici e poligenici ad elementi di lave andesitiche e, localmente, presentano una grossolana stratificazione. Ad essi sono intercalati depositi piroclastici formati da breccie matrice-sostenute in livelli discontinui, più sviluppati nel settore orientale (Casa Munserrau). Le unità deposizionali hanno spessore medio di 0,5 m e contengono di norma clasti lavici monogenici juvenili, pomici, litici e subordinate ceneri. Verso l'alto e intercalati alle breccie laviche autoclastiche, sono spesso presenti breccie piroclastiche con elementi juvenili vescicolati, oltre che elementi litici e rare pomici. Questi depositi sono in genere grossolanamente stratificati (Cuccu de Crabi, M. Omus, *etc.*), localmente caotici; il loro spessore arriva ad una ventina di metri (S di Serra Coremò e versante E di M. S. Michele Arenas).

Alcuni filoni (ENZ_b), affiorano per varie decine di metri nell'area del Riu de Tuvu Mannu. Il loro spessore è generalmente inferiore a 10 m, la composizione andesitico-basaltica; hanno orientazione NNW-SSE ed inclinazioni sub-verticali.

La potenza massima dell'intera formazione è circa 150 m (M. Omus).

Miocene Inferiore

6.1.2.7. - Andesiti di Cuccuru Porceddus (PRD)

La formazione affiora estesamente e con buona continuità nel settore compreso tra Sa Truixeda (S di Carbonia) fino a M. S. Michele Arenas (v. fig.32). Poggia sulle andesiti di Tracasi e di Monte Ennazza e sui conglomerati di Medadeddu ed è ricoperta da vari termini della successione vulcanica (sia "andesitici" che "ignimbritici") (v. tav.5, fig.33).

Questa formazione è costituita da alternanze di colate laviche (PRD), da breccie piroclastiche ed epiclastiche (PRD_a) e da rari filoni (PRD_b).

Generalmente la parte bassa è dominata da colate laviche compatte con spessori variabili da qualche metro fino ad una decina di metri (versante meridionale di P.ta 'e Mesu, Pizzo Bianco, M. Sirimagus, Pizzo Arrubiu, etc.). La base delle colate è marcata da livelli autoclastici di spessore metrico. Verso l'alto della successione le porzioni autoclastiche sono più numerose e potenti e diventa difficile distinguere le singole colate. Localmente nelle colate laviche sono presenti laminazioni di flusso, marcate da minerali femaili isorientati. Tali strutture sono evidenti soprattutto sulle superfici alterate.

Nelle lave si riconoscono macroscopicamente Pl, anfiboli e pirosseni in massa di fondo con colore variabile dal grigio al nero. I fenocristalli di anfibolo sono rari e di piccole dimensioni nella parte bassa, mentre verso l'alto aumentano sia in abbondanza che in dimensione. Anfiboli e pirosseni, solitamente ben sviluppati, costituiscono spesso aggregati. In sezione sottile le lave mostrano tessitura porfirica per Pl spesso in glomeruli, Opx, Cpx, Hbl in massa di fondo ipocristallina e tessitura seriatata dei Pl. Gli anfiboli, euedrali o talora con contorni corrosi, hanno spesso il bordo opacitico.

Intercalazioni di breccie epiclastiche e piroclastiche (PRD_a) sono presenti soprattutto nelle porzioni inferiori della formazione. Gli affioramenti più importanti e con gli spessori maggiori (alcune decine di metri) si osservano nel settore tra Medadeddu e Pizzo Arrubiu.

Si tratta di depositi poligenici, eterometrici e caotici, a volte grossolanamente stratificati. Le dimensioni dei clasti variano da pochi centimetri a qualche decimetro; più rari sono i blocchi metrici. Le breccie sono sia clasto- che matrice-sostenute e talvolta la matrice cineritica diventa dominante (fig.34).

In questi casi (M. Sa Gruxita e Medadeddu) i livelli epiclastici sono ben classati e mostrano frequenti strutture sedimentarie, costituite da sottili laminazioni piano-parallele. Talora sono presenti subordinate intercalazioni di livelli piroclastici (tufi a lapilli pomicei).

Alcuni filoni (PRD_b) con composizione simile alle colate laviche, generalmente alterati, con orientazione da E-W a NNE-SSW e inclinazioni subverticali, affiorano a S di Arcusa Nebida e mostrano chiari rapporti intrusivi con le andesiti basaltiche di Monte Ennazza.

Determinazioni radiometriche originali del Progetto CARG, effettuate con il metodo $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ su lave da noi campionate presso il vecchio acquedotto a E di Medadeddu (coord.: 6070-3360), indicano $18,8 \pm 0,9$ Ma. Lo spessore massimo è superiore ai 100 m.

Miocene Inferiore (Burdigaliano)



Fig. 34 - Breccie epiclastiche (PRD_a) intercalate nelle andesiti di Cuccuru Porceddus. Alternanze di arenarie vulcanoclastiche e breccie matrice-sostenute. Nel deposito sono frequenti le pomici rimaneggiate (in bianco). Medadeddu, coord.: 6033-3338.

6.1.2.8. - Andesiti di Sa Perda Firma (PFI)

Affiorano esclusivamente a M. Narcao, poggiano sulle piroclastiti ed epiclastiti di Serra 'e Tepuis e sono ricoperte dalle andesiti di Monte Narcao (v. tav.5 e fig.33). Sono costituite quasi esclusivamente da lave compatte in potenti ammassi; localmente, alla base, sono presenti breccie autoclastiche matrice-sostenute con clasti molto alterati che talvolta contengono inclusi centimetrici olocristallini.

La formazione è ben esposta lungo la strada che porta a una cava sul versante NW di M. Narcao. Nella parte alta della formazione le lave hanno giacitura in ammassi domici, sono compatte ed omogenee, con giunti da raffreddamento paralleli a spaziatura centimetrica.

Macroscopicamente si riconoscono anfiboli ben sviluppati talora con dimensioni superiori al centimetro. Localmente sono intensamente alterate. In sezione sottile mostrano tessitura porfirica per fenocristalli di Pl, Cpx, Opx, Hbl in genere completamente opacizzata e rara Ol spesso in reazione con il Cpx. La pasta di fondo è microcristallina. La lava ha composizione andesitica. La formazione raggiunge spessori massimi attorno agli 80 m.

Miocene Inferiore (Burdigaliano)

6.1.2.9. - Andesiti di Monte Narcao (NRC)

Affiorano esclusivamente nella zona di M. Narcao, poggiano sulle andesiti di Sa Perda Firma e sono ricoperte dalle andesiti basaltiche di Genna Ollastus, dalle andesiti di Monte S. Michele Arenas e dalle epiclastiti di Mitza Corona Arrubia (v. tav.5, fig.33). Gli affioramenti meglio esposti sono in una cava sul versante occidentale di M. Narcao (coord.: 6915-3236).

La formazione è costituita esclusivamente da ammassi di lave compatte con giacitura sub-orizzontale. Le lave presentano giunti da raffreddamento sia sub-orizzontali che sub-verticali con spaziatura da centimetrica a decimetrica. Macroscopicamente la lava è molto compatta, localmente alterata e con patine di ossidi sulle superfici di frattura. Si tratta di rocce porfiriche per Pl, Opx, Cpx in massa di fondo microcristallina. I fenocristalli di Pl sono zonati, spesso in glomeruli; inoltre si osservano fenomeni di reazione dell'Opx con il Cpx. La composizione è andesitica.

Alla base, localmente (ad es. a Birazioni, versante occidentale di M. Narcao), è presente un sottile livello piroclastico pomiceo arrossato.

Gli spessori sono più o meno costanti e raggiungono i 50 m.

Miocene Inferiore (Burdigaliano)

6.1.2.10. - Andesiti di Sa Gruxita (GRX)

La formazione, relativamente estesa (v. fig.32), è costituita da breccie laviche autoclastiche (GRX) e da un potente deposito di breccie piroclastiche clasto-sostenute (GRX_a).

Le breccie autoclastiche (GRX) affiorano in maniera discontinua e in una limitata area che comprende il versante settentrionale di M. S. Giovanni ed i versanti meridionali dei Monti Sirimagus, Conca de su Sensu e Pizzo Arrubiu, fino a M. Sa Gruxita e Medadeddu. Poggiano stratigraficamente sulle andesiti di Cucuru Porceddus (v. tav.5, fig.33).

In affioramento le breccie laviche mostrano caratteri molto tipici e omogenei che permettono di individuare e cartografare questa formazione abbastanza facilmente. Sono formate da clasti subangolosi, vescicolati, di colore tipicamente grigio chiaro immersi in una matrice cineritica chiara, dove spiccano abbondanti fenocristalli di anfibolo con dimensioni anche centimetriche; i pirosseni sono ugualmente ben sviluppati e spesso si presentano in aggregati policristallini; si osservano inoltre fenocristalli millimetrici eudrali di biotite, con riflessi bronzii.

Lo spessore delle singole colate non è determinabile, ma nel complesso esse raggiungono spessori fino a circa 50 m (Conca de su Sensu). Le colate mostrano sensibili variazioni di spessore in relazione ad una paleomorfologia articolata, testimoniata anche da discordanze angolari (attorno a 20-30°) sulle formazioni sottostanti (S di Pizzo Arrubiu).

In sezione sottile la roccia ha tessitura porfirica per Pl, Hbl, Opx, Cpx, e Bt con massa di fondo ipocristallina. I Pl e gli anfiboli hanno tessitura seriatata. Il Pl è zonato e spesso in glomeruli mentre i cristalli di anfibolo hanno spesso i contorni corrosi ed il bordo opacitico; si osservano inoltre granulazioni di Mag. La composizione è andesitica.

Le breccie piroclastiche (GRX_a) affiorano più estesamente delle breccie autoclastiche (in maniera più o meno continua da Pizzo Bianco a M. Narcao) e spesso ricoprono in discordanza angolare le varie unità vulcaniche sottostanti. Gli spessori maggiori sono stati osservati a SE di M. S. Michele Arenas (oltre 50 m) dove sono ubicati gli affioramenti più rappresentativi e meglio esposti (fig.35). Altri affioramenti ben esposti si trovano a SE di M. Sirimagus e a S di M. Pizzo Bianco. Anche a M. Narcao (versante SE) le esposizioni sono buone, ma gli spessori sono ridotti a circa 5 m.

A M. S. Michele Arenas le breccie piroclastiche sono clasto-sostenute e monogeniche, costituite da blocchi angolosi di dimensioni talvolta superiori a 1,5 m con evidenti fratturazioni radiali da raffreddamento. I clasti lavici hanno analoga composizione e analoghi caratteri petrografici delle breccie autoclastiche (GRX). La dimensione dei clasti indica prossimalità al centro di emissione che presumibilmente si trovava poco a W di M. S. Michele Arenas, dove affiorano le colate laviche autoclastiche. La loro estesa distribuzione areale sembra indicare un'attività vulcanica domica fortemente esplosiva.

Alla base del deposito e localmente intercalati a più livelli, si trovano depositi piroclastici di caduta (fig.35) costituiti da tufi e tufi a lapilli pomicei (spesso con gradazione inversa delle pomici), alternati con depositi epiclastici in livelli di spessore decimetrico. Le epiclastiti sono rappresentate da arenarie tufacee fini spesso con laminazioni piano-parallele o incrociate.

Miocene Inferiore (Burdigaliano)



Fig. 35 - Breccie piroclastiche clasto-sostenute a blocchi monogenici ed eterometrici con giunti radiali da raffreddamento (ad es. nel grosso blocco chiaro a sinistra); alla base si trova un deposito piroclastico di caduta con sparsi litici e pomici centimetriche (andesiti di Sa Gruxita, GRX_a). M. S. Michele Arenas, coord.: 6417-3347.

6.1.2.11. - Andesiti di Pizzo Arrubiu (PRR)

Questa formazione è rappresentata principalmente da colate laviche massive e subordinate breccie autoclastiche (PRR), da rare intercalazioni di breccie piroclastiche (PRR_a) e da depositi originati da fenomeni gravitativi (paleofrane) (PRR_b).

Le lave affiorano in un'area circoscritta a S di Carbonia in corrispondenza dei rilievi maggiori (Pizzo Arrubiu, Conca de su Sensu, M. Sirimagus, M. S. Giovanni). Poggiano in discordanza sulle formazioni di Cuccuru Porceddus e di Sa Gruxita (v. tav.5, fig.33) e sono di norma ben esposte, ad es. a Conca de su Sensu, dove le singole colate hanno spessori plurimetrici e sono marcate alla base da porzioni autoclastiche di spessore inferiore al metro. Nelle lave sono spesso visibili laminazioni di flusso, talora convolute, marcate da alternanze centimetriche di porzioni scoriacee (chiare) e massive (scure) (fig.36).

Un carattere tipico delle lave è la presenza di inclusi lavici melanocrati e/o aggregati di minerali femici. Gli inclusi, di forma sferica o ellissoidale, hanno di-

mensioni centimetriche, ma localmente superano il decimetro (E di P.ta Su Solu). A Pizzo Bianco, Conca de su Sensu e Pizzo Arrubiu, dove gli inclusi sono più abbondanti, la roccia è poco porfirica per Pl, pirosseni e anfiboli, mentre nel settore di Marca 'e Cannas, dove gli inclusi sono più piccoli, la roccia è marcatamente porfirica con sporadica presenza di Bt ben riconoscibile macroscopicamente. In sezione sottile le lave sono porfiriche per Pl, Opx, Cpx, Hbl e Bt, in pasta di fondo ipocristallina, nella quale sono presenti xenocristalli di Ol anche di dimensioni millimetriche; negli inclusi melanocrati sono abbondanti gli aggregati di Hbl aciculare. La composizione è andesitica.

Le breccie piroclastiche (PRR_a) affiorano presso Pizzo Arrubiu. Sono costituite da elementi andesitici vescicolati sostenuti da matrice cineritico-pomicea notevolmente arrossata. Le pomici, poco abbondanti e sparse, hanno dimensioni centimetriche.

In località Medadeddu è presente un deposito di breccie di paleofrana vulcanica (PRR_b) con elementi lavici appartenenti principalmente a questa stessa formazione. Sono presenti anche rari clasti di altre formazioni (ad es. andesiti di Sa Gruxita).



Fig. 36 - Andesiti di Pizzo Arrubiu: lave massive con evidenti strutture di flusso, talora convolute, marcate da alternanze di porzioni scoriacee (chiare) e massive (scure). E di M. Sa Gruxita, coord.: 6070-3332.

Il deposito è ben visibile lungo il nuovo taglio stradale presso Medadeddu (coord.: 5966-3330) ed è discordante sulle andesiti di Cuccuru Porceddus e di Sa Gruxita. Si tratta di un deposito di paleofrana vulcanica (*volcanic dry debris avalanche*) costituito prevalentemente da lave intensamente brecciate e dislocate da superfici di taglio con numerose strie di frizione. Dislocati dalla posizione originaria, sono localmente riconoscibili paleosuoli e superfici arrossate alla base delle colate. Queste superfici conservano un andamento abbastanza regolare che testimonia un trasporto in massa che non ha completamente sconvolto l'originaria stratificazione. Questo deposito è sormontato in discordanza dalle daciti di Corona Maria.

Lo spessore maggiore della formazione affiora a Conca de su Sensu ed è circa 90 m.

Miocene Inferiore (Burdigaliano)

6.1.2.12. - Andesiti basaltiche di Genna Ollastus (**GOL**)

Le andesiti basaltiche di Genna Ollastus costituiscono la parte sommitale dell'omonimo rilievo e affiorano limitatamente a W di M. Su Sperru.

Si tratta di una formazione costituita da una successione di colate laviche autoclastiche sormontate da una serie di colate di lave scoriacee (**GOL**) e da subordinati depositi piroclastici ed epiclastici (**GOL_a**).

Le lave poggiano in discordanza sulle andesiti di Sa Gruxita e di Monte Ennazza (v. tav.5, fig.33). A M. Narcao la formazione affiora in piccoli lembi discontinui costituiti da una sottile colata lavica, localmente intercalata a livelli piroclastici e depositi epiclastici (fig.37).

Nell'area di Genna Ollastus la formazione è spesso ben esposta e costituita da banchi di breccie laviche autoclastiche. Nella parte bassa le breccie sono costituite da elementi lavici compatti, spesso con fratture da raffreddamento. I clasti lavici sono debolmente porfirici, con cristalli ben riconoscibili di Ol di dimensioni millimetriche, in massa di fondo di colore scuro. Verso l'alto le breccie laviche sono localmente matrice-sostenute, con clasti notevolmente vescicolati. Gli spessori dei banchi sono variabili da circa 2 m a circa 15 m (verso la parte alta), per uno spessore complessivo massimo di circa 40 m.

In genere il passaggio da una colata a quella successiva è marcato da livelli piroclastici decimetrici, a clasti juvenili vescicolati centimetrici contenuti in una matrice cineritica arrossata. A tetto della formazione è presente una successione di colate di lave scoriacee potente 15 m. Petrograficamente si tratta di andesiti basaltiche porfiriche per fenocristalli di Pl (a tessitura seriatà) e Ol con massa di fondo ipocristallina.

A M. Narcao è presente una colata di lava massiva, bollosa, di circa 2 m di spessore e con un deposito di scorie a tetto. La colata poggia su una successione di depositi piroclastici ed epiclastici (GOL_a), costituita da tufi a grana fine, ben clastati, con stratificazione centimetrica (depositi di caduta) e da un livello epiclastico arenaceo arrossato (paleosuolo). Sempre a M. Narcao, al di sopra della colata lavica, sono presenti depositi piroclastici simili ai precedenti, sui quali poggiano depositi epiclastici talora canalizzati (fig.38). Si tratta di breccie poligeniche, eterometriche e matrice-sostenute (*debris flow*). Infine, la parte superiore di questa successione è costituita da una sequenza di breccie epiclastiche poligeniche disposte in bancate metriche, alternate con livelli a grana più fine ed a stratificazione incrociata.

Miocene Inferiore (Burdigaliano)

6.1.2.13. - Andesiti di Monte S. Michele Arenas (MRN)

La formazione affiora estesamente (v. fig.32) e costituisce buona parte del M. S. Michele Arenas. Affiora anche nella sommità del M. Genna Ollastus e, più a S, costituisce l'edificio domico del rilievo di Pistai Sai. Affioramenti correlabili con questa unità vulcanica sono ubicati anche verso la sommità di M. Narcao. Poggia in discordanza su breccie piroclastiche (andesiti di Sa Gruxita), sulle andesiti di Cuccuru Porceddus e sulle andesiti basaltiche di Genna Ollastus. A M. Narcao poggia sulle omonime andesiti e su breccie epiclastiche (andesiti basaltiche di Genna Ollastus) (v. tav.5, fig.33).

È una formazione che comprende lave in domi ed in colate con subordinate breccie laviche autoclastiche (MRN), poggianti su una potente e discontinua successione di breccie piroclastiche clasto-sostenute (MRN_a).

A Pistai Sai le lave sono spesso massive e compatte, localmente con strutture di flusso e, in subordine, scomposte in blocchi per fenomeni di autobrecciazione. Anche nella parte alta del M. S. Michele Arenas la roccia ha un aspetto massivo. Sistemi di giunti da raffreddamento con spaziatura centimetrica interessano spesso la roccia. Il fitto sistema di giunti da raffreddamento, la giacitura in ammassi e alcuni aspetti petrografici (ad es. il carattere olocristallino) suggeriscono l'appartenenza di queste lave ad un ammasso domico. Nel settore di M. Narcao, invece, le lave sono rappresentate da breccie autoclastiche e sono interessate localmente da alterazione, con fenomeni di esfoliazione cipollare.

Macroscopicamente le lave di questa formazione sono compatte e porfiriche, con cristalli spesso ben sviluppati di Pl e pirosseni in massa di fondo grigio scura. Microscopicamente sono porfiriche per Pl, Cpx e Opx con massa di fondo da ipocristallina a olocristallina. Mostrano comunemente rari cristalli di Hbl con orlo opacitico e hanno composizione andesitica.

Fig. 37 - Andesiti basaltiche di Genna Ollastus: bancata di lava massiva (di colore scuro), con porzioni bollose nella parte alta (GOL), sovrastata da depositi piroclastici di caduta fini e ben classificati (di colore chiaro) e da un deposito epiclastico caotico, eterometrico, matrice-sostenuto ("debris flow") (GOL_a). Versante SE di M. Narcao, coord.: 7026-3230.



Fig. 38 - Depositi epiclastici (GOL_a) intercalati nelle andesiti basaltiche di Genna Ollastus. Breccie clasto-sostenute, alla base, e arenarie vulcanoclastiche ben stratificate, incise da un canale di erosione riempito da depositi epiclastici grossolani. Versante SE di M. Narcao, coord.: 7027-3232.



La base della successione è spesso costituita da un potente deposito di breccie piroclastiche (MRN_a) clasto-sostenute con clasti lavici monogenici sub-angolosi, talvolta di dimensioni metriche, con sistemi di giunti radiali da raffreddamento. Questi depositi affiorano con buona continuità e con spessori più o meno costanti (20-30 m). Si tratta di prodotti generati da attività esplosiva di duomi situati nelle vicinanze (ad es. presso Pistai Sai, M. S. Michele Arenas), come indicano le dimensioni dei blocchi.

Alla base del deposito e intercalati a più livelli si osservano inoltre depositi piroclastici di caduta (tufi, tufi a lapilli pomicei), spesso con gradazione inversa e ben classati. Questi depositi hanno spessori inferiori al metro; sono alternati a livelli epiclastici di spessore centimetrico costituiti da arenarie vulcanoclastiche con laminazioni piano-parallele e incrociate e strutture trattive.

Il massimo spessore della formazione è stato osservato nell'area di Pistai Sai (circa 230 m).

Miocene Inferiore (Burdigaliano)

6.1.2.14. - Filoni a composizione intermedia e basica (**fl**, **fm**)

A questo insieme litostratigrafico appartengono corpi filoniani sub-verticali orientati circa E-W, NE-SW e N-S. Alcuni di essi hanno composizione andesitica (**fl**), mentre per altri la composizione è basaltica (**fm**).

I filoni andesitici (**fl**), descritti in precedenza come "leucoandesiti" (ASSORGIA *et alii*, 1992a), affiorano a SW di M. Genna Ollastus ed a S di Cuccu de Crabi, hanno uno sviluppo lineare di alcune centinaia di metri e spessori inferiori ai 10 m. I filoni tagliano le andesiti basaltiche di Genna Ollastus e quelle sottostanti della zona di Genna Ollastus - M. Su Sperru. In quest'area è ben visibile un filone, lungo diverse centinaia di metri, che taglia la Faglia di Genna Ollastus. La faglia taglia i termini lavici che costituiscono le rocce incassanti del filone. Questi rapporti permettono di attribuire a questa faglia un carattere "sin-vulcanico".

Macroscopicamente sono costituiti da rocce laviche massive ed afanitiche. Localmente mostrano sottili salbande leggermente alterate al contatto con le lave incassanti. In sezione sottile sono afirici o scarsamente porfirici per rara Ol con massa di fondo formata da microliti di Pl.

I filoni basaltici (**fm**) affiorano nell'area di Su Sindigu, a SW di M. Guardia Manna e tagliano le andesiti basaltiche di Monte Ennazza. Hanno orientazioni circa N-S, inclinazioni molto elevate, hanno estensioni intorno al centinaio di metri e spessori inferiori ai 10 m. Sono costituiti da lave massive scure, afanitiche; in sezione sottile si presentano porfiriche per Pl, Cpx e Ol con massa di fondo microlitica (fig.39).

Miocene Inferiore (Burdigaliano)



Fig. 39 - *Filone basaltico (fm)*: lava porfirica per Pl e rari pirosseni in pasta di fondo ipocristallina, con tessitura fluidale marcata da microcristalli di Pl iso-orientati (ad es. attorno all'aggregato di Pl). Foto in sezione sottile, nicols incrociati, ingrandimento circa 4x. Campione proveniente da E di Munserrau, coord.: 6700-2952

6.1.2.15. - Andesiti di Guardia Manna (GMN)

Affiorano nel settore a N del Lago di M. Prano (v. fig.32) e poggiano in discordanza sulle andesiti di Nuraghe Pitzienti, sulle andesiti basaltiche di Monte Ennazza e sulle piroclastiti ed epiclastiti di Serra 'e Tepuis (v. tav.5, fig.33). Inoltre "sigillano" la Faglia di Genna Ollastus che taglia le sopra citate formazioni (cfr. § V - 3.).

Questa formazione è costituita da lave in ammassi domiformi e in colate massive, da breccie laviche autoclastiche (GMN), con locali intercalazioni di depositi piroclastici (GMN_a) e da filoni (GMN_b).

In alcuni casi (ad es. M. Arruda e M. Pisanu) sono visibili strutture domiche costituite da lave massive nelle porzioni centrali, talora con iso-orientazione degli anfiboli e da subordinate breccie laviche autoclastiche in bancate potenti alcuni metri (fig.40). Dal punto di vista petrografico le lave di questa formazione hanno composizione andesitica e sono porfiriche per fenocristalli di Pl, Hbl, Cpx e Opx con Mag come accessori, in pasta di fondo ipocristallina.

I depositi piroclastici (GMN_a) sono costituiti da breccie stratificate matrice-sostenute, contenenti litici juvenili vescicolati, clasti litici andesitici e pomici; queste ultime talora ben stratificate e con gradazione inversa. Si presentano di norma notevolmente arrossati e raggiungono localmente lo spessore di alcuni metri.

A questa formazione è stato inoltre associato un filone andesitico (GMN_b) che affiora a SW di M. Arruda e che per analogia di caratteri litologici e composizionali è stato accorpato a questa formazione.

Miocene Inferiore (Burdigaliano)



Fig. 40 - Andesiti di Guardia Manna: depositi piroclastici cineritico-pomici a gradazione inversa, ben stratificati (di colore chiaro) (GMN_a) e sormontati da breccie laviche autoclastiche (GMN). S di N.ghe Tronu, coord.: 6644-3104.

6.1.2.16. - Andesiti di Serra Coremò (SRM)

Questa formazione comprende limitati affioramenti situati tra Serra Coremò e M. Arruda, costituiti da colate laviche massive, da piccoli *neck* intrusi nelle andesiti di Monte S. Michele Arenas (v. tav.5 e fig.33) e da filoni poco potenti ed estesi; solo uno di questi, orientato circa E-W, arriva a diverse centinaia di metri di lunghezza (W di M. Sparau). La disposizione degli affioramenti presso la Faglia di Genna Ollastus sembra suggerire che i centri di emissione fossero allineati lungo questa discontinuità.

La formazione è costituita prevalentemente da lave omogenee, compatte, di aspetto vetroso, quasi ossidianaceo, caratterizzate da glomerofiri di minerali femici ben riconoscibili soprattutto sulle superfici alterate. La roccia spesso è interessata da sistemi di giunti da raffreddamento con spaziatura centimetrica.

Al microscopio le lave mostrano tessitura porfirica per Opx, Cpx in aggregati policristallini e Ol, con massa di fondo formata da microliti di Pl. La composizione è andesitica.

Miocene Inferiore (Burdigaliano)

6.1.2.17. - Andesiti di Giba (GBA)

Questa formazione vulcanica comprende due piccoli affioramenti localizzati a SW di Giba (presso lo stadio di Giba e presso il nuraghe in località Terra Domu Nova). Quello presso Giba è sormontato da sedimenti quaternari mentre l'altro è in contatto con i conglomerati di Villarios. La natura di questo contatto non è chiara. Pertanto, la posizione stratigrafica di questa formazione è desunta solo dalla sua presenza, peraltro dubbia, come elementi rimaneggiati nei conglomerati di Villarios.

Si tratta di lave massive di colore grigio scuro, localmente molto alterate, che macroscopicamente sono caratterizzate da cristalli di Pl e femici alterati. Microscopicamente le lave mostrano tessitura porfirica per Pl, Opx, Cpx con massa di fondo ipocristallina e composizione andesitica. Gli spessori sono di poco superiori alla decina di metri.

Miocene Inferiore (Burdigaliano)

6.1.2.18. - Conglomerati di Villarios (VRS)

Questa formazione affiora esclusivamente a S del Lago di M. Prano: tra Villarios, Masainas e Giba. Poggia in discordanza sulla f.ne del Cixerri e sulle dolomie mesozoiche della f.ne di Guardia Sa Barracca. Presso M. S. Giovanni (Masainas) la formazione è ricoperta da piroclastiti e da lave andesitiche (andesiti di Monte Palmas). Il contatto tra queste formazioni è stato osservato lungo lo scavo per la messa in opera del nuovo acquedotto (coord.: 6716-2294).

Si tratta di conglomerati poligenici a clasti eterometrici generalmente ben arrotondati, di dimensioni variabili da qualche centimetro fino a circa 2 m. I clasti meno elaborati e con dimensioni maggiori sono rappresentati da calcari e dolomie della successione mesozoica (affiorante nelle vicinanze) e da lave andesitiche terziarie, spesso alterate. Sono inoltre presenti elementi clastici molto elaborati del basamento ercinico e della f.ne del Cixerri. I clasti lavici sono presumibilmente

attribuibili alle andesiti di Giba. La matrice è arenaceo-argillosa. Ai conglomerati sono intercalati alcuni livelli decimetrici di epiclastiti e/o piroclastiti generalmente argillificate. Gli spessori variano da pochi metri a circa 30 m.

Miocene Inferiore (Burdigaliano)

6.1.2.19. - Basalti andesitici di Gora Terras Nieddas (GTN)

La formazione è rappresentata da alcuni piccoli affioramenti situati presso Villarios. Gli affioramenti migliori si trovano lungo il taglio stradale appena fuori dal paese. Si tratta di ammassi lavici che sembrano poggiare sui conglomerati di Villarios. Le lave sono afanitiche, talora molto fratturate e alterate. In sezione sottile le lave sono debolmente porfiriche per fenocristalli di Pl, Cpx, Opx e Ol immersi in pasta di fondo a tessitura intersertale. La composizione è basaltico-andesitica. Lo spessore apparente è di circa 10 m.

Miocene Inferiore (Burdigaliano)

6.1.2.20. - Andesiti di Monte Palmas (MPL)

Affiorano estesamente (v. fig.32) e con buona continuità tra M. Magai e M. Palmas. Affioramenti limitati sono stati cartografati anche presso Giba e Villarios Vecchio. I migliori affioramenti sono a M. Magai e a M. Palmas, dove si raggiungono spessori apparenti di circa 60 m. In quest'area le singole colate hanno spessori di 8-10 m. La formazione poggia sui conglomerati di Villarios, sulle andesiti basaltiche di Monte Ennazza e sulle andesiti di Guardia Manna ed è ricoperta dalle "Ignimbriti" *Auct.* (v. tav.5, fig.33).

La formazione è costituita da breccie laviche autoclastiche a composizione intermedio-acida (**MPL**) e da subordinate colate laviche autoclastiche e massive a composizione intermedio-basica (**MPL_b**). In genere le breccie laviche poggiano su depositi piroclastici e localmente sono intercalate a livelli epiclastici (**MPL_a**).

Le breccie laviche autoclastiche sono costituite da elementi vescicolati grigio-chiari che localmente mostrano strutture di flusso con bande bruno-rossicce e grigio scure (N.ghe Tratalias). Macroscopicamente si distinguono cristalli di Pl (abbondante) in glomeruli, anfiboli centimetrici, pirosseni e cristalli euedrali di Bt. Talvolta le lave contengono inclusi microgranulari femici centimetrici. In sezione sottile le breccie laviche sono porfiriche per Pl, Opx, Cpx, Hbl e Bt in pasta di fondo ipocristallina e hanno composizione andesitica. In alcuni campioni provenienti dalle porzioni superiori (M. Magai) sono stati osservati fenocristalli anedrali di Qtz, che indicano una composizione dacitica per la parte alta della formazione.

Nella porzione centrale della formazione è localmente presente un'intercalazione di breccie laviche autoclastiche (MPL_b). Le breccie affiorano nel versante orientale di M. Palmas, alla base di M. Prano, a N di N.ghe Fais, presso Giba e a Villarios Vecchio. Localmente (presso lo sbarramento della diga di M. Prano) sono presenti anche colate laviche massive in bancate. Le breccie sono clasto-sostenute e composte da elementi sub-angolosi sia compatti che vescicolati di colore scuro. Sia le breccie laviche che le lave massive hanno composizione andesitico-basaltica e sono porfiriche per Pl, Opx, Cpx e rara Ol con massa di fondo ipocristallina.

Al di sotto delle breccie laviche, in località Terra Brughitta (SW del Lago di M. Prano) affiorano breccie piroclastiche (MPL_a) generalmente mal stratificate, composte da clasti juvenili vescicolati e da litici centimetrici sub-angolosi a matrice pomiceo-cineritica. Gli affioramenti sono quasi sempre male esposti (spesso le breccie sono molto alterate) ad eccezione di quelli situati in corrispondenza del vecchio tracciato ferroviario. Le stesse breccie piroclastiche si rinvengono limitatamente anche nel versante orientale di M. Palmas e di Villarios al di sotto delle breccie laviche autoclastiche (MPL). I livelli epiclastici sono limitati a pochi affioramenti mal esposti in località Arrus de Giba. Si tratta di breccie poligeniche matrice-sostenute, con elementi andesitici arrotondati di dimensioni fino a decimetriche. Altre volte (versante orientale di M. Prano) sono costituiti da livelli di spessore metrico di arenarie vulcanoclastiche poco cementate, con stratificazione incrociata e a festoni.

Miocene Inferiore (Burdigaliano)

6.1.2.21. - Basalti andesitici di Monte Essu (ESS)

La formazione affiora in un settore molto limitato del Foglio: a N del N.ghe Is Linzas, e poggia sulle epiclastiti di Serra 'e Tepuis. A tetto è limitata da una superficie di erosione al di sopra della quale poggiano le rioliti di Monte Crobu (v. tav.5). Affiora inoltre in un piccolo ammasso a P.ta de S'Introixu (M. Narcao). Quest'ultimo affioramento è stato dubitativamente correlato con le lave di questa formazione che è composta da bancate di lave massive. Macroscopicamente la roccia si presenta di colore scuro, omogenea e costituita da una massa afanitica. Si tratta di rocce a composizione basaltico-andesitica con tessitura porfirica, seriata per fenocristalli di Pl, Cpx, subordinato Opx e Ol, immersi in pasta di fondo fine a tessitura intersertale. Lo spessore complessivo è di circa 10-15 m (N.ghe Is Linzas), ma aumenta gradualmente verso NE (Foglio Capoterra), dove l'erosione di questa formazione è minore.

Miocene Inferiore (Burdigaliano)

6.1.2.22. - Epiclastiti di Mitza Corona Arrubia (MCA)

Affiora limitatamente solo nella parte alta di M. Narcao ed è collocata stratigraficamente tra il più recente termine “andesitico” dell’area (basalti andesitici di Monte Essu) e le rioliti di Monte Crobu (v. tav.5, fig.33).

La formazione è costituita da breccie epiclastiche in bancate metriche, con intercalati livelli piroclastici pomicei.

Le breccie sono grossolanamente stratificate e contengono clasti di rocce vulcaniche terziarie (andesiti, andesiti basaltiche e basalti); sporadicamente si rinvencono clasti di rocce del basamento paleozoico (granitoidi). Il deposito è molto omogeneo e, prevalentemente alla base della formazione, si trovano depositi piroclastici caratterizzati da alternanze di bancate metriche di breccie con livelli di tufi e tufi a lapilli pomicei con stratificazione piano-parallela, mentre a diverse quote si osservano intercalazioni di livelli arenacei vulcanoclastici con laminazioni piano-parallele e incrociate. Lo spessore delle breccie si aggira attorno ai 50 m circa.

Miocene Inferiore (Burdigaliano)

6.1.3. - Gruppo di S. Antioco (AN)

Questo gruppo costituisce un massiccio vulcanico “andesitico” separato geograficamente da quello precedente (v. tav.5, fig.29) e costituito da formazioni non correlabili con quelle dell’entroterra sulcitano. Poggia in discordanza su sedimenti carbonatici mesozoici (URG) ed è ricoperto ancora in discordanza sia da lave riolitiche (gruppo di Su Ruvu Mannu) che da piroclastiti riolitiche (gruppo di Monte Sirai). È costituito da lave andesitiche e basaltico-andesitiche in colate con intercalazioni di piroclastiti ed epiclastiti. Ammassi lavici ipoabissali e corpi filoniani sono subordinati.

Determinazioni radiometriche ($^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$ su roccia totale) eseguite su rocce di questo gruppo e campionate poco a S del Foglio Carbonia indicano età comprese tra $18,3 \pm 1,1$ e $16,7 \pm 1,0$ Ma (MACCIONI *et alii*, 1990).

6.1.3.1. - Basalti andesitici di Serra Nuarxis (NXS)

Affiorano nella parte centro-meridionale dell’Isola di S. Antioco (Serra Nuarxis - Marchiesu). I migliori affioramenti sono sul versante E di Serra Nuarxis. La formazione poggia sulle rocce carbonatiche mesozoiche ed è ricoperta dalle andesiti di Monte Perdas de Fogu e dalle “Ignimbriti” (v. tav.5).

Questa formazione è composta da colate laviche autobrecciate e in blocchi (NXS), alle quali sono intercalati livelli piroclastici ed epiclastici (NXS_a); la parte alta della formazione è costituita da colate laviche massive (NXS_b).

La porzione inferiore della successione è costituita da breccie con clasti lavici vescicolati, di colore scuro. I clasti, eterometrici e con dimensioni massime intorno ai 50 cm, sono a supporto di matrice cineritica contenente litici sparsi notevolmente vescicolati, di dimensioni centimetriche e di colore chiaro. Verso l'alto diventano più frequenti le colate laviche in blocchi angolosi, talora con giunti radiali da raffreddamento.

Nella parte medio-alta della successione le colate appaiono vetrose alla base e bollose nelle parti superiori. Nelle porzioni vetrose è possibile riconoscere rari cristalli millimetrici di Pl e di Ol. I contatti tra le colate sono localmente marcati da sottili livelli cineritici ricchi in pomici o da fenomeni di alterazione termica (arrossamento).

In sezione sottile le rocce sono porfiriche per Pl, Cpx, Opx, Ol, e Mag in pasta di fondo composta da microliti di Pl e vetro. La composizione è basaltica e basaltico-andesitica.

Nella porzione mediana della formazione è presente un deposito dal caratteristico colore arancione-rossiccio e con uno spessore costante di circa 15 m, costituito da due distinti livelli piroclastici separati da un intervallo epiclastico (livelli piroclastico-epiclastici: NXS_a).

I depositi piroclastici sono rappresentati da clasti lavici scoriacei e vescicolati non gradati, sostenuti da matrice cineritico-pomicea dall'aspetto ossidato, poco compatta anche a causa dell'alterazione.

Il livello epiclastico, caratterizzato da variazioni di spessore che oscillano da pochi centimetri a circa 1 m (Su Cuccuru de su Pixinas), è costituito da clasti eterometrici e poligenici contenuti in matrice arenacea compatta. Sono anche presenti sottili livelli (fino a circa 15 cm di spessore) costituiti da alternanze di arenarie grossolane e molto fini con laminazioni piano-parallele.

A S di Serra Nuarxis e a W, presso Monti Oliena, soprattutto in cima ai rilievi affiorano potenti colate laviche massive (NXS_b), omogenee, compatte e con struttura porfirica per Pl.

Microscopicamente si tratta di lave andesitico-basaltiche con spiccata tessitura porfirica, evidenziata soprattutto dall'aumento in percentuale, rispetto alle lave precedenti (NXS), dei fenocristalli di Pl, Opx e di Cpx e dalla diminuzione dei cristalli di Ol; è presente anche la Mag.

Nuove determinazioni radiometriche del Progetto CARG, effettuate con il metodo ³⁹Ar/⁴⁰Ar su lave da noi campionate circa 0,5 km a NE di Case Orrù (coord.: 4870-1772), indicano 16,8±0,9 Ma. Lo spessore massimo è di circa 70 m.

Miocene Inferiore (Burdigaliano)

6.1.3.2. - Andesiti di Perdas Stufaras (PST)

Le rocce di questa formazione affiorano con buona continuità da Perdas Stufaras verso S. Non affiora la base della formazione che è ricoperta dalle andesiti di Monte Perdas de Fogu (v. tav.5). Queste rocce costituiscono ammassi lavici e subordinatamente colate autoclastiche (PST) alle quali è localmente associato un deposito di breccia piroclastica debolmente litificato e ossidato (PST_a).

Gli ammassi lavici sono costituiti da porzioni di colore chiaro di spessore da metrico a decametrico (ricche di anfiboli e pirosseni visibili macroscopicamente), che sfumano verso porzioni scure di spessore metrico nelle quali sono ben distinguibili cristalli millimetrici di Ol. Le porzioni chiare sono talora microvescicolate e petrograficamente contraddistinte da fenocristalli di Pl, Hbl, Opx e Cpx, Bt in pasta di fondo ipocristallina nella quale sono visibili granulazioni di Mag. Hanno composizione andesitico-dacitica. Sono inoltre presenti xenocristalli di Ol, feldspati e Qtz. Le porzioni scure sono porfiriche per Pl, Cpx, Opx, e Ol in pasta di fondo microlitica. Queste porzioni hanno composizione andesitico-basaltica.

In questa formazione gli ammassi lavici sono caratterizzati dalla frequente presenza di inclusi enallogeni microgranulari scuri e di altri più chiari, olocristallini e simili a rocce granitoidi, con grana grossolana e dimensioni talora decimetriche. Localmente si osservano noduli con aggregati di femici ricchi di pirosseni.

Presso C. Biggio sono ben esposte breccie piroclastiche (PST_a). Si tratta di breccie debolmente litificate, ossidate e grossolanamente stratificate, costituite per circa l'80% (vol.) da clasti monolitologici (juvenili) e per circa il 20% (vol.) da elementi eterolitologici (litici). I litici sono angolosi e hanno dimensioni massime di circa 1 m, mentre i clasti juvenili sono vescicolati e porfirici per Pl, Hbl e altri femici. La matrice non contiene cenere fine. Le dimensioni dei blocchi e l'elevato spessore della breccia indicano prossimalità al centro di emissione. Lo spessore, superiore ai 50 m, non è valutabile con esattezza poiché non affiora la base.

Miocene Inferiore (Burdigaliano)

6.1.3.3. - Andesiti di Monte Perdas de Fogu (PDF)

Questa formazione affiora nella parte centro-meridionale dell'Isola di S. Antioco, e si estende da M. Cuccuru su Pixinas, dove poggia sui basalti andesitici di Serra Nuarxis, a M. Perdas Stufaras dove è sormontata dalle rioliti di Monte Crobu; comprende quasi tutto il massiccio di M. Perdas de Fogu e di Su Cuccuru de su Zinnibiri. A S di questa località le andesiti di Monte Perdas de Fogu poggiano direttamente sui calcari del Cretacico inferiore, mentre a Perdas Stufaras poggiano sull'omonima formazione (v. tav.5).

Questa formazione è costituita da lave in ammassi, passanti a breccie autoclastiche (PDF), da depositi piroclastici ed epiclastici (PDF_a) e da breccie caotiche riconducibili a paleofrane (PDF_b).

Le lave, che costituiscono spesso ammassi localizzati, ben esposte nell'area di M. Perdas de Fogu e di Cuccuru de su Piscinas, sono compatte, ferneritiche, con cristalli millimetrici di Pl e femici. Talvolta (ad es. a Cuccuru de su Piscinas) si osservano strutture di flusso molto inclinate e verticali con iso-orientazione dei femici. Le lave di questa formazione sono generalmente microvescicolate e caratterizzate da tipiche concrezioni di calcedonio idrotermale, sia sulla superficie dei clasti che nelle fratture degli ammassi lavici. Gli spessori delle singole colate non sono valutabili a causa della cattiva esposizione degli affioramenti.

Le breccie laviche autoclastiche si presentano generalmente in blocchi subangolosi di dimensioni metriche (Serra de su Parone, Su Monti, Agus su Monti); più raramente (a W e a SW di M. Perdas Stufaras) i clasti sono decimetrici.

Petrograficamente si tratta di andesiti porfiriche per Pl, Opx, Cpx, rari anfiboli spesso opacizzati e abbondanti granulazioni di Mag, con massa di fondo ipocristallina (fig.41).

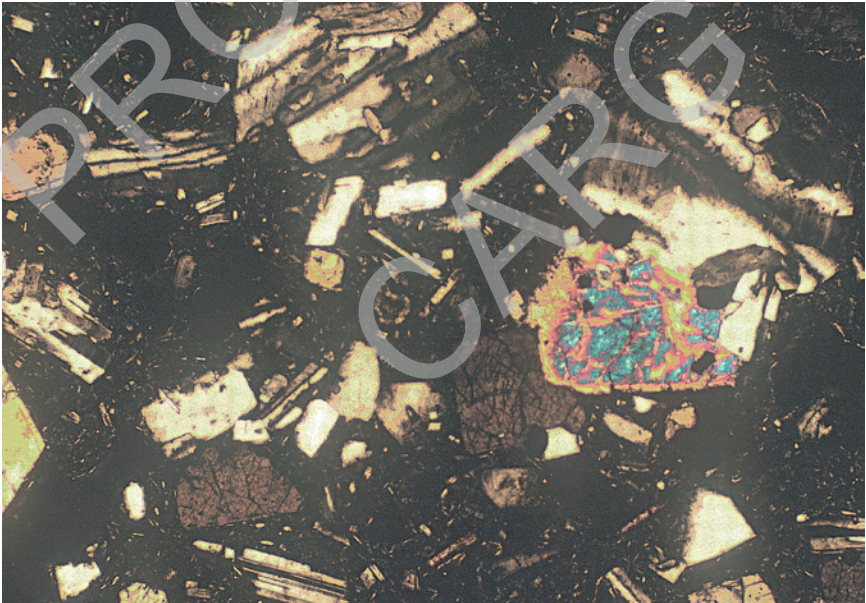


Fig. 41 - Andesiti di Monte Perdas de Fogu in sezione sottile (nicols incrociati, ingrandimento circa 4x). Lava porfirica per Pl e pirosseni in pasta di fondo ipocristallina. Campione proveniente da M. Perdas de Fogu, coord.: 5030-1966.

Localmente affiorano intercalazioni discontinue di breccie epiclastiche (PDF_a) di spessore variabile da 1 a 5 m, tendenzialmente monogeniche, caratterizzate dalla presenza di abbondante matrice, e depositi piroclastici di caduta con caratteristiche di prossimalità, localmente arrossati (paleosuoli). A S di Sa Corona Arrubia (coord.: 5152-2019) è particolarmente sviluppato un livello piroclastico di caduta, potente circa 3 m, formato da tufi con stratificazione piano-parallela.

Nella stessa località va segnalato un esteso corpo caotico riconducibile ad una paleofrana, costituito da breccie caotiche (PDF_b) a clasti eterometrici, da clasto- a matrice-sostenute, tendenzialmente monogeniche, formate in prevalenza da clasti lavici angolosi, talora in blocchi di grandi dimensioni (fino a 1-2 m), privi di giunti radiali. La matrice arenacea, localmente abbondante, presenta composizione simile a quella dei clasti lavici. Il deposito di frana (*volcanic dry debris avalanche*) poggia sul deposito piroclastico di caduta descritto in precedenza ed è locamente interessato da fitte fratturazioni parallele, successive alla sua messa in posto. Le fratture sono poi riempite da silice amorfa legata alla circolazione di fluidi magmatici. Queste osservazioni escludono un'età recente per il deposito di frana e ne indicherebbero, al contrario, un'età "sin-vulcanica".

Miocene Inferiore (Burdigaliano)

6.1.3.4. - Andesiti di Serra de Nuargius (SNR)

Questa formazione affiora nel settore centro-meridionale dell'Isola di S. Antioco, con buona continuità da Serra de Nuargius a M. Perdas de Fogu, e si ritrova anche in affioramenti isolati presso Funtana Cannai, Su Monti, Case Bullegas e più a NW in un piccolo affioramento presso Case Lai.

La formazione è costituita da un corpo sub-vulcanico e da un sistema di filoni sub-verticali orientati circa E-W e ENE-WSW (S di M. S'Arraigraxiu) che intersecano le andesiti di Monte Perdas de Fogu ed i calcari cretacici (v. tav.5).

Le lave sono compatte, omogenee, a struttura porfirica per Pl e pirosseni. Spesso la roccia è interessata da un fitto sistema di giunti da raffreddamento che ne causa la scomposizione in lastre centimetriche; localmente si presenta molto argillificata per fenomeni di alterazione.

I filoni, sempre intensamente alterati, sono ben esposti nella cava presso N.ghe Femminedda dove intrudono i calcari cretacici. In altri casi, sono visibili in panorama e dall'analisi in foto aerea.

In sezione sottile si tratta di andesiti porfiriche per Pl, Cpx e Opx e rara Ol con anse di corrosione, con massa di fondo da ipocristallina a microcristallina costituita da microcristalli sialici e femici e poco vetro.

Miocene Inferiore (Burdigaliano)

6.2. - "IGNIMBRITI" AUCT.

Alle "Ignimbriti" *Auct.* appartengono i gruppi di Su Ruvu Mannu, di Monte Sirai e di Cala Lunga. Il primo in passato era cartografato come deposito piroclastico sebbene sia costituito in prevalenza da rocce laviche, mentre gli altri due sono rappresentati principalmente da piroclastiti di flusso generalmente saldate.

6.2.1. - Gruppo di Su Ruvu Mannu (RM)

Questo gruppo comprende in prevalenza rocce laviche riolitiche. Poggia in discordanza sui prodotti "andesitici" del gruppo di S. Antioco ed è sormontato in discordanza dalle piroclastiti riolitiche del gruppo di Monte Sirai (v. tav.5, fig.29).

6.2.1.1. - Rioliti di Monte La Noce (MLN)

Questa formazione affiora nell'Isola di S. Antioco tra l'omonima cittadina, a N, e la zona di M. De is Baccas a S. Gli affioramenti sono in genere male esposti; quelli migliori si trovano lungo la strada che dall'abitato di S. Antioco porta a M. La Noce. Queste rocce sono stratigraficamente comprese tra il gruppo di S. Antioco e le rocce piroclastiche del gruppo di Monte Sirai (in genere le rioliti di Monte Crobu o, in qualche caso, quelle di Nuraxi) (v. tav.5).

Questa formazione è costituita da colate laviche e subordinati depositi piroclastici. Le lave si presentano spesso in colate massive, talvolta con porzioni autobrecciate. Le facies massive hanno laminazioni di flusso più o meno ondulate o convolute, sferuliti e bande di vescicolazione. Macroscopicamente le lave mostrano strutture da afanitica e/o ossidianacea fino a scarsamente porfirica per feldspati e Bt.

In sezione sottile la roccia è porfirica ipocristallina con cristalli millimetrici di Pl, Bt e rari pirosseni alterati. Tra i minerali accessori sono presenti Mag e Trd. La massa di fondo è costituita principalmente da vetro e subordinatamente da microliti iso-orientati di Bt e feldspati (tessitura ialopilitica e/o pilotassitica) (fig.42). Sono frequenti le devetrificazioni sferulitiche disperse o allineate secondo le bandature di flusso. La loro composizione è riolitica.

Subordinati depositi piroclastici sono frequenti alla base e, localmente, in alternanza con le lave. Si tratta di tufi, tufi a lapilli e breccie piroclastiche con strutture da rapido raffreddamento (*quenching*). In località S. Antioco (Grotta De is Ominis) è presente un livello di grovacche vulcanoclastiche derivate da

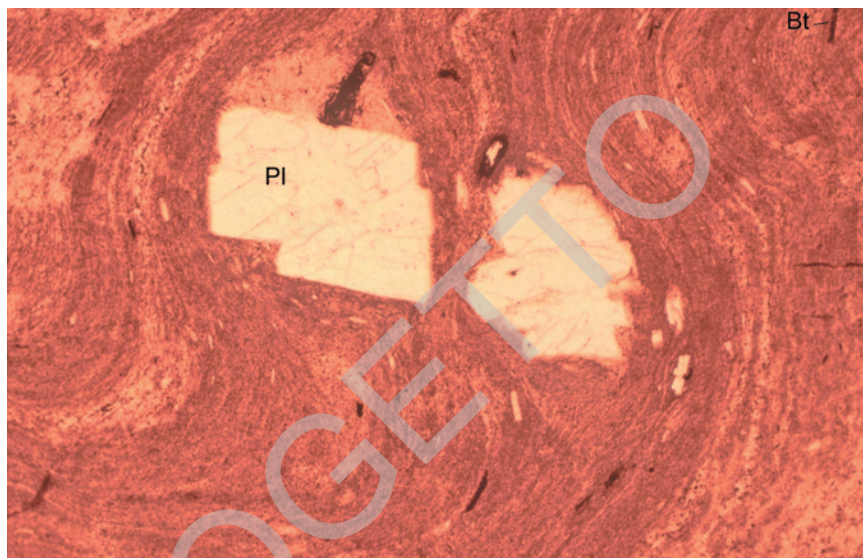


Fig. 42 - Rioliti di Monte la Noce in sezione sottile (nicols paralleli, ingr. circa 4x): lave porfiriche con evidenti strutture di flusso in pasta di fondo ipocristallina. Su Ruvu Mannu, coord.: 5196-2172.

piroclastiti rimaneggiate (*lahar*), con spessore massimo di poco superiore al metro e intercalate alle colate e alle breccie.

Su questa formazione non esistono determinazioni radiometriche. Essendo sovrapposta al gruppo di S. Antioco che comprende vulcaniti burdigaliane ($16,8 \pm 0,9$ Ma) e sottostante al gruppo di Monte Sirai, costituito alla base da piroclastiti burdigaliane ($18,7 \pm 0,4$ Ma e $16,6 \pm 0,8$ Ma), la formazione è anch'essa attribuibile al Burdigaliano (v. fig.29). Gli spessori massimi affioranti sono circa 30-40 m.

Miocene Inferiore (Burdigaliano)

6.2.2. - Gruppo di Monte Sirai (SR)

Con il gruppo di Monte Sirai l'attività vulcanica cambia da prevalentemente effusiva (con emissione di prodotti lavici a composizione principalmente andesitica) ad essenzialmente esplosiva (con produzione di depositi piroclastici, in gran parte di flusso, a composizione dacitico-riolitica). Il cambiamento del tipo di attività vulcanica segue ad un periodo di quiescenza non quantificato, testimoniato dall'appoggio delle formazioni inferiori di questo gruppo su strutture vulcaniche

“andesitiche” parzialmente esumate ed erose, dalla locale presenza di intervalli epiclastici e di paleosuoli. Tale cambiamento coincide con lo spostamento verso W dei centri di emissione. La grande variabilità degli spessori e della distribuzione degli affioramenti di questo gruppo indicano una paleomorfologia molto articolata, costituita da rilievi vulcanici “andesitici” più o meno isolati sui quali si impilavano le varie unità piroclastiche (cfr. § V - 3.).

La suddivisione stratigrafica che abbiamo adottato per questo gruppo (oltreché per quello di Cala Lunga) deriva in gran parte da quella proposta da ASSORGIA *et alii* (1990; 1992a) ed è basata anche sui dati di numerosi sondaggi effettuati nel Bacino lignitifero (v. ad es. fig.20).

6.2.2.1. - Daciti di Corona Maria (CNM)

L'area di affioramento è compresa tra M. Sirai a NW e Riu Schina s'Inferru (a S di Carbonia) a SE. Gli affioramenti più tipici sono situati presso la cava di Medadeddu - Schina s'Inferru e presso M. Sirai. Le daciti di Corona Maria generalmente poggiano sulle “Andesiti” del gruppo di Carbonia (v. tav.5), ma anche direttamente sulla f.ne del Cixerri (M. Sirai).

Questa unità litostratigrafica comprende sia depositi piroclastici saldati, corrispondenti all'Unità di Corona Maria di ASSORGIA *et alii* (1990), sia depositi piroclastici non saldati con intercalazioni di paleosuoli.

Alla base (ad es. a M. Sirai, Cava di Medadeddu), sono presenti depositi di caduta non saldati (tufi e tufi a lapilli pomicei). Nei depositi più grossolani i lapilli pomicei, con diametro massimo di 1 cm, sono diagenizzati e collassati. I tufi presentano stratificazione sottile e sono costituiti da ceneri grossolane con contenuto variabile in clasti litici millimetrici. La parte superiore è talora pedogenizzata. Lo spessore dei depositi di caduta è di circa 1 m a Medadeddu, mentre a M. Sirai supera i 4 m.

La base della piroclastite di flusso è costituita da un tufo bruno-rossiccio con spessore decimetrico e con grado di saldatura crescente verso l'alto. Segue un livello vitrofirico, con spessore variabile da qualche decimetro ad oltre 3 m (Medadeddu), caratterizzato da struttura eutassitica con fiamme ossidiane e localmente da bollosità (*lithophysae*) centimetriche. Dal vitrofiro si passa ad una porzione densamente saldata più o meno omogenea e con struttura eutassitica. La matrice è di colore variabile da bruno-violaceo a bruno rossiccio. La dimensione massima delle fiamme diminuisce dalla base (fino ad alcuni decimetri) al tetto (qualche centimetro), ad eccezione di M. Sirai, dove al tetto della formazione sono presenti (*spatter*) di dimensioni massime di alcuni decimetri. Il contenuto in clasti litici massimo rilevato è il 25% (vol.) della roccia.

Nella zona di Medadeddu - Schina s'Inferu la parte superiore del deposito è costituita da circa 1 m di piroclastiti di colore giallastro e saldatura assente, con clasti lavici di diametro massimo di 7 cm e lapilli pomicei centimetrici.

Al microscopio le piroclastiti presentano tessitura eutassitica; sono riconoscibili cristalli di Pl, Ol (alterata in iddingsite), pirosseni (iperstene, Aug) (spesso alterati in fillosilicati), Trd, Crs, Mag e Ap. La composizione è dacitica (v. fig.30), con variazioni composizionali dovute a fenomeni di alterazione della massa vetrosa, ma anche ad una zonatura chimica primaria, suggerita anche dalla presenza di frammenti juvenili a differente composizione.

Nuove determinazioni radiometriche, eseguite col metodo $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ su Pl, indicano $18,7 \pm 0,4$ Ma. Questa età radiometrica, anche se sembra un po' troppo vecchia, è in accordo con quelle calcolate su isocrone Rb-Sr (MORRA *et alii*, 1994) relative a rocce sovrastanti e affioranti a N del Foglio Carbonia, che indicano per le daciti di Corona Maria un'età non più recente di $16,5 \pm 0,9$ Ma.

Lo spessore complessivo del deposito di flusso si aggira attorno ai 25 m. In corrispondenza dell'appoggio sui paleorilievi "andesitici" (P. Torretta, Schina s'Inferu) l'unità di flusso si riduce di spessore (da 7 a 0 m) e presenta saldatura variabile da assente (tufo a lapilli pomicei) a moderata (con tessitura eutassitica e con fiamme ossidiane). Il colore della matrice va dal giallo al rossiccio; sono presenti clasti lavici da millimetrici a centimetrici e cristalli di Pl e femici.

Miocene Inferiore (Burdigaliano)

6.2.2.2. - Daciti di Acqua Sa Canna (AQC)

Questa formazione corrisponde essenzialmente al Complesso di Acqua Sa Canna di ASSORGIA *et alii* (1990). L'areale di affioramento è discontinuo e va dalla zona di Medau is Serafinis - Riu Flumentepido a NW, fino a Giba a SE. Generalmente poggia sulle daciti di Corona Maria (M. Sirai - Schina s'Inferu) (v. tav.5), in altri casi sulle "Andesiti" del gruppo di Carbonia. Vi sono compresi sia depositi piroclastici saldati e non (generalmente predominanti) che epiclastici.

A SW di M. Sirai (zona archeologica, zona di N.ghe Piliu, Arcu de Ulmus), a Schina s'Inferu e presso il Canale di Paringianu prevalgono i depositi piroclastici che generalmente poggiano su epiclastiti poco potenti (fig.43).

Le piroclastiti iniziano con depositi di caduta (tufi a lapilli) potenti circa 3 m e passano ad un deposito piroclastico di flusso non saldato potente circa 7-8 m. Il deposito è costituito da matrice cineritica biancastra o rosata nella quale sono disperse pomice giallastre con dimensioni massime centimetriche, cristalli millimetrici di plagioclasti, femici (pirosseni, biotite) e clasti litici lavici centimetrici.



Fig. 43 - Piroclastiti di flusso (bianche) poggianti su epiclastiti con prevalenti clasti di andesiti. Daciti di Acqua sa Cannu. SW di Arcu de Ulmus, coord.: 5552-3633.

Localmente (ad es. N.ghe Piliu) il deposito di flusso è incipientemente saldato, con pomice e/o fiamme di colore giallastro (con dimensioni da millimetriche a centimetriche), matrice di colore da rosato a rossiccio, con cristalli millimetrici di Pl e femici (tra i quali Bt); sono presenti inoltre clasti litici lavici e di tufi saldati, di dimensioni da millimetriche a centimetriche. Presso Giba (M. Senzu di Magai e a N di M. Perda Morta) i depositi piroclastici di caduta e di flusso sono alternati e mostrano spessori da decimetrici a metrici. In queste aree le epiclastiti sono subordinate, limitate a intercalazioni conglomeratiche decimetriche ad elementi di lave andesitiche e del basamento paleozoico.

Nella zona di Su Narboni e a N della cima di M. Sirai, la formazione consiste in prevalenza di epiclastiti con subordinati depositi piroclastici e con intercalati paleosuoli o superfici erosive. A Su Narboni, nella parte inferiore della successione, i litotipi sono rappresentati da arenarie vulcanoclastiche con rari clasti lavici, in alternanza con breccie eterometriche a clasti lavici soprattutto andesitici (fino a 50 cm di diametro) e lapilli pomicei in concentrazione variabile, in matrice arenacea. Si passa poi, verso l'alto, a depositi piroclastici di caduta (tufi a lapilli pomicei), ben classati, biancastri. Le pomice sono collassate per diagenesi e hanno dimensioni centimetriche. I depositi di caduta sono intercalati a paleosuoli ed epiclastiti (arenarie tufacee e breccie a clasti lavici).

Al tetto della formazione è nuovamente presente un deposito pomiceo di caduta con spessore metrico, seguito da una piroclastite di flusso non saldata. Presso M. Sirai le epiclastiti sono più grossolane, con clasti lavici andesitici e del basamento paleozoico.

Al microscopio le pomici delle piroclastiti presentano fenocristalli di Pl e subordinati femici tra i quali Bt, pirosseni (Aug e ipersteni spesso alterati in fillosilicati), Hbl e Ol. La tessitura è porfirica ipocristallina e vitroclastica, più o meno obliterata da ricristallizzazioni secondarie. La composizione è dacitica (v. fig.30).

Le età radiometriche calcolate col metodo $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$ indicano circa $16,6 \pm 0,8$ Ma (CINCOTTI *et alii*, 1994; ASSORGIA *et alii*, 1995).

Gli spessori complessivi di questa formazione sono variabili: da oltre 30 m (Su Narboni) si riducono a meno di 1 m (P.ta Torretta, S di Sa Gruxita, *etc.*).

Miocene Inferiore (Burdigaliano superiore)

6.2.2.3. - Rioliti di Seruci (SRC)

Affiorano in un'area abbastanza limitata del settore NW e centrale del Foglio, compresa tra M. Sirai, P.ta Torretta, Su Narboni e Conca de su Sensu. Generalmente poggiano su un paleosuolo formatosi al tetto delle daciti di Acqua sa Cana (ad es. a S di Arcu de Ulmus, Su Narboni, *etc.*) (v. tav.5), ma nell'area di P.ta Torretta e a Su Narboni poggiano direttamente sulle andesiti del gruppo di Carbonia. Danno luogo a tipiche morfologie tabulari, generalmente poco inclinate, spesso con pareti ripide.

La formazione è composta da un deposito di flusso piroclastico densamente saldato (SRC), corrispondente all'Unità di Seruci di ASSORGIA *et alii* (1990), e da limitati depositi epiclastici (SRC_a).

Alla base dell'unità piroclastica si osserva, talvolta, un livello decimetrico di tufi a lapilli non saldato, fortemente alterato (ad es. a SE di Medadeddu, coord.: 5955-3355). Il tufo è seguito, senza interposizione di suoli o materiali rimaneggiati, da un livello vitrofirico con spessore da centimetrico a decimetrico, con cristalli di Pl e litici. In qualche caso (P.ta Torretta) nel vitrofiro sono riconoscibili fiamme ossidianee.

Al di sopra del livello vitrofirico il deposito di flusso è densamente saldato, con matrice di colore variabile da bruno a rossastro. Sono inoltre presenti clasti litici da millimetrici a centimetrici con concentrazione inferiore al 10% (vol.) e fenocristalli di Pl e femici più o meno alterati. Presenta struttura eutassitica, data da fiamme variamente vescicolate biancastre, con dimensioni massime crescenti dal basso verso l'alto (fino ad alcuni decimetri). Nella parte sommitale dell'unità piroclastica le dimensioni delle fiamme si riducono rapidamente fino a scomparire.

Localmente (Su Narboni) in queste porzioni superiori la roccia assume colorazioni grigio-violacee, mostra grana più fine e maggiore grado di saldatura. A Su Narboni il tetto della piroclastite è talvolta rappresentato da tufi biancastri poco o nulla saldati.

In sezione sottile la roccia ha tessitura vitroclastica ed eutassitica e risulta porfirica per Pl, Fa iddingsitizzata, Hbl, pirosseni alterati. Sono poi presenti minerali accessori (Mag) e secondari (Crs e Trd). Le fiamme sono spesso devettrificate (cristallizzazione sferulitica) e ricche di cristallizzazioni minute (Trd). La composizione della piroclastite è riolitica (v. fig.30).

Nella zona di Sa Scritta - P.ta Torretta, a tetto del deposito piroclastico e al di sotto delle rioliti di Monte Crobu, affiora un deposito epiclastico (SRC_a) costituito da un conglomerato con ciottoli di lave andesitiche (di dimensioni da centimetriche a decimetriche) a matrice arenacea, potente alcuni metri. Gli spessori massimi dell'intera formazione si trovano nella zona di Su Narboni (circa 15 m).

Miocene ?Inferiore-?medio (?Burdigaliano superiore - ?Langhiano)

6.2.2.4. - Rioliti di Monte Crobu (CBU)

Questa formazione comprende le unità di Monte Crobu e di Conca is Angius di ASSORGIA *et alii* (1990). Riteniamo che i depositi piroclastici riferiti da questi Autori a due unità distinte siano da considerarsi come prodotti da un unico evento vulcanico. Il passaggio dall'una all'altra si realizza sia verticalmente che lateralmente attraverso una variazione graduale delle caratteristiche di saldatura e contenuto in clasti litici; inoltre entro questa formazione non sono mai stati rilevati paleosuoli o depositi epiclastici.

Questa è l'unità piroclastica più diffusa e volumetricamente consistente del Foglio Carbonia: gli affioramenti sono distribuiti in una vasta area che va dal Canale di Paringianu - Conca is Angius a N, fino a S. Antioco all'estremità SW del foglio; affiora inoltre ad E, nell'area del Lago di M. Prano e di M. Narcao.

Poggia in discordanza sulle lave riolitiche del gruppo di Su Ruvu Mannu e sulle lave andesitiche dei gruppi di Carbonia e di S. Antioco; nell'entroterra sulcitano spesso poggia sulle rioliti di Seruci (v. tav.5); altre volte sulle daciti di Acqua sa Canna (Giba).

Le rioliti di Monte Crobu sono generalmente riconducibili ad un'unità di flusso piroclastico principale. Questa formazione comprende anche depositi piroclastici di caduta e di flusso non saldati di spessore metrico, affioranti a tetto in modo discontinuo (ad es. M. Gavoni e Corongiu Murvonis a S. Antioco, Giba), e depositi pomicei di caduta di spessore decimetrico alla base del flusso principale (ad es. nel taglio stradale tra Is Gannaus e Medadeddu, coord.: 5905-3305).

Nell'unità di flusso principale, dal basso, si distinguono quattro porzioni.

- 1) Un livello vitrofirico basale di spessore variabile da zero ad alcuni centimetri (ad es. a Conca de su Sensu, Gutturu Nieddu a SE di M. Ulmus) fino a 1 m (es. a M. Narcao). Il livello è caratterizzato da struttura eutassitica, con fiamme ossidianee da centimetriche a decimetriche. La matrice è ossidianacea con clasti lavici e di tufi e abbondanti cristalli di Sa, Pl e femici. In qualche caso (ad es. a N di M. Crobu, coord.: 5906-3305) la base del flusso principale è costituita da un deposito cineritico non saldato con pomici non collassate, seguito dal livello vitrofirico.
- 2) Una porzione moderatamente o densamente saldata, non eutassitica, ricca di cristalli di feldspati (Sa, Pl) e rari femici (pirosseni alterati, Fa iddingsitizzata). Il deposito è caratterizzato da laminazione di flusso da millimetrica a centimetrica. La matrice presenta tessitura vitroclastica spesso obliterata dalla devetrificazione.
- 3) Una porzione densamente saldata, con matrice rosso-bruna, cristalli millimetrici di Sa, con struttura e tessitura eutassitica marcata da un'elevata concentrazione di fiamme di vari tipi (variamente vescicolate, devetrificate) e *spatter*, con lunghezze massime decimetriche e di colore da rossastro a bruno a nero. In certe aree (ad es. presso Rio Gutturu Nieddu, Is Urigus, P.ta Gannau, M. Crobu) questa porzione presenta strutture reomorfe con giaciture da poco a molto inclinate di alternanze di bande vescicolate e non, associate a *spatter* anche ossidianee fino a diversi decimetri di lunghezza. A M. Narcao, questa terza porzione è eutassitica, ma senza foliazioni.
- 4) Una porzione con matrice di colore da rosso scuro a bruno fino a rosato, con struttura eutassitica meno marcata data da fiamme bandate (con striature biancastre, nerastre e rosso-violacee) di colore scuro (rossastre, brune o violacee) spesso porfiriche per Sa. Il grado di saldatura è moderato alla base e diminuisce verso l'alto, dove affiora una facies non saldata (l'Unità di Conca is Angius di ASSORGIA *et alii*, 1990), potente da alcuni decimetri ad alcuni metri. Si tratta di un deposito, pomiceo alla base e cineritico a tetto, di colore da grigio chiaro a rosato, rare bollosità (*lithophysae*) e clasti litici con concentrazione decrescente verso l'alto. In qualche caso si osservano camini verticali di degassamento decimetrici (ad es. a Conca is Angius - Canale di Paringianu, a E di Portovesme, zona di Concali Arrubiu, *etc.*).

A S. Antioco (M. Gavoni, coord.: 5052-2341; Su de Crabaxeddu, coord.: 4740-2245; N.ghe Noccus, coord.: 4836-2118) la parte superiore di questa formazione è caratterizzata dalla presenza di breccie in cui una parte dei clasti è costituita da bombe a "crosta di pane" e blocchi angolosi ossidianeei.

In sezione sottile è presente una tessitura eutassitica, porfirica per Sa (con anse di corrosione), Pl e femici subordinati (pirosseni alterati, rara Ol) e accessori

(Mag, Ap, Zrn). La matrice e le fiamme sono spesso devetrificate con cristallizzazioni secondarie di Crs e Sa; sono presenti anche cristalli di neoformazione (di “fase vapore”) sviluppati entro le cavità della piroclastite già deposta (Trd). La composizione è riolitica (v. fig.30).

Lo spessore complessivo è generalmente variabile da alcuni metri fino a qualche decina di metri; localmente (M. Crobu, Perda de is Ominis) lo spessore può essere molto più elevato (oltre 100 m) a causa della movimentata paleo-morfologia su cui poggia in discordanza la formazione.

Miocene ?Inferiore-?medio (?Burdigaliano superiore - ?Langhiano)

6.2.2.5. - Rioliti di Nuraxi (NUR)

Questa formazione corrisponde all’Unità di Nuraxi di ASSORGIA *et alii* (1990) ed è anch’essa molto diffusa nel Sulcis (soprattutto nella zona di Portoscuso e di Conca Casteddu). Affiora estesamente anche nell’Isola di S. Antioco: nell’area di Sa Scrocca Manna, di Su Pranu de s’Egua, *etc.*, e anche in aree esterne al Foglio Carbonia. Generalmente poggia su un paleosuolo di spessore decimetrico, talora arrossato, formato a spese delle rioliti di Monte Crobu (v. tav.5) e, localmente (S. Antioco), anche a spese dei termini sottostanti (ad es. le rioliti di Monte La Noce).

La formazione consiste principalmente di un deposito piroclastico di flusso, con colore variabile dal grigio ceruleo al rosso violaceo, densamente o moderatamente saldato, in cui spicca una notevole quantità di cristalli e/o aggregati plurimillimetrici di feldspati. Caratteristica comune a tutta la formazione è la marcata foliazione, con spaziatura da centimetrica a decimetrica, che appena al di sopra del livello basale vitrofirico è più fitta (da millimetrica a centimetrica). Alla base della formazione in genere si rinviene un deposito di pomici di caduta di spessore decimetrico, ricco di cristalli liberi.

Il deposito piroclastico di flusso è quasi sempre caratterizzato da un livello vitrofirico basale, moderatamente ricco in cristalli, di spessore da decimetrico a metrico. Al di sopra del vitrofiro basale compaiono fiamme molto allungate (struttura paratassitica), solitamente di dimensioni decimetriche e di colore grigio chiaro, anch’esse ricche di cristalli di feldspati. Nella parte alta, cristalli singoli e/o aggregati aumentano di dimensione fino a circa 5-6 mm. A S del Lago di M. Prano, nell’Isola di S. Antioco (ad es. nella zona Sa Scrocca Manna, zona Corongiu Murvonis), *etc.*, questa formazione è caratterizzata da frequenti strutture reomorfe (fig.44). Nella parte sommitale del deposito, localmente (ad es. a Sa Scrocchitta e a Corongiu Murvonis nell’Isola di S. Antioco), compare anche un livello vitrofirico di spessore decimetrico.

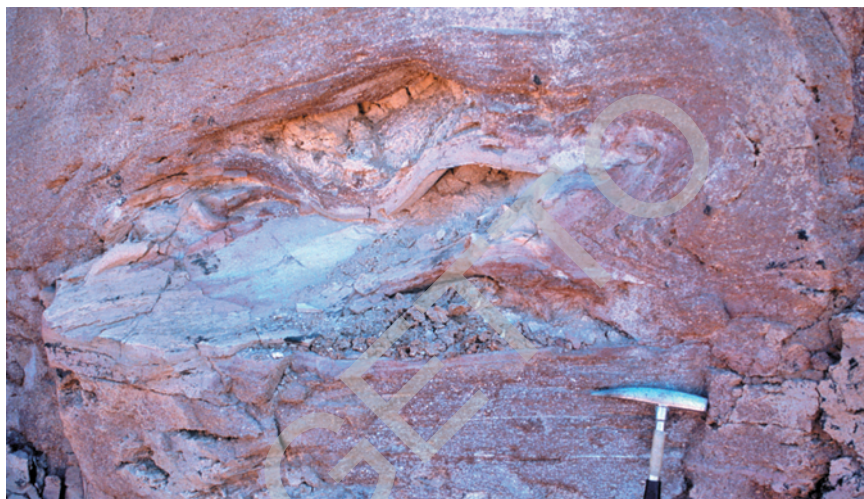


Fig. 44 - Strutture reomorfiche nella porzione inferiore dell'unità di flusso (rioliti di Nuraxi) che ripiegano la marcata foliazione, lungo la quale sono visibili fiamme grigiastre di dimensioni decimetriche. Concali Arrubiu (Portovesme), coord.: 5019-3743.

Lungo i piani di fluidalità immediatamente al di sopra del livello vitrofirico basale, si riconoscono frequentemente indicatori della direzione del flusso piroclastico. A Concali Arrubiu (Canale di Paringianu), Sa Perda Sterida (Is Gannaus) e Su Medadeddu (Portovesme) le piroclastiti provengono da NW (fig.45), mentre in altre aree (ad es. a Conca is Angius nel Canale di Paringianu) da N. La direzione più comune è da NW.



Fig. 45 - Indicatori cinematici di flusso lungo un piano di foliazione delle rioliti di Nuraxi. Le lineazioni sono orientate N283. Concali Arrubiu (Portovesme), coord.: 5020-3743.

Al microscopio la tessitura è porfirica per Pl e Sa; la componente femica (pirossenica) è scarsa e caratterizzata da una sistematica alterazione. La composizione è riolitica (v. fig.30). Nuove determinazioni radiometriche, eseguite col metodo $^{40}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ con isocrone su Sa, indicano per queste rocce $15,8 \pm 0,2$ Ma. Gli spessori, relativamente costanti in tutta l'area di affioramento, si aggirano attorno ai 20 m.

Miocene medio (Langhiano)

6.2.2.6. - Daciti di Matzaccara (MAZ)

Questa formazione vulcanica comprende l'Unità di Matzaccara di ASSORGIA *et alii* (1992b) e depositi epiclastici; affiora in maniera discontinua: lungo il versante orientale a W di Matzaccara, nell'Isola di S. Antioco (a E di Cala Lunga e Cala Saboni) e tra Giba ed il Lago di M. Prano. Gli affioramenti più rappresentativi e meglio esposti si trovano a E di Cala Saboni e di Cala Lunga e presso Giba, in corrispondenza di numerose cave per l'estrazione di bentoniti (cfr. § VII - 1.1.3.). Poggia sempre sulle rioliti di Nuraxi ed è ricoperta in discordanza dalle comenditi di Cala Saboni (v. tav.5).

La formazione comprende depositi piroclastici di flusso da moderatamente a densamente saldati (MAZ), con intercalazioni di depositi di flusso e di caduta non saldati ed epiclastiti (MAZ_a).

I depositi di flusso da moderatamente a densamente saldati sono ben esposti a S. Antioco, dove rappresentano la parte alta della formazione. Presso Giba questi depositi sono moderatamente saldati. Presentano struttura eutassitica, con fiamme di colore bruno più o meno vescicolate da centimetriche a decimetriche, immerse in matrice di colore grigiastro nella quale sono dispersi cristalli di Pl e Bt (spesso di colore bronzео per alterazione) in individui millimetrici, e litici di dimensioni massime centimetriche, con concentrazione inferiore al 10% (vol.).

Microscopicamente mostrano tessiture eutassitica e porfirica per Pl e Bt. Le fiamme sono devetrificate e contengono vescicole parzialmente riempite da minerali di neo-formazione ("fase vapore") (Trd e Crs). Gli spessori si aggirano intorno ai 10 m.

La base della formazione (S. Antioco), o talora tutta la formazione (Matzaccara), è rappresentata da piroclastiti non saldate ed epiclastiti (MAZ_a). Si tratta di tufi e tufi a lapilli di caduta, con subordinati depositi piroclastici di flusso non saldati, intercalati a livelli epiclastici e paleosuoli (fig.46). I depositi di caduta sono di colore biancastro e con stratificazione da molto sottile (nelle cineriti) a spessa (nei tufi pomice).

Fig. 46 - Daciti di Matzaccara. MAZ_a: (a) paleosuolo a spese di un tufo a lapilli; (b) depositi di caduta con gradazione inversa; (c) depositi piroclastici di flusso non saldati con intercalazioni di paleosuoli e depositi di caduta; MAZ: depositi piroclastici di flusso incipientemente e moderatamente saldati. La parte bassa della successione è attraversata da una faglia diretta con rigetto decimetrico, immergente a N042 di 58° che non interessa le porzioni superiori. W di Corongiu Murvonis, coord.: 4750-1944.



Le pomici (con diametro massimo di alcuni centimetri) sono generalmente ben classate e con gradazione inversa. Sono presenti clasti litici da millimetrici a centimetrici. Macroscopicamente sono ben riconoscibili cristalli millimetrici di Pl e Bt. Il tetto delle piroclastiti di caduta è in genere pedogenizzato.

Nella zona di Matzaccara sono presenti esclusivamente tufi e tufi a lapilli (depositi di caduta) con spessori metrici, separati da paleosuoli. Presentano uno scarso contenuto in litici con dimensioni massime centimetriche; le pomici raggiungono alcuni centimetri di diametro. In quest'area lo spessore complessivo non supera la decina di metri.

Le epiclastiti hanno spessori variabili da pochi decimetri ad alcuni metri (Giba) e sono costituite da conglomerati ad elementi di lave andesitiche e di tufi saldati in matrice arenacea. Subordinati sono inoltre i depositi piroclastici di flusso non saldati, che mostrano spessori dell'ordine metrico (fino a circa 10 m presso Giba) entro i quali si osservano talora abbondanti lapilli accrezionari (ad es. nella cava presso N.ghe Gianni Efisi, a S. Antioco).

Gli spessori massimi dell'intera formazione sono di poco inferiori ai 20 m. Miocene medio (Langhiano)

6.2.3. - Gruppo di Cala Lunga (CL)

Il gruppo di Cala Lunga poggia in discordanza angolare sul gruppo di Monte Sirai (v. fig.29).

La discordanza affiora con continuità per più di 10 km lungo la fascia costiera occidentale dell'Isola di S. Antioco fino all'entroterra sulcitano (Matzaccara). Le formazioni di questo gruppo, inoltre, "sigillano" faglie dirette che tagliano il gruppo sottostante.

In prossimità delle discordanze gli spessori di queste formazioni variano sensibilmente in relazione ad una paleomorfologia molto articolata e controllata dalle faglie citate.

6.2.3.1. - Comenditi di Cala Saboni (CDT)

Questa formazione vulcanica, conosciuta e studiata fin dalla fine del 1800 (BERTOLIO, 1895; 1896) e distinta nella Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000 ("I. di S. Pietro - Capo Sperone" e "Iglesias"), affiora in modo discontinuo presso Matzaccara e nell'Isola di S. Antioco (soprattutto nella fascia costiera occidentale ad E di Cala Lunga e Cala Saboni, dove gli affioramenti sono ben esposti). Affiora inoltre in maniera discontinua a S del Lago di M. Prano (Giba), tra il Canale di Paringianu e Matzaccara. Poggia in discordanza sulle sottostanti formazioni del gruppo di Monte Sirai (v. tav.5) ed è sempre sormontata in concordanza dalle rioliti ipercalcine di Monte Ulmus. È composta da depositi di diversa natura, talora separati da paleosuoli. Sono presenti depositi piroclastici non saldati sia in più unità di flusso che di caduta, depositi piroclastici di flusso saldati e subordinate epiclastiti (arenarie vulcanoclastiche).

I depositi di flusso densamente saldati sono presenti in genere solo a S. Antioco. Sono caratterizzati dalla presenza di una elevata concentrazione di cristalli di Sa e subordinatamente di Qtz (che nel Foglio Carbonia risulta il minerale diagnostico di questa formazione nell'ambito delle "Ignimbriti" *Auct.*) e di femici più o meno alterati (egirina, Arf), immersi in una matrice di colore variabile da bruno rossiccio a violaceo fino a verdastro, nella quale sono anche riconoscibili fiamme vescicolate centimetriche. Alla base e intercalati ai depositi piroclastici saldati sono presenti livelli vitrofirici con spessori massimi decimetrici.

I depositi non saldati (sia di flusso che di caduta), a volte intercalati alle porzioni saldate, sono rappresentati da tufi a grana fine o grossolana e tufi a lapilli, con quantità variabile di fenocristalli (Sa, Qtz), di litici minuti e di lapilli pomicei da millimetrici a centimetrici, variamente alterati, talora pedogenizzati (ad es. a W di Matzaccara).

Microscopicamente le piroclastiti saldate mostrano tessitura porfirica ipocristallina per fenocristalli di Sa, Qtz (spesso con anse di corrosione) e subordinatamente pirosseni sodici (enigmatite, egrina) ed anfiboli sodici (Arf) e Fa, spesso alterati. La pasta di fondo mostra tessitura eutassitica. Le fiamme sono spesso devettrificate e presentano strutture sferulitiche. I caratteri petrografici e chimici delle comenditi sono ampiamente descritti in letteratura (MORRA *et alii*, 1994 *cum bibl.*). La composizione di queste rocce è riolitica ad affinità iperalcalina variabile da termini alcalini a francamente comenditici (v. fig.30).

Determinazioni radiometriche, effettuate su sanidino, con il metodo $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$ (ASSORGIA *et alii*, 1995), indicano $15,5 \pm 0,5$ Ma.

Gli spessori affioranti sono molto variabili: nel Canale di Paringianu raggiungono circa 10 m, mentre nel settore SW di S. Antioco sono dell'ordine di diverse decine di metri. In certi casi (M. Ulmus, S. Antioco) la formazione si appoggia su paleoversanti e gli spessori si riducono progressivamente fino a zero. In queste zone talora i depositi piroclastici (ad es. a Perdaias, coord.: 4740-2275) inglobano blocchi metrici di rioliti di Nuraxi. I sondaggi per ricerche di carbone eocenico eseguiti anche in prossimità di aree di affioramento delle comenditi (ad es. a S di M. Ulmus) documentano anche spessori maggiori, superiori a 50 m.

Miocene medio (Langhiano)

6.2.3.2. - Rioliti iperalcaline di Monte Ulmus (ULM)

Questa formazione corrisponde all'Unità di Monte Ulmus di ASSORGIA *et alii* (1990) e affiora nell'area del Canale di Paringianu fino a Matzaccara, nella parte occidentale dell'Isola di S. Antioco (fig.47) e tra Giba ed il Lago di M. Prano. In genere poggia in concordanza sulle comenditi (v. tav.5), ma talora (S. Antioco) è discordante sui termini sottostanti del gruppo di Monte Sirai.

Si compone di un deposito piroclastico di flusso principale, con gradi di saldatura variabili, e di subordinati depositi di flusso non saldati.

La porzione basale dell'unità di flusso principale è di colore rossiccio, densamente saldata fino a vitrofirica, da afanitica a scarsamente faneritica, porfirica per feldspati; nella parte superiore del livello vitrofirico sono presenti vescicole allungate ed appiattite lunghe qualche centimetro, tipiche di questa formazione.

Al di sopra della porzione basale è presente una porzione scarsamente porfirica per Sa, moderatamente o densamente saldata, con struttura eutassitica e con matrice di colore grigio chiaro o biancastro. Presenta foliazioni con spaziatura molto sottile. Sulle superfici di foliazione presenti al di sopra del vitrofiro si osservano di frequente strie di flusso, che indicano un movimento da W verso E (ad es. a S. Antioco).

Localmente (ad es. a M. Ulmus) le direzioni di flusso sono abbastanza disperse: da circa N010E a circa N070E. In quest'area sono inoltre documentati spessori anomali (circa 50 m) riconducibili probabilmente a paleomorfologie articolate. Talora (Cala Lunga, Matzaccara), nella parte centrale della piroclastite sono presenti strutture reomorfiche a scala metrica e decametrica. Verso l'alto il deposito è via via meno foliato fino a massivo, da densamente a incipientemente saldato. Nella matrice, di colore variabile da grigio-rosato a bruno-violaceo, sono disperse fiamme di dimensioni massime decimetriche, variamente vescicolate, con colore violaceo o nerastro e schiacciamenti variabili. Si rinvencono inoltre quantità variabili di litici vulcanici con dimensioni da millimetriche a centimetriche, cristalli millimetrici di Sa e bollosità (*lithophysae*).



Fig. 47 - Parte alta della successione stratigrafica del gruppo di Cala Lunga. ULM: rioliti iperalcaline di Monte Ulmus; PRU: rioliti di Paringianu; SEP: rioliti di Serra di Paringianu. Costa occidentale dell'Isola di S. Antioco (Gundua, vista verso N), coord.: 4475-2282.

Lungo alcuni tratti della costa occidentale di S. Antioco (ad es. Gundua, Villaggio dei Ciclopi) nella parte alta della piroclastite principale è presente una breccia piroclastica eterometrica con elementi decimetrico-metrici. I clasti di dimensioni minori appartengono a formazioni sottostanti ("Comenditi", rioliti di Nuraxi e di Monte Crobu), mentre quelli di maggiori dimensioni sono della stessa

formazione di Monte Ulmus. La matrice della breccia è saldata e contiene abbondante Sa. Nella zona di Giba manca, o è appena accennata, la porzione centrale foliata e la piroclastite presenta saldatura assente o incipiente.

Al di sopra dell'unità di flusso principale si trovano localmente (ad es. a M. Ulmus; a S. Antioco: Gundua; a SW di Matzaccara: Crabi de Mesu; a N di P.ta Trettu, *etc.*) depositi di flusso non saldati (tufi, tufi a lapilli pomicei) spesso pedogenizzati.

Microscopicamente la tessitura è porfirica ipocristallina per Sa prevalente, pirosseni in genere alterati, rari Pl e Hbl; in alcuni casi si osserva Qtz di origine secondaria. ASSORGIA *et alii* (1990) segnalano la presenza di egirina e Arf. La matrice mostra tessitura vitroclastica ed eutassitica talvolta obliterata dalla devetrificazione (Trd, Crs) con presenza di tessitura neogenica micropecilitica. All'interno delle fiamme e nella matrice sono presenti minute cavità miarolitiche con cristallizzazioni secondarie di "fase vapore" (Trd, feldspati). La composizione è riolitica con affinità iperalcalina (v. fig.30).

Gli spessori sono molto variabili: quelli massimi (circa 50 m) si trovano a M. Ulmus, Cala Lunga, Cala Saboni, ma diminuiscono ad alcuni metri nello spazio di poche centinaia di metri. In altri casi (as es. presso Giba) gli spessori sono più costanti e di circa 5 m.

Miocene medio (Langhiano)

6.2.3.3. - Rioliti di Paringianu (PRU)

La formazione affiora nel settore occidentale del Foglio Carbonia tra Paringianu e Matzaccara, fino alla parte occidentale dell'Isola di S. Antioco. Generalmente poggia sulle rioliti iperalcaline di Monte Ulmus (v. tav.5 e fig.47), ma localmente (zona di Corona Arrubia a S. Antioco) può poggiare anche su termini sottostanti. Consiste di depositi piroclastici sia di flusso (da saldati a non saldati e più o meno litificati) che di caduta.

Nell'entroterra sulcitano è presente esclusivamente un'unità di flusso piroclastica, che corrisponde alla Unità di Paringianu di ASSORGIA *et alii* (1990). Essa è non saldata o incipientemente saldata (in particolare alla base dell'unità), litificata, con struttura massiva non gradata; è scarsamente porfirica per feldspati e contiene scarsi clasti litici in genere da millimetrici a centimetrici che, localmente, raggiungono il decimetro (ad es. a W di Serra is Sirbonis, coord.: 5296-3346).

Il colore della matrice è in genere biancastro, con sfumature rosate od ocre. A volte (presso l'abitato di Paringianu) si osservano piccole pomice diagenizzate di colore grigio, da qualche centimetro ad un decimetro. La parte alta presenta generalmente evidenze di pedogenesi.

Nell'Isola di S. Antioco questa formazione è costituita da alternanze di depositi di flusso e di caduta, non saldati, di spessore metrico e spesso separati da paleosuoli. Tra le piroclastiti di flusso prevalgono tufi e tufi a lapilli e rare breccie con clasti litici, disposti in strati da molto sottili fino a banchi. Nella parte sommitale dei flussi piroclastici sono a volte presenti camini verticali di degassamento (*pipe*). I depositi di caduta, in genere subordinati, sono costituiti da livelli di cineriti fini laminati e tufi a lapilli pomicei stratificati (fig.48).

Microscopicamente i flussi piroclastici presentano tessitura porfirica ipocristallina con fenocristalli di Pl, Sa, Bt, Hbl e Aug. Nelle porzioni più saldate la tessitura vitroclastica è più o meno obliterata dalla devettrificazione che si accompagna allo sviluppo di tessiture granofriche. La composizione è riolitica (v. fig.30).

Lungo la costa occidentale di S. Antioco gli spessori sono variabili da zero a circa 15 m, mentre nella zona di Paringianu gli spessori sono più costanti e di circa una decina di metri.

Miocene medio (Langhiano)



Fig. 48 - Depositi di caduta sottilmente stratificati (biancastri) e pedogenizzati (porzioni rossastre) alla base delle rioliti di Paringianu. Isola di S. Antioco (Gundua), coord.: 4486-2280.

6.2.3.4. - Rioliti di Serra di Paringianu (SEP)

Questa formazione, corrispondente all'Unità di Serra di Paringianu di ASSORGIA *et alii* (1992a), è la più recente formazione vulcanica del Sulcis (v. tav.5). Affiora anch'essa nel settore occidentale del Foglio Carbonia, è molto estesa nell'Isola di S. Antioco, mentre nell'entroterra sulcitano è presente limitatamente a Serra di Paringianu (presso l'abitato di Paringianu) e in piccoli affioramenti nella zona tra Paringianu e Matzaccara. Nell'entroterra sulcitano poggia sempre sulle rioliti di Paringianu; nell'Isola di S. Antioco poggia sulle rioliti di Paringianu e su quelle di Monte Ulmus (v. fig.47; fig.49) e, localmente, su formazioni più antiche.



Fig. 49 - Piccola paleovalle colmata dalle rioliti di Serra di Paringianu. Si noti la giacitura della foliazione, che alla base è sub-parallela al paleoversante, mentre verso l'alto tende ad essere sub-orizzontale. ULM: rioliti ipercalcine di Monte Ulmus; PRU: rioliti di Paringianu; SEP: rioliti di Serra di Paringianu. S di Cala Lunga, vista verso E, coord.: 4574-1942.

Si tratta di rocce piroclastiche di flusso densamente saldate con abbondanti cristalli di Pl e Sa in individui millimetrici, più minuti al letto. La base del deposito è costituita da un livello vitrofirico, di colore da grigio scuro a nero che di solito poggia su un paleosuolo (fig.50). Lo spessore del vitrofiro è in generale dell'ordine di alcuni decimetri, fino a circa 1 m (S. Antioco); al suo interno sono spesso presenti sferuliti con diametri massimi di alcuni centimetri (ad es. a Brunco Teula, Gundua).

Fig. 50 - Livello vitrofirico scuro potente circa 1 m alla base di piroclastiti di flusso (rioliti di Serra di Paringianu), poggianti su un paleosuolo formato a spese delle rioliti di Paringianu. La freccia indica il martello situato appena sopra il paleosuolo. Calasetta, coord.: 4524-2940.



Al di sopra, il deposito è densamente saldato, con evidente tessitura eutassitica, data da fiamme di colore grigio chiaro spesse da pochi millimetri (principalmente nella parte bassa della formazione) fino ad alcuni centimetri (principalmente nella parte alta),

lunghe da alcuni centimetri ad alcuni decimetri e disperse in una matrice di colore bruno o rosso-violaceo. Le fiamme sono finemente vescicolate e generalmente orientate circa E-W.

La porzione sommitale è osservabile solo nell'Isola di S. Antioco (ad es. a P.ta Maggiore e P.ta di Manca presso Calasetta e a Poggio Sisineddu) ed è caratterizzata dalla comparsa di breccie piroclastiche (fig.51) e dalla riduzione del grado di saldatura.

Microscopicamente il deposito presenta tessitura porfirica ipocristallina con fenocristalli di Sa, Pl (spesso bordati da Sa) e pirosseni; la matrice presenta tessitura vitroclastica ed eutassitica; le fiamme risultano devetrificate, con vescicole riempite da minerali della "fase vapore". La composizione è riolitica (v. fig.30).

Nuove determinazioni radiometriche, eseguite col metodo $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ con isocrone su Sa, indicano $15,0 \pm 0,2$ Ma.

Gli spessori maggiori di questa formazione (18-20 m) affiorano a S. Antioco lungo la costa occidentale, mentre nelle altre località lo spessore apparente non supera la decina di metri.

Miocene medio (Langhiano)



Fig. 51 - Breccie piroclastiche a tetto delle rioliti di Serra di Paringianu. Isola di S. Antioco (presso il faro a S di P.ta Maggiore), coord.: 4382-2590.

7. - DEPOSITI QUATERNARI DELL' AREA CONTINENTALE

Il rilevamento dei depositi quaternari presenti nell'area continentale del Foglio 564 "Carbonia" è stato effettuato inquadrando le unità lito-, morfo- e pedo-stratigrafiche in unità UBSU ("*Unconformity Bounded Stratigraphic Units*", *North American Stratigraphic Code*: AA.VV., 1983; SALVADORI, 1987), come proposto dal Servizio Geologico d'Italia (PASQUARÉ *et alii*, 1992).

I criteri e le metodologie di rilevamento adottate derivano dalle osservazioni di un'ampia area che comprende anche settori limitrofi (fogli 556 "Assemini", 557 "Cagliari" e 565 "Capoterra").

La presenza di unità alluvionali terrazzate ha reso agevole l'utilizzo dei criteri morfo-stratigrafico (anche con analisi in foto aerea) e pedo-stratigrafico.

La fotointerpretazione è stata di particolare ausilio anche nella suddivisione delle facies, in quanto le tessiture fini (*silt* ed argille), ricche di materia organica e con elevata umidità, sono facilmente separabili da quelle costituite da sedimenti più grossolani, queste ultime particolarmente diffuse nel Foglio.

Nel Foglio Carbonia sono state distinte tre principali unità deposizionali, separate da superfici di erosione corrispondenti in genere a fasi di incisione e terrazzamento: il sintema di Serra de su Pranu (**SDS**) attribuito al Pleistocene medio, il sintema di Portovesme (**PVM**) attribuito al Pleistocene superiore e, infine, i depositi olocenici.

Le attribuzioni cronostratigrafiche di queste fasi erosive sono basate sia su determinazioni radiometriche e paleontologiche eseguite durante il rilevamento CARG, sia sulla letteratura (CALDERONI *et alii*, 1991; COLTORTI & DRAMIS, 1995; GIRAUDI & FREZZOTTI, 1997). L'inquadramento cronostratigrafico è supportato anche dal rinvenimento di indicatori climatici (depositi di versante, depositi eolici, crioturbazioni, paleosuoli, *etc.*) e di reperti ceramici (tav.6). Le relazioni morfo-stratigrafiche tra i depositi continentali e quelli costieri, la cui attribuzione è stata basata su criteri paleontologici (COMASCHI CARIA, 1955; MAXIA, 1963), hanno fornito un controllo sulle età ottenute con le determinazioni radiometriche. Seguendo le indicazioni del Servizio Geologico d'Italia, sono state anche distinte le litofacies delle diverse unità.

L'unità stratigrafica più recente è notoriamente più complessa e articolata e corrisponde ai depositi messi in posto durante l'Olocene. I depositi olocenici sono stati suddivisi in unità corrispondenti ai vari ambienti deposizionali (depositi eolici, di spiaggia, alluvionali, *etc.*). Vi sono compresi anche i depositi di origine antropica, relativamente estesi presso la città di Carbonia.

Le due *UBSU*, di età pleistocenica, separate da un'importante discontinuità, sono rappresentate sostanzialmente da depositi eolici e alluvionali terrazzati, passanti a depositi di versante e di conoide alluvionale, infine colluvi e detriti fortemente pedogenizzati.

7.1. - DEPOSITI PLEISTOCENICI

Nel Foglio 564 "Carbonia" affiorano estesamente depositi continentali attribuiti al Pleistocene superiore. Nella parte più settentrionale del Foglio sedimenti fortemente pedogenizzati, e sottostanti ai depositi precedentemente citati, sono stati dubitativamente attribuiti al Pleistocene medio.

7.1.1. - Sintema di Serra de su Pranu (SDS)

Questo sintema affiora molto limitatamente e con modesti spessori sia lungo paleoversanti (Barbusi e Serra Crabiolus) che in piccole doline (Serra de su Pranu) che si sviluppano su formazioni carbonatiche paleozoiche al fondo di ampie valli sospese (v. sezz. A, B, C di tav.6). Nei pressi di Barbusi questi depositi sono sormontati da depositi detritici del Pleistocene superiore (sintema di Portovesme, PVM_{2b}). Buoni affioramenti si trovano sia presso Barbusi (coord.: 5760-3889), che lungo la strada Perdaxius-Terraseo e lungo i fronti di cava presso Cuccuru is Casiddu.

I depositi comprendono sedimenti colluviali anche di origine eolica, in genere siltoso-sabbiosi, e livelli detritici con elementi angolosi da fini a grossolani. A Barbusi si rinvencono depositi di versante anche con grandi blocchi, in matrice sabbiosa, per uno spessore di oltre 10 m. Questi sedimenti sono fortemente pedogenizzati, infatti i suoli che ne derivano sono completamente decarbonatati ed in genere fortemente rubefatti, a tratti con caratteri di idromorfia spinta (orizzonti a plintite).

Queste evidenze suggeriscono un'evoluzione caratterizzata da una prima fase con forte degradazione dei versanti, durante un periodo di deterioramento climatico, seguita da una lunga fase interglaciale, verosimilmente l'ultimo interglaciale, con un'intensa pedogenesi. I depositi rinvenuti a Serra de su Pranu sono correlabili con i depositi di Barbusi anche sulla base del grado di pedogenesi.

Per questa unità non esistono determinazioni radiometriche o altri elementi cronostratigrafici sicuri, ma per quanto sopra descritto e per i rapporti geometrici con i depositi del Pleistocene superiore, è proposta un'attribuzione dubitativa al Pleistocene medio finale.

?Pleistocene medio

7.1.2. - *Sintema di Portovesme (PVM)*

Questa unità affiora estesamente nel Foglio Carbonia: a W e SW di Carbonia, presso Pesus, a S del Lago di M. Prano e nell'Isola di S. Antioco.

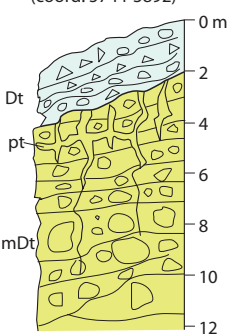
È composta da due subsistemi: il subsistema di Cala Mosca (**PVM₁**) e il subsistema di Portoscuso (**PVM₂**).

Il subsistema di Cala Mosca (**PVM₁**) ("Panchina tirreniana" *Auct.*) è costituito da piccoli affioramenti ubicati a pochi metri sul livello del mare, nelle località Maladroxia, Calasetta, Cala Saboni (cfr. § 8.2.6.) e a S dello Stagno di Porto Botte, dove sono ricoperti dal subsistema di Portoscuso (sezz. D, E, F e G di tav.6). La presenza nel sottosuolo di sedimenti tirreniani è documentata anche presso Portovesme (COMASCHI CARIA, 1955), nell'istmo di S. Antioco (CRISTINI *et alii*, 1982) e presso la spiaggia di Maladroxia (MAXIA, 1963).

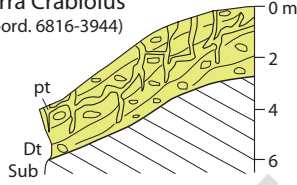
Il subsistema di Cala Mosca costituisce la base del sintema di Portovesme e prende il nome dalla località di Cala Mosca nei pressi di Cagliari, dove il Tirreniano fu segnalato per la prima volta da ISSEL (1914).

Nel Foglio Carbonia questa unità è costituita da conglomerati e ghiaie litorali, formati da elementi arrotondati anche di grandi dimensioni (ad es. a Calasetta) che poggiano generalmente su una piattaforma di abrasione marina. Contengono molluschi marini di acque calde ad affinità senegalense (*Strombus bubonius*, *Conus testudinarius*, *Patella ferruginea*, *etc.*).

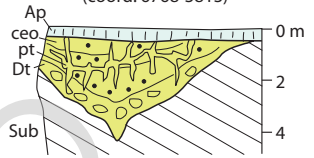
(A) Barbusi 1
(coord. 5744-3892)



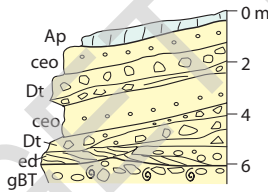
(B) Serra Crabiolus
(coord. 6816-3944)



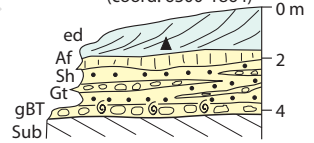
(C) Serra de su Pranu
(coord. 6768-3813)



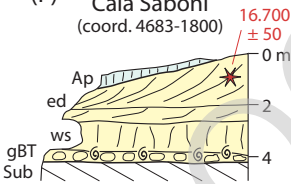
(D) Maladroxia
(coord. 5235-1721)



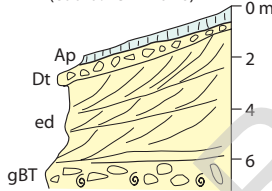
(E) Promontorio a sud di Porto Botte
(coord. 6300-1864)



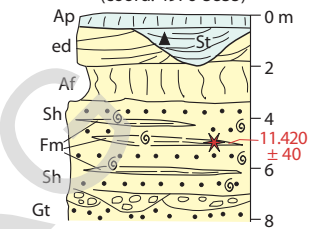
(F) Cala Saboni
(coord. 4683-1800)



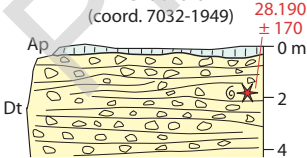
(G) Calasetta
(coord. 4524-2940)



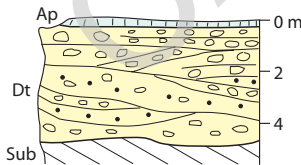
(H) Portoscuso
(coord. 4976-3835)



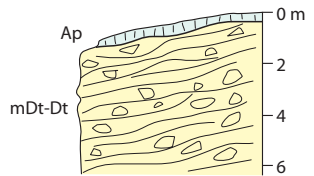
(I) Perdaiola
(coord. 7032-1949)



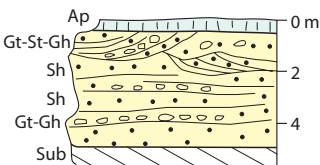
(L) Sud di Nuraghe Giara
(coord. 7026-1888)



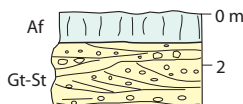
(M) Carbonia
(coord. 5734-3840)



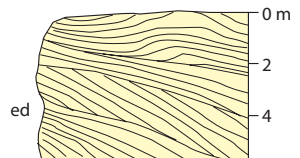
(N) Paringianu
(coord. 5200-3645)



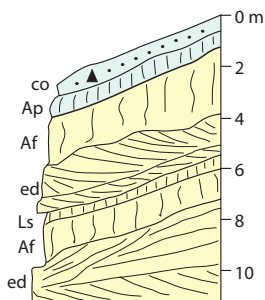
(O) Medau Terra Niedda
(coord. 5382-3629)



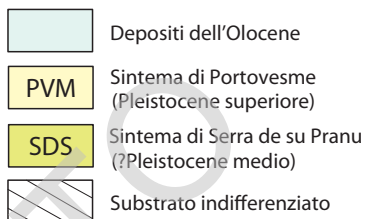
(P) Medadeddu
(coord. 6036-3372)



(Q) Barbusi 2
(coord. 5779-3913)

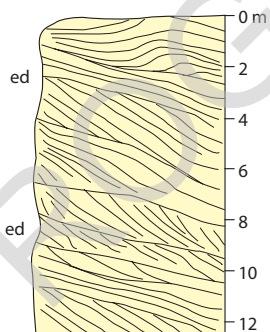


LEGENDA



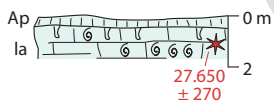
- Ceramiche fluitate
- Carsificazioni
- Fossili
- Datazioni radiometriche (in anni)

(R) Est di M. Gavoni
(coord 5072-2368)



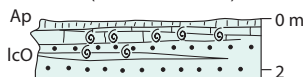
- Af: Alfisuoli
- Ap: Suoli post-glaciali e/o agricoli attuali
- ceo: Sabbie eoliche colluviate
- co: Depositi eluvio-colluviali
- mDt: Detriti grossolani a supporto di matrice
- Dt: Detriti di versante
- ed: Sabbie eoliche
- Fm: Sabbie limose e limi massivi
- gBT: Depositi di spiaggia tirreniani

(S) Nuraghe Atzori
(coord. 5337-3609)



- Gh: Ghiaie a stratificazione piano-parallela
- Gt: Ghiaie a stratificazione incrociata concava
- la: Depositi lacustri
- IcO: Depositi dei cordoni litorali e lagunari
- Ls: Luvisol
- pt: Orizzonti a plintite
- Sh: Sabbie a stratificazione piano-parallela
- St: Sabbie a stratificazione incrociata concava
- Sub: Substrato pre-quaternario
- ws: Suoli poco sviluppati

(T) Stagno di Baiocca
(coord. 6390-1887)



Tav. 6 - Colonne stratigrafiche delle successioni quaternarie del Foglio 564 "Carbonia". Parte delle sigle dei depositi quaternari derivano da MIALI (1978).

In particolare a Maladroxia i depositi tirreniani contengono *Conus testudinarius*, *Cardium tuberculatum*, *Donax anatinum* e *Patella borni* (ULZEGA & OZER, 1982). Gli spessori sono inferiori al metro.

Nell'area del Foglio Carbonia non esistono attualmente datazioni radiometriche di questo subsistema. A Cala Mosca (nei pressi di Cagliari) fori di litodomi si rinvergono sino a circa 4 m slm (ULZEGA *et alii*, 1982; BARCA *et alii*, 2005), su una piattaforma di abrasione marina posta a circa 2 m slm.

In questa località le numerose datazioni sia con il metodo della racemizzazione degli aminoacidi (BELLUOMINI *et alii*, 1986; HEARTHY *et alii*, 1986) che con il metodo dell'U/Th (HEARTHY, 1986) hanno dato età congruenti con l'ultimo interglaciale (KUKLA *et alii*, 1997). Determinazioni radiometriche U/Th su resti di molluschi eseguite durante il rilevamento del Foglio 557 "Cagliari" hanno confermato questa collocazione stratigrafica, indicando un'età di circa 122.110 anni (BARCA *et alii*, 2005).

Il subsistema di Portoscuso (PVM₂) è costituito da depositi di ambiente alluvionale (PVM_{2a}), di ambiente eolico (PVM_{2b}) e di versante (PVM_{2c}), spesso intercalati tra loro.

L'inquadramento cronostatigrafico di questi depositi è basato su osservazioni stratigrafiche, morfo-stratigrafiche e su alcune determinazioni radiometriche con il metodo ¹⁴C, eseguite su resti ossei e conchiglie di molluschi marini e terrestri.

L'età pleistocenica superiore del subsistema è stata confermata da tre determinazioni radiometriche effettuate nell'ambito del Progetto CARG con il metodo ¹⁴C. A Portoscuso (coord.: 4976-3835) la determinazione ¹⁴C, effettuata su molluschi polmonati di un livello sabbioso-siltoso di interduna (sez. H di tav.6), ha dato un'età di 11.420±40 anni BP.

A Cala Saboni (coord.: 4683-1800) l'analisi ottenuta su molluschi marini rimaneggiati all'interno di depositi eolici (sez. F di tav.6) ha fornito un'età di 16.700±50 anni BP.

Di particolare interesse anche la datazione di resti ossei di un mammifero rinvenuto in detriti di versante nei pressi di loc. Perdaiola (coord.: 7032-1949) (sez. I di tav.6) che ha dato un'età ¹⁴C di 28.190±170 anni BP.

I depositi del subsistema di Portoscuso: 1) poggiano su depositi tirreniani (v. sezz. D, E, F, e G di tav.6); 2) sono stati messi in posto in condizioni aride e fredde.

I depositi alluvionali (PVM_{2a}) affiorano principalmente a W di Giba - S. Anna Arresi (sez. L in tav.6, a S di N.ghe Giara), presso loc. Pesus ed a W di Carbonia (sez. M in tav.6). Buone sezioni si rinvergono anche lungo la strada Parigianu-Flumentepido (sez. N in tav.6, coord.: 5200-3645) e a S di loc. Piscinas (coord.: 7106-2379).

I depositi alluvionali sono in genere grossolani (ghiaie grossolane sino a blocchi), con clasti a spigoli da sub-angolosi a sub-arrotondati. Questi sedimenti localmente presentano stratificazioni incrociate concave, in genere di limitata ampiezza e profondità. Ai livelli ghiaiosi sono intercalati lenti e livelli di sedimenti fini (sabbie e *silt*). Questi caratteri sono riferibili a corsi d'acqua a canali intrecciati.

Più raramente, soprattutto nella parte alta delle sequenze (ad es. a Paringianu e a Medau Terra Niedda, sez. N e O di tav.6), i canali presentano una stratificazione incrociata planare di limitata estensione che indica una tendenza alla migrazione laterale. In questi casi i sedimenti sabbiosi sono presenti anche come riempimento di canali. Nei pressi dei paleorilievi si trovano livelli di ciottoli a spigoli angolosi con i clasti di maggiori dimensioni.

Questi depositi alluvionali rappresentano i residui di estese conoidi alluvionali variamente incise e terrazzate. La base dei depositi modellata sul substrato è spesso lievemente inclinata verso la pianura, a testimoniare che prima della fase di aggradazione sono stati modellati *glacis* più o meno estesi, come peraltro segnalato anche in altre parti della Sardegna (BARCA *et alii*, 1981b).

Nell'Isola di S. Antioco un limitato lembo di depositi alluvionali terrazzati, rinvenuto a S dell'omonimo paese e in prossimità della costa, è ubicato ad oltre 10 m sul livello attuale del mare; ciò suggerisce importanti dinamiche erosive di tipo alluvionale connesse con l'approfondimento del reticolo idrografico durante l'Olocene.

I lembi più problematici attribuiti a questa unità si trovano nell'area di Campissa, a W di Giba. Si tratta di estesi depositi di conoide alluvionale, terrazzati, costituiti prevalentemente da elementi del basamento paleozoico, il cui spessore supera talvolta i 10 m. Affiorano a quote progressivamente decrescenti verso W. Verso l'interno questi depositi alluvionali dovevano raccordarsi con quelli presenti ai piedi dei rilievi a S di Giba, che però mostrano quote simili agli affioramenti dell'area di Campissa (74 m) distante quasi 2 km. È possibile quindi che si tratti di una conoide a profilo convesso, oppure che questo settore sia stato interessato da deformazioni gravitative, peraltro non rilevate in altre aree del Foglio.

Lo spessore totale di questi sedimenti può superare i 10 m, ma più frequentemente è solo di alcuni metri.

I depositi eolici (PVM_{2b}) affiorano estesamente nel settore settentrionale dell'Isola di S. Antioco, nell'area circostante l'abitato di Carbonia fino a Portoscuso, Is Gannaus e S. Giovanni Suergiu e presso M. Margiani. I migliori affioramenti sono presso Portoscuso (sez. H in tav.6, coord.: 4976-3835), Medadeddu (fig.52 e sez. P in tav.6), Barbusi (sez. Q in tav.6, coord.: 5779-3913) e S. Antioco (E di M. Gavoni, sez.R in tav.6, coord.: 5072-2368).

A Maladroxia (sez. D in tav.6, coord.: 5235-1721), Cala Saboni (sez. F in tav.6, coord.: 4683-1800), Calasetta (sez. G in tav.6, coord.: 4524-2940), questi depositi eolici sono sovrapposti a quelli litorali tirreniani del subsistema di Cala Mosca (v. tav.6). Questi rapporti sono stati rilevati anche in un sondaggio presso Portovesme (COMASCHI CARIA, 1955). In altre zone questi sedimenti arenacei poggiano su rocce del substrato pre-Quaternario.

I depositi eolici sono costituiti da sabbie e arenarie medie e grossolane, a stratificazione incrociata planare, con evidenti superfici di erosione e riattivazione (fig.52 e sez. D, F, G, H, P, Q e R di tav.6). Spesso si intercalano a livelli detritici di versante o orizzonti colluviati. Questi sedimenti originavano campi dunari e dune da ostacolo, in genere addossate ai rilievi prospicienti la costa occidentale dell'entroterra sulcitano e la costa settentrionale dell'Isola di S. Antioco. La posizione geomorfologica e la direzione dei *set* indicano che i venti dominanti provenivano da NW.



Fig. 52 - Arenarie poco cementate di origine eolica, del Pleistocene superiore, con i tipici "set" di aggradazione. Fronte di cava presso Medadeddu, coord.: 6036-3372.

A Barbusi sono presenti due unità eoliche separate da un suolo con accumulo di materia organica e ossidi di Fe (v. sez. Q di tav.6). Anche a Portoscuso un suolo simile separa due unità: superiormente i depositi sono eolici; verso il basso, sabbie massive con intercalati livelli sabbioso-siltosi, verosimilmente di interdu-

na, poggiano su ghiaie alluvionali (v. sez. H di tav.6). A Cala Saboni affiora una unità eolica caratterizzata da arenarie con stratificazione a festoni e, nella porzione inferiore, stratificazione incrociata a basso angolo, che poggiano su sabbie limose bioturbate ed alterate (v. sez. F di tav.6). Gli spessori massimi osservati in affioramento sono circa 20 m.

I depositi di versante (PVM_{2c}) affiorano nella zona di M. Margiani - N.ghe Sa Perda e a Maladroxia, a ridosso dei rilievi costituiti dalle formazioni carbonatiche mesozoiche ed eoceniche.

Questi depositi sono costituiti da breccie con clasti di rocce carbonatiche in matrice arenacea abbondante, a cemento calcareo. È presente un'elevata frazione arenacea, probabilmente a causa del rimaneggiamento di sedimenti eolici. Le breccie sono sempre tenacemente cementate e presentano un'evidente stratificazione, da centimetrica a decimetrica. Lo spessore è dell'ordine di alcuni metri.

Pleistocene superiore

7.2. - DEPOSITI OLOCENICI

Questi depositi sono rappresentati dai sedimenti attuali e recenti messi in posto durante le modificazioni dell'ambiente fisico avvenute nell'Olocene.

I depositi più rappresentati sono quelli di pianura alluvionale, che mostrano passaggi progressivi a quelli di conoide alluvionale. Vi sono compresi anche depositi alluvionali terrazzati posti a quote inferiori rispetto ai terrazzi pleistocenici. Ben rappresentati sono anche i depositi costieri, che spesso si intercalano con quelli alluvionali. Depositati antropici interessano diversi areali del Foglio (zone industriali di Portovesme e Carbonia, Saline di S. Antioco, *etc.*).

7.2.1. - Travertini (f₁)

Alcuni limitati affioramenti di travertini, noti da tempo (CATALISANO, 1930), sono situati a N di P.ta Is Pilus (Perdaxius). Altri affioramenti, segnalati nel foglio Geologico 233 "Iglesias" in scala 1:100.000 (NOVARESE *et alii*, 1938) nell'area di Serbariu non sono stati confermati, probabilmente a causa della forte urbanizzazione subita da quest'area negli ultimi 50 anni. Presso P.ta Is Pilus i travertini si trovano alla base delle cornici carbonatiche della f.ne di Gonnese.

Si tratta di depositi calcarei prevalentemente fitoermali, fitostromali e subordinatamente fitoclastici con tracce di resti vegetali. In questa località gli spessori sono consistenti: fino a circa 30 m.

Olocene

7.2.2. - Depositi lacustri (e₂)

Sono stati rinvenuti in seguito a lavori di sbancamento agricolo all'interno della piana nei pressi di N.ghe Atzori (E di Carbonaxia).

Si tratta di sedimenti calcarei contenenti gusci di gasteropodi polmonati, interessati da processi di carsificazione con fori di dissoluzione e piccoli *karren* (sez. S in tav.6). Determinazioni radiometriche effettuate su roccia totale (N.ghe Atzori, coord.: 5324-3604 e presso Is Gannaus, coord.: 5634-2971, dove è presente un piccolo affioramento non cartografabile) hanno dato età rispettivamente di 27.650 ± 270 anni BP e di 26.900 ± 120 anni BP.

Queste datazioni sono considerate non attendibili perché:

- 1) i depositi si trovano al centro di valli oloceniche (loc. Is Gannaus), oppure sono separati dai depositi del Pleistocene superiore da scarpate di erosione (N.ghe Atzori);
- 2) nessun deposito simile è stato osservato all'interno dei depositi pleistocenici affioranti lungo alcuni sbancamenti nelle vicinanze né all'interno di depositi pleistocenici della valle del Cixerri o del Campidano;
- 3) durante un periodo caratterizzato in genere da una dinamica aggradazionale la precipitazione di carbonato di calcio dovrebbe essere ridotta.

L'età olocenica antica di questi depositi può tuttavia essere giustificata da una precipitazione di carbonato non in equilibrio con le condizioni vigenti durante la sedimentazione (*hard water effect*), probabilmente associata all'aumento di CO₂ connesso con la riforestazione dei versanti durante l'Olocene antico. Lo spessore non supera i 2 m.

Olocene

7.2.3. - Depositi eolici (d)

Gli affioramenti più estesi sono stati rilevati a W di Matzaccara e presso lo Stagno di Porto Botte, dove raggiungono la massima estensione (oltre 300 m) e il massimo spessore (circa 10 m). Si tratta di depositi eolici connessi ad apparati dunari di retrospiaggia.

Le sabbie, sciolte o leggermente cementate, sono molto ben classate e sono state accumulate in seguito alla rielaborazione dei depositi litorali. In qualche caso, questi depositi sono parzialmente stabilizzati dalla vegetazione. Mostrano *set* con spessori metrici immergenti verso i quadranti meridionali e sono infatti meglio rappresentati sui tratti di costa esposti al maestrale (a N di P.ta Sa Guardia de sa Perda e di M. Sarri; ad E di P.ta Maggiore, nell'Isola di S. Antioco).

Olocene

7.2.4. - Depositi di spiaggia (g_2)

Depositi di spiaggia sia attuali (g_{2a}) che recenti (g_{2b}), si rinvencono in maniera discontinua lungo tutta la fascia costiera che da Portovesme va a S. Antioco e arriva fino allo Stagno di Porto Botte (fig.53).



Fig. 53 - Panoramica verso N dell'area di Porto Botte.

Per quanto riguarda la facies g_{2a} , si tratta dei sedimenti sabbiosi grossolani ben classati delle spiagge attuali, che spesso delimitano sistemi di barriera-laguna verso l'entroterra. Sul litorale di S. Antioco, a causa della natura quasi lagunare di questo ambiente e per la protezione dai venti dominanti, i sedimenti sono più fini e meno classati.

Localmente (ad. es. a Paristeris, Is Loddis a E di S. Antioco) affiorano depositi di spiaggia ghiaiosi con ciottoli appiattiti. Sul lato meridionale dell'istmo di S. Antioco lungo la linea di battigia affiorano calcilutiti (*beach rock*) che cementano resti di ceramica romana (cfr. § VI - 4.).

Cordoni litorali molto recenti, presenti attualmente a S di Portovesme (P.ta S' Aliga), non sono segnalati nelle carte topografiche degli anni '70. Un altro cordone litorale sabbioso è in formazione nel settore NE di S. Antioco (tra P.ta Dritta e P.ta Trettu).

Uno dei principali cordoni litorali (tombolo) unisce l'Isola di S. Antioco con l'entroterra sulcitano. Gli spessori, non determinabili con precisione, sono dell'ordine di circa 3-4 m.

Per quanto riguarda le spiagge recenti della facies g_{2b} , a S dell'abitato di Matzaccara ed all'interno dello Stagno di Porto Botte sono presenti sedimenti sabbiosi e biocalciruditi arenacee con abbondanti resti di molluschi marini (in modo particolare *Cardium*, *Ceritium*, etc.), intercalati a livelli con più abbondanti frazioni di sabbia fine e di *silt*, che testimoniano la presenza in passato di estese lagune separati da cordoni dunari. La scarsa qualità degli affioramenti ha impedito di distinguere all'interno di questa facies i sedimenti di spiaggia e dunari da quelli palustri-lagunari.

Questi depositi sono associati ad una posizione della linea di costa leggermente più interna rispetto a quella attuale, quando il cordone della attuale spiaggia di Porto Botte e l'istmo di S. Antioco ancora non esistevano.

In foto aerea sono evidenti numerosi cordoni litorali peraltro non cartografabili alla scala 1:50.000, che testimoniano questa posizione più interna del mare. I rilievi di M. Margiani - M. Sarri in precedenza dovevano costituire un'isola, successivamente unita alla terraferma da un tombolo. In seguito, sistemi di cordoni litorali si sono sviluppati sia a N sia a S.

La quota attuale di affioramento di questi depositi è dell'ordine di 2-3 m slm. I rapporti stratigrafici con le unità più antiche non sono ben osservabili in quanto i contatti sono generalmente obliterati da sedimenti colluviali olocenici.

Tali depositi sono stati considerati olocenici sulla base di evidenze morfostratigrafiche e pedostratigrafiche. In particolare, la pedogenesi superficiale è pressoché assente e non sono mai stati osservati depositi alluvionali e/o eolici del Pleistocene superiore alla loro sommità, sebbene tali depositi affiorino estesamente nelle vicinanze.

Un'età olocenica è ipotizzabile per la presenza di alcuni resti di ceramica fluitati all'interno dei sedimenti clastici presso Matzaccara.

Olocene

7.2.5. - Depositi alluvionali terrazzati (b_n)

Depositi alluvionali terrazzati affiorano estesamente nel Foglio Carbonia presso Perdaxius, S. Giovanni Suergiu ed il lago di M. Pranu, dove costituiscono ampie piane alluvionali che si raccordano ai rilievi tramite fasce colluviali e detritiche e conoidi alluvionali. Questi depositi sono posti ai lati degli alvei attivi o dei tratti di alveo regimati dei corsi d'acqua principali e non sono interessati dalle ordinarie dinamiche fluviali.

Sono costituiti in genere da ghiaie grossolane con lenti e livelli di sabbie e di ghiaie fini (\mathbf{b}_{na}), a stratificazione incrociata concava e ghiaie massive a supporto di matrice, in prossimità dei versanti. La natura litologica dei clasti è rappresentata da metamorfiti paleozoiche e da rocce vulcano-sedimentarie terziarie.

Talvolta i depositi alluvionali sono costituiti da sabbie medio-fini (\mathbf{b}_{nb}) di composizione quarzoso-feldspatica, a stratificazione incrociata concava (St). Essi derivano dal rimaneggiamento delle arenarie eoliche pleistoceniche e costituiscono piccole conoidi alluvionali a S dell'abitato di S. Antioco. In altri casi all'interno della pianura sono stati osservati materiali fini, limosi ed argillosi (\mathbf{b}_{nc}), che costituiscono il riempimento di antichi meandri (ad es. nell'area di Matzaccara e nella piana a NE di M. Sarri).

In questi depositi la pedogenesi è quasi assente (*Typic Xerofluvents, Eutric Fluvisols*), oppure può essere presente con suoli Cambici, Luvisols e Alfisol, questi ultimi anche discretamente rubefatti. Infatti, talora, la natura silicatica della maggior parte dei sedimenti e la mancanza di basi, unitamente ai forti contrasti stagionali del caratteristico clima mediterraneo, ha probabilmente favorito durante l'Olocene l'accelerazione dei processi di alterazione.

Lo spessore di questi sedimenti è in genere difficilmente valutabile ma in alcune sezioni, in cave o lungo scarpate di erosione fluviale, può superare i 5 m.

Olocene

7.2.6. - *Depositi di versante (a)*

Gli affioramenti più estesi si rinvengono a ridosso dei rilievi carbonatici (Barbusi-Carbonia) e vulcanici (ad es. Serbariu di Sopra). Altri di limitata estensione sono sparsi nell'area del Foglio.

Si tratta di depositi detritici costituiti da clasti angolosi, mal classati e a granulometria variabile. La relativa scarsità di questi depositi nel Foglio Carbonia deriva dalla morfologia tendenzialmente collinare, con rilievi poco elevati e versanti poco inclinati. Nel versante S di Pistai Sai - Arcu sa Nebida (a N di Tratalias) è stata rilevata una conoide detritica.

Lo spessore è in genere limitato ad alcuni metri.

Olocene

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

Gli affioramenti più estesi si rinvengono nell'Isola di S. Antioco, presso Tratalias, a W di Giba e nei dintorni di Villarios, negli areali delle vulcaniti terziarie.

Si tratta di depositi in cui sono presenti percentuali variabili di sedimenti fini (sabbie fini e *silt*) più o meno pedogenizzati, arricchiti di frazione organica e mescolati a sedimenti più grossolani, in genere detriti da fini a medi.

L'elevata frazione organica indica sedimenti derivati dall'erosione del suolo durante l'Olocene, mescolati a sedimenti provenienti per degradazione fisica direttamente dal substrato. Localmente contengono suoli ad accumulo di carbonato di calcio in noduli, croste e lenti, più o meno induriti.

La genesi di questi suoli è legata ad un clima caratterizzato da forte contrasto stagionale e scarsa copertura vegetale, in condizioni non dissimili da quelle attuali. Non sono stati infatti osservati processi di rubefazione.

Lo spessore è in genere inferiore al metro ma in corrispondenza delle estese coperture eoliche dell'Isola di S. Antioco può arrivare ad alcuni metri.

Olocene

7.2.8. - *Depositi lacustri e palustri (e)*

Questi sedimenti affiorano estesamente in prossimità degli stagni costieri attuali (stagni di Baiocca, Porto Botte, di Mulargia, di S. Caterina e di S. Antioco) e in alcune aree di retrospiaggia (a W e a S di Matzaccara).

Generalmente si tratta di sedimenti fini da argillosi a sabbioso-siltosi, spesso ricchi di materia organica, e con frequenti intercalazioni sabbiose connesse con i principali eventi di tempesta, che anche attualmente caratterizzano la deposizione all'interno delle lagune e degli stagni costieri (sez. T in tav.6).

Localmente sono presenti anche livelli più francamente sabbiosi, a testimonianza di antichi cordoni litorali connessi a posizioni differenti della linea di riva. Laddove questi livelli sabbiosi assumono estensioni cartograficamente significanti sono stati distinti in carta con la sigla g_{2b} (cfr. § 7.2.4.). Gli spessori sono al massimo di 2-3 m.

Olocene

7.2.9. - *Depositi alluvionali (b)*

I corsi d'acqua presenti nell'area rilevata sono di modesta lunghezza ed a carattere tipicamente torrentizio. Pertanto i depositi dei letti fluviali attuali sono poco diffusi e affiorano con una certa continuità solo lungo i maggiori corsi d'acqua del Foglio 564 "Carbonia" (Riu Mannu e Riu Gutturu Ponti). L'esiguità degli affioramenti ne ha impedito la rappresentazione cartografica. Inoltre numerosi corsi d'acqua sono stati canalizzati artificialmente e protetti da argini; un

esempio significativo è costituito dal tratto terminale del Rio Macquarba, a E e SE di Matzaccara.

Questi depositi sono costituiti in genere da sedimenti clastici grossolani e locali intercalazioni di lenti e livelli sabbiosi (\mathbf{b}_a). La stratificazione è in genere piano-parallela o incrociata concava molto piatta.

Nella parte settentrionale dell'Isola di S. Antioco i corsi d'acqua incidono, oltre che il substrato vulcanico, anche estese coperture di sabbie eoliche pleistoceniche e i loro depositi sono costituiti quasi esclusivamente da sabbie e rare ghiaie fini (\mathbf{b}_b), con stratificazione incrociata concava.

Sono presenti anche limi ed argille con rare sabbie fini (\mathbf{b}_c) in prossimità dello Stagno di Porto Botte.

Lo spessore di questi sedimenti è difficilmente valutabile, si ritiene che non superi alcuni metri.

Olocene

7.2.10. - *Depositi antropici (h)*

Appartengono a quest'unità tutti i depositi la cui origine è imputabile all'attività umana. I depositi antropici in alcune parti del Foglio hanno notevole sviluppo a causa delle attività minerarie ed industriali che hanno caratterizzato in passato e ancora caratterizzano l'area. I principali affioramenti sono presso Carbonia, Portovesme e S. Antioco, ma altri, di limitata estensione, sono presenti in tutto il Foglio.

Poco a W di Carbonia sono presenti estese discariche minerarie (\mathbf{h}_{1m}). Si tratta di materiali più o meno grossolani derivanti dall'attività estrattiva del carbone ("sterili"), con spessori talora consistenti (più di 40 m). In altri casi si tratta di discariche di cava, come quelle presso Maladroxia e presso Serbariu.

Estese discariche industriali (\mathbf{h}_{1i}) sono presenti a Portovesme (discariche di fanghi rossi derivanti dalla produzione di alluminio) e presso l'istmo di S. Antioco (discariche derivanti dalla produzione di magnesite). In questa unità sono state cartografate anche parte delle Saline di S. Antioco.

Estesi affioramenti di materiali di riporto (\mathbf{h}_{1r}) e aree bonificate si trovano in corrispondenza del polo industriale di Portovesme, presso l'istmo di S. Antioco e presso Carbonia.

Discariche per rifiuti solidi urbani (\mathbf{h}_{1u}) sono presenti sia a ridosso delle discariche minerarie di Carbonia che sparse nell'area del Foglio.

Saline e vasche di salificazione (\mathbf{h}_2) si rinvencono con notevole estensione presso lo Stagno di S. Caterina (Salina di S. Antioco).

Olocene

8. - DEPOSITI QUATERNARI DELL' AREA MARINA

8.1. - BIOCENOSI

8.1.1. - *Prateria a fanerogame marine (g₄)*

Le praterie a fanerogame marine assumono, per il Foglio Carbonia, tipologie ed associazioni specifiche in relazione ai diversi ambienti morfo-dinamici.

Il Golfo di Palmas, caratterizzato da fondali sabbiosi, morfologia sub-piagneggiante a modesta profondità e bassa energia del moto ondoso, è sede di una prateria a *Posidonia oceanica* (L.) Delile fitta e regolare, impiantata su biocostruzioni a rizomi (*matte*) alte mediamente 1,5-2 m ed interrotta da depressioni *intramatte* ampie e a pianta sub-circolare o anastomizzata; il limite superiore si sviluppa a bassa profondità, compresa tra -2 e -5 m, ed è sede di vaste aree colonizzate dalla *Cymodocea nodosa* (Ucria) Asch.

In base alle condizioni della *Posidonia oceanica* è possibile distinguere nettamente nel Golfo di Palmas un settore orientale (al largo di Porto Botte), caratterizzato da condizioni di naturalità ed integrità completa della prateria a fanerogame, e un settore occidentale (al largo di Maladroxia e Is Pruinis), ove le fanerogame si presentano estremamente degradate da azioni antropiche; una fitta rete di solchi causati da grandi ancore riduce gli indici di copertura a meno del 50% (fig.54).

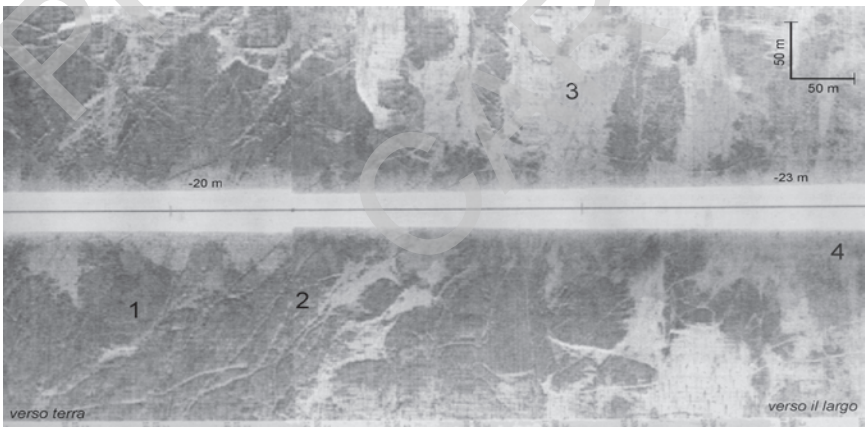


Fig. 54 - Registrazione "Side Scan Sonar" 100 Khz, fascia esplorata 150 m. Golfo di Palmas esterno, settore occidentale, 1,5 mn al largo di Maladroxia. Prateria a "Posidonia" degradata, zona di limite inferiore a -23 m: 1) "Posidonia oceanica" su "matte" alte 1,5 m; 2) solchi provocati da ancore di grandi navi mercantili, larghezza media 5 m; 3) zona a "matte" morte, limite inferiore della prateria in arretramento da degrado; 4) sabbie bioclastiche debolmente limose (g₁₂).

Le fanerogame marine al largo della costa occidentale dell'Isola di S. Antio-co si sviluppano secondo un cordone regolare, con estensione media verso il largo di 500 m; qui la prateria presenta bassa densità, *matte* poco elevate dal fondo, o impianto diretto sul substrato roccioso, condizioni che evidenziano l'elevato *stress* idrodinamico legato alle forti correnti settentrionali dominanti.

Simili condizioni sono state rilevate per le fanerogame marine del Canale di S. Pietro, dove dominano nettamente le praterie radicate direttamente sul substrato vulcanico terziario.

Una singolarità è rappresentata dalle fanerogame delle lagune, con particolare riferimento alla Laguna di S. Antio-co, ove la prateria è costituita da un'associazione di *Posidonia oceanica* e *Cymodocea nodosa*, fanerogame marine s.s., con *Zostera* fanerogama tipica degli ambienti transizionali. La *Posidonia* è impiantata su *matte* mediamente elevate 0,5 m sul fondo, ma nella zona settentrionale della Laguna di Calasetta, in prossimità della bocca, si rilevano formazioni sub-affioranti a cordone (*recif*) organizzate ad atollo.

8.2. - AMBIENTE LITORALE

8.2.1. - *Deposito deltilizio* (g₁)

Costituiscono gli apparati di delta sommerso del Rio Palmas, nella zona di fondo baia dell'omonimo golfo, e del Rio di Paringianu al fondo della Laguna di Bau Cerbus, sulla sponda orientale del Canale di S. Pietro; i due corpi sedimentari presentano quindi ambienti morfo-deposizionali differenti, cui corrispondono diverse caratteristiche sia sedimentologiche che giaciture dei depositi.

Il corpo sedimentario del delta sommerso del Rio Palmas presenta perifericamente interdigitazioni con le sabbie litorali; si tratta di depositi eterogenei ove dominano i termini sabbioso-limosi che comprendono livelli sabbiosi organizzati in lenti; la gradazione tessiturale è rilevabile, nonostante il vicino limite superiore della prateria a *Posidonia oceanica* riduca la migrazione verso il largo di questi sedimenti a poche centinaia di metri. La tessitura di questi depositi presenta caratteri estremamente vicini alle sabbie di spiaggia sommersa, infatti la miscelazione delle due facies sedimentarie è favorita dalla intensa deriva litorale; è comunque possibile cogliere distinzioni nella matrice fine, rappresentata da limi sabbiosi a volte ad elevato contenuto organico, talvolta da livelli argillosi di probabile natura colluviale.

I depositi deltilizi del Rio Paringianu non hanno costruito un apparato di delta sommerso s.s., ma sono stati in parte arealmente distribuiti nella Laguna di Bau Cerbus, in parte hanno contribuito alla costruzione ed all'evoluzione della freccia

litorale che chiude il bacino lagunare verso il Canale di S. Pietro; in tale ambiente deposizionale la serie di sedimentazione deltizia presenta netti caratteri transizionali, con alternanza di livelli grossolani, in genere di natura bioclastica, con lenti a limi organici estremamente plastici e torbe algali.

La potenza del cuneo sedimentario varia da circa 10 m, per l'area subsidente di Bau Cerbus, a meno di 5 m per il delta del Rio Palmas.

Olocene superiore

8.2.2. - Deposito di spiaggia sommersa (g_g)

I depositi di spiaggia sommersa con dominanza litoclastica presentano notevoli differenziazioni sia in senso tessiturale che compositivo, in relazione alle diverse caratteristiche lito-morfologiche comprese nel Foglio in esame.

Le sabbie di spiaggia sommersa del Golfo di Palmas presentano composizione prevalentemente quarzosa, evidenza di elevata maturità del sedimento dovuta probabilmente ad elaborazione policiclica in ambienti deposizionali differenti: fluviale, eolico, litorale. La tessitura è varia, con dominanza delle frazioni più sottili in zona di fondo baia, in corrispondenza della spiaggia di Penisola Corru Longu, e nelle fasce periferiche del delta sommerso del Fiume Palmas; le sabbie medie dominano in corrispondenza dei bordi del Golfo di Palmas, la spiaggia de Is Pruinis a W e di Porto Botte a E, ove termini grossolani, fino alle ghiaiette, sono dovuti all'incremento dell'energia delle correnti di deriva in zona di baia esterna.

Una singolarità nella composizione mineralogica è data dalle sabbie di Madroxia, ove la particolare abbondanza di minerali femici è dovuta al trasporto dell'omonimo corso d'acqua che drena un'area a dominanza di litotipi andesitici.

Le sabbie di spiaggia sommersa della costa occidentale dell'Isola di S. Antioco rappresentano la porzione sommersa di corpi sedimentari di *pocket beach*, compresi in un morfotipo costiero a falesie e piattaforme di abrasione sollevate; qui, all'elevata energia del moto ondoso corrispondono caratteri tessiturali grossolani, compresi tra ghiaie, ghiaiette e sabbie grossolane; la composizione mineralogica è dominata dal quarzo, ma è importante la frazione a minerali femici e minerali pesanti, più abbondanti nel settore meridionale, in corrispondenza di Cala Lunga, Cala Saboni e Porto Triga.

Le sabbie di spiaggia sommersa del Canale di S. Pietro presentano tessitura grossolana in relazione al forte idrodinamismo del canale; la composizione quarzoso-feldspatica riprende i caratteri mineralogici di depositi dunari (fig.55) presenti sia al bordo nord-orientale (area di Portoscuso) che al bordo meridionale (area di Calasetta, Baia delle Saline); è comunque importante la frazione bioclastica, rappresentata da frammenti di lamellibranchi, gasteropodi ed echinidi di



Fig. 55 - Fotoripresa aerea della costa occidentale dell'Isola di S. Antioco (Rio di Cala Lunga). Costa di sommersione, incisioni fluviali sommerse controllate da linee di frattura ad andamento prevalente NNE-SSW. La baia mostra i fianchi della paleovalle incisi nel substrato vulcanico mentre la zona assiale è colmata da sabbie silico-clastiche (g_8) a prevalente composizione quarzosa. Il fondo baia è sede di una piccola laguna ove sedimentano sabbie limose ad elevata componente organica.

dimensioni superiori a 2 mm, dovuta alla produzione della *Posidonia oceanica*.

La fascia di distribuzione delle sabbie litorali è relativamente regolare e limitata in genere alla batimetrica di -10 m, in quanto la dispersione delle sabbie silico-clastiche è impedita dalle biocostruzioni a *Posidonia oceanica* con cornici sub-verticali alte fino a 1,5 m.

Un caso particolare è rappresentato da importanti depositi che colmano ampi canali al largo di Portoscuso, alla profondità di circa 15 m, interpretabili quali rielaborazione di corpi dunari sommersi; altrettanto singolare il caso del corpo sedimentario a sabbie litoclastiche che dalla Falesia di Mezzaluna, tra Cala Lunga e Scoglio Mangiabarche, nella costa occidentale di S. Antioco, si sviluppa fino alla profondità di -30 m, e può essere collegato all'attività di paleoidrografie delle quali si riconoscono in falesia le valli sospese.

Lo spessore di questi corpi sedimentari non è rilevabile attraverso la sismica ad alta risoluzione a causa della scarsa trasparenza all'onda elastica, inoltre il modesto battente d'acqua pone problemi di riflessioni multiple; comunque, sulla base dei dati relativi allo scavo di trincee per la posa di condotte e sondaggi in aree periportuali di S. Antioco e Portoscuso, è possibile stimare spessori medi compresi entro 5 m, con potenze massime di circa 10 m legate a condizioni morfologiche particolari (colmata di canali di erosione o conoidi).

Olocene superiore

8.2.3. - Deposito di piede di falesia (g₁₅)

Si tratta di depositi gravitativi legati ai processi di arretramento della falesia calcarea di M. Sarri.

Lungo l'intero tratto di falesia, che mostra evidente un controllo strutturale secondo una lineazione ad orientamento N-S, sono rilevabili blocchi di crollo isolati subangolari, mentre solo in corrispondenza delle incisioni principali i depositi gravitativi sono organizzati in corpi conoidiformi.

I prodotti di crollo, in quest'area, sono dovuti a meccanismi di scalzamento alla base delle falesie; in particolare processi carsico-litorali bio-controllati favoriscono la rapida evoluzione di piccole piattaforme di abrasione e di profondi solchi di battente. Sempre a fenomeni di scalzamento alla base è legata la presenza dei blocchi subangolari di crollo e ribaltamento che si rilevano addossati alla falesia.

Diversamente, sulle pareti i crolli sono conseguenti a processi di erosione differenziale per prevalente dissoluzione carsica e alla apertura di linee di fratturazione per aloclastismo.

I depositi di crollo, pur dovuti a processi gravitativi, sono successivamente sottoposti ai processi della dinamica litorale ad alta energia del piede di falesia, presentano una modesta matrice a ghiaie e sabbie grosse e, verso il largo, sono parzialmente mascherati dalla prateria a *Posidonia oceanica*.

Olocene superiore

8.2.4. - Deposito costiero di bassa energia (g₉)

La sedimentazione degli ambienti di transizione (lagune di S. Antioco e di Bau Cerbus) può essere distinta secondo due facies principali: una dominata dalla componente sabbiosa con abbondante frazione organogena, la seconda a dominante limosa con elevata componente organica.

Le sabbie limose costruiscono apparati sedimentari di barena o velma che riducono notevolmente il battente d'acqua, fino ad affiorare per vaste aree della sponda orientale della Laguna di S. Antioco; qui alcune barene si sono stabilizzate in isolotti in parte colonizzati dalla vegetazione alofila.

I limi sabbiosi colmano tutte le aree a maggior profondità delle lagune, con particolare riferimento alla zona assiale della Laguna di S. Antioco, a ridosso dell'isola, che è stata sfruttata ai fini della realizzazione di un canale navigabile, e la zona periferica del prisma deposizionale del Rio Paringianu in zona di bocca della Laguna di Bau Cerbus.

Olocene superiore

8.2.5. - Deposito bioclastico (g_{12})

In zona perimetrale delle barene sabbioso-limose (fig.56) si accumulano anche attualmente grandi quantità di resti conchigliari, prevalentemente rappresentati da lamellibranchi (*Cardium*, *Cerastoderma*, *Mytilus* e *Venus*), da gastropodi (*Murex*) vermetidi e policheti a guscio calcareo, a causa dell'azione selettiva del moto ondoso lagunare; questi depositi grossolani si ritrovano anche internamente al corpo sedimentario organizzati in lenti e livelli con potenze di alcuni decimetri.

La componente bioclastica nelle sabbie limose lagunari è inoltre costituita da resti di organismi a guscio carbonatico che vivono in associazione alle fanerogame marine, rappresentate in laguna da *Posidonia oceanica*, *Zostera* e *Cymodocea nodosa*.

La potenza dei depositi sopra descritti varia da alcuni metri per le aree perilagunari a più di 15 m per le aree assiali.

Olocene superiore



Fig. 56 - Fotoripresa dell'area di bocca della Laguna di S. Antioco, bordo sud-occidentale in territorio di Calasetta. L'accrescimento di una freccia litoranea ha chiuso lo Stagno Cirdu; 1) il canale di bocca è sede di limi e limi sabbiosi ad elevata componente organica (g_9); 2) le forti correnti di deriva, collegate alle mareggiate da NW, mobilizzano importanti volumi di sabbie organizzate in barene; 3) sui fondali di anti-bocca si depositano sabbie bioclastiche (g_{12}) che colmano depressioni "intramatte" della "*Posidonia oceanica*"; 4) i fondali perilagunari sono sede di sedimenti limo-sabbiosi ad elevata componente organogena (g_{12}).

8.2.6. - *Beach rock* (g_{10})

Beach rock a composizione prevalentemente conglomeratica sono state rilevate a quote comprese tra -10 e -6 m nella Baia di Cala Saboni, nei pressi della sponda meridionale. Gli affioramenti si presentano isolati e spesso mascherati dalle sabbie medie bioclastiche della sedimentazione attuale, mentre si riconosce un cordone continuo alla quota di -7 m. La *beach rock* di Cala Saboni (non cartografabile) è organizzata in livelli clastici a gradazione diretta, la matrice abbondante è rappresentata da arenarie medie e grosse; frequenti le intercalazioni di livelli fossiliferi a lamellibranchi, echinidi e gasteropodi estremamente frammentati, a conferma dell'elevata energia dell'ambiente deposizionale.

Rimuovendo le sabbie al piede degli affioramenti si riconosce il contatto discordante con il substrato vulcanico o con un corpo sedimentario ad arenarie a laminazione incrociata, di ambiente eolico o di alta spiaggia. Esaminando la sezione stratigrafica dei terreni quaternari conservatisi nella vicina ripa di erosione costiera si distingue, discordante sulla eolianite basale, un conglomerato litorale a *Patella ferruginea*, *Cerastoderma edule edule*, *Arca noae*, *Conus ventricosus* e *Conus testudinarius* attribuibile al MIS 5 (PVM₁, cfr. § 7.1.2.). La serie chiude con depositi continentali del subsistema di Portoscuso (PVM₂, cfr. § 7.1.2.), (tav.7).

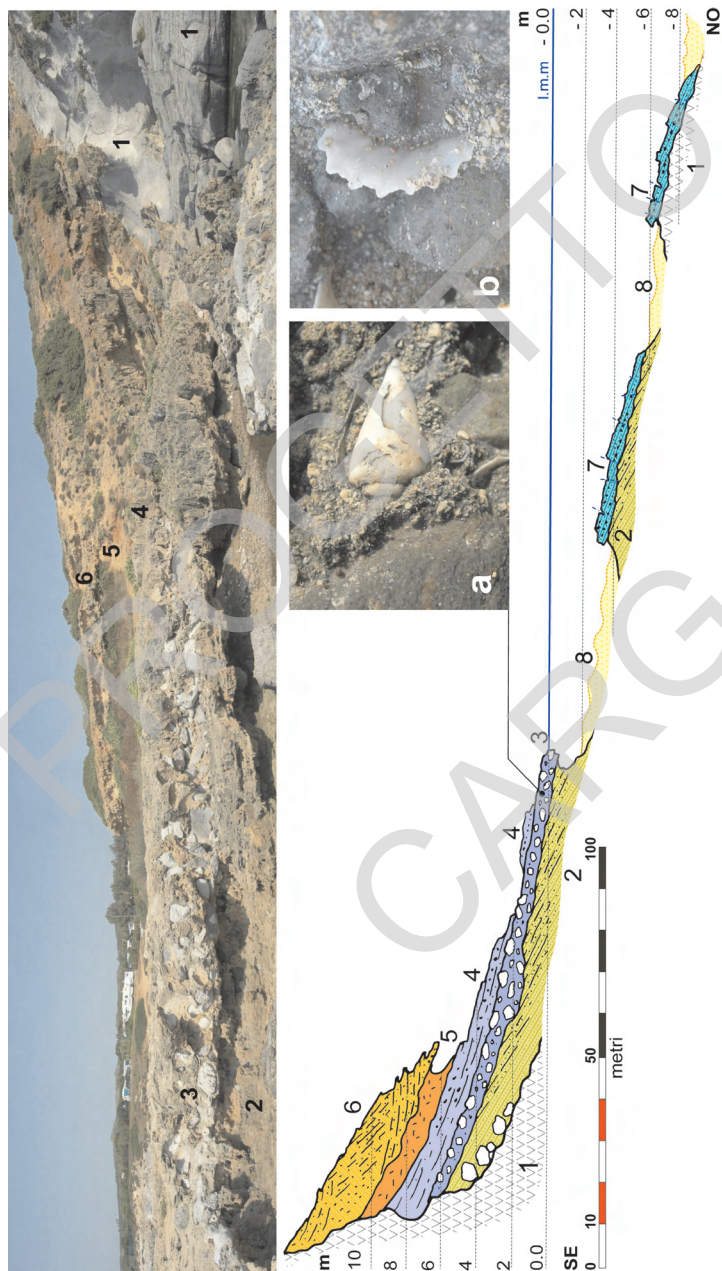
La sezione mostra ben conservato il margine interno della superficie di abrasione marina relativa allo stazionamento alto del MIS 5; la sua quota a 7 m (tav.7) dimostra che la costa occidentale dell'Isola di S. Antioco non ha subito sollevamenti tettonici negli ultimi 125.000 anni.

Arenarie microconglomeratiche sono state rilevate in spiaggia sommersa nella Penisola Corru Longu, nella zona centrale di fondo baia del Golfo di Palmas; si tratta di affioramenti organizzati secondo la fascia batimetrica compresa tra -1,0 e -1,5 m, talvolta mascherati dalle sabbie litorali per migrazione della barra sommersa.

Le bancate presentano una debole inclinazione verso il largo, compresa tra 2-3°, tipica di un deposito di spiaggia a bassa energia. Le testate verso terra si elevano sul fondo di alcuni decimetri e presentano evidenti strutture sedimentarie di battaglia a laminazione sigmoidale con *foreset* troncati.

La potenza dell'affioramento è limitata a circa 1 m e si distinguono un livello basale microconglomeratico a composizione prevalentemente quarzosa ed un livello superiore nettamente arenaceo. Il contenuto fossilifero è rappresentato da faune banali a lamellibranchi, gasteropodi ed echinidi bioclastici.

Il cemento è carbonatico e presenta due generazioni di precipitazione, la prima a composizione calcitico-magnesiaca, di ambiente marino litorale, e la seconda a calcite micritica, precipitata in ambiente subaereo in fascia di oscillazione freatica (ULZEGA & ORRÙ, 1982; DE MURO & ORRÙ, 1998).



Tav. 7 - Sezione stratigrafica in località Cala Saboni, Isola di Sant'Antioco. 1) substrato vulcanico, ritoliti iperalcaline (ULM); 2) arenarie a lamina-zione inclinata (ambiente di alta spiaggia o duna) - MIS 6?; 3) conglomerato a grossi blocchi eterometrici in matrice arenacea fossilifera, a) *Conus ventricosus*, b) *Paella ferruginea*, (PVM₁) - MIS 5; 4) arenarie di spiaggia a laminazione piano-parallela - MIS 5; 5) deposito colluviale fortemente ossidato a gasteropodi polmonati - MIS 4-3?; 6) arenarie eoliche a laminazione incrociata, subsistema di Portoscuso (PVM_{2b}) - MIS 2; 7) beach rock arenaceo-microconglomeratica - MIS 1; 8) sabbie attuali a elevata componente bioclastica.

Tra i livelli sommitali sono compresi sottili lenti a limi debolmente gessosi, dovute ad episodi evaporitici, interpretabili con la chiusura di piccole lagune di fondo baia durante l'evento deposizionale.

Depositi analoghi sono stati rilevati in Sardegna nord-orientale e in Corsica meridionale, a quote comprese tra -6 e -0,3 m; analizzati radiometricamente col metodo ^{14}C hanno marcato il livello marino olocenico in risalita, a partire da circa 4800 fino a 1300 anni BP (DE MURO, 1994; LAMBECK *et alii*, 2004).

La *beach rock* più recente è stata rilevata in zona di fondo baia del Golfo di Palmas, in località "Ponti", nei pressi del porto industriale di S. Antioco. Si tratta di una *beach rock* complessa, costituita da due livelli a caratteri deposizionali e diagenetici differenti (fig.57).

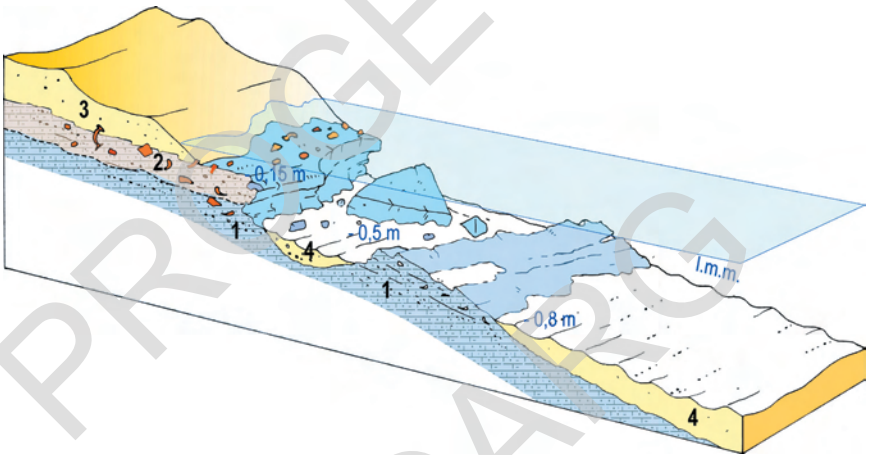


Fig. 57 - Blocodiagramma da rilevamento geologico subacqueo della *beach rock* in località "Ponti" S. Antioco. 1) arenarie medie in facies intertidale; 2) livello sommitale in facies supratidale, contenente ceramica frammentaria di epoca romana, 1930 ± 20 BP; 3) sabbie di spiaggia attuale; 4) spiaggia sommersa a sabbie fini debolmente limose.

Il primo livello (basale) affiora in spiaggia sommersa alla distanza di 4-10 m dalla linea di riva e alla quota compresa tra -0,5 e -0,8 m ed è costituito da arenarie medie e grosse con rari livelli microconglomeratici a laminazione piano parallela debolmente inclinati verso il largo. Il contenuto paleontologico è rappresentato in prevalenza da lamellibranchi *Cerastoderma*, a valve integre e talvolta ancora articolate, a conferma di un ambiente deposizionale a modesta energia (fig.58). I caratteri della cementazione riprendono gli schemi classici delle *beach rock* intertidali, in analogia con le *beach rock* di Penisola Corru Longu, appena più al largo.



Fig. 58 - *Beach rock* in località "Ponti" S. Antioco. Campione proveniente dal livello basale, in facies intertidale, composto da sabbie medie e grosse, con fauna a *Cerastoderma edule edule*.

Il secondo livello, sommitale, affiora in spiaggia sommersa, alla quota di -0,5 m, fino a risalire verso la linea di riva a -0,15 m; la potenza è estremamente variabile e mediamente ridotta ad alcuni decimetri. La tessitura è caratterizzata da sabbie fini e raramente si notano laminazioni; la cementazione carbonatica è modesta e aumenta approssimandosi alla superficie sommitale.

Il contenuto fossilifero è abbondante ed è costituito in prevalenza da piccoli gasteropodi turricolati, che segnalano un ambiente vicino alla linea di riva, mentre in associazione si ritrovano gasteropodi polmonati che marciano un ambiente di alta spiaggia (fig.59). I caratteri della cementazione, la composizione tessitura- le unitamente al contenuto paleontologico, identificano un livello di *beach rock* in facies supratidale (KELLETTAT, 2006).

Inglobato in questo livello sommitale della *beach rock* pericostiera è stato rinvenuto un ricchissimo giacimento di ceramiche frammentarie, resti di pasto e di macellazione (fig.60); alcuni di questi frammenti presentano elementi di riconoscibilità cronologica riconducibili all'età romana imperiale (AA. VV., 1985; FRAU, 1999), e più precisamente inseribili in ambito tiberiano o claudio, 1930±20 BP (SOLINAS, 2007). La paleo-linea di riva di riferimento del deposito archeologico è definita dalle quote del livello della *beach rock* in facies intertidale, quindi compresa tra 0,50 e -0,80 m.



Fig. 59 - Beach rock in località "Ponti" S. Antioco. Campione proveniente dal livello sommitale, in facies supratidale, a sabbie fini debolmente limose, con fauna a gasteropodi turricolati e gasteropodi polmonati.



Fig. 60 - Beach rock in località "Ponti" S. Antioco. Giacimento di ceramica frammentaria di epoca romana, 1930 ± 20 BP; l'associazione delle ceramiche di uso comune con resti ossei di animali fa pensare ad un sito di discarica in zona peri-litorale.

Riferibili alla stessa paleo-linea di riva l'edificio sommerso nella Laguna di S. Antioco, in località Sa Barra e la strada sommersa che sormontava l'argine di collegamento artificiale dell'Isola di S. Antioco alla Sardegna.

Questo dato geo-archeologico, benchè singolo, assume particolare rilievo in quanto si inserisce perfettamente in un insieme di conoscenze convergenti che riguardano le paleo-linee di riva associate a *marker* archeologici della Sardegna meridionale (ANTONIOLI *et alii*, 2007; v. tav.15 § VI - 4.).

Infatti viene confermata la coerenza dei dati sulla risalita eustatica olocenica nel Golfo di Palmas con l'area più vasta che comprende il Golfo di Cagliari, ma anche con le aree stabili d'Italia e del Mediterraneo occidentale, testimoniando l'assenza di movimenti tettonici significativi nel corso dell'Olocene (LAMBECK *et alii*, 2004).

Olocene medio-superiore

8.3. - AMBIENTE DI PIATTAFORMA

8.3.1. - *Deposito bioclastico* (g₁₂)

Si tratta dei sedimenti più profondi della piattaforma prossimale; sono distinguibili due facies:

- la prima si estende dal piede delle praterie a *Posidonia oceanica* verso il largo ed è rappresentata da frammenti di organismi ad esoscheletro carbonatico (facies bioclastica) che vivono in associazione con le fanerogame marine (in particolare, in ordine percentuale volumetrica: alghe rosse, foraminiferi, briozoi, echinidi, gasteropodi e lamellibranchi);
- la seconda è la facies più profonda (facies biogenica) costituita in prevalenza da bioclasti e ciottoli biogenici legati all'attività di alghe rosse, a scheletro calcareo (in particolare, dei generi *Peyssonelia* e *Lithophyllum*).

Questa facies sedimentaria è stata rilevata in piattaforma prossimale al largo della costa occidentale dell'Isola di S. Antioco (fig.61); si estende dal limite inferiore delle fanerogame marine, in questa zona relativamente poco profondo, mediamente intorno a -30 m, fino alla profondità massima di -60 m al largo di Cala Lunga. La fascia di distribuzione è irregolare ed è interrotta dai corpi sedimentari conoidiformi dei sedimenti litoclastici, in corrispondenza delle principali valli (Rio di Cala Lunga e valli sospese della costa di Mangiabarche).

La tessitura eterogenea e talvolta molto grossolana favorisce processi di selezione granulometrica dovuti alle correnti trattive di fondo, notevolmente attive in piattaforma interna; è quindi frequente rilevare grandi strutture sedimentarie a mega *ripple* o a dune di selezione granulometrica.

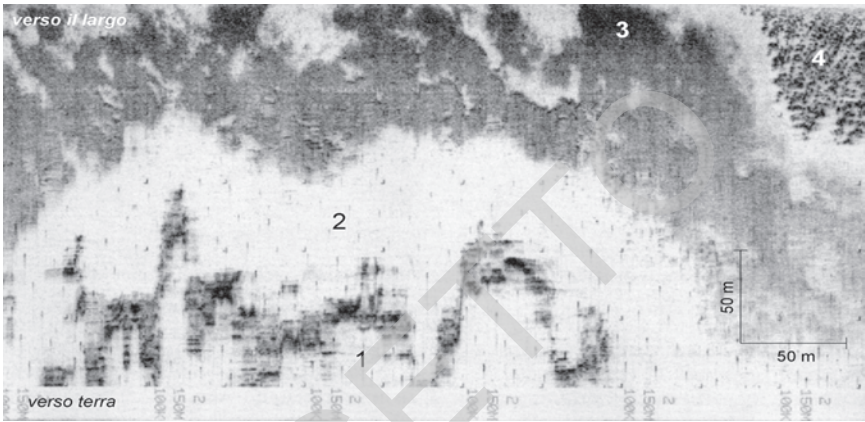


Fig. 61 - Registrazione "Side Scan Sonar" 100 Khz, fascia esplorata 150 m. Zona pericostiera di Maladroxia, bordo occidentale del Golfo di Palmas. 1) Piede di falesia incisa in calcari mesozoici; 2) sabbie litoclastiche a prevalente composizione quarzosa (g_6), sede di sorgenti termali subacquee; 3) "matte" morte di *Posidonia oceanica* colonizzate da *Caulerpa prolifera*; 4) prateria a *Posidonia oceanica* (g_4) su "matte" alte circa 1,5 m.

Lo spessore è spesso difficilmente valutabile a causa della scarsa penetrabilità di questi sedimenti (fig.62) nei confronti dell'onda elastica del *Subbottom Profiler*; l'andamento del substrato si coglie fino a spessori compresi tra 5 e 10 m.

La stessa facies sedimentaria è rilevabile in piattaforma continentale interna, ove i fondali compresi tra -5 e -20 m sono colonizzati dalla prateria a *Posidonia oceanica*, qui le aree di accumulo dei sedimenti sono localizzate in corrispondenza di depressioni e canali *intramatte*. Queste conche di sedimentazione sono state rilevate nel Canale di S. Pietro (fig.63), ove in genere dominano le forme allungate che riprendono l'andamento di canali di erosione impostati lungo linee di frattura del substrato vulcanico, mentre nel Golfo di Palmas occidentale è evidente l'impostazione delle depressioni lungo solchi dovuti ad azioni antropiche, per ancoraggio di navi in rada e pesca a strascico intensiva.

Le sabbie bioclastiche carbonatiche delle depressioni *intramatte* presentano modesti spessori, limitati a 1-2 m.

Olocene superiore

8.3.2. - Deposito di piattaforma interna (g_{19})

Questi sedimenti sono distribuiti in piattaforma interna secondo una fascia estesa circa 1 miglio al largo della costa occidentale dell'Isola di S. Antioco.

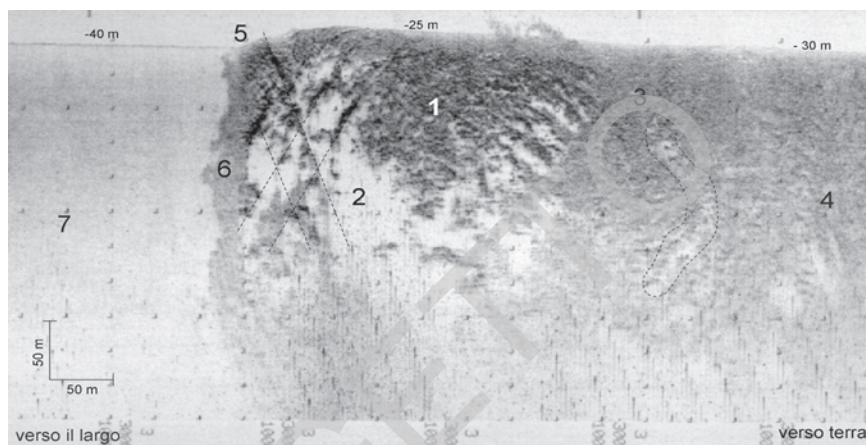


Fig. 62 - Registrazione "Side Scan Sonar" 100 Khz, fascia esplorata 300 m, Secca di Mangiabarche, piattaforma continentale prossimale 1 mn al largo di P.ta della Salina, Isola di S. Antioco occidentale. 1) affioramento a vulcaniti ignimbriche incise da una superficie di erosione alla quota media di -25 m; 2) canali di erosione impostati lungo linee di frattura sub-ortogonali con direzione principale NNE-SSW; 3) concrezione ad alghe rosse calcaree, *Pseudolithophyllum expansus*, coralligeno di piattaforma; 4) ghiaiette biogeniche e sabbie bioclastiche a prevalente composizione carbonatica (g_{12}); 5) cornici nette alte 10 m con significato di paleofalesia; 6) frana di crollo basale; 7) sabbie limose della piana esterna (g_{21}).

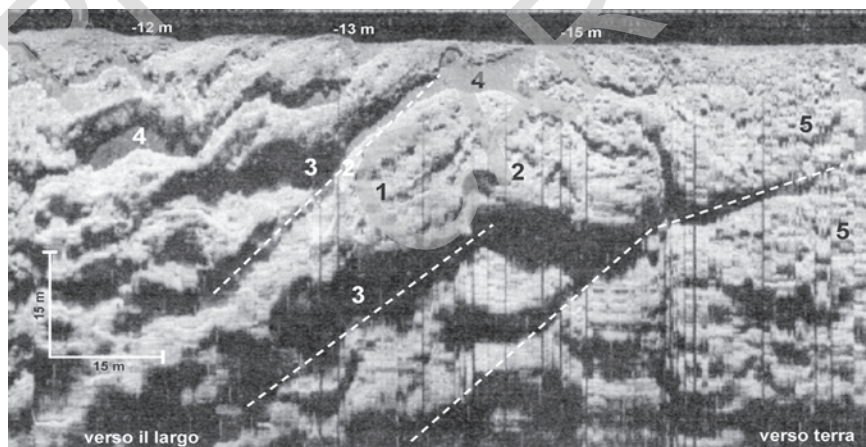


Fig. 63 - Registrazione "Side Scan Sonar" 100 Khz, fascia esplorata 50 m, Canale di S. Pietro, zona assiale 1 mn a N di Calasetta Porto. 1) superficie di abrasione marina a -15 m, incisa nel substrato vulcanico; 2) mega-marmitta di evorsione; 3) canali di erosione evoluti controllati da linee di frattura ad andamento prevalente NNE-SSW; 4) depressioni colmate da sabbie a composizione bioclastica (g_{12}).

Qui i fondali presentano acclività poco accentuata e spessore del cuneo a sedimenti estremamente modesto, con potenza massima per l'area in oggetto di circa 2 m; frequenti le discontinuità deposizionali dovute all'affioramento del substrato vulcanico, più estese verso S al largo di Capo Sperone (fuori foglio); la superficie di erosione basale mostra le tracce di elaborazione in ambiente continentale, tra queste particolarmente evidenti le tracce della paleoidrografia dell'ultima fase regressiva wurmiana.

Più al largo, in corrispondenza dei bordi della Fossa di Mezzaluna, questo corpo deposizionale raggiunge spessori notevoli, talvolta superiori a 5 m; spessori vicini a 5 m si registrano inoltre in corrispondenza della zona assiale di corpi a conoide rilevati al largo della costa NW dell'Isola di S. Antioco, nel tratto compreso tra la Ria di Cala Lunga e lo Scoglio Mangiabarche.

Tessituralmente è distinguibile un livello superficiale caratterizzato da abbondante frazione limosa, di deposizione sub-attuale; verso il basso si passa a termini più grossolani: sabbie e ghiaie in matrice limosa, caratterizzate da clasti quarzosi e litici ben elaborati con bioclasti a gasteropodi e lamellibranchi di ambiente litorale; si tratta di corpi deposizionali interpretabili come sedimenti litorali relitti dovuti alla trasgressione versiliana (CARBONI *et alii*, 1989).

Pleistocene superiore - Olocene

8.3.3. - Deposito di piattaforma esterna (g₂₁)

Questi sedimenti fini a dominante limosa sono rilevabili unicamente al largo della costa occidentale dell'Isola di S. Antioco, in corrispondenza della Fossa di Mezzaluna (ORRÙ & ULZEGA, 1989). Si tratta di sedimenti caratteristici della piattaforma distale che, in questo caso particolare, sono stati rilevati anche in piattaforma interna in quanto rappresentano la colmata di un'importante paleovalle di impostazione tettonica, bordata da lineazioni ad andamento NNW-SSE.

Il sistema tettonico a *graben* e *horst*, caratteristico del margine continentale sud-occidentale della Sardegna (CARBONI *et alii*, 1979), ha portato all'evoluzione di una serie di bacini marginali, alcuni dei quali interessano direttamente la piattaforma (LECCA *et alii*, 1998), colmati da sedimenti fini in cui domina la componente limosa mentre la frazione a sabbie fini è in gran parte rappresentata da foraminiferi interi o frammentati.

La zona di depocentro della Fossa di Mezzaluna è localizzabile circa 3 miglia a WNW di Capo Sperone; qui la potenza dei limi sabbiosi supera i 10 m mentre verso terra il prisma sedimentario si assottiglia rapidamente, per chiudersi circa 1,5 miglia al largo della costa occidentale dell'Isola di S. Antioco.

Pleistocene superiore - Olocene

V - TETTONICA

I principali lineamenti fisiografici del Foglio Carbonia derivano dall'evoluzione tettonica e vulcanica oligo-miocenica, responsabile dello sviluppo del "Bacino di Narcao" e della formazione dei rilievi vulcanici. La strutturazione del basamento ha invece età ercinica e ha prodotto deformazioni penetrative e metamorfismo.

1. - TETTONICA PALEOZOICA

La tettonica paleozoica dell'Iglesiente-Sulcis è studiata da oltre un secolo (cfr. § II - 1.). Le evidenti implicazioni economiche che la struttura geologica dell'Iglesiente-Sulcis aveva per l'industria mineraria hanno costantemente richiamato in questa parte dell'Isola i più famosi ricercatori di geologia. Un resoconto dettagliato delle varie interpretazioni della strutturazione polifasica nell'Iglesiente-Sulcis esula dagli obiettivi di queste note illustrative. Ci limitiamo a ricordare che l'interpretazione strutturale sostanzialmente condivisa dalla maggior parte degli Autori per l'Iglesiente-Sulcis (ARTHAUD, 1963; POLL & ZWART, 1964; POLL, 1966; DUNNET, 1969; ARTHAUD, 1970; CARMIGNANI *et alii*, 1982b; CARMIGNANI *et alii*, 1986b; BARCA *et alii*, 1987; CAROSI *et alii*, 1992a) prevede quattro fasi deformative, la prima di età eo-caledoniana ("Fase sarda" *Auct.*) e le successive di età ercinica:

- *Fase sarda*, rappresentata da blandi piegamenti con assi circa E-W senza sviluppo di scistosità o metamorfismo. L'età della deformazione (Ordoviciano

Medio) è marcata dalla discordanza angolare tra la successione cambro-ordoviciano inferiore ed i conglomerati dell'Ordoviciano Medio-Superiore (cfr. § IV - 1.1.4. e 1.2.1.). Questa discordanza ha importanza regionale e si correla con la “discordanza sarrabese” a E del Campidano (CALVINO, 1959).

- *I fase ercinica*, caratterizzata ancora da blande strutture plicative con assi E-W che accentuano le precedenti, senza sviluppo di scistosità. Il parallelismo di queste strutture con le precedenti ha sempre implicato grandi incertezze nel distinguere gli elementi strutturali della I fase ercinica da quelli eocaledoniani.
- *II fase ercinica*, che rappresenta la deformazione principale, con strutture orientate circa N-S (pieghe e sovrascorrimenti). Le pieghe hanno il piano assiale molto inclinato e sono spesso associate ad una foliazione di piano assiale ben sviluppata ed a lineazioni di estensione *down-dip*. Lo sviluppo di queste strutture è molto variabile e dipende sostanzialmente dalle diverse litologie. Faglie inverse, generalmente molto inclinate, si accompagnano alle strutture plicative. Caratteristici della fase N-S sono anche i retroscorrimenti, che tagliano le pieghe ad asse N-S e mostrano un senso di trasporto verso E, cioè opposto a quello del resto della catena ercinica in Sardegna.
- *III fase ercinica*, con strutture minori e direzioni assiali variabili.

Questa successione di eventi deformativi determina interferenze tra pieghe a scala chilometrica aventi piano assiale sub-verticale e direzione assiale circa E-W, con pieghe chilometriche a piano assiale verticale e assi circa N-S. L'interferenza produce strutture “a domi e bacini” (RAMSAY, 1967), con le metarenarie della f.ne di Nebida spesso a nucleo di “domi” e le metasiltiti della f.ne di Cabitza o le rocce carbonatiche della f.ne di Gonnesa spesso a nucleo di “bacini”.

I lavori precedenti al rilevamento CARG generalmente concordavano nel ritenere la complessa struttura tettonica dell'Iglesiente-Sulcis derivata dalla sovrapposizione di pieghe ad assi E-W di età eo-caledoniana (accentuate dalla I fase ercinica) con pieghe sin-scistose ad assi N-S della seconda e principale fase ercinica. Come vedremo più avanti, i rilevamenti effettuati nell'ambito del Progetto CARG nei fogli Carbonia e Assemmini hanno in parte confermato il quadro precedente e hanno permesso di correlare la tettonica dell'Iglesiente-Sulcis con quella del resto del basamento sardo.

1.1. - TETTONICA EO-CALEDONIANA (“FASE SARDA” AUCT.)

Strutture riconducibili con sicurezza ad una tettonica ordoviciano non sono documentabili nel Foglio Carbonia, ma è possibile che le Pieghe E-W descritte nella I fase ercinica (cfr. § V - 1.2.1.) possano, in qualche modo, essere riconducibili a questa fase deformativa.

Classicamente una tettonica ordoviciana è invocata come causa della “discordanza sarda” e delle più antiche strutture plicative ad assi E-W. L’esistenza di questa tettonica, definita anche “eo-caledoniana”, è stata condivisa da quasi tutti gli Autori che hanno studiato l’assetto tettonico e stratigrafico dell’Iglesiente-Sulcis (cfr. § III - 1.) (VARDABASSO, 1956b; ARTHAUD, 1963; POLL & ZWART, 1964; POLL, 1966; DUNNET, 1969; ARTHAUD, 1970; CARMIGNANI *et alii*, 1982a; CARMIGNANI *et alii*, 1986a; BARCA *et alii*, 1987; CAROSI *et alii*, 1992a).

Secondo i citati Autori la Fase sarda sarebbe caratterizzata da blandi piegamenti con piano assiale sub-verticale diretto E-W e senza una foliazione associata. Su queste strutture plicative, che coinvolgerebbero soltanto la successione del Cambriano - Ordoviciano Inferiore, poggiano in discordanza i metasedimenti dell’Ordoviciano Medio-Superiore (f.ne di Monte Argentu).

La discordanza angolare alla f.ne di Monte Argentu, che è ben esposta in alcune località del Sulcis-Iglesiente (ad es. nella costa di Nebida e Masua, Domusnovas, *etc.*) (cfr. § III - 1. e § IV - 1.), non è mai evidente nel Foglio Carbonia. Per quanto riguarda l’attribuzione alla Fase sarda delle strutture plicative ad asse E-W, gli Autori precedenti si basavano su considerazioni essenzialmente di carattere cartografico. In carta sembra che il conglomerato basale della f.ne di Monte Argentu giaccia in discordanza su entrambi i fianchi delle grandi strutture E-W come la Sinclinale di Iglesias e l’Anticlinale di Gonnese (tav.8) che deformano la successione pre-“discordanza sarda”. Riteniamo però che queste situazioni abbiano bisogno di ulteriori verifiche, poiché queste zone chiave sono interessate da contatti tettonici ercinici (CARMIGNANI *et alii*, 1983), ad esempio la Faglia di Gonnese nel fianco meridionale della Sinclinale di Iglesias (il cosiddetto “contatto ovest” della Miniera di San Giovanni: BRUSCA & DESSAU, 1968) e il Sovrascorrimento di M. Acqua nell’area di M. Narba, lungo il fianco meridionale di una sinclinale ad asse E-W (CAROSI *et alii*, 1992b) (tav.8).

Come ripetuto, nel Foglio Carbonia la “discordanza sarda” affiora molto limitatamente ed è male esposta; durante il rilevamento del Foglio non sono stati documentati con sicurezza né elementi strutturali lineari (lineazioni, assi di pieghe, *etc.*) né planari (scistosità, clivaggio, *etc.*) né strutture plicative o altro, riferibili alla Fase sarda. Pertanto il rilevamento del Foglio non ha evidenziato alcuna prova della tettonica eo-caledoniana.

Anche nella Zona a falde i recenti rilevamenti CARG non hanno documentato la presenza di importanti strutture tettoniche eo-caledoniane (CARMIGNANI *et alii*, 2001a), sebbene anche in questa zona sia ben nota una netta discordanza angolare dell’Ordoviciano Medio (“discordanza sarrabese”) (CALVINO, 1959).

Concludendo, in molte zone limitrofe al Foglio Carbonia esiste una netta discordanza angolare (fino a 90°) tra l’Ordoviciano Inferiore e l’Ordoviciano Superiore e questa discordanza ha importanza regionale essendo nota anche nella

Sardegna sud-orientale (“discordanza sarrabese”) e nei massicci ercinici europei. Questa discordanza testimonia sicuramente un’attività tettonica di età “eo-caledoniana”, le cui caratteristiche rimangono incerte, profondamente obliterate dalla successiva e ben più importante tettonica ercinica.

1.2. - TETTONICA ERCINICA

La tettonica ercinica ha prodotto nel basamento del Foglio Carbonia importanti deformazioni, legate ad un metamorfismo di grado molto basso. È caratterizzata da due fasi deformative plicative, circa ortogonali tra loro. L’interferenza di questi sistemi di piegamento ha prodotto strutture a “domi e bacini” tipiche dello stile deformativo dell’Iglesiente-Sulcis (fig.64). La prima fase sviluppa blande pieghe con lunghezze d’onda chilometriche ad assi circa E-W (Pieghe E-W) che, come detto, accentuano le precedenti strutture ordoviciane; la seconda fase è quella che determina i raccorciamenti maggiori; ad essa sono associate pieghe sin-scistose ad assi circa N-S (Pieghe N-S), faglie inverse e sovrascorrimenti. La scistosità associata alle Pieghe N-S taglia le strutture E-W senza subire sensibili variazioni di giacitura; le lineazioni di intersezione tra questa scistosità e la stratificazione si sviluppano sui fianchi delle precedenti Pieghe E-W e “nascono” quindi con una grande variabilità di inclinazione.

L’età della tettonica ercinica anche nell’Iglesiente-Sulcis è compresa tra il Carbonifero Inferiore (età dei depositi deformati tipo “*Culm*”) e il Carbonifero superiore (età dei depositi discordanti del Bacino di S. Giorgio) (COCOZZA, 1967).

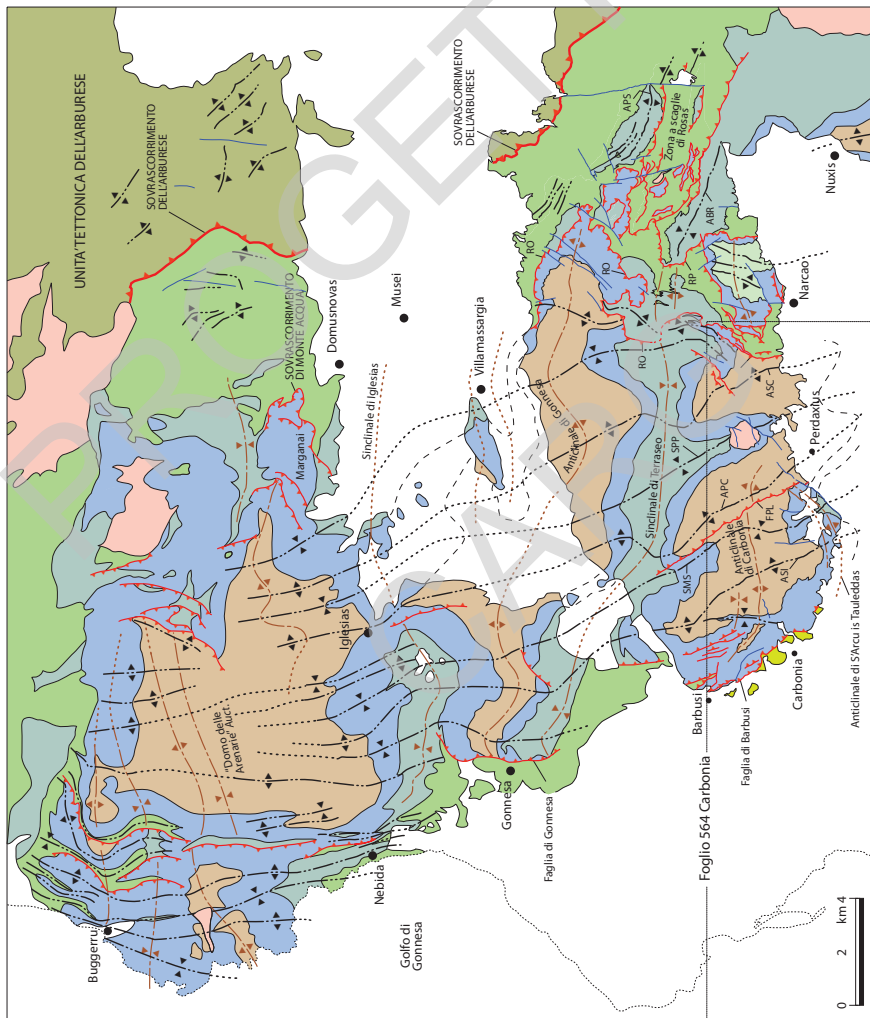
FASI DEFORMATIVE	DIREZIONE DI RACCORCIAMENTO	STRUTTURE PRINCIPALI	CARATTERISTICHE ED ELEMENTI STRUTTURALI
I fase ercinica	circa N-S	Anticlinale di Carbonia	Pieghe con assi E-W non scistose (A ₁)
II fase ercinica	circa NE-SW e E-W	Anticlinali di Sirri, di P.ta Is Cerbus, di Serra Crabiolus, di Gutturu Axiu e Sinclinali di M. Spina, di P.ta Is Pilus, di Crabili e di Giba	Pieghe sin-scistose (W-vergenti) con assi circa N160 (S ₂ , A ₂ , L ₂)
		Faglie di Barbusi, di Pranu Lepuri e di Crabili	Faglie inverse (W-vergenti), generalmente molto inclinate
		Retroscovrimenti della Zona a scaglie di Procaxius	Sovrascorrimenti (E-vergenti) con fasce milonitiche e pieghe asimmetriche non scistose

Fig. 64 - Schema sintetico delle fasi deformative erciniche e delle relative strutture nel basamento del Foglio 564 “Carbonia”.

LEGENDA

- Formazioni post-ericiniche
- Granitoidi tardo-paleozoici
- Formazioni dell'Ordoviciano Superiore - Siluriano
- Formazione di Cabizza e Formazione di Campo Pisano (Cambriano Inferiore - Ordoviciano Inferiore)
- Formazione di Gonnessa (Cambriano Inferiore)
- Formazione di Nebida (Cambriano Inferiore)
- Avenarie di San Vito (Cambriano - Ordoviciano Inf.)
- Limiti formazionali certi
- Limiti formazionali presunti
- Faglie
- Sovrascorrimento dell'Arburese
- Sovrascorrimenti minori
- Tracce dei piani assiali di anticlinali e sinclinali della I fase ercinica
- Tracce dei piani assiali presunti della I fase ercinica
- Tracce dei piani assiali di anticlinali e sinclinali della II fase ercinica
- Tracce dei piani assiali presunti della II fase ercinica

- APC Anticlinale di Punta Is Cerbus
- ABR Anticlinale di Bego Rosas
- APS Anticlinale di Arcu Perdu Sanna
- ASC Anticlinale di Serra Crabiollus
- ASI Anticlinale di Sirri
- FPL Faglia di Pranu Lepuri
- RO Retroscorrimento di Orpai
- RP Retroscorrimento di Perda Garcina
- SMS Sinclinale di Monte Spiras
- SPP Sinclinale di Punta Is Pilus



Tav. 8 - Schema strutturale dell'Ighesiente-Sulcis con la parte settentrionale del Foglio 564 "Carbonbia".

1.2.1. - *I fase ercinica*

La prima fase deformativa ercinica, che accentua le precedenti pieghe “eo-caledoniane”, determina pieghe con lunghezze d’onda plurichilometriche ad assi circa E-W. I piani assiali di queste pieghe sono solitamente verticali o molto inclinati.

La geometria di queste pieghe (Pieghe E-W) dipende essenzialmente dalla competenza dei litotipi e dal loro spessore. Nei litotipi arenacei e carbonatici delle formazioni di Nebida e di Gonnosa, potenti diverse centinaia di metri, le Pieghe E-W sono generalmente concentriche e aperte e con poche pieghe di secondo ordine (sez.1 di tav.9).

Nei litotipi pelitici della f.ne di Cabitza (ad es. nella zona di Su Sindigu, di P.ta Is Pilus, *etc.*) o in quelli carbonatici della f.ne di Campo Pisano (ad es. lungo la strada Carbonia-Perdaxius, v. fig.11) le pieghe sono più chiuse, accompagnate da rare pieghe di secondo ordine e con geometria a cerniera ispessita. Le Pieghe E-W non sono associate a clivaggio di piano assiale e sono leggermente asimmetriche, con un debole senso di rovesciamento verso S.

Le strutture maggiori sono molto evidenti a scala cartografica (v. tav.8), mentre sono rare le pieghe minori (fig.65). Talvolta (Serra Bentuestu, Serra Zin-nibiri, *etc.*) è possibile ricostruire la geometria di queste strutture sulla base delle culminazioni e depressioni delle lineazioni relative alla II fase ercinica (ad assi N-S), i cui assi e lineazioni “si modellano” sulle precedenti Pieghe E-W con inclinazioni in genere non superiori a 45°.

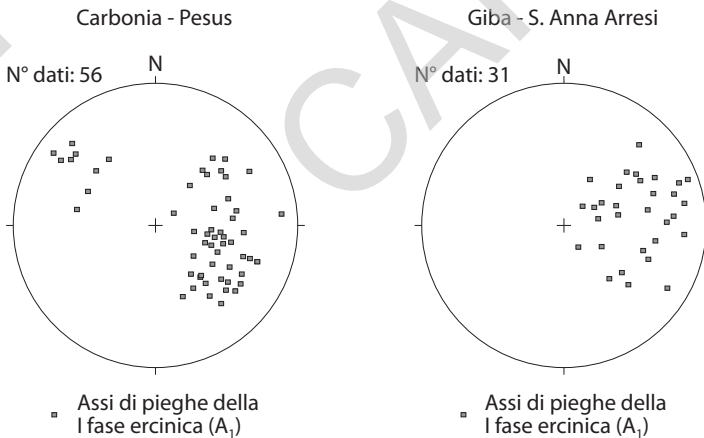


Fig. 65 - Stereonet degli assi delle pieghe minori della I fase ercinica (A1) dell'area di Carbonia-Pesus e dell'area di Giba - S. Anna Arresi. (Reticolo equiareale di Schmidt, emisfero inferiore).

1.2.1.1. - Pieghe E-W

Nel Foglio Carbonia la maggiore struttura di questa fase deformativa affiora a E di Carbonia (Anticlinale di Carbonia) per una lunghezza di oltre 5 km (tra Arcu de sa Spinarba e P.ta S'Achiloni) (v. tav.8 e sez.1 di tav.9) e continua anche oltre la Faglia inversa di Pranu Lepori. A nucleo dell'anticlinale affiorano le metarenarie della f.ne di Nebida. Il piano assiale, orientato da NW-SE (Arcu de sa Spinarba) a NE-SW (P.ta Is Cerbus), è fortemente immergente verso N; il fianco settentrionale dell'anticlinale è caratterizzato da giaciture della stratificazione fino a 40-50° verso N, mentre in quello meridionale si raggiungono valori fino a 70-80° verso S.

Nella zona di M. Perda - Su Sindigu è evidente l'interferenza tra questo sistema di pieghe e quello ad assi N-S. In quest'area l'anticlinale a S di S'Arcu is Tauleddas ha un'immersione assiale verso NE di circa 60°; procedendo verso NE, gli assi E-W prima diminuiscono di inclinazione e poi immergono verso SW, aumentando progressivamente l'inclinazione fino a raggiungere la verticale. Ancora più a NE (Su Sindigu) l'anticlinale è rovesciata (anticlinale sinforme). Queste variazioni di giacitura descrivono la geometria del piegamento della fase ad assi N-S, che ripiega il sistema ad assi E-W.

Altre pieghe minori con assi E-W, evidenti a scala cartografica, affiorano a N di Mitza Justa (Cuccuru de s'Ollastu) e presso Masainas, entrambe al contatto tra le formazioni di Nebida e di Gonnese e lungo il fianco occidentale della sinclinale ad asse N-S di P.ta Is Pilus in corrispondenza del livello dei "calcarei oolitici". Strutture di secondo ordine, osservabili a scala dell'affioramento, sono presenti sporadicamente in tutta l'area e in particolare lungo la strada Carbonia-Perdaxius (coord.: 6463-3496) in corrispondenza della f.ne di Campo Pisano (v. fig.11), nella strada a fondo naturale a E di Riu di Gutturu Axiu (Giba) e presso Bingixedda (Perdaxius) nei litotipi della f.ne di Nebida.

1.2.2. - II fase ercinica

La II fase ercinica ha prodotto le strutture più importanti ed evidenti, sia a scala cartografica che dell'affioramento, e ha determinato il raccorciamento maggiore.

Le Pieghe E-W sono deformate da strutture che ammettono un raccorciamento orientato da NE-SW a E-W (v. fig.64). A questa fase sono da attribuire sia pieghe con assi circa N-S (Pieghe N-S) che i principali sovrascorrimenti e faglie inverse dell'area. In particolare, alla II fase ercinica sono riferibili (v. fig.64):

1) pieghe asimmetriche W-vergenti con assi N-S (Pieghe N-S), diffuse in tutto il

basamento del Foglio e associate ad una scistosità pervasiva, specialmente nei litotipi pelitici;

- 2) faglie inverse generalmente molto inclinate W-vergenti, associate ad ampie fasce cataclastiche;
- 3) limitati sovrascorrimenti E-vergenti, associati a sottili fasce cataclastico-milonitiche, e piegamenti (Zona a scaglie di Procaxius) che fanno parte del sistema di Retroscorrimenti di Orbai, che si sviluppano estesamente soprattutto nel contiguo Foglio 556 “Assemini” (FUNEDDA *et alii*, 2009).

Questa successione di eventi corrisponde ad una deformazione progressiva: molte evidenze di campagna indicano che questi eventi non sono separabili come fasi deformative nettamente distinte, ma piuttosto rappresentano un processo che inizia con il piegamento e continua finchè il raccorciamento attiva faglie inverse e successivamente i retroscorrimenti. Di seguito sono descritte le principali strutture della II fase ercinica presente nel Foglio.

1.2.2.1. - Pieghe N-S

Le strutture plicative “N-S” hanno dimensioni molto variabili, dalla scala microscopica a quella plurichilometrica, in relazione soprattutto alla competenza e allo spessore delle formazioni piegate. Le strutture maggiori, con lunghezza d’onda di circa 4 km, si sviluppano nelle formazioni arenacee e carbonatiche di Nebida e di Gonnese (tra Carbonia e Pesus). Si tratta generalmente di pieghe concentriche appiattite, con pieghe di secondo ordine poco diffuse (fig.66).

Nei litotipi pelitici (formazioni di Cabitza e di Monte Argentu) la lunghezza d’onda è molto minore, solitamente da metrica a ettometrica, con maggiore sviluppo di pieghe minori parassite (v. ad es. fig.12), talora con cerniera ispessita. La successione calcarea e soprattutto quella dolomitica non mostrano evidenze di consistente appiattimento (ad es. distorsione di clasti, di fossili, *etc.*); pertanto il raccorciamento delle formazioni carbonatiche (f.ne di Gonnese) deve essersi realizzato essenzialmente per flessione. I litotipi più pelitici (ad es. la f.ne di Cabitza) si sono adattati alla deformazione di quelli più competenti con più complessi sistemi di piegamento. In queste formazioni sono ben sviluppate pieghe di secondo ordine, superfici di scistosità e pieghe a cerniera ispessita. Caratteristica di questo forte contrasto di competenza è la forma a “cuspidi e lobi” al contatto tra queste due successioni, descritta da tempo nell’Iglesiente-Sulcis (DUNNET & MOORE, 1969; CARMIGNANI *et alii*, 1982a): sinclinali molto strette in corrispondenza dei litotipi pelitici “pizzicate” tra anticlinali a cerniera arrotondata nelle rocce carbonatiche. Strutture di questo tipo si osservano nell’area di P.ta Is Pilus ed a SE di Giba (v. sez.2 di tav.9).



Fig. 66 - *Sinclinale di secondo ordine della II fase ercinica, con asse immergente a N158E di 27°, nelle metarenarie della f.ne di Nebida (membro di Punta Manna). Serra Perda 'e Fogu, coord.: 6016-3913.*

Il clivaggio delle strutture plicative ad assi N-S è ben sviluppato e pervasivo nei litotipi pelitici (*slaty cleavage*) e in quelli marnosi (fig.67); meno sviluppato e locale nei termini arenacei (ad es. fig.5) e quarzitici. Nei calcari è diffusa la presenza di giunti stilolitici, ma la foliazione si sviluppa esclusivamente nelle zone a maggior deformazione (ad es. presso Barbusi o Giba, nelle cerniere delle pieghe più chiuse, v. fig.9) ed è molto rara nei termini dolomitici (ad es. poco a E di Barbusi, Villascrua). Nei metaconglomerati ordoviciani la deformazione interna si manifesta con un forte appiattimento dei clasti (parallelo allo *slaty cleavage* della matrice) (v. fig.14) e un leggero allungamento degli stessi. Un consistente appiattimento interessa talvolta anche le ooliti nei livelli carbonatici della f.ne di Nebida (fig.68).

La giacitura del clivaggio è di solito da mediamente a molto inclinata (quasi sempre superiore a 50°) e l'immersione è quasi sempre verso E (fig.69).

Nell'area tra Giba e S. Anna Arresi la scistosità ha giaciture decisamente più costanti (fig.70).



Fig. 67 - Cerniera della sinclinale di Serra Giara a nucleo di "Calcescisti" (f.ne di Campo Pisano) con asse immergente a N342 di 10°. S₀: stratificazione, S₂: scistosità della II fase ercinica. Cava a W di Serra Giara, coord.: 6956-1984.



Fig. 68 - Livello di calcari oolitici (marcato con la linea S₀) nella parte media del membro di Punta Manna. Le ooliti sono appiattite lungo la superficie di scistosità della II fase ercinica (marcata con la linea S₂). Monticeddu di Crabili, coord.: 7005-2354.

Nella f.ne di Nebida, al passaggio dalle porzioni quarzitiche a quelle pelitiche, si osservano forti rifrazioni del clivaggio (fino a circa 40°). La mancanza di un clivaggio nei termini carbonatici e la sua grande rifrazione nei termini arenaceo-siltitici (quindi con giaciture assai diverse dalla giacitura del piano assiale) complicano l'analisi strutturale dell'area. Le lineazioni di estensione sono molto rare e si manifestano come allungamento delle ooliti (nei calcari) o dei clasti (nei metaconglomerati). La presenza di una forte componente di piegamento per flessione è testimoniata anche da frequenti strie di scorrimento tra strati, nelle metarenarie della f.ne di Nebida (ad es. a Serra su Zinibiri, coord.: 6130-3729). Pieghe minori e lineazioni di intersezione tra stratificazione e clivaggio N-S sono molto comuni, generalmente immergenti circa a N340E o circa a N160E e con inclinazioni di solito non molto elevate e variabili in relazione alle strutture E-W (fig.69). Questo è particolarmente evidente tra Giba e S. Anna Arresi, dove l'immersione assiale delle Pieghe N-S raramente supera i 40° (fig.70).

Nell'area di Carbonia-Pesus le maggiori strutture sono le Anticlinali di Sirri, di P.ta Is Cerbus e di Serra Crabiolus e le Sinclinali di M. Spina e di P.ta Is Pilus (v. tav.8). L'Anticlinale di Sirri è caratterizzata da un fianco occidentale rovesciato con inclinazioni medie di 70° e da un fianco orientale diritto inclinato di circa 50° . Il piano assiale ha un andamento NNW-SSE con immersione assiale verso NNW di circa 55° , a N (Sirri). La terminazione periclinale a S (area di Medau Conti) immerge a SSE di circa 60° . Strutture a lunghezza d'onda minore si sviluppano a W di questa anticlinale, al contatto tra le formazioni di Nebida e di Gonnese. La presenza di un livello stratigrafico silicizzato ben riconoscibile in campagna (cfr. § IV - 1.1.) permette di cartografare con grande dettaglio queste strutture. A W dell'Anticlinale di Sirri si sviluppa la Sinclinale di M. Spina, con il fianco orientale rovesciato. Su questo fianco è impostata la Faglia inversa di Pranu Lepuri.

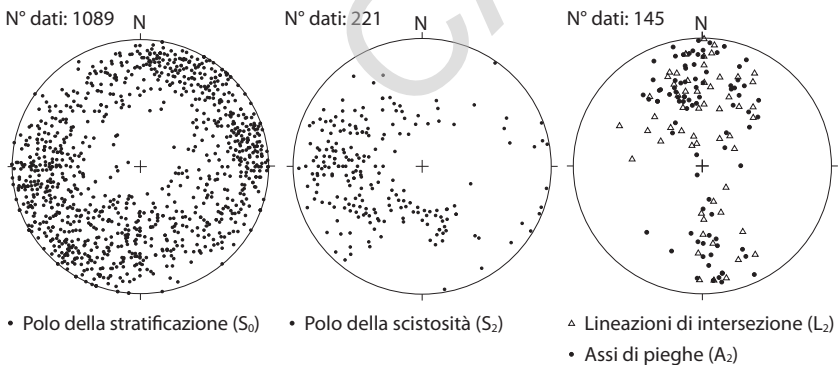


Fig. 69 - Stereonet per la zona di Carbonia-Pesus. (Reticolo di Schmidt, emisfero inferiore).

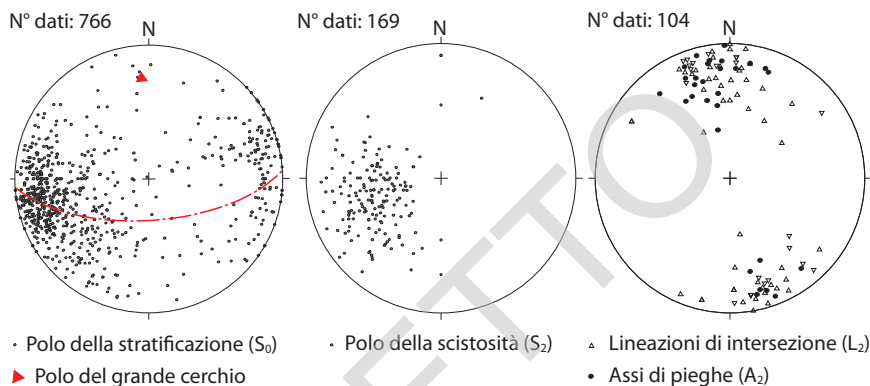


Fig. 70 - Stereonet per la zona di Giba - S. Anna Arresi. (Reticolo di Schmidt, emisfero inferiore).

Analogamente all'anticlinale precedente, l'immersione assiale della sinclinale è verso NNW a N, e verso SSE a S, dove gli assi arrivano alla verticale. L'Anticlinale di P.ta Is Cerbus è caratterizzata da un fianco occidentale rovescio in corrispondenza del tetto della Faglia inversa di Pranu Lepuri. Procedendo ancora verso E, a questa anticlinale si affianca la Sinclinale di P.ta Is Pilus. Si tratta di una sinclinale con le metapeliti cambro-ordoviciane a nucleo. Le metapeliti sono interessate da un gran numero di pieghe di secondo ordine, anch'esse rovesciate verso W. Questa struttura ha immersione assiale costantemente verso NNW (non affiora il fianco meridionale dell'anticlinale ad asse E-W). Anche l'Anticlinale di Serra Crabiolu, a E della precedente sinclinale, ha immersione assiale verso NNW e il fianco occidentale rovesciato. Quello orientale è tagliato dai retroscorimenti che caratterizzano la zona di P.ta Procaxius (vedi oltre).

Nell'area di Giba - S. Anna Arresi le strutture di questa fase deformativa hanno un'andamento molto più regolare delle precedenti, poiché in quest'area non sono molto sviluppate le pieghe ad asse E-W. Le Pieghe N-S sono però frammentate da numerose faglie di età permiana (cfr. § V - 1.3. e v. sez.2 di tav.9). Si tratta anche in questo caso di strutture con piano assiale orientato NNW-SSE generalmente molto inclinato a ENE. La struttura principale dell'area di Giba è l'Anticlinale di Gutturu Axiu a nucleo di metarenarie della f.ne di Nebida. A E e a W di questa struttura affiorano due sinclinali a nucleo di metapeliti della f.ne di Cabitza (Sinclinale di Crabili e di Giba, v. tav.3). In entrambi i casi il fianco diritto delle sinclinali è tagliato da faglie dirette (v. sez.2 di tav.9). Presso Giba l'immersione assiale delle Pieghe N-S è verso NNW di circa 30° ; andando verso S. Anna Arresi le pieghe hanno ripetute culminazioni e depressioni assiali con inclinazioni generalmente inferiori ai $20-25^\circ$.

La giacitura solitamente molto inclinata del piano assiale, il debole senso di rovesciamento, la scarsità di lineazioni di estensione e la geometria delle pieghe indicano una deformazione essenzialmente per flessione seguita da un debole appiattimento.

1.2.2.2. - Faglie inverse (W-vergenti)

Le faglie inverse sono generalmente orientate NW-SE e hanno inclinazioni da mediamente a molto inclinate verso NE. Il senso di trasporto tettonico, desunto da indicatori cinematici (strutture tipo “S-C”, pieghe di trascinamento, *etc.*), è verso SW.

La struttura più evidente è quella che da Barbusi affiora fino a Medau is Arrius per una lunghezza di circa 5 km (Faglia di Barbusi) (v. tav.8). La struttura sembra continuare a N del Foglio Carbonia. Lungo tutto il suo sviluppo nel Foglio Carbonia la faglia sovrappone calcari e dolomie della f.ne di Gonnese a metasiltiti e metaconglomerati della f.ne di Monte Argentu. Il contatto è sempre ben visibile e ben cartografabile. La fascia cataclastica ha spessori talora maggiori di 100 m, è silicizzata e ha giacitura sub-verticale, per cui spicca notevolmente sulla morfologia circostante. Questa fascia (“Quarziti del Sulcis” *Auct.*), citata e cartografata da vari Autori (cfr. il Foglio in scala 1:100.000 233 “Iglesias”), è stata interpretata come un orizzonte stratigrafico in corrispondenza della “discordanza sarda”. Secondo questa interpretazione, gli elementi che costituiscono la “quarzite” sarebbero riconducibili a clasti dell’originaria “puddinga” poi silicizzati. La natura tettonica di questi lineamenti silicizzati sembra essere testimoniata anche dalla rara presenza lungo questo contatto di elementi della f.ne di Monte Argentu. La cataclasite silicizzata è anche mineralizzata a barite e solfuri (cfr. § VII - 1.2.) ed è costituita quasi esclusivamente da frammenti da centimetrici a metrici di originari calcari e dolomie.

Andando verso N (circa 1 km a E di Barbusi) la Faglia inversa di Barbusi è accompagnata da una serie di faglie inverse sub-parallele e mediamente inclinate, che individuano una zona a scaglie tettoniche rappresentata nella sezione B-B’ in calce alla carta geologica. In quest’area i vari elementi tettonici appilati sono separati da contatti orientati circa NNW-SSE, mediamente inclinati verso ENE di circa 50°, e sono costituiti da metasiltiti e metarenarie color vinaccia (f.ne di Monte Argentu) e da marmi e dolomie (f.ne di Gonnese). La zona a scaglie è sviluppata sul fianco rovescio di un’anticlinale a W dell’Anticlinale di Sirri. Lungo questa fascia intensamente deformata i “calcari ceroidi” sono trasformati in marmi listati e anche le dolomie sviluppano una foliazione pervasiva sub-parallela alla giacitura dei contatti tettonici.

In discordanza sulla zona a scaglie di Barbusi poggia la successione vulcanoclastica del Permiano Inferiore (f.ne di Guardia Pisano), debolmente piegata (con assi orientati circa E-W legati alla tettonica oligocenica cfr. § V - 2.), ma senza clivaggi o deformazioni penetrative.

Strutture minori, meno estese e con rigetti meno consistenti, ma con analoga giacitura e cinematica della Faglia di Barbusi, affiorano pochi chilometri a NE di questa faglia (Serra de Mesu, Serra Siniga, *etc.*). In affioramento interessano principalmente le “dolomie rigate” della f.ne di Gonnese e anche in questo caso le fasce cataclastiche sono silicizzate.

Un'altra importante faglia inversa, anch'essa orientata circa NW-SE, affiora tra N.ghe Semplicio e M. Spina per circa 4 km (Faglia di Pranu Lepuri) e continua per alcuni chilometri nel Foglio 555 “Iglesias” (v. tav.8). La faglia immerge verso NE con inclinazioni medie di 40-60°. A tetto della faglia inversa affiorano generalmente le metarenarie del membro di Matoppa, subordinatamente quelle del membro di Punta Manna (N.ghe Semplicio). A muro della faglia, che taglia il sistema di pieghe ad assi E-W della I fase ercinica (P.ta S' Achiloni, Pranu Lepuri, N.ghe Semplicio), affiorano sia le metarenarie della f.ne di Nebida che i carbonati della f.ne di Gonnese. La faglia è raramente ben esposta. I migliori affioramenti sono presso Medau su de is Spinis (coord.: 6402-3804), lungo la strada Carbonia-Perdaxius (coord.: 6525-3532) e poco a N del M. Spina (fuori dai limiti del Foglio) dove la faglia è marcata da una fascia in quarzata di spessore plurimetrico. Il rigetto verticale della faglia (cfr. sezione geologica B-B' in calce al Foglio) è di alcune centinaia di metri.

Un'altra faglia inversa, anch'essa legata allo sviluppo delle pieghe ad asse N-S, ma di limitata estensione, affiora per circa 1 km a SE di Giba (Faglia di Crabili in tav.3 e in sez.2 di tav.9). Questa faglia è sviluppata sul fianco rovescio e laminato di una sinclinale a nucleo di metasiltiti (f.ne di Cabitza) che affiorano a muro della faglia. A tetto sono invece presenti i carbonati della f.ne di Gonnese. Anche in quest'area i “calcarì ceroidi” sono trasformati in marmi foliati (v. fig.9) con lineazioni di estensione e strutture tipo “S-C” che indicano un trasporto verso E. La faglia è sub-parallela alla giacitura del fianco rovescio della Sinclinale di Crabili, è orientata N070E e immerge verso NE di 53°.

Faglie inverse minori e non cartografabili appartenenti a questo stesso sistema si rinvencono in varie parti del Foglio (ad es. presso Cuccuru de su Crabi, fig.71: coord.: 6818-3622; presso Utturu s' Araga: coord.: 6100-3536, *etc.*). Infine, presso S. Anna Arresi (SW di M. S'Ira, Montixeddu, *etc.*) è stato cartografato un sistema di faglie orientate NW-SE ed immergenti a NE di circa 60-70° che potrebbero anch'esse essere legate alla II fase ercinica, ma non è stato possibile definire la loro cinematica. Sembra probabile una loro riattivazione estensionale durante il Permiano (cfr. § V - 1.3.).



Fig. 71 - *Faglia inversa immergente a N068E di 30°, sviluppata nelle metarenarie del membro di Matoppa lungo il fianco rovescio dell'Anticlinale di Serra Crabiolus. S₀: stratificazione. Cuccuru de su Crabi, coord.: 6818-3622.*

1.2.2.3. - Retroscorrimenti (E-vergenti)

L'angolo NE del Foglio Carbonia è caratterizzato da una serie di contatti tettonici con senso di trasporto verso E (Zona a scaglie di Procaxius), noti in letteratura come "retroscorrimenti" in quanto hanno un senso di trasporto tettonico opposto a quello della catena ercinica in Sardegna. Questi contatti hanno inclinazioni molto variabili, da sub-orizzontali a sub-verticali e tagliano tutta la successione stratigrafica cambro-ordoviciana (v. sez.3 di tav.9). Come l'inclinazione, anche la direzione di questi contatti tettonici è molto variabile: da circa N-S (Case Procaxius) a circa E-W (Corona Arrubia); l'orientazione più frequente è circa NE-SW. Si tratta di sovrascorrimenti che tagliano i sistemi di pieghe ad assi E-W e N-S; ad essi sono associate nuove strutture plicative con assi NE-SW.

Il retroscorrimento principale affiora a S, presso Case Procaxius, dove le metarenarie del membro di Matoppa sovrascorrono i metaconglomerati e le metasiltiti della f.ne di Monte Argentu, con sviluppo di una fascia cataclastica in quarzata spessa alcuni metri. Questa è ben esposta presso il torrente Riu Pruna e nel versante a W dello stesso (coord.: 6996-3710). Il contatto immerge a N262 di 59° e la foliazione della cataclasite a N268 di 79°; si tratta di un sovrascorrimento con senso di trasporto verso E. Il contatto tettonico prosegue poi verso NNE, dove è

caratterizzato dalla presenza di scaglie di elementi dolomitici (f.ne di Gonnese) interposti tra le formazioni precedenti. Procedendo verso NE, la superficie principale di sovrascorrimento diviene meno inclinata e nella zona di S'Ega Barracas è sub-orizzontale. In questa zona i calcari della f.ne di Gonnese, a tetto del sovrascorrimento, sono trasformati in marmi laminati con lineazioni di estensione immergenti a N282 di 25° (ad es. presso la strada Terraseo-Narcao: coord.: 7080-3865). A muro sono presenti metasiltiti violacee (f.ne di Monte Argentu) e grigio-verdastre (f.ne di Cabitza). Questo contatto tettonico prosegue poi verso NE fino alla zona di Orbai (Foglio 556 "Assemini") (v. tav.8).

Il contatto tettonico principale descritto è accompagnato da una serie di contatti tettonici secondari che affiorano sia a tetto sia a letto, individuando una zona a scaglie tettoniche costituite principalmente da elementi di "dolomie grigie" e di metasiltiti violacee (sez.3 di tav.9). Le dimensioni delle scaglie sono molto variabili, con spessori da decametrici a chilometrici. Quando sono coinvolti elementi carbonatici, le fasce cataclastiche sono quasi sempre silicizzate e mineralizzate a barite e solfuri (Conca Arruba e zona a E di P.ta Antoni Aresu) (cfr. § VII - 1.2.). Il "filone principale" di barite nella miniera di M. Ega (E di Conca Arrubia e di P.ta Antoni Aresu) si sviluppa lungo uno di questi contatti tettonici, che in quest'area è sub-verticale ed orientato circa N-S (fig.72).

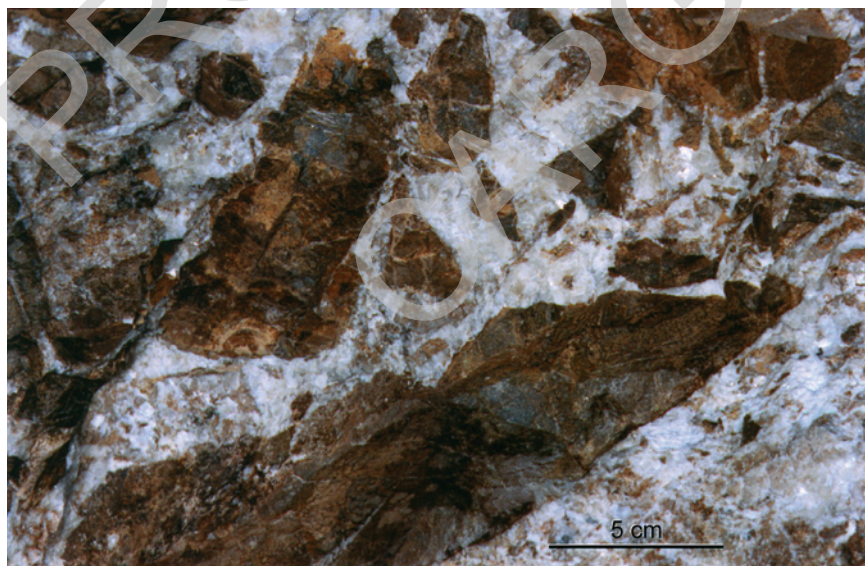


Fig. 72 - Fascia cataclastica mineralizzata a barite (in bianco) con clasti di dolomie della f.ne di Gonnese (in marrone). Miniera di M. Ega ("filone principale").

In tutta quest'area gli scavi per ricerche minerarie sono stati eseguiti lungo i contatti tra le varie scaglie tettoniche. Quando si sviluppano nelle metapeliti ordoviciane, le fasce cataclastiche sono mal esposte, con spessori inferiori al metro e caratterizzate da diffuso inquarzamento. Tra Case Procaxius e P.ta Su Coventu affiora una scaglia tettonica costituita da marmi fortemente foliati (f.ne di Gonnese) e "calcescisti" non cartografabili (f.ne di Campo Pisano); la scaglia, con contatti sub-verticali, è compresa nella f.ne di Monte Argentu.

Anche nell'area di P.ta Antioco Onnis e Villascrua (v. sez.3 di tav.9) affiora un sovrascorrimento che taglia l'Anticlinale di Serra Crabiolus. Questo è ben esposto lungo la strada Terraseo-Narcao (coord.: 6984-3902) e presso Villascrua. Nel primo caso le "dolomie rigate" si sovrappongono alle metasiltiti della f.ne di Cabitzza. Nella fascia cataclastica, spessa circa 10 m, sono presenti elementi clastici da centimetrici a metrici di "calcari ceroidi", di "dolomie grigie" e "rigate", di metapeliti e di "calcescisti". Presso Villascrua le metarenarie del membro di Matoppa sovrascorrono i carbonati della f.ne di Gonnese. I "calcari ceroidi" sono trasformati in marmi e, come le dolomie, sono interessati da una foliazione pervasiva immergente a N320 di 32°. Sulle superfici di foliazione sono evidenti le lineazioni di estensione immergenti a N292 di 27°. Poco a NW di questo sovrascorrimento affiora un elemento dolomitico di colore grigio scuro, molto deformato, orientato NE-SW e in contatto con le metarenarie del membro di Matoppa che è stato dubitativamente riferito alla f.ne di Gonnese.

Strutture plicative con piano assiale diretto circa NE-SW ed immergente a NW di 60-80° sono associate ai retroscorrimenti. Le strutture maggiori sono la Sinclinale di P.ta Girteddu e l'Anticlinale di P.ta S'Ega is Araus; la prima a nucleo di metasiltiti della f.ne di Cabitzza, la seconda a nucleo di dolomie cambriane. L'immersione assiale di queste strutture è verso NE di circa 30-40°. Strutture minori, anch'esse con immersione assiale verso NE e senza sviluppo di fianchi rovesci, affiorano anche presso Sedda de is Domus e a N di P.ta S'Ega is Araus, al contatto tra "calcari ceroidi" e "calcescisti".

In generale questa zona a scaglie, nonostante la grande variabilità di direzione e di orientazione dei contatti tettonici, è caratterizzata da un senso di trasporto tettonico verso oriente. Altri retroscorrimenti con caratteristiche simili sono conosciuti nell'Iglesiente (Marganai, Malacalozza, *etc.*) (CAROSI *et alii*, 1992b) e nel Sulcis orientale (Orbai) (Foglio 556 "Assemini", FUNEDDA *et alii*, 2009).

1.3. - TETTONICA TARDO-ERCINICA

Strutture riconducibili ad una tettonica tardo-paleozoica sono visibili nell'area di Giba - S. Anna Arresi. Si tratta di faglie plurichilometriche orientate da

N-S a NW-SE e, con minore estensione e continuità, orientate E-W. Sono spesso ben visibili anche da foto aerea, specialmente quando interessano le successioni carbonatiche cambriane. I rigetti più evidenti sono di tipo diretto e spesso superiori ad alcune centinaia di metri.

Tra Piscinas e Masainas le faglie orientate NW-SE mettono in contatto tettonico le metarenarie della f.ne di Nebida con le metasiltiti della f.ne di Cabitza con rigetti verticali apparenti molto consistenti (circa 500 m) (v. sez.2 di tav.9). Le fasce cataclastiche di queste faglie raggiungono decine di metri di spessore e, quando silicizzate, sono ben evidenti (ad es. a N di P.ta Acuzza). Nell'area di M. Giara (S. Anna Arresi) queste faglie sono intersecate da filoni di porfidi (fp) orientati ENE-WSW. Tra M. Acuzza e Perdaiola, invece, queste faglie tagliano lo stesso sistema di filoni sub-verticali di porfidi (fp); il rigetto dei filoni suggerisce per le faglie una componente trascorrente destra che potrebbe essere stata determinata da riattivazioni successive al Permiano. Il sistema di faglie orientate NW-SE taglia un sistema di faglie dirette orientato circa E-W. Anche quest'ultimo sistema mostra talvolta (zona di S' Arcu Mannu, M. Floris, S. Anna Arresi) rigetti verticali apparenti superiori a qualche centinaio di metri.

Nell'area a S di Medau su Conti (E di Carbonia) un esteso filone di porfido tardo-paleozoico è intruso nella f.ne di Gonnessa. Il filone, senza evidenze di deformazioni cataclastiche, si sviluppa lungo una faglia orientata circa E-W i cui indicatori cinematici indicano componenti trascorrenti destre (ad es. lungo la strada a fondo naturale, coord.: 6270-3428).

Infine, una faglia plurichilometrica orientata N-S, che da S. Anna Arresi giunge fino a Masainas, mette a contatto la successione carbonatica cambriana (GNN) con le metapeliti cambro-ordoviciane (CAB) presso S. Anna Arresi e con le metarenarie cambriane (NEB) presso Masainas. La faglia N-S è ben esposta presso N.ghe Su Nuarxi (coord.: 6899-2068), dove immerge a N093E di 71°. La faglia ha rigetti diretti e, in un affioramento presso Is Domus, sulla fascia cataclastica immergente verso N095E di 85°, sono visibili strie di faglia immergenti verso N005E di 32°. In questo caso la cinematica della faglia sembra trascorrente sinistra e diretta.

I due sistemi di faglie orientati N-S e NW-SE sono chiaramente tagliati da un sistema di porfidi tardo-paleozoici orientato E-W e sono altrettanto chiaramente successivi alla strutturazione compressiva ercinica. Pertanto l'età di questi sistemi di faglie (compreso quello orientato E-W che è precedente) è compresa tra il Carbonifero Inferiore (età della tettonica compressiva ercinica) e il Carbonifero superiore - Permiano (età dei filoni di porfido) e sembra riconducibile alle dinamiche estensionali tardo-paleozoiche connesse al coevo ciclo magmatico permocarbonifero. Analoghe strutture trascorrenti sinistre e dirette, orientate circa N-S e "sigillate" da filoni di porfido permiani, sono descritte anche nell'area del Foglio 549 "Muravera" (CARMIGNANI *et alii*, 2001a).

2. - TETTONICA OLIGOCENICO-AQUITANIANA

Il Sulcis-Iglesiente rappresenta un alto strutturale costituito da rocce del basamento con modeste coperture mesozoiche e cenozoiche, delimitato verso E dalla Faglia del Campidano e verso W dalla gradinata di faglie della piattaforma occidentale sarda (LECCA *et alii*, 1986). I principali elementi strutturali terziari di quest'area sono costituiti da due depressioni tettoniche dirette circa E-W: i bacini di Narcao e del Cixerri (tav.10).

Strutture plicative e faglie inverse con direzione sia sub-meridiana che circa E-W sono diffuse in diversi settori del Foglio Carbonia. Queste strutture interessano visibilmente i sedimenti vulcanoclastici permiani (Barbusi, v. fig.16), quelli triassico-giurassici (M. Sa Perda), quelli cretaci (Maladroxia), quelli eocenici e la f.ne del Cixerri, ma non interessano i prodotti vulcanici miocenici. Le pieghe sono generalmente cilindriche, aperte e con piani assiali sub-verticali. Le lunghezze d'onda sono molto variabili: in genere hanno dimensioni da metriche a ettometriche, ma le strutture ad asse E-W più evidenti cartograficamente sono blande pieghe a scala plurichilometrica. Non sempre le strutture plicative (sia quelle ad assi E-W che N-S) sono cartografabili a causa della mancanza di orizzonti stratigrafici riconoscibili (ad es. a Maladroxia) e di una generale cattiva esposizione degli affioramenti. Tuttavia la distribuzione delle giaciture della stratificazione testimonia in modo chiaro questa interferenza (fig.73). Le faglie inverse hanno in genere rigetti modesti, ma che localmente possono essere anche consistenti (più di 100 m).

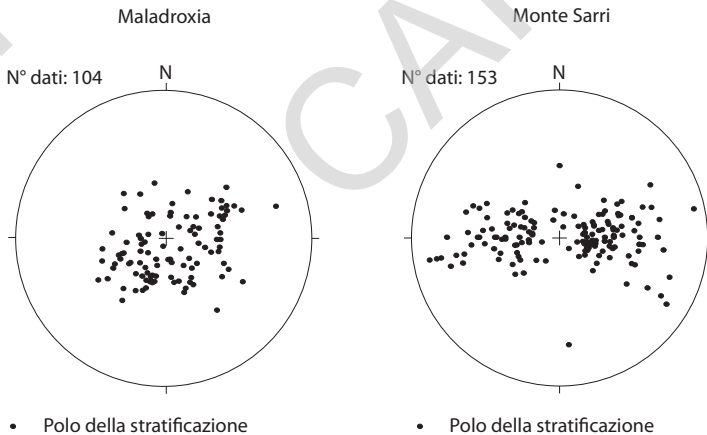
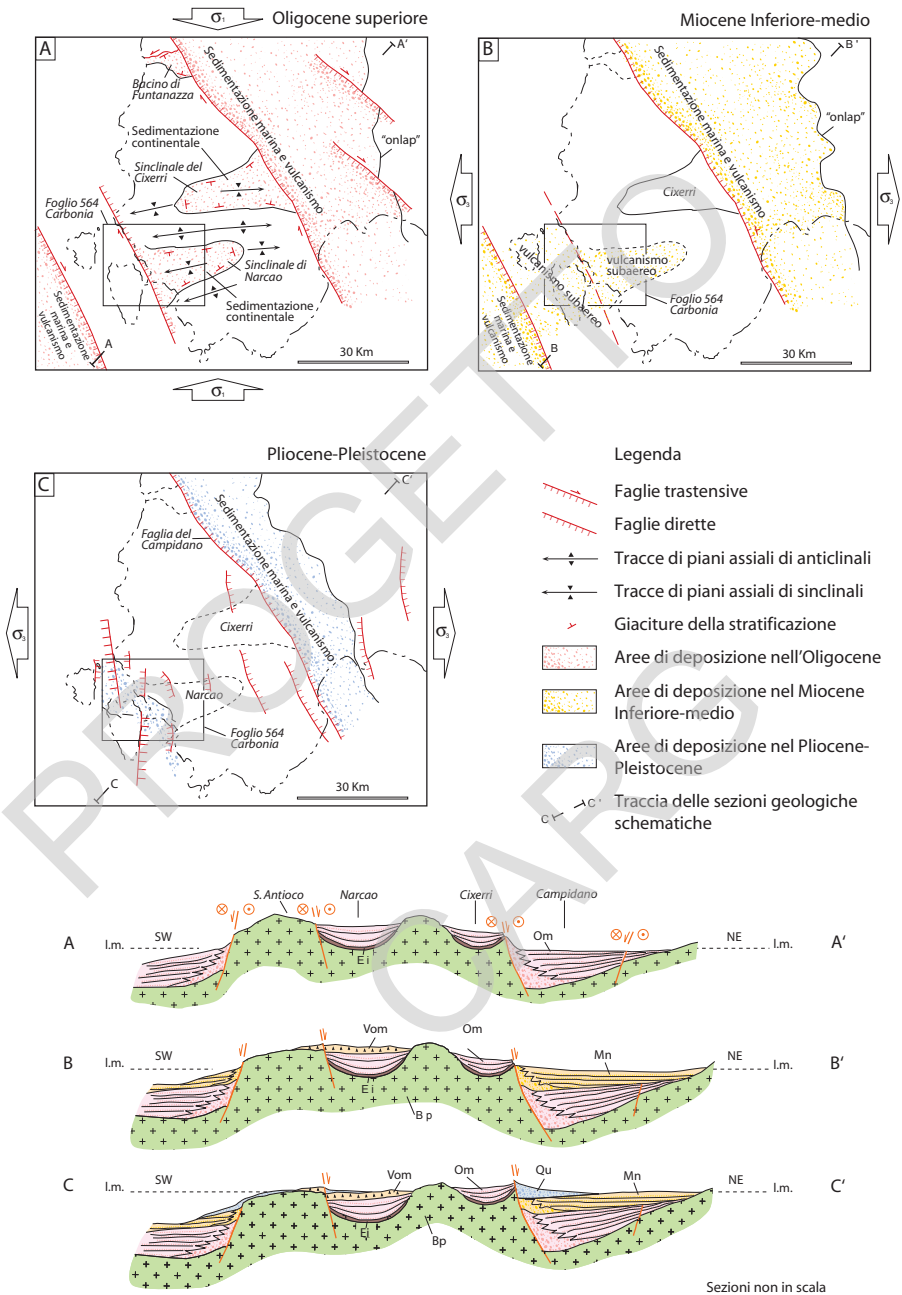


Fig. 73 - Proiezione stereografica della stratificazione nei depositi mesozoici dell'area di Maladroxia e dell'area di M. Sarri. (Reticolo equiareale di Schmidt, emisfero inferiore).



Tav. 10 - Schema dell'evoluzione tettonica della Sardegna SW nell'Oligocene superiore (A), nel Miocene medio (B) e nel Pliocene (C). Bp: basamento paleozoico; Ei: depositi dell'Eocene Inferiore; Om: depositi oligo-aquitani; Vom: vulcaniti mioceniche; Mn: depositi marini miocenici; Qu: depositi quaternari (modificato da CARMIGNANI et alii, 2004).

2.1. - STRUTTURE ORIENTATE N-S

Le strutture più evidenti sono localizzate tra M. Margiani e Villarios. In quest'area la successione carbonatica mesozoica è deformata da pieghe generalmente aperte, cilindriche, con assi orientati circa N-S e con piani assiali sub-verticali (v. fig.73 e sez.7 di tav.11). Solo localmente, in corrispondenza dei livelli marnosi del Giurassico, si osservano strutture plicative asimmetriche più serrate fino a rovesciate verso E. Analoghe strutture plicative deformano anche la successione cretacea nell'area di Maladroxia (Isola di S. Antioco) (sez.4 di tav.11) e la successione paleogenica (Miliolitico, Lignifero e f.ne del Cixerri) e sono localmente visibili a scala dell'affioramento (ad es. presso il campo sportivo di Serbariu, a Medau is Arrius, etc.).

Faglie inverse orientate circa N-S (v. fig.23) sono spesso associate alle precedenti strutture plicative. La più importante affiora nella parte meridionale del Foglio Carbonia (a E di M. Margiani) ed è stata seguita fuori dai limiti del Foglio per oltre 6 km fino a Porto Pino. Nella zona di M. Margiani e Medau Sarri (sez.7 di tav.11) i calcari liassici sovrascorrono la successione dell'Eocene Inferiore (Miliolitico) che a sua volta sormonta tettonicamente i sedimenti della f.ne del Cixerri. Circa 6 km a N di M. Margiani, presso Villarios, i carbonati mesozoici della dorsale di M. Margiani - Porto Pino tornano ad affiorare al di sotto delle vulcaniti burdigaliane. Anche in quest'area le rocce mesozoiche sono sovrascorse sulla f.ne del Cixerri. La medesima direzione delle faglie inverse ed il loro allineamento fanno supporre che si tratti dello stesso elemento tettonico, che arriverebbe ad uno sviluppo di oltre 12 km. Soprattutto quest'ultimo affioramento consente una buona definizione dell'età di questa tettonica compressiva. Infatti il contatto tettonico tra le rocce mesozoiche e la f.ne del Cixerri è "sigillato" da depositi burdigaliani. La tettonica resta così confinata tra l'Oligocene e il Burdigaliano.

La citata faglia inversa nella trasversale di M. Margiani immerge verso W di circa 50°. Circa 2 km a S del limite meridionale del Foglio Carbonia (presso P.ta Su Pineddu) la stessa faglia è ben esposta in corrispondenza di una cava abbandonata, dove arenarie e conglomerati della f.ne del Cixerri sono sovrascorsi da argille e dolomie del Triassico Superiore (fig.74). In questo affioramento il piano di faglia ha immersione media verso N260 e inclinazione di circa 30°. Lungo il contatto tettonico è ben sviluppata una fascia cataclastica formata a spese di arenarie e conglomerati (CIX) e di argille e dolomie (KEU). Strutture tipo "S-C" indicano un movimento verso E.

Faglie inverse minori sono ben visibili lungo la costa nell'area di P.ta Menga - P.ta Tonnara (poco a S dei limiti del Foglio Carbonia), dove hanno geometrie tipo *ramp-flat*, controllate dalle alternanze tra dolomie e argille in facies "Keuper". Anche in queste faglie minori la direzione di trasporto è coerente con quella

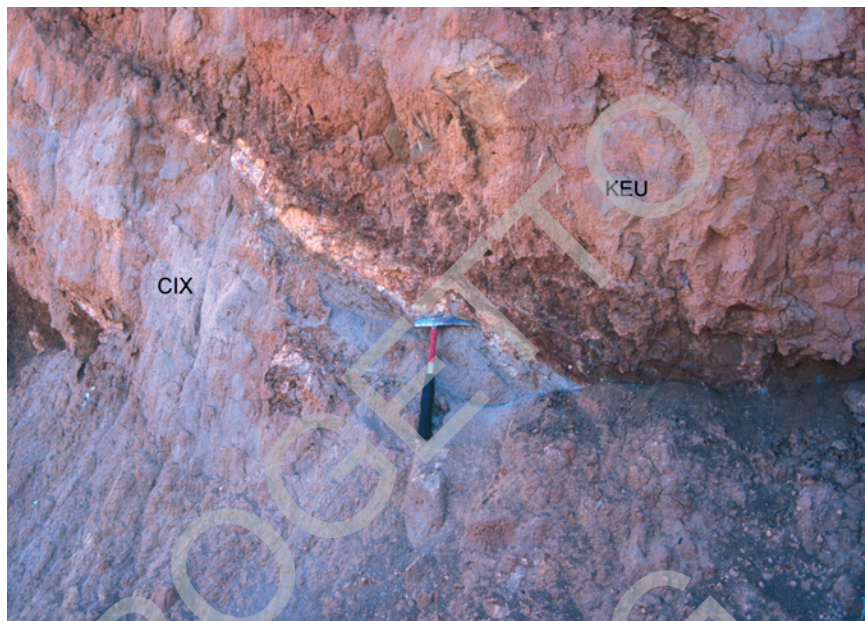


Fig. 74 - *Faglia inversa che sovrappone argille e dolomie del Keuper (KEU) sulle arenarie e conglomerati della fine del Cixerri (CIX). Cava presso P.ta Su Pineddu, coord.: 6469-1445.*

osservata nel *thrust* principale sopra descritto. Queste strutture orientate N-S (pieghe e faglie) sono debolmente deformate dalle pieghe ad assi E-W, come rilevabile a scala cartografica lungo tutta la dorsale da M. Sa Perda a P.ta Tonnara.

2.2. - STRUTTURE ORIENTATE E-W

La maggiore struttura della fase ad assi E-W è rappresentata dalla depressione di Pesus-Carbonia (Bacino di Narcao). Questa depressione continua a E anche fuori dal Foglio Carbonia (verso Narcao). I rilievi CARG del Foglio 556 “Assemini” hanno mostrato che anche la depressione della Valle del Cixerri è impostata su una struttura analoga. Queste depressioni erano considerate in precedenza fosse tettoniche delimitate da faglie dirette (COCOZZA & SCHAFER, 1974; CHERCHI *et alii*, 1982; CHERCHI & MONTADERT, 1982).

I nuovi rilevamenti CARG dei fogli 564 “Carbonia” e 556 “Assemini” hanno messo in evidenza che si tratta invece di blande sinclinali di crescita. Infatti:

- 1) in molte località del Foglio Carbonia (Carbonia, Serbariu, Medau is Peis, Me-

dau is Arrius, Tanca Manna - Pesus, Case Procaxius, Giba, Is Domus, *etc.*) e del Foglio 556 "Assemini" (M. Gioiosa Guardia, P.ta Concas Arrubias, Campanasissa, Su Concali de S. Maria, Cuccuru S. Lucifero, Tanca Aru, *etc.*) è stato verificato che il contatto tra i depositi paleogenici affioranti lungo i bordi di queste depressioni ed il basamento ercinico è una discordanza basale (*non-conformity*);

- 2) le rocce sedimentarie eocenico-oligoceniche che affiorano con buona continuità lungo i bordi delle depressioni immergono costantemente verso l'asse dei bacini con giaciture solitamente attorno ai 20-25°; l'inclinazione localmente può aumentare fino a 50° (v. fig.26), specialmente in prossimità dei margini delle depressioni (ad es. a Carbonia: coord.: 5995-3520, Serbariu: coord.: 6020-3507, *etc.*);
- 3) la f.ne del Cixerri al contatto con gli alti strutturali del basamento paleozoico è spesso caratterizzata da facies argilloso-arenacee tipiche di ambienti con bassa energia di rilievo. Mancano facies tipiche delle scarpate di faglia attiva (*debris flow* caotici con olistoliti di grosse dimensioni) come sarebbe normale trovare in una fossa tettonica dove la sedimentazione è controllata da scarpate di faglie attive;
- 4) la f.ne del Cixerri è deformata secondo strutture tettoniche di vario tipo coerenti con raccorciamenti sub-orizzontali. Non sono presenti faglie dirette sinsedimentarie; al contrario faglie inverse con rigetti metrici e decametrici sono frequenti (Flumentepido: coord.: 5462-3819, Serra Mori Vai: coord.: 6774-3387, *etc.*). In particolare nella cava per laterizi presso Flumentepido sono state misurate numerose faglie inverse con rigetti metrici, orientate circa N110-120E ed immergenti verso SW di circa 50°, con *strie down dip* (fig.75). Queste deformazioni interessano anche la sottostante successione eocenica, dove oltre a faglie inverse sono presenti anche numerose strutture plicative con andamento assiale circa E-W. Queste pieghe, ben evidenziate nei piani di coltivazione mineraria (TARICCO, 1924; FADDA *et alii*, 1994), sviluppano talvolta fianchi rovesci, hanno assi sub-orizzontali e lunghezze d'onda ettometriche. Analoghe strutture interessano pure i sedimenti carbonatici mesozoici della zona di Porto Pino - M. Sa Perda e di quella di Maladroxia (Isola di S. Antioco) (v. fig.73). Le strutture compressive E-W che coinvolgono la f.ne del Cixerri non interessano la sovrastante successione vulcanica del Miocene Inferiore.

I rilevamenti CARG permettono di rigettare l'interpretazione classica dei bacini del Cixerri e di Narcao come *graben* E-W bordati da faglie dirette. I bassi strutturali del Cixerri e di Narcao sono blande sinclinali con direzione assiale circa E-W (v. tav.10). L'anticlinale che separa le due sinclinali di Narcao e del Cixerri affiora in corrispondenza dei rilievi compresi tra le due valli e costituiti da rocce del basamento paleozoico.



Fig. 75 - *Faglia inversa che taglia l'alternanza tra argille siltose (in rosso) e arenarie carbonatiche (in beige) della f.ne del Cixerri. Cava di Flumentepido, coord.: 5462-3819.*

L'inviluppo delle quote più elevate di questi rilievi descrive una paleosuperficie di erosione blandamente piegata al di sopra della quale doveva poggiare la successione eocenica, ora quasi completamente smantellata. Isolati e piccoli affioramenti di rocce paleogeniche sono però ancora conservati sulla sommità di questi rilievi (Cuccuru de s'Ollastu, Is Poccus, Cuccuru de su Crabi, *etc.*), e in altre località fuori dal Foglio Carbonia (Campanasissa, M. Arcosu, *etc.*).

2.3. - RAPPORTI TRA TETTONICA E SEDIMENTAZIONE

Le caratteristiche sedimentologiche e stratigrafiche della f.ne del Cixerri ben si accordano con l'interpretazione "compressiva" dei bacini di Narcao e del Cixerri. Infatti, come discusso in precedenza (cfr. § IV - 5.), il *trend* evolutivo della f.ne del Cixerri indica che dal basso verso l'alto la formazione assume progressivamente le caratteristiche di un deposito alimentato da rilievi in fase di ringiovanimento. Anche la natura del contatto di base di questa formazione avvalorava l'interpretazione dei "bacini" di Narcao e del Cixerri come sinclinali di crescita. Infatti non c'è mai stato un completo accordo tra gli Autori sulla natura del contatto basale della formazione.

Secondo alcuni Autori (cfr. § IV - 5.) il contatto tra la f.ne del Cixerri e il Lignitifero sarebbe marcato da una discordanza angolare, mentre per altri il contatto è concordante. Il rilevamento dei fogli 564 "Carbonia" e 556 "Assemini" ha messo in evidenza che esistono entrambe le situazioni. Questo contatto in varie località (Serbariu, Is Morrus) è concordante, mentre in altre (Pesus, Perdaxius, *etc.*) è discordante. Concordanza nei depocentri e discordanza lungo i fianchi sono caratteri tipici della sedimentazione in sinclinali di crescita.

Tutti i dati discussi (presenza di strutture plicative a scala plurichilometrica, discordanze e concordanze alla base della f.ne del Cixerri, *trend* evolutivo della stessa formazione, *etc.*) supportano una evoluzione tettono-sedimentaria caratterizzata dallo sviluppo di grandi e blande strutture plicative che controllavano l'erosione e la sedimentazione. Le anticlinali corrispondevano a rilievi in crescita, mentre le sinclinali rappresentavano il depocentro della sedimentazione. La Sinclinale di Narcao (e analogamente quella del Cixerri) ha quindi funzionato come sinclinale di crescita, dove la deformazione e l'inclinazione degli strati deposti diminuisce progressivamente verso l'alto. La parte superiore della f.ne del Cixerri è quindi un deposito sintettonico di queste strutture plicative (oltrechè di quelle disgiuntive).

La sedimentazione contemporanea allo sviluppo di anticlinali in sollevamento e sinclinali in subsidenza individua tre situazioni differenti che si trovano sia in affioramento che in sondaggio nei bacini di Narcao e del Cixerri.

- 1) Nella zona assiale delle sinclinali si hanno i depocentri della sedimentazione terrigena che compensava la subsidenza dei bacini; qui la successione comprende tutti i termini formazionali paleogenici e la sedimentazione è continua dall'Eocene Inferiore fino all'Oligocene.
- 2) In corrispondenza delle anticlinali la successione deposta prima del piegamento è stata in seguito quasi completamente erosa. In corrispondenza delle anticlinali sono attualmente conservati solo limitati affioramenti della parte basale della successione paleogenica (ad es. a Pesus, Perdaxius e nel Foglio 556 "Assemini" a Campanasissa, a M. Arcosu, *etc.*).
- 3) Una situazione intermedia si realizza in corrispondenza dei fianchi delle pieghe che costituivano i margini dei bacini. In queste zone i sedimenti paleogenici più antichi (Miliolitico, Lignitifero o porzioni basali della stessa f.ne del Cixerri) potevano essere parzialmente erosi e quindi venire ricoperti in discordanza dai sedimenti sintettonici: quelli più recenti della f.ne del Cixerri.

Le discordanze osservate sono infatti localizzate lungo i fianchi delle strutture plicative (cioè lungo i margini dei bacini) (Pesus, Perdaxius, campo sportivo di Serbariu, *etc.*), mentre le zone con continuità di sedimentazione sono quelle situate lungo le zone assiali delle depressioni sinclinali (ad es. a Serbariu, sondaggi Carbusulcis S.p.A.: v. fig.20, *etc.*).

Le età precise delle deformazioni responsabili delle strutture ad assi N-S e E-W sono difficili da stabilire con precisione per l'assenza di documentazioni biostratigrafiche entro la f.ne del Cixerri. Entrambi i sistemi di strutture coinvolgono la f.ne del Cixerri e non interessano i depositi vulcanici burdigaliani. Poiché la parte alta di questa formazione è sintettonica rispetto alle strutture E-W, queste ultime sono riferibili all'Oligocene e forse all'Aquitaniense. Evidenze di campagna indicano, inoltre, che i sistemi di strutture N-S sono precedenti ai sistemi di strutture E-W.

I sistemi di strutture N-S potrebbero essere correlati alla tettonica pirenaica che, restaurando la posizione della Sardegna prima della deriva e rotazione miocenica, mostra forti analogie di età e di direzioni strutturali (BANDA & WICKHAM, 1986).

I sistemi di strutture E-W potrebbero essere legati alla collisione appenninica, che in Sardegna è responsabile di importanti strutture trascorrenti oligocenico-aquitaniense coerenti con lo sviluppo di strutture compressive ad assi E-W (PACI, 1997 *cum bibl.*; CARMIGNANI *et alii*, 2001b).

Le strutture plicative ad asse E-W del Sulcis e del Cixerri sono infatti comprese all'interno di una fascia limitata tra due importanti faglie trascorrenti destre di età oligocenico-aquitaniense, orientate NW-SE, e riattivate durante il Miocene medio e il Plio-Quaternario (v. tav.10). I rapporti angolari tra le direzioni dei piani assiali delle sinclinali E-W e le faglie trascorrenti NW-SE sono coerenti con una cinematica trascorrente destra di queste ultime, ampiamente documentata in altre parti della Sardegna centro-meridionale (PACI, 1997).

3. - TETTONICA E VULCANISMO MIOCENICO

Il vulcanismo miocenico del Foglio Carbonia si sviluppa in un arco di tempo compreso tra l'Aquitaniense (età delle andesiti di Monte Perda) e il Miocene medio (età dell'ultimo deposito piroclastico); durante questo intervallo di tempo sono documentabili diversi sistemi di faglie contemporanei con l'attività vulcanica miocenica.

Le faglie sono generalmente dirette (talvolta con componenti trascorrenti) e con rigetti che solo di rado superano i 50 m. Nonostante i modesti rigetti, queste strutture tettoniche condizionarono profondamente la morfologia dei rilievi vulcanici, la giacitura e gli spessori delle vulcaniti, che sono state messe in posto sia contemporaneamente sia successivamente allo sviluppo delle faglie. Le fasce cataclastiche sono raramente esposte; pertanto le faglie sono state generalmente dedotte sulla base dei rigetti della stratigrafia e di lineamenti visibili in panorama e in foto aerea.

Il primo sistema di faglie si è sviluppato nell'Aquitano, durante la messa in posto delle andesiti di Monte Perda. Si tratta di sistemi di faglie orientate circa NE-SW e N-S, che affiorano a SE di Carbonia, tra Medau su Conti e Perdaxius. Sia le faglie sia i corpi ipoabissali e filoniani andesitici attraversano il basamento paleozoico e le formazioni paleogeniche fino alla f.ne del Cixerri. La struttura più importante è la Faglia di S' Arcu Liori, orientata NE-SW e con una lunghezza di oltre 4 km. Nella zona di S' Arcu Liori la faglia mette a contatto la f.ne di Cabitza con quella del Cixerri, mostrando un rigetto verticale diretto superiore a 100 m. Poco a NE di S' Arcu Liori (M. Mordegu) la faglia interrompe un filone di porfido tardo-paleozoico orientato circa E-W che, in corrispondenza della faglia, mostra un trascinamento verso NE. Questo suggerisce che la faglia abbia una componente sinistra, mostrata anche dagli indicatori cinematici nella fascia cataclastica a SE di Cuccuru Antonedda che mette a contatto le rocce granitoidi con le dolomie cambriane. In quest'area l'immersione media della faglia è a N115E di 75° mentre quella delle strie, visibili lungo il taglio stradale (coord.: 6760-3750), è a N090E di 62°. Nella zona di S' Arcu Liori - M. Mordegu la fascia cataclastica della stessa faglia è intrusa dalle andesiti ipoabissali di Monte Perda. Corpi filoniani sono inoltre sviluppati sia in corrispondenza che parallelamente a questa faglia, tanto da suggerire che la messa in posto dei filoni sia fortemente controllata da questa struttura. Analoga corrispondenza e parallelismo tra faglie e sistemi filoniani andesitici sono stati osservati nella zona di Medau su Conti - Terrazzedu, dove sia le faglie che i filoni sono orientati circa N-S.

Dopo la messa in posto delle andesiti sub-vulcaniche aquitaniane e prima del vulcanismo effusivo burdigaliano, una fase erosiva ha interessato l'area del Foglio Carbonia. Questa fase erosiva è testimoniata dal frequente rimaneggiamento di elementi clastici delle andesiti ipoabissali di Monte Perda nelle formazioni sedimentarie alla base dell'edificio vulcanico burdigaliano. Inoltre, nel versante nord-occidentale di M. Narcao le epiclastiti alla base della successione vulcanica della zona (epiclastiti di Serra 'e Tepuis), poggiano in discordanza sul filone andesitico di Serra Mori Vai (andesiti di Monte Perda, v. fig.33).

Il vulcanismo "andesitico" del Burdigaliano superiore è quello volumetricamente più importante dell'area del Foglio Carbonia, responsabile della messa in posto di importanti edifici lavici con spessori di diverse centinaia di metri. Durante le fasi iniziali dell'attività effusiva del gruppo di Carbonia, gli apparati vulcanici erano di tipo "vulcano-strato", caratterizzati da una significativa continuità laterale delle unità eruttive e dalla relativa costanza dei loro spessori (sez.5 e sez.6 di tav.11). Anche i livelli epiclastici intercalati nelle colate laviche alla base degli edifici vulcanici mostrano spesso granulometrie medie e fini; generalmente mancano gli accumuli di breccie caotiche e grossolane caratteristiche dei depositi di versante.

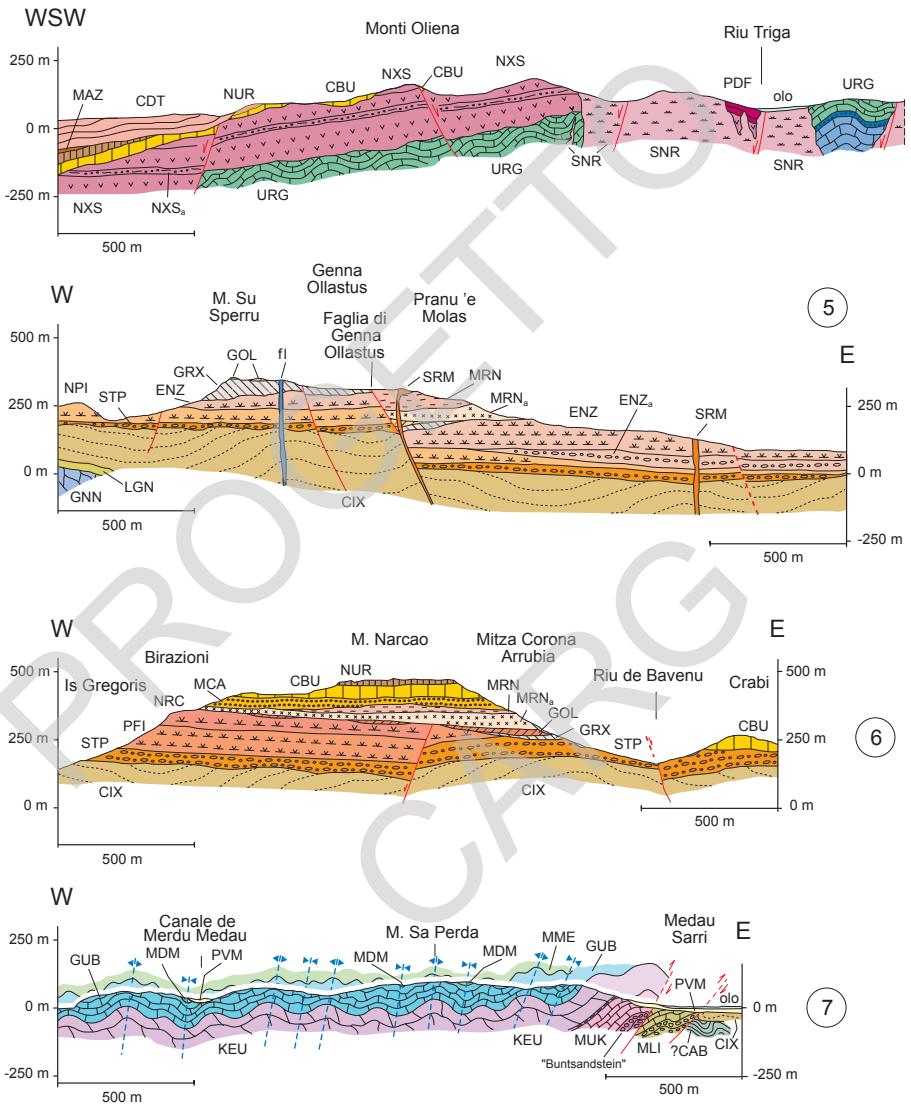
La sovrapposizione delle prime formazioni vulcaniche effusive nei vari settori (M. Sirimagus, Genna Ollastus, M. Narcao, *etc.*) è caratterizzata da apparente concordanza (*paraconformity*). Questo tipo di apparati vulcanici sono in accordo con l'esistenza di una precedente depressione tettonica (Sinclinale di Narcao) entro cui si è impostato il vulcanismo burdigaliano.

Col proseguire dell'attività vulcanica, gli apparati tipo "vulcano-strato" hanno iniziato a frammentarsi, con conseguente deposizione in discordanza delle formazioni vulcaniche successive. Questo cambiamento nella giacitura delle rocce "andesitiche" può essere collocato stratigraficamente alla base delle andesiti di Sa Gruxita. Le formazioni sottostanti, nei diversi settori del massiccio vulcanico, hanno una sovrapposizione stratigrafica più o meno regolare, mentre a partire da questa formazione i contatti stratigrafici sono spesso discordanti, lungo paleoversanti anche molto acclivi (M. Sirimagus - Pizzo Arrubiu, M. S. Michele Arenas - P.ta Tiria, M. Narcao, *etc.*).

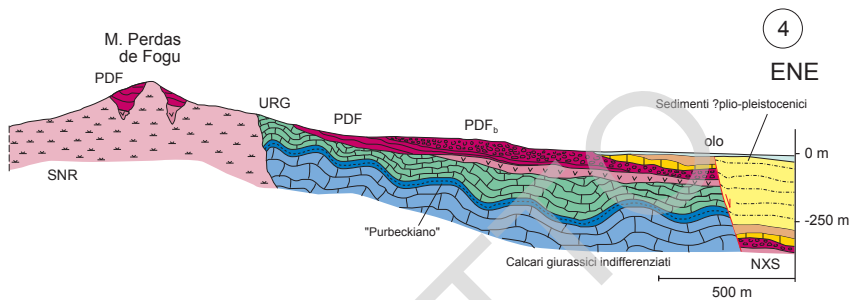
Questo cambiamento nella tipologia degli edifici vulcanici può essere associato ad una concomitante attività tettonica che non è facilmente documentabile. Un elemento a sostegno di questa ipotesi è la complessa successione stratigrafica di M. Narcao, dove la brusca scomparsa di alcune potenti formazioni laviche (andesiti di Sa Perda Firma e di Monte Narcao) nel versante orientale può essere spiegata ipotizzando una faglia "sigillata" dalle andesiti di Monte San Michele Arenas (sez.6 di tav.11). Un sicuro esempio di faglia sviluppata contemporaneamente all'attività vulcanica è quella di Genna Ollastus (sez.5 di tav.11). Questa faglia taglia le formazioni vulcaniche fino a quella di Monte San Michele Arenas (v. fig.33) ed è "sigillata" dalle andesiti di Guardia Manna (presso M. Arruda) e da filoni andesitici (fl, presso Genna Ollastus). La faglia, orientata NW-SE, ha un rigetto verticale diretto di circa 100 m (sez.5 di tav.11). Sulla prosecuzione SE della stessa faglia sono allineati i domi vulcanici delle andesiti di Guardia Manna, suggerendo una relazione diretta tra la struttura tettonica e quelle vulcaniche.



































L'ordine stratigrafico delle formazioni del gruppo di Carbonia (v. fig.33) e la presenza di potenti depositi epiclastici alla base della successione vulcanica nei settori orientali e sud-orientali (M. S. Michele Arenas, M. Narcao, Lago di M. Prano, zona di Giba, *etc.*) suggeriscono infine che l'inizio dell'attività vulcanica burdigaliana fosse confinato nell'area a S di Serbariu e che abbia poi progressivamente interessato i settori a E e a SE.

Una nuova fase erosiva ha caratterizzato l'area del Foglio Carbonia prima della messa in posto dei depositi piroclastici dacitico-riolitici ("Ignimbriti" *Auct.*), testimoniata dalla presenza di potenti depositi epiclastici (ad es. epiclastiti di Mitza Corona Arrubia, MCA in sez.6 di tav.11) tra le "Andesiti" *Auct.* e le "Ignimbriti" *Auct.* e dalla netta discordanza angolare tra le rocce "andesitiche" e quelle "ignimbritiche" osservata in tutti i settori del Foglio.



Tav. 11 - Sezioni geologiche delle coperture del Foglio 564 "Carbonia". Tracce delle sezioni in tav.3.



	olo	Depositi olocenici		PFI	Andesiti di Sa Perda Firma
	PVM	Sintema di Portovesme		ENZ ENZ ₁	Andesiti basaltiche di Monte Ennazza
		Sedimenti plio-pleistocenici		NPI	Andesiti di Nuraghe Pitzienti
	CDT	Comenditi di Cala Saboni		STP	Piroclastiti ed epiclastiti di Serr'e Tepuis
	MAZ	Daciti di Matzaccara		CIX	Formazione del Cixerri
	NUR	Rioliti di Nuraxi		LGN	Lignifero <i>Auct.</i>
	CBU	Rioliti di Monte Crobu		MLI	Miliolitico <i>Auct.</i>
	SNR	Andesiti di Serra de Nuargius		URG	Urgoniano <i>Auct.</i>
	PDF _b PDF	Andesiti di Monte Perdas de Fogu		"Purbeckiano"	
	NXS ₁ NXS	Basalti andesitici di Serra Nuarxis			Calcarei giurassici indifferenziati
	MCA	Epiclastiti di Mitza Corona Arrubia		MDM	Formazione di Medau Mereu
	SRM	Andesiti di Serra Coremò		GUB	Formazione di Guardia sa Barracca
	fi	Filoni andesitici		KEU	Keuper <i>Auct.</i>
	MRN MRN ₁	Andesiti di Monte S. Michele Arenas		MUK	Muschelkalk <i>Auct.</i>
	GOL	Andesiti basaltiche di Genna Ollastus		BUN	Buntsandstein <i>Auct.</i>
	GRX	Andesiti di Sa Gruxita		CAB	Formazione di Cabitza
	NRC	Andesiti di Monte Narcao		GNN	Formazione di Gonnesa

Dopo questa fase erosiva e di quiescenza eruttiva, una nuova attività vulcanica a carattere prevalentemente esplosivo ha interessato l'area del Foglio Carbonia, con prevalenti depositi di flusso piroclastico. La distribuzione degli affioramenti di queste piroclastiti è stata controllata dall'energia e dai volumi di materiale emesso dalle eruzioni e dalla paleomorfologia dei preesistenti rilievi "andesitici".

Nel caso del gruppo di Monte Sirai le piroclastiti volumetricamente più consistenti e con un grado di frammentazione maggiore (rioliti di Nuraxi e soprattutto di Monte Crobu) hanno un'estensione molto ampia, mentre per altre (daciti di Corona Maria e rioliti di Seruci) l'areale di affioramento è limitato al settore di Schina s'Infarru - P.ta Torretta - M. Sirai e più a N, fuori dal Foglio Carbonia.

A Schina s'Infarru - P.ta Torretta il controllo morfologico del rilievo "andesitico" è molto evidente. Le prime formazioni del gruppo di Monte Sirai (fino alle rioliti di Monte Crobu) si sono infatti deposte in una paleovalle, colmandola parzialmente. Questa paleovalle, orientata circa NW-SE, incideva un rilievo vulcanico "andesitico".

Le unità piroclastiche hanno rapporti di sovrapposizione stratigrafica tipo *onlap*, sia trasversalmente che longitudinalmente rispetto all'asse della paleovalle. In quest'area inoltre le rioliti di Monte Crobu hanno spessori anomali e superiori al centinaio di metri, più di cinque volte superiori ai normali spessori di questa unità osservati in altri settori e più di dieci volte superiori a quelli delle altre unità piroclastiche sottostanti.

Ciò suggerisce un forte controllo morfologico, oltreché un'attività esplosiva ad alta energia e con volumi molto consistenti di prodotti eruttati. Questi ultimi caratteri sembrano indicati anche dalla notevole estensione areale di questa unità piroclastica, affiorante in molti settori del Foglio Carbonia e in altre zone al di fuori dello stesso (fogli 555 "Iglesias" e 565 "Capoterra").

Anche nell'Isola di S. Antioco il massiccio vulcanico "andesitico" ha costituito un'importante "barriera morfologica" che ha controllato la distribuzione e gli spessori dei depositi piroclastici di flusso.

La superficie di base delle rioliti di Monte Crobu immerge radialmente attorno al massiccio andesitico. Lungo il versante occidentale del paleorilievo "andesitico" le piroclastiti hanno spessori modesti e una superficie di appoggio immergente a W, che progressivamente immerge verso N nel paleoversante settentrionale del massiccio "andesitico", dove gli spessori delle piroclastiti superano il centinaio di metri, ed infine immergono verso E nel paleoversante orientale, con spessori molto modesti che si riducono a zero.

Anche la superficie di base e gli spessori delle rioliti di Nuraxi hanno un andamento simile a quello delle rioliti di Monte Crobu, ma con variazioni di spessore meno marcate.

I rapporti giacitureali delle piroclastiti del gruppo di Monte Sirai rispetto ai paleorilievi “andesitici”, oltreché la loro repentina variazione di spessore, indicano una provenienza dei flussi piroclastici da N e da NW rispetto a S. Antioco ed a Schina s’Infarru - P.ta Torretta, settori situati attualmente a W di Portoscuso, direzione in accordo con quella mostrata dagli indicatori di flusso (v. fig.45).

La stessa direzione di provenienza dei flussi si desume anche dai caratteri di prossimalità e distalità di queste piroclastiti: diminuzione degli spessori, diminuzione del grado di saldatura, diminuzione delle dimensioni massime delle fiamme, presenza di breccie prossimali nelle rioliti di Monte Crobu e di Nuraxi nell’area di Portoscuso (BENVENUTI, 1998; PIOLI, 1998), diminuzione delle dimensioni massime dei litici nei depositi di caduta delle daciti di Acqua sa Canna. La presenza di rilievi “andesitici” morfologicamente più elevati delle “Ignimbriti” è testimoniato anche dalla presenza, pressoché costante e preponderante, di elementi lavici “andesitici” rimaneggiati nei livelli epiclastici del gruppo di Monte Sirai (ad es. le daciti di Acqua sa Canna e le rioliti di Seruci).

L’attività tettonica, sviluppata durante la messa in posto delle piroclastiti del gruppo di Monte Sirai, è testimoniata da faglie dirette che interessano queste formazioni, almeno fino alle rioliti di Nuraxi (ad es. a M. Ulmus, a NW di Flumentepido, nell’Isola di S. Antioco, *etc.*) e alle daciti di Matzaccara (ad es. a Corongiu Murvonis, v. fig.46). Queste faglie hanno direzioni circa NW-SE e NNE-SSW, con rigetti in genere non superiori a 50 m. La più importante è quella di Perdas de is Ominis, con un rigetto verticale di circa 100 m. Le faglie, nei settori citati, sono “sigillate” dalle piroclastiti del gruppo di Cala Lunga, che poggiano in discordanza sulle piroclastiti sottostanti (v. sez.4 di tav.11). Per altre faglie (quelle di M. Crobu, di Monserrato, *etc.*) non è possibile stabilire con certezza l’età, anche se sembrano legate alla stessa dinamica estensionale.

Anche la distribuzione degli affioramenti e gli spessori delle formazioni del gruppo di Cala Lunga sono fortemente controllati dalle suddette faglie e dalla conseguente paleomorfologia. Questi depositi piroclastici affiorano solo nei settori occidentali del Foglio Carbonia (in discordanza angolare sulle piroclastiti sottostanti) e nell’area di Giba (in apparente concordanza). Anche per queste unità piroclastiche i rapporti di sovrapposizione stratigrafica sono tipo *onlap*, con variazioni di spessore consistenti e repentine: ad es. a M. Ulmus le omonime rioliti da circa 50 m di potenza si riducono a pochi metri nello spazio di alcune centinaia di metri. Altre volte (ad es. presso M. Mercuri, nell’Isola di S. Antioco) queste piroclastiti riempiono paleovalli orientate circa E-W (fig.49).

Questi rapporti di giacitura, gli indicatori di flusso (molto sviluppati nelle rioliti di Monte Ulmus) e i caratteri di prossimalità/distalità delle piroclastiti sono consistenti con direzioni di provenienza dei flussi piroclastici da settori situati attualmente a WNW dell’Isola di S. Antioco.

4. - TETTONICA POST-VULCANISMO MIOCENICO

Alcune faglie del Foglio Carbonia attraversano anche i termini più recenti della successione vulcanica e sono pertanto riferibili ad una tettonica non più antica del Miocene medio. La più importante struttura affiorante (Faglia di Paringianu, v. tav.3) ha un'estensione di circa 5 km e si trova nei settori di Rio Gutturu Nieddu - M. Ulmus e di Paringianu. Ha un'orientazione circa WNW-ESE ed un rigetto verticale diretto di circa 40 m.

Lungo l'istmo di S. Antioco, circa 300 m a W del ponte romano, è stato effettuato un sondaggio per ricerche idriche (sond. I.S.A. in tav.3) che ha messo in evidenza uno spessore considerevole (più di 240 m) di sedimenti continentali che poggiano sopra le vulcaniti "ignimbritiche" (CRISTINI *et alii*, 1982). Secondo questi Autori la successione, costituita in prevalenza da arenarie e argille di ambiente fluviale e lacustre, è ricoperta da calcari arenacei fossiliferi del Tirreniano ("Panchina tirreniana" *Auct.*). La mancanza di fossili significativi non consente alcuna attribuzione stratigrafica della successione fluvio-lacustre, sicuramente compresa tra il Miocene medio e il Tirreniano, e considerata di età plio-quadernaria da questi Autori. Nel Foglio Carbonia non affiorano sedimenti pliocenici e gli spessori dei sedimenti quaternari rilevati sono al massimo poche decine di metri.

Secondo i suddetti Autori questa successione corrisponde al riempimento di una fossa tettonica ad andamento circa meridiano. Tuttavia, nella terraferma non ci sono elementi a sostegno di questa fossa tettonica, anche se una carta gravimetrica (CARROZZO *et alii*, 1991) individua presso l'Istmo di S. Antioco un'anomalia gravimetrica negativa. La presenza di una sorgente termale (con temperature di circa 40°), poco al largo della spiaggia di Maladroxia (tav.17), è un altro indizio di una struttura tettonica fragile (BERTORINO *et alii*, 1981; PALA *et alii*, 1982).

Tutti questi dati sembrano supportare l'esistenza di un'importante struttura disgiuntiva (Faglia di Maladroxia) non affiorante. Nonostante il grande rigetto della faglia presso l'Istmo di S. Antioco, evidenziato dai grandi spessori di sedimenti, la struttura non sembra proseguire di molto verso N. Ciò potrebbe suggerire che questa faglia possa essere associata ad un'altra faglia situata a NW (v. schema "C" di tav.10), raccordata alla precedente secondo i modelli dei sistemi di faglie di trasferimento (MORLEY *et alii*, 1990).

L'attività di questa faglia e la conseguente subsidenza della fossa sarebbe continuata oltre il Tirreniano, presente a quota -20, -19 e -4 s.l.m. rispettivamente nei sondaggi di Portovesme (COMASCHI CARIA, 1955), presso S. Antioco (CRISTINI *et alii*, 1982) e presso la spiaggia di Maladroxia (MAXIA, 1963). Nella stessa area di Maladroxia i depositi tirreniani affiorano sempre al di sopra del livello marino attuale.

VI - GEOLOGIA MARINA

1. - MARGINE CONTINENTALE

Il Foglio geologico 564 “Carbonia” comprende l'estrema porzione meridionale del margine continentale occidentale sardo. L'intero complesso è caratterizzato da un sistema deposizionale sottomarino strutturato tettonicamente attraverso le diverse fasi di *rifting* collegate con l'evoluzione geodinamica del Mediterraneo centro-occidentale (THOMAS & GENNESSEAUX, 1986; SOWERBUTTS, 2000; CASULA *et alii*, 2001; FACCENNA *et alii*, 2002).

Una prima fase, più antica, ha interessato il blocco sardo-corso nel periodo Oligocene - Miocene Inferiore (Aquitano-Burdigaliano) ed è rappresentata dalla strutturazione del “*Rift sardo*” *Auct.*, con riattivazione di lineazioni antiche e formazione di zone di faglie ad alto angolo in ambiente di intra-retro arco e associata ai fenomeni di vulcanismo calcocalino; tale prima fase sarebbe collegata con l'apertura del Bacino Provenzale.

Una seconda, *post-rift*, si sarebbe manifestata nel Miocene Inferiore-medio, con prosecuzione della fase distensiva. Successivamente, collegato con la formazione del Bacino del Tirreno, si imposta il *Graben* del Campidano contenente più di 600 m di deposito sintettonico (PECORINI & POMESANO CHERCHI, 1969; CASULA *et alii*, 2001). Il margine si presenta suddiviso in diversi bacini marginali (WEZEL *et alii*, 1981) nei quali confluiscono i contributi sedimentari dei vari settori di piattaforma continentale (LECCA *et alii*, 1998) e dei quali il settore della Scarpatà del Sulcis costituisce la parte terminale a sud. La stessa scarpatà è costituita da piccoli bacini originati dal blocco del Sulcis, limitato verso SW da un sistema di faglie dirette (LECCA, 2000).

I caratteri geologico-strutturali sono stati messi in evidenza dai diversi autori attraverso lo studio di dati sismici (*Subbottom 3.5 kHz, Sparker 0,8-1 KJ, Airgun 10 c.i., Aquapulse e Flexotir*, nonché sonogrammi *Side Scan Sonar* e profili eco-batimetrici per la piattaforma continentale) acquisiti durante le diverse campagne oceanografiche (“*Placers*”, “*Margini Continentali Sardi*”, *etc.*) che, a partire dalla fine degli anni ‘60, si sono succedute nell’intero settore sardo-corso, cui a loro volta sono succedute le indagini di gran dettaglio degli anni 1999 e 2000 (tavv.12 e 13).

Risulta particolarmente evidente come l’impostazione degli stessi bacini sia riferibile al controllo tettonico che ha portato al basculamento di interi blocchi ed all’impostazione di alti e bassi morfologici che hanno fortemente influenzato i meccanismi di sedimentazione.

Fattore di spicco è rappresentato dalla crisi evaporitica messiniana (Hsu *et alii*, 1977; RIDING *et alii*, 1998), collegata alla regressione eustatica imputabile alla separazione del Mediterraneo dall’Atlantico, che ha influenzato l’evoluzione del margine medio e superiore, e di conseguenza della stessa piattaforma continentale, in ambiente subaereo. In tale contesto si è formata una sequenza evaporitica in piana batiale ed associata una superficie d’erosione che limita superiormente la sequenza torbiditica miocenica presente nel margine superiore (LECCA, 2000) (tav.14).

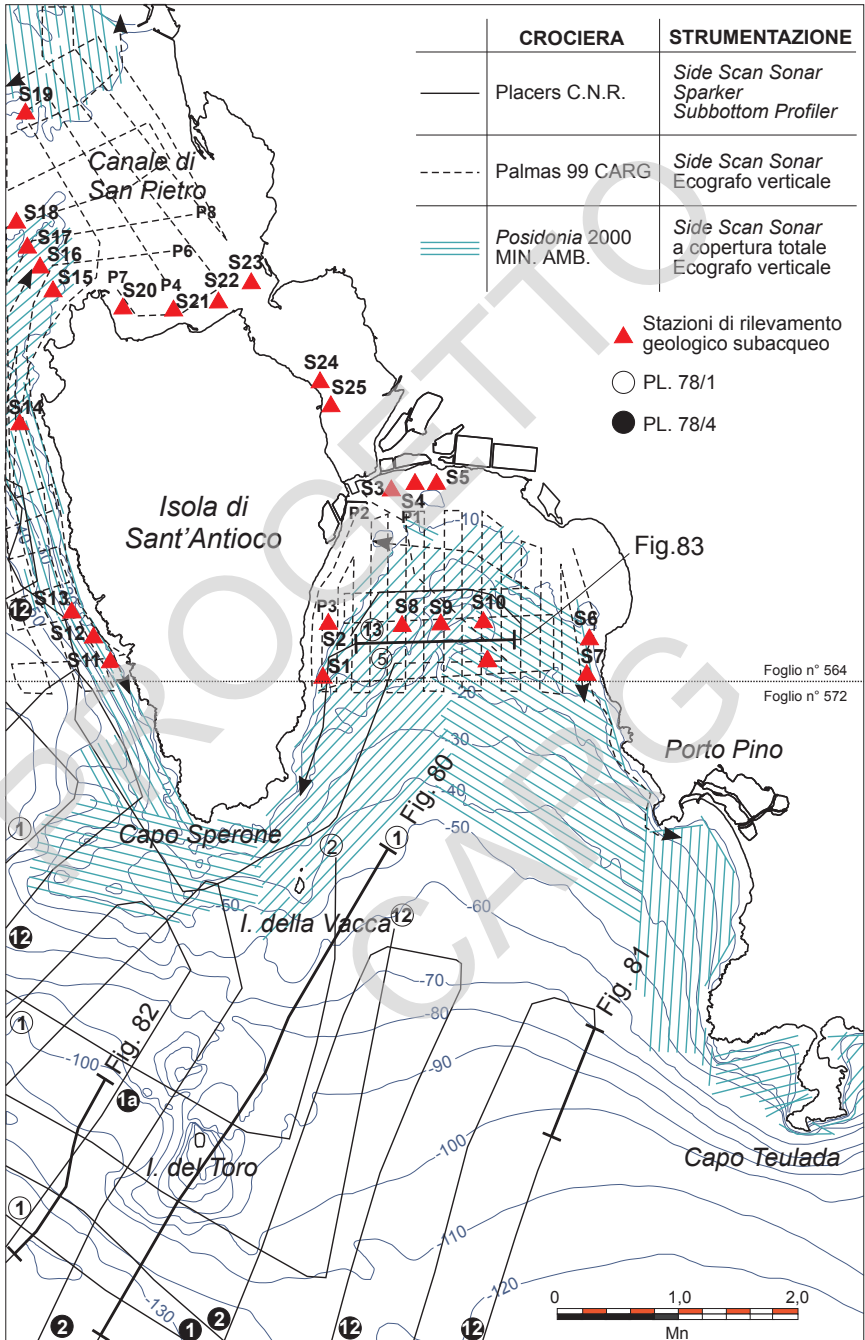
A tale evento è seguito l’innalzamento del livello marino durante il Pliocene ed il raggiungimento delle quote che, durante il Quaternario, sono state caratterizzate da una variabilità che ha avuto effetti significativi solo a livello di piattaforma continentale, in relazione ad un’alternanza di cicli erosivi e deposizionali, continentali e marini, causati dalle variazioni climatiche o eustatiche o dalla loro interferenza, che hanno generato importanti modificazioni morfologiche.

A livello stratigrafico è quindi possibile riassumere la successione come costituita da: basamento ascrivibile a più formazioni litoidi (basamento ercinico, coperture mesozoiche e paleogeniche), sequenza miocenica, superficie d’erosione messiniana, sequenza plio-quadernaria.

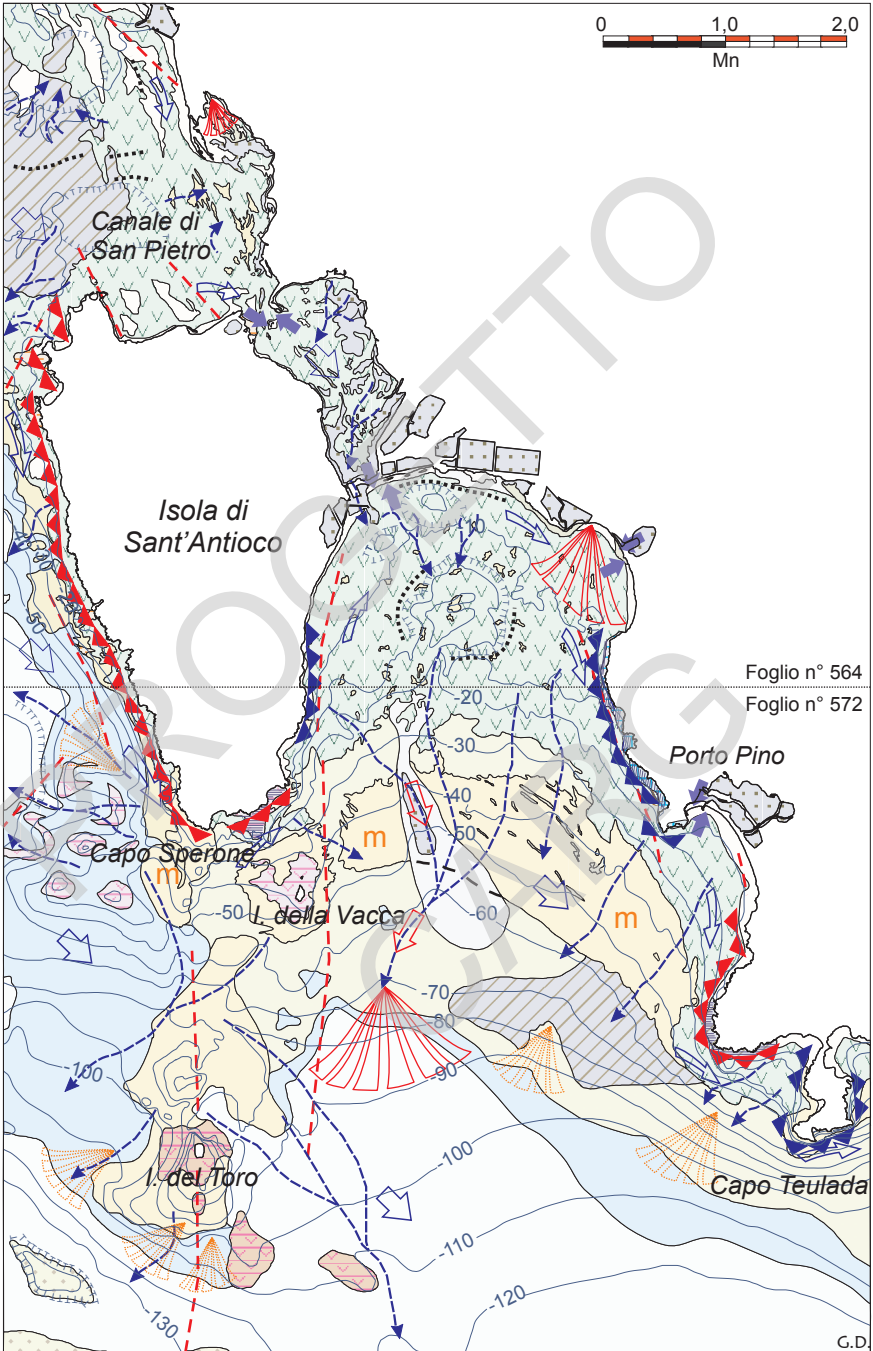
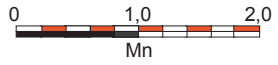
La piattaforma continentale del Sulcis, si presenta nettamente suddivisa in un settore interno, maggiormente articolato in cui si concentrano i segni più evidenti delle oscillazioni di livello eustatico pleistoceniche, ed uno esterno che presenta una certa regolarità.

La piattaforma esterna a debole pendenza è sede del drappoggio dei sedimenti superficiali connessi con l’ultima risalita del livello marino (depositi di *HST*) che chiudono verso l’alto il prisma progradante quadernario (fig.76).

La piattaforma continentale interna presenta alti morfologici, dati dai rilievi strutturali, separati da profonde incisioni spesso colmate da sedimenti medio-fini di origine sia terrigena che bioclastica; tali sedimenti, nella porzione più superficiale, sono connessi con la produttività della prateria a fanerogame marine (fig.77).



Tav. 12 - Carta di posizionamento delle rotte e delle stazioni di rilevamento subacqueo.



LEGENDA




LITOLOGIA DEL SUBSTRATO

	Trachiti del Toro (Miocene medio)
	Depositi piroclastici a composizione da dacitica a riolitica a riolitica comenditica (Miocene Inf.-medio)
	Lave massive a composizione da andesitico-basaltico a andesitica (Miocene Inf.)
	Calcarei mesozoici (Triassico medio - Cretacico inf.)
	Dolomie e dolomie calcaree mesozoiche (Triassico sup.)

TETTONICA

	Faglia
---	--------



DEPOSITI LAGUNARI

	Limi sabbiosi lagunari (Olocene sup.)
	Sabbie limose lagunari (Olocene sup.)
	Sabbie deltizie (Olocene sup.)














FORME LITORALI

	Piazzforma di abrasione
	Falesia
	Pseudofalesia
	Paleo linea di riva
	Delta (Pleistocene sup.)



ELEMENTI METEO- MARINI

	Vento dominante
	Deriva litorale

FORME E DEPOSITI DELLA PIATTAFORMA

	Sabbie silicoclastiche litorali (Olocene sup.)
	Sabbie limose di piazzforma distale (Olocene sup.)
	Sabbie bioclastiche (Olocene sup.)
	Sabbie e ghiaie organogene (Olocene sup.)
	Sabbie fini silicoclastiche di piazzforma distale (Olocene sup.)
	Sabbie limose di piazzforma distale (Olocene sup.)
	Limi sabbiosi di piazzforma distale (Olocene sup.)
	Limi argillosi ed argille del bordo in progredazione (Olocene sup.)
	<i>Beach rock</i> (Olocene medio-sup.)
	Substrato indifferenziato
	Paleo alveo
	Depressioni chiuse
	Linee di drenaggio
	Cono di deiezione

ELEMENTI CONNESSI CON L'ATTIVITÀ BIOLOGICA

	Prateria a fanerogame marine
	Detritico costiero a <i>maërl</i> e <i>pralines</i> DC

2. - BORDO DELLA PIATTAFORMA CONTINENTALE

Il ciglio del prisma plio-quadernario, localmente poco pronunciato e con passaggio graduale alla scarpata superiore, è localizzato ad una profondità media di 170/180 m circa ed è interessato, a sud di Capo Sperone (fuori foglio), dalla testata in arretramento del *canyon* sottomarino di S. Antiocho; l'ampiezza media dell'intera piattaforma varia intorno alle 15 miglia. Il bordo della piattaforma sulcitana è caratterizzato da diversi complessi sedimentari riconducibili alle oscillazioni cicliche ed i relativi stazionamenti bassi del livello del mare (LECCA, 2000).

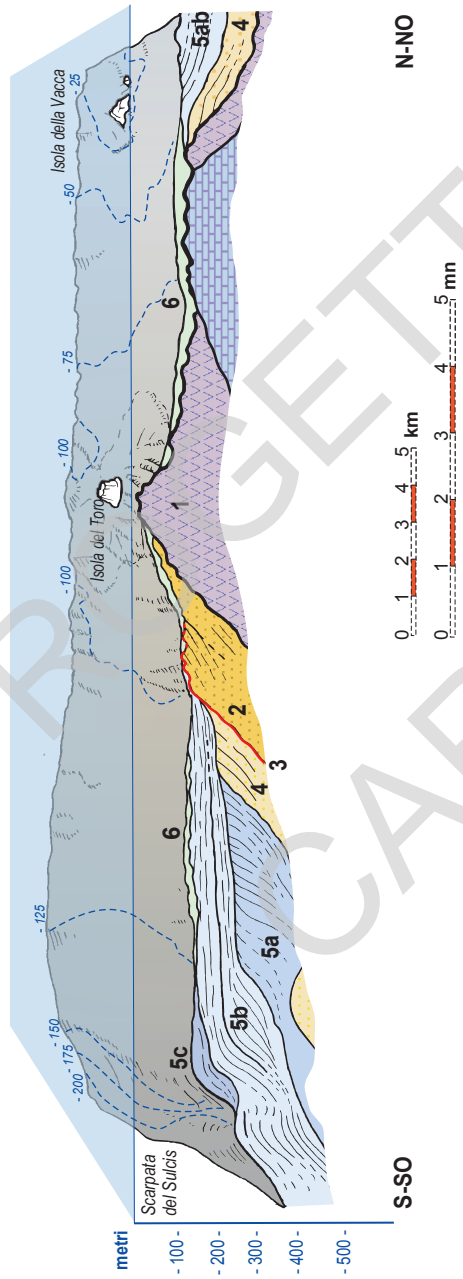
A ridosso dell'area di bordo la piattaforma distale è sede di depressioni a controllo tettonico legate alle meccaniche distensive del margine, particolarmente evidenti risultano essere la Fossa del Toro e la Fossa di S. Pietro, intorno alla batimetrica dei -125 m (ULZEGA *et alii*, 1980).

La fascia di bordo, estesa spesso più di 10 mn, è sede di una sequenza in progradazione genericamente attribuibile alla sedimentazione plio-quadernaria, mentre nella zona di ciglio è ben identificabile il terrazzo di progradazione relativo all'ultimo stazionamento basso del livello marino (LST) (Stadio Isotopico 2, CHAPPEL & SHACKLETON, 1986); si tratta di un terrazzo deposizionale sommerso (TDS) (FERRARO *et alii*, 2004) (tav.14).

In rapporto con gli analoghi corpi deposizionali della Sardegna occidentale e meridionale (FERRARO *et alii*, 2004), i TDS del margine del Sulcis si distinguono per caratteri delle geometrie sequenziali. Mentre i primi mostrano *foreset* inclinati, fino ca. 10°, con terrazzo generalmente monociclico con appoggio in *onlap* sui sedimenti pre-pliocenici o sul basamento acustico, nel margine sulcitano il terrazzo di *low-stand* presenta maggiore estensione, geometria progradazionale policiclica, con *foreset* a basso angolo, in genere limitato a pochi gradi.

3. - PIATTAFORMA CONTINENTALE ESTERNA

Gli alti morfologici più significativi in piattaforma esterna, alcuni localizzati poco più a S del foglio, sono rappresentati dalle diverse unità dell'edificio vulcanico (Secche del Toro) che emerge dando luogo all'Isola del Toro; sempre legati a manifestazioni vulcaniche, ma distribuiti al confine con la piattaforma prossimale, gli altri pilastri morfologici dell'Isola della Vacca, del Banco Pomata e delle Secche di Cala Saboni, di Tabacco e di Mastrili. Le emergenze vulcaniche costituiscono l'alto relativo che poggia sul substrato mesozoico affiorante nell'area del Golfo di Palmas, il quale rappresenta un basso tettonico presumibilmente colmato durante il Miocene medio-Superiore e che mostra evidenze erosive ascrivibili alla crisi messiniana (LECCA, 2000).



Tav. 14 - Blocco diagramma sezionato al largo del Golfo di Palmas (da Lecca, 2000 modificato), prof. 1, PL 78/1. 1) Basamenti acustico. Calcari e dolomie del Mesozoico? e Vulcaniti, Miocene Inferiore (Breccie piroclastiche dell'I. della Vacca) e Miocene medio (Trachiti olocristalline dell'I. del Torgo) (Maccioni et alii, 1990). 2) Sequenza sedimentaria inferiore, interessata da una importante discontinuità stratigrafica. Miocene Inferiore-medio. 3) Superficie di erosione della regressione evaporitica messiniana. Miocene Superiore. 4) Sequenza intermedia, spesso con riflettori paralleli ondulati. Pliocene. 5a) Sequenza sedimentaria del cuneo di progradazione, sub-unita inferiore. Pliocene Superiore? - Pleistocene superiore. 5b) Sub-unita intermedia della sequenza di progradazione. Pleistocene Inferiore-Medio. 5c) Terrazzo deposizionale sommerso (TDS) (Ferraro et alii, 2004) relativo allo stazionamento basso del livello marino dello Stadio isotopico 2 (Chappel & Shackleton, 1986). Pleistocene superiore. 6) Sedimenti superficiali di piattaforma distale e prossimale. Pleistocene superiore.

La configurazione attuale della piattaforma continentale è da mettere in relazione con la sedimentazione plio-quadernaria, che ha portato alla formazione di un sistema sedimentario di stazionamento alto, nonché alla netta definizione della stessa in interna, spesso sottoposta all'azione erosiva in condizioni subaeree, ed esterna, caratterizzata da diversi complessi sedimentari riconducibili alle oscillazioni cicliche ed i relativi stazionamenti bassi del livello del mare.

All'interno della piattaforma sulcitana è stato riconosciuto un *half-graben*, ricollegabile al primo *stage* del *rifting* cenozoico, riempito dai sedimenti messiniani pre-evaporitici che hanno prevalentemente subito, durante il Plio-Quaternario, intensi fenomeni erosivi (FAIS *et alii*, 1996). Sulla base delle geometrie dei corpi deposizionali della sequenza plio-quadernaria, osservate nei profili sismici, sono stati identificati dei probabili prodotti litorali che presentano evidenze di *on-lap* costiero, ed una *maximum flooding surface* ricoperta da sedimenti interpretati come emipelagiti e torbiditi sabbiose (LECCA, 2000) (fig.76).

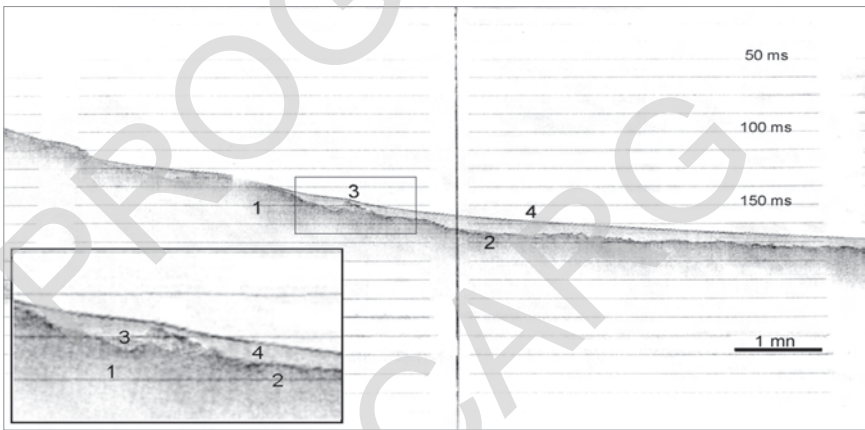


Fig. 76 - Registrazione sismica Subbottom Profiler 3,5 kHz, PL78/1 prof.12 - Sezione in piattaforma distale 5 mn a SSW di Porto Pino (Golfo di Palmas esterno): 1) substrato non differenziato; 2) superficie di erosione regolare, probabile superficie di abrasione marina; 3) corpo sedimentario sepolto (esposto in particolare), interpretabile quale paleo-cordone litorale di stazionamento basso würmiano (MIS 2); 4) sedimentazione olocenica a limi sabbiosi.

Un complesso sistema di paleoalvei sepolti interessa tutta la piattaforma esterna sulcitana (fig.77), le incisioni sono colmate da sabbie pelitiche per spessori compresi tra 5 e 10 m. Questa rete di paleo-drenaggi testimonia l'intensa fase erosiva che l'intera piattaforma e la piana costiera retrostante hanno subito nel periodo immediatamente precedente l'ultimo stazionamento basso del livello marino (*LST*) (Stadio Isotopico 2, CHAPPEL & SHACKLETON, 1986).

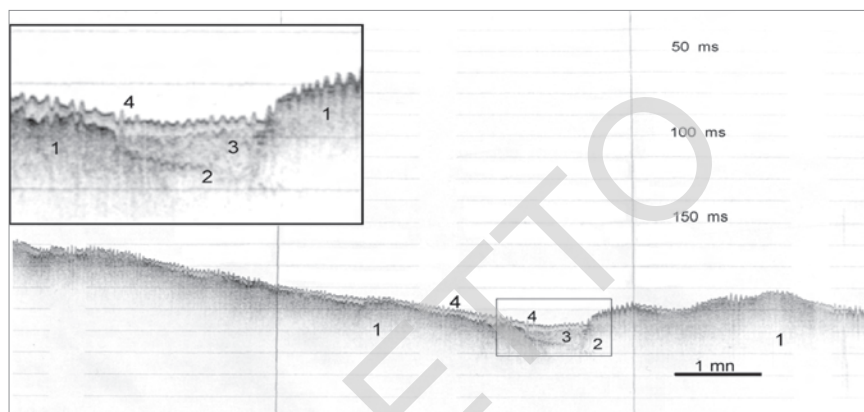


Fig. 77 - Registrazione sismica Subbottom Profiler 3,5 Khz, PL 78/1 prof. 1a - Sezione in piattaforma distale 8 mn a SSW di Capo Sperone: 1) substrato vulcanico; 2) incisione lineare sepolta, riferibile al minimo regressivo würmiano; 3) colmata a sedimenti sabbiosi, probabile sedimentazione fluvio-deltizia di fine ciclo continentale; 4) sedimentazione marina olocenica, limi e limi sabbiosi a foraminiferi.

4. - PIATTAFORMA CONTINENTALE PROSSIMALE

Numerose sono le linee di riva sommerse che documentano la permanenza del livello marino a quote inferiori all'attuale; partendo da profondità elevate (circa 100 m), relative all'ultima regressione eustatica (Stage Isotopico 2, CHAPPEL & SHACKLETON, 1986), si raggiungono le quote meno profonde che testimoniano soste durante l'ultima trasgressione versiliana. Spesso in corrispondenza delle paleolinee di riva, che si presentano in facies di *beach rock* arenaceo-conglomeratiche, s'individuano altre morfologie tipiche dell'ambiente litorale.

Tra queste s'inquadrano le paleolagune retrostanti gli antichi cordoni litorali, evidenziate da morfologie depresse e chiuse, ed infine i campi dunari, sempre di retrospiaggia. Particolarmente significativo è il paleosistema di spiaggia con connessa paleolaguna, che si evolve per colmata di un paleoalveo, individuato nella parte interna del Golfo di Palmas, alla profondità di circa 20 metri. Il complesso morfo-sedimentario è stato messo in evidenza tramite i profili *Subbottom Profiler* 3,5 Khz acquisiti durante le campagne relative al Progetto Finalizzato "Oceanografia e Fondi Marini" del CNR (fig.78).

Dallo studio del tracciato sismico è stato possibile osservare le diverse parti del sistema. È stato riconosciuto un substrato non differenziato interessato da una superficie di erosione irregolare, probabilmente evolutasi durante lo Stage Isotopico 2, al di sopra della quale è presente la colmata a sedimenti limo-sabbiosi

lagunari nella quale sono riconoscibili alcuni livelli torbosi con tendenza diapirica, probabilmente dovuta alla presenza di sacche a gas; nella parte superiore sono stati individuati corpi interpretati come cordoni litorali bordieri, a sabbie e ghiaie, riferibili alle fasi conclusive della trasgressione versiliana (Stadio Isotopico 1). Tale corpo deposizionale è ricoperto dai sedimenti marini di chiusura del ciclo trasgressivo e le biocostruzioni a “matte” di *Posidonia oceanica* (L) Delile.

Il complesso fluvio-litorale relitto rilevato nella zona assiale del Golfo interno di Palmas rappresenta solo la porzione orientale dell'intero sistema lagoon-barriera, pur tuttavia presenta notevoli analogie con la zona assiale del Golfo di Cagliari dove è presente un paleo-alveo sepolto del Fiume Cixerri-Fluminimannu alla profondità di circa -15, -20 m, colmato dai depositi litorali e lagunari a seguito della risalita del mare olocenico (ORRÙ *et alii*, 2004).

Questi sistemi costituiti da un complesso deposizionale cordone-laguna sono stati studiati nei mari italiani per la prima volta al largo di Ravenna (COLANTONI *et alii*, 1990); i risultati delle ricerche hanno portato gli autori a concludere che la trasgressione sia avvenuta per fasi, con velocità di avanzamento variabile per l'effetto combinato delle fluttuazioni eustatiche e della forte subsidenza dell'area nord-adriatica (TRINCARDI *et alii*, 1996).

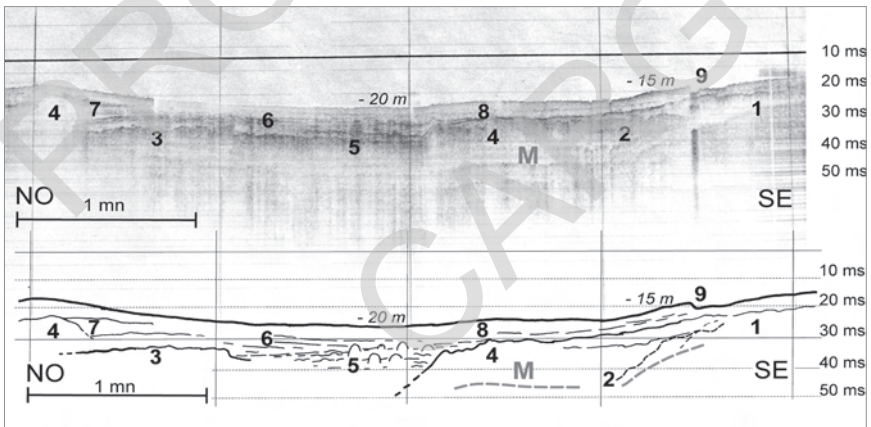


Fig. 78 - Registrazione sismica Subbottom Profiler 3,5 KHz - Sezione in piattaforma prossimale, zona assiale del Golfo di Palmas, 2,5 mn a Sud del Ponte Romano; paleo-sistema a laguna-barriera a -15 m (PENLAND *et alii*, 1988) e paleo-bocca alla profondità di circa -20 m: 1) substrato acustico non riconosciuto, ghiaie fluviali del paleo-alveo del Rio Palmas?; 2) superficie di erosione irregolare; 3) sabbie e sabbie limose litorali e perilagunari; 4) cordoni litorali bordieri, a sabbie e ghiaie, riferibili alle fasi conclusive della trasgressione versiliana; 5) sacche a gas con tendenza diapirica; 6) colmata a sedimenti limo-sabbiosi lagunari con livelli torbosi; 7) sedimenti transizionali da lagunari a litorali; 8) sedimentazione marina del ciclo trasgressivo relativa alla linea di riva -15 m; 9) biocostruzioni “matte” a *Posidonia oceanica*; M) riflessioni multiple.

Affioramenti di *beach rock*, frazionati in lembi, sono stati rilevati a -7 m sui fondali della Baia di Cala Saboni, sul versante occidentale dell'Isola di S. Antioco; si tratta di bancate poco potenti di conglomerati eterometrici in matrice arenacea, talora notevolmente fossiliferi, in discordanza sia sul substrato vulcanico che su placche di arenarie a laminazione incrociata che possono essere dubitativamente attribuite al subsistema di Portoscuso (PVM_{2b}).

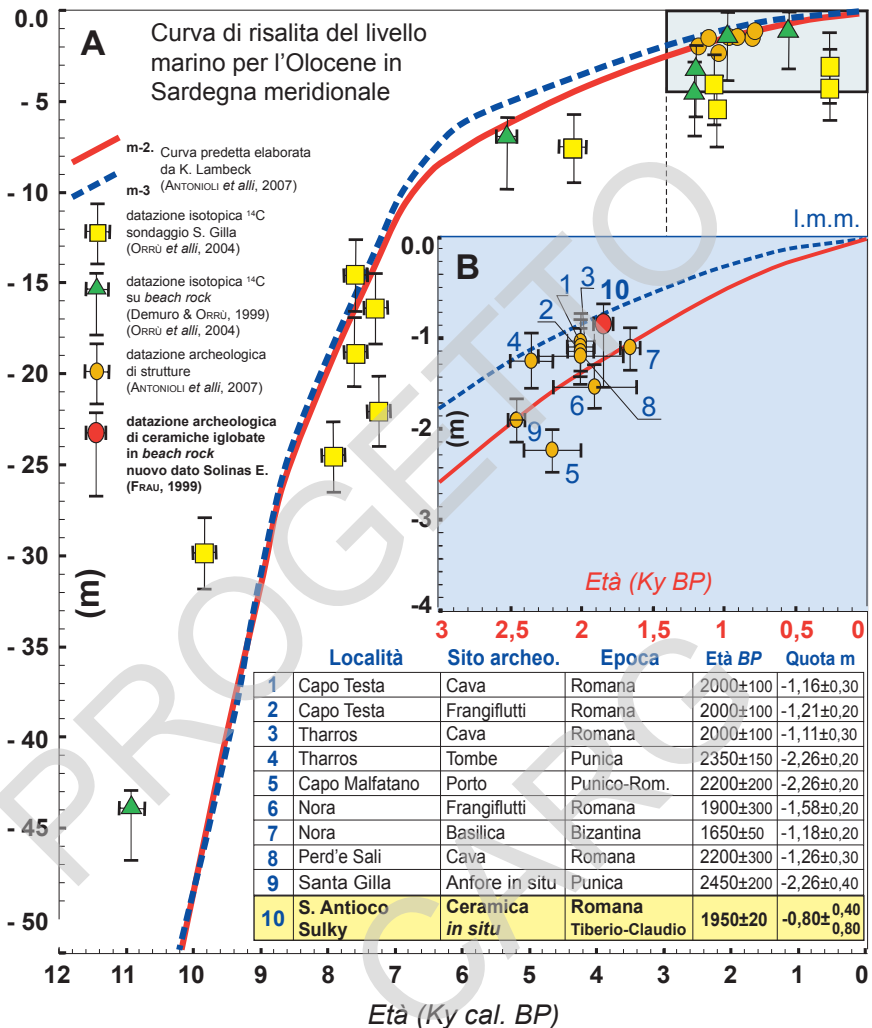
Linee di riva in facies di *beach rock* affiorano nei fondali pericostieri del Golfo di Palmas; qui il fondo marino è a bassissima pendenza, con sedimentazione di sabbie fini e *silt* legati agli apporti deltizi del Rio Palmas.

I tavolati delle arenarie e microconglomerati di spiaggia sono organizzati in due ordini principali, a -1 m alla distanza media di 100 m dalla costa e a -0,5 m in spiaggia sommersa a pochi metri dalla linea di riva.

Particolare interesse ha destato il ritrovamento, inglobato in una *beach rock* affiorante presso la linea di riva, di un ricchissimo giacimento di ceramiche perfettamente databili al periodo Romano imperiale (1930±20 BP, AA. VV., 1985; PINNA, 1986; FRAU, 1999; SOLINAS, 2007). Questa *beach rock* si presenta organizzata in due livelli, uno supratidale (KELLETTAT, 2006) (ove sono ospitate le ceramiche) a quote comprese tra -0,15 e -0,35 m e uno intertidale a quote, sottoposte a correzione mareale, comprese tra -0,50 e -0,80 m, valori entro i quali può essere indicato il paleo-livello marino di riferimento. La paleo-linea di riva della prima metà del I secolo d.C. trova piena corrispondenza con gli analoghi livelli misurati su strutture archeologiche sommerse sia nella stessa Laguna di S. Antioco che a Nora e nella vicina Baia di Malfatano (Teulada) (tav.15b).

L'inserimento di questo dato all'interno dei risultati relativi allo studio delle ultime fasi della risalita del mare olocenico sulla base di archeo-indicatori per la Sardegna meridionale (ANTONIOLI *et alii*, 2007), unitamente al confronto con i dati geo-cronologici da sondaggio nel Golfo di Cagliari, eseguiti durante le fasi di rilevamento del Foglio 557 "Cagliari" (ORRÙ *et alii*, 2004) (tav.15a), consente di affermare che la risalita del mare olocenico nel Golfo di Palmas ha seguito la stessa meccanica trasgressiva del Golfo di Cagliari, senza mai superare il livello marino attuale; in accordo con lo stato attuale delle conoscenze per le aree stabili del Mediterraneo occidentale (FERRANTI *et alii*, 2006). Il confronto tra la linea di riva geo-archeologica di Palmas e le curve predette elaborate per la Sardegna meridionale (LAMBECK & PURCELL, 2005), curve recentemente ricalibrate sulla base di nuovi modelli glacio-idro-isostatici (ANTONIOLI *et alii*, 2007), consente di inserire il Golfo di Palmas e le aree costiere connesse tra le aree tettonicamente stabili per gli ultimi 10 K.a. (tav.15).

Il complesso dei dati relativi al rilevamento delle aree marine del Foglio consente di escludere sia che il mare olocenico sia risalito oltre il livello attuale, sia che siano presenti nell'area sollevamenti tettonici olocenici.



Tav. 15 - A) Confronto tra le curve predette, elaborate per le aree tettonicamente stabili (LAMBECK & PURCELL, 2005), in questo caso studiate specificamente per l'area della Sardegna meridionale e i dati cronosotopici e batimetrici provenienti da due diversi indicatori: 1) fossili prelevati dal carotaggio del riempimento di una paleo-valle a S. Gilla, Cagliari (ORRÙ et alii, 2004); 2) fossili provenienti da beach rock. B) Particolare della parte sommitale della curva, confronto delle curve predette con i dati geocronologici misurati su diverse tipologie di strutture e depositi antropici (ORRÙ & LOFTY, 2003). In evidenza il dato relativo a un deposito di ceramica inglobata in una beach rock a cementazione supratidale (KELLETTAT, 2006), a fondobaia del Golfo di Palmas (S. Antioco). Il ritrovamento di alcune forme diagnostiche ha consentito una datazione estremamente precisa all'epoca Romana, in particolare al periodo a cavallo degli imperatori Tiberio e Claudio, 1930 \pm 20 BP (ORRÙ et alii, 2010). Sia i dati presentati in grafico A che in particolare i dati esposti in grafico B, ben si rapportano con le curve predette, a conferma della relativa stabilità tettonica del Golfo di Palmas (ANTONIOLI et alii, 2007, modificato).

VII - CENNI DI GEOMORFOLOGIA

La geomorfologia del Foglio 564 “Carbonia” è fortemente influenzata dai caratteri litologici, giacitureali e strutturali delle rocce affioranti e verosimilmente dai movimenti tettonici recenti che hanno interessato questa parte dell’Isola.

Uno degli aspetti morfologici più evidenti è la presenza di estese superfici di spianamento che interessano il basamento paleozoico (fig.79). Infatti in tutto il settore N, in corrispondenza di rocce paleozoiche, dalla zona di Barbusi-Serbariu a ovest fino a quella di Case Procaxius - P.ta S’Ega is Araus ad E, sono preservati sia ampi tratti spianati che “cime di uguale altezza” (fig.80) poste attorno alle quote 250-300 m.

La genesi di superfici simili è problematica, ma in genere associata alla vicinanza al livello di base in aree sottoposte a lunghi periodi di stabilità tettonica. Essa sembra essere pre-miocenica dato che i rilievi “andesitici” del Burdigaliano sono posti a quote superiori, fino a quota 492 m (M. S. Michele Arenas) che rappresenta la cima più alta del Foglio. Questa superficie è interpretata come una paleosuperficie di erosione pre-eocenica blandamente piegata ed esumata (cfr. § V - 2.).

Anche il settore SE del Foglio, a NE di S. Anna Arresi, è caratterizzato dall’affioramento di rocce paleozoiche spianate che generano piccoli altipiani, oggi fortemente dissecati dai processi erosivi e leggermente pendenti a S, con quote comprese tra 314 e 279 m (Serra Giara, M. Giara, M. S’Ira) (fig.79).

Un’altra superficie di spianamento, molto evidente da foto aeree, è situata tra l’abitato di S. Anna Arresi e Case Carrubedda; si tratta di un terrazzo su roccia, leggermente immergente a W, posto tra quota 115 e 100 m.

La morfologia dell’Isola di S. Antioco è condizionata dalla presenza di piroclastiti di flusso che generano un *plateau* leggermente inclinato verso N.



Fig. 79 - *Superficie di spianamento nelle rocce paleozoiche presso S. Anna Arresi. Vista verso E.*

È possibile che esso ricopra una superficie di erosione modellata su carbonati mesozoici e andesiti mioceniche. Sembra probabile che il braccio di mare che separa l'Isola di S. Antioco dall'entroterra sulcitano segua un'importante lineazione strutturale (Faglia di Maladroxia) attiva fino a tempi recenti (cfr. § V - 4.).

La parte occidentale dell'Isola di S. Antioco è caratterizzata da una costa mista con baie, promontori con estesi tratti di falesia lungo i quali sono frequenti le frane di crollo impostate sulle rocce piroclastiche mioceniche. Parte della costa orientale di quest'isola e della costa sud-occidentale dell'entroterra sulcitano si presenta invece generalmente bassa, con cordoni litorali, stagni e lagune costiere.

Morfologie fluviali in genere associate a pianure e conoidi alluvionali, anche terrazzati, di raccordo ai rilievi di rocce paleozoiche e terziarie, caratterizzano i settori più interni dell'area rilevata.

In altri casi (ad es. tra Pesus e Perdaxius) il modellamento del paesaggio è determinato dall'erosione selettiva tra rocce poco resistenti all'erosione (f.ne del Cixerri) e rocce decisamente più resistenti (rocce metamorfiche e vulcaniche) che costituiscono i rilievi circostanti.



Fig. 80 - *Tratti spianati e "cime di uguale altezza" presso M. S'Orcu. Vista verso W.*

VIII - GEOLOGIA APPLICATA

1. - GIACIMENTI MINERARI

L'attività mineraria principale dell'area del Foglio (tav.16) è legata all'estrazione del carbone (lignite), che dopo il 1936 subì un incremento notevole della produzione, tanto da rendersi necessaria la costruzione della città di Carbonia per il personale occupato in questa attività. Attualmente l'attività estrattiva del carbone, cessata nell'area di Carbonia, prosegue in maniera discontinua poco più a N presso gli abitati di Seruci e di Nuraxi Figus (Foglio 555 "Iglesias") ad opera della Carbo-sulcis S.p.A.. Attività legate all'estrazione di bentoniti sono l'unica risorsa mineraria ancora attualmente sfruttata nell'area del Foglio. Mineralizzazioni a solfati (con subordinati solfuri) di varia genesi ed importanza hanno avuto in passato una certa importanza economica, ma attualmente nessuna è in coltivazione.

1.1. - MINERALIZZAZIONI STRATABOUND

A questo tipo di mineralizzazioni sono riferibili quelle a barite presenti nei carbonati cambriani, i livelli ferruginosi intercalati nel membro della Dolomia rigata (f.ne di Gonnesa), gli strati e i banchi di lignite eocenica e infine le mineralizzazioni a bentonite, legate ad alterazione idrotermale di piroclastiti di flusso mioceniche. A questa tipologia venivano ascritte pure le mineralizzazioni nelle cosiddette "Quarziti" *Auct.*, considerate un intervallo stratigrafico al di sopra della "discordanza sarda" ordoviciana, ma da noi considerate come fasce cataclastiche silicizzate e mineralizzate (cfr. § V - 1.2.2.).

1.1.1. - *Le mineralizzazioni stratabound nei sedimenti cambriani*

Le principali mineralizzazioni *stratabound* (barite e goethite) presenti nelle rocce cambriane sono localizzate nell'intervallo stratigrafico compreso tra la parte alta del membro di Punta Manna (f.ne di Nebida) e la parte bassa del membro della Dolomia rigata (f.ne di Gonnese).

Le più importanti nell'area del Foglio si rinvengono nella zona di P.ta Pepixedda - P.ta Tocco - P.ta Tiria (tav.16), dove sono presenti strati di barite spessi fino a 1 m con tenori in BaSO₄ del 50-80% (GANDIN *et alii*, 1973).

Gli strati a barite (con bassi tenori in solfuri) intercalati nelle "dolomie rigate" mostrano frequenti ispessimenti e riduzioni di spessore fino a zero.

La struttura della barite può essere massiva, listata (alternanze centimetriche di barite e di dolomite) e in venette; altre volte è presente come elementi clastici in livelli discreti (GANDIN *et alii*, 1973).

Un carattere interessante osservato da questi Autori è il maggior tenore in Ba nelle porzioni terrigene rispetto a quelle carbonatiche del membro di Punta Manna (f.ne di Nebida).

Inoltre, gli intercalari baritici e le dolomie contenenti barite hanno un contenuto molto scarso in altri metalli (Pb e Zn), al contrario di altre zone (Iglesiente) dove i tenori in Pb e Zn sono predominanti.

Analoghi caratteri giacimentologici sono stati osservati anche nella zona di Serra Parisi (GANDIN *et alii*, 1974).

Le caratteristiche genetiche di queste mineralizzazioni sono riconducibili agli ambienti di sedimentazione presenti all'interno della piattaforma carbonatica cambriana.

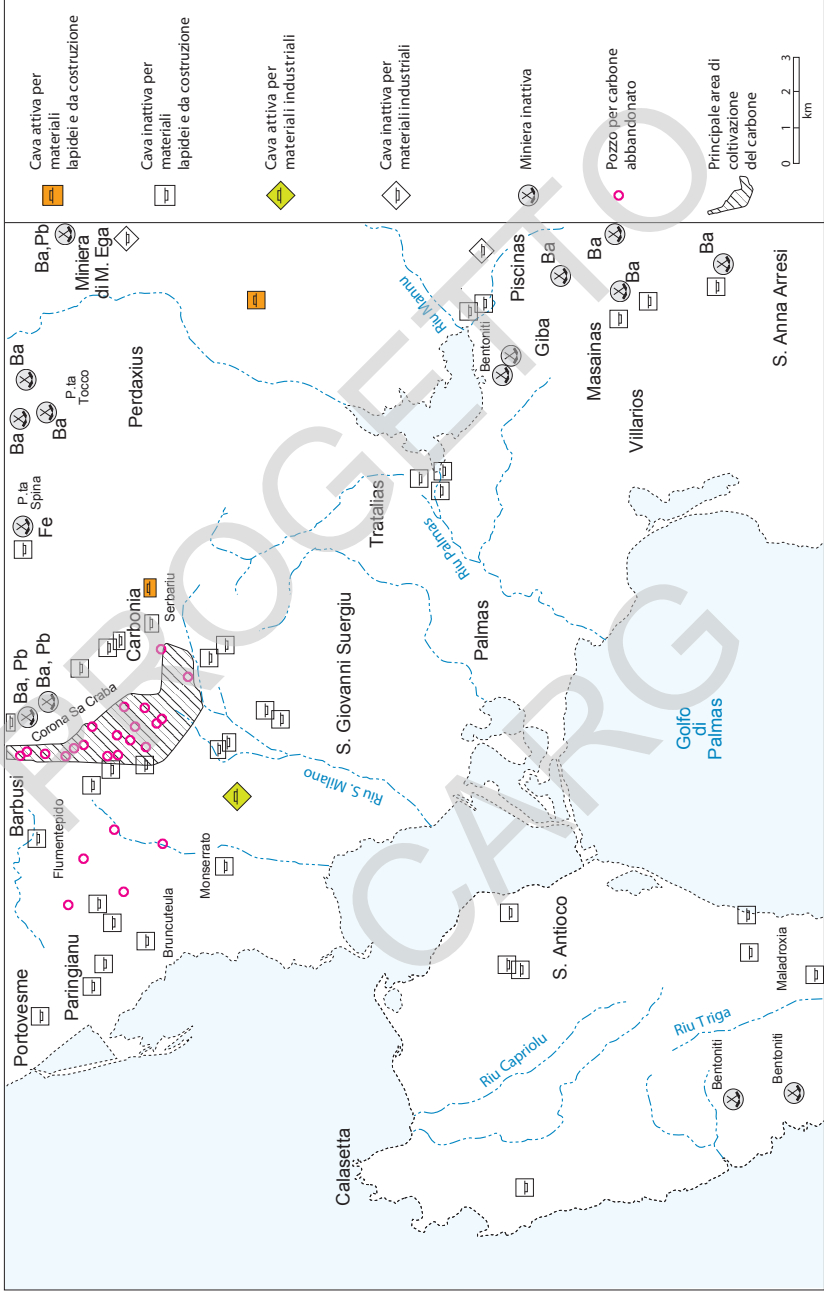
Ambienti evaporitici di piana intertidale in lagune tipo *sebka*, ossidanti e in condizioni di clima caldo, permettevano la precipitazione diretta del solfato di bario (GANDIN *et alii*, 1973; GANDIN *et alii*, 1974; FANNI *et alii*, 1981).

Localmente croste baritiche già formate potevano essere rimaneggiate come elementi clastici nei livelli di breccie baritiche.

Studi basati sul confronto tra rapporti isotopici dello Sr nella barite e nei carbonati indicano una genesi sinsedimentaria precoce per queste mineralizzazioni cambriane (BONI, 1994).

Presso P.ta Spina (tav.16), alla base del membro della Dolomia rigata (f.ne di Gonnese), sono presenti due livelli ferruginosi ("Ferro di Antas" *Auct.*) intercalati nelle dolomie. Lo spessore di questi intercalari è di circa 50 cm, con uno sviluppo limitato dovuto alla loro forma generalmente lenticolare.

Sono interpretati come paleosuoli formati in contesti palustri (CARANNANTE *et alii*, 1974). Questi paleosuoli sono costituiti principalmente da goethite, talvolta con tenori fino al 50%, e da subordinati solfuri (pirite, marcassite, *etc.*).



Tav. 16 - Schema delle principali coltivazioni minerarie e delle cave del Foglio 564 "Carbonia".

1.1.2. - Il “Bacino lignifero del Sulcis”

1.1.2.1. - Cenni storici

Il primo rinvenimento documentato di carbone fossile nell'area del Sulcis risale al 1834 ad opera di LA MARMORA (1857) che, presso M. Lisau (Gonnesa), identificò frammenti di carbon fossile senza però riuscire a localizzarne gli affioramenti.

Anche l'attività estrattiva del carbone (“Lignite del Sulcis” *Auct.*) è molto antica e risale al 1851, quando a Bacu Abis si scavarono i primi pozzi dai quali ebbe inizio l'estrazione del carbone. Poco dopo, nel maggio 1853, venne accordata la prima “Concessione Bacu Abis” e l'anno successivo la Società Tirsi Po estrasse a Bacu Abis 150 t di carbone; in seguito la miniera rimase inattiva sino al 1860 quando riprese a produrre quantità variabili da qualche centinaio ad oltre un migliaio di tonnellate l'anno.

Dopo il 1857 il combustibile venne utilizzato per il Piroscavo “Sardegna”, per la linea ferroviaria “Vittorio Emanuele” e per una fonderia di Domusnovas, ma la richiesta del mercato nazionale restò debole, utilizzando una produzione di carbone sulcitano inferiore alle 2.000 t l'anno. L'utilizzo del carbone, seppure con lentezza, cominciò comunque a dare i suoi effetti sull'economia locale, trasformando i piccoli centri agricoli e pastorali dell'area in villaggi minerari e facendone sorgere altri nei punti più prossimi ai cantieri che via via si sviluppavano. A partire dal 1869, la lignite estratta nella miniera di Funtanamare venne impiegata come combustibile per le pompe di eduazione e per gli impianti delle laverie meccaniche della miniera di Monteponi. Nel 1879 nacque la Società Carbonifera Sarda per la coltivazione della miniera di “Caput Acguas”, assorbita poi dalla Società Bacu Abis che incrementò le produzioni dalle 2.000 t del 1872 alle 15.000 t del 1879. In queste prime fasi di estrazione le tecniche di coltivazione erano a cielo aperto. Nel 1895 venne effettuato il primo tentativo di coltivazione in sotterraneo, subito interrotto ma ripreso con successo nel 1906, mentre l'estrazione a cielo aperto venne definitivamente abbandonata nel 1915.

Verso il 1890, l'estendersi del tessuto industriale nazionale e le crescenti importazioni di combustibile, convinsero il governo ad avviare diverse ricerche sui giacimenti nazionali di carbon fossile. Tra le ligniti nostrane, quelle di Bacu Abis si rivelarono le migliori, grazie all'elevato potere calorifico, anche se affette da un elevato tenore in zolfo. A seguito di ciò la richiesta di combustibile isolano aumentò in modo sensibile, con un incremento della produzione che raddoppiò nel giro di dieci anni, toccando nel 1900 le 30.000 t/anno, mentre il numero degli operai occupati raggiunse già nel 1890 la cifra di 657 unità. Dopo un picco di 40.000 t annue nel 1901, la produzione ritornò sui livelli precedenti (circa

20.000 t annue). Nel 1912 venne dato un nuovo impulso all'attività estrattiva e, a causa anche delle esigenze belliche, la produzione raggiunse livelli molto elevati (80.000 t solo nel 1918).

Nel frattempo si cominciò ad impiegare il combustibile sulcitano per la produzione di energia elettrica: alla prima piccola centrale termoelettrica di Monteponi (sorta nel 1902 e modificata nel 1912) si affiancarono quella di Portovesme (1913) e quella di Santa Gilla (1923-24). Gli impianti a carbone inoltre integravano, durante il periodo di siccità, la produzione di energia della centrale idroelettrica del Tirso, entrata in funzione nel 1924.

Il settore dei combustibili fossili venne duramente colpito dalla crisi del 1929 nonostante le sovvenzioni statali cercassero di attenuarne gli effetti negativi; infatti, a parte qualche fornitura poco remunerativa, non si riusciva più a collocare il carbone estratto. Tale situazione portò, nel 1933, al fallimento della Società Bacu Abis, concessionaria di quasi tutte le miniere di lignite del Sulcis.

L'intervento statale sostenne il rilancio e la valorizzazione delle risorse minerarie del Sulcis e nel 1935 portò alla costituzione dell'Azienda Carboni Italiani, che assunse il completo controllo di quasi tutti i centri estrattivi di lignite del Sulcis. In quest'ambito, nel 1936, si diede il via ad una campagna di sondaggi a maglia larga che permise di individuare nel Sulcis un esteso bacino lignitifero, la cui potenzialità fu stimata in varie centinaia di milioni di tonnellate di combustibile. Negli anni successivi, l'Azienda Carboni Italiani proseguì le coltivazioni nella miniera di Bacu Abis e riprese i lavori nelle altre (sostanzialmente ferme dal primo dopoguerra); vennero installate nuove laverie (a Bacu Abis e a Serbariu) e le attrezzature dei servizi ad esse collegate; furono rimodernate le due centrali di Portovesme e di Santa Gilla e iniziò inoltre la costruzione della centrale termoelettrica di S. Caterina presso S. Giovanni Suergiu.

Anche la Società Monteponi S.p.A., forte degli incentivi governativi, riprese la coltivazione di lignite a Bacu Abis, mentre fu costruito presso la fonderia di S. Gavino un impianto per la gassificazione del carbone del Sulcis, ultimato alla fine degli anni trenta. Queste attività portarono ad un incremento produttivo ed occupazionale che condusse alla nascita delle nuove città di Carbonia, nel 1938, e di Cortoghiana, nel 1939.

L'entrata dell'Italia in guerra comportò un calo repentino dei livelli occupazionali e produttivi. La situazione peggiorò ulteriormente nel 1943, quando, sia le vicende belliche che l'impossibilità di trasportare il carbone nella penisola, determinarono la smobilitazione delle miniere. Dall'anno seguente fu faticosamente avviata la ripresa delle coltivazioni e ciò condusse nel 1947 ad una produzione di 1.200.000 t, valore mai più raggiunto in seguito. Negli anni successivi le quantità prodotte furono variabili, oscillando tra 850.000 t e 1.100.000 t; l'occupazione risalì fino a circa 15.000 unità nel 1948.

Alla fine degli anni '40 le miniere di Caput Aquas, Piolasas e la parte alta di Cortoghiana Vecchia erano in via di esaurimento e si puntò all'apertura di sei nuove grandi miniere capaci ciascuna di produrre 1 milione di tonnellate annue di carbone. Questo programma non venne mai avviato perché, una volta cessate le esigenze della ricostruzione italiana post-bellica e ristabilite le normali condizioni di scambio, il Bacino lignitifero del Sulcis attraversò un nuovo periodo di crisi dovuto agli elevati costi di produzione.

A partire dalla seconda metà degli anni cinquanta, la perdita concorrenzialità del carbone del Sulcis ebbe pesanti riflessi sulla sorte delle principali miniere. Tra il 1955 e il 1958 il personale minerario diminuì di oltre 3.000 unità, mentre il calo di produzione di molti centri estrattivi (ad es. Serbariu e Bacu Abis) prelude alla loro completa cessazione, che venne giustificata dall'esaurimento delle riserve coltivabili.

La fine degli anni '50 segnò lo sviluppo della miniera di Seruci progettata e gestita con metodi all'avanguardia; infatti mentre prima i centri di estrazione insistevano sui contatti tra il Lignitifero ed il basamento paleozoico (posti a poche decine di metri di profondità), da questo momento la produzione interessò il centro del bacino, a profondità molto maggiori, ma dove situazioni relativamente meno complicate tettonicamente consentirono l'applicazione di metodi di coltivazione a meccanizzazione integrale. La miniera di Seruci venne perciò considerata una delle più moderne d'Europa e il carbone del Sulcis venne utilizzato nelle centrali termoelettriche di Portovesme.

Nel maggio del 1965, a seguito della nazionalizzazione del comparto elettrico, l'ENEL acquisì le miniere del bacino sulcitano e gli impianti per la produzione di energia elettrica con l'obiettivo di utilizzare al massimo le riserve di carbone del Sulcis, costruendo a tal fine un'altra centrale termoelettrica.

Nonostante ciò, pochi anni dopo (nel 1972) l'ENEL sospese ogni produzione e cominciò gradatamente a disperdere le preziose professionalità che faticosamente si erano formate, sebbene fosse alle porte la crisi petrolifera del 1973 che rischiò di mettere alle corde l'economia dei Paesi industrializzati, compreso il nostro. Fu questo un evento importante che, pur con gravi disagi, ebbe il merito di far capire la necessità di una diversificazione delle fonti di approvvigionamento energetico.

Nel 1976, a seguito di massicce pressioni politiche e sindacali, il governo dispose la costituzione di una nuova società, la Carbosulcis, che rilevò dall'ENEL l'attività mineraria del Sulcis.

Infine, la mancata partecipazione dell'EMSA agli aumenti di capitale ha portato l'ENI a divenire l'azionista quasi unico della Carbosulcis, con oltre il 99% del capitale sociale. La principale destinazione d'uso del carbone del Sulcis è attualmente la combustione diretta per la produzione di energia elettrica.

1.1.2.2. - Giacimentologia

Le caratteristiche giacimentologiche del carbone sulcitano sono studiate da molti anni (ABBOLITO, 1948; CARTA *et alii*, 1978; AGUS & GARBARINO, 1986; COCOZZA *et alii*, 1986; AGUS *et alii*, 1989; FADDA *et alii*, 1994 *cum* bibl.; DREESSEN *et alii*, 1997). Il giacimento di carbone del Sulcis è localizzato nella formazione del Lignitifero *Auct.*, all'interno della successione sedimentaria paleogenica del Sulcis (cfr. § IV - 5.) che si estende dal Golfo di Funtanamare a N, almeno fino a Carbonia a S (v. tav.12). Verso occidente i depositi contenenti il carbone non affiorano poichè ricoperti dalle rocce vulcaniche mioceniche, ma sono ben documentati sia dai lavori minerari che dai fori di sonda (ad es. fig.20). Il Lignitifero è noto su una superficie di oltre 100 kmq, a quote comprese fra +100 m (in affioramento) fino a -803 m in sondaggio (foro 37/87).

La mineralizzazione è contenuta in una serie di banchi ricchi di materiale carbonioso, raggruppabili in più fasci (*seam*) di potenza e continuità laterale variabile, e quindi di differente interesse minerario, intercalati a materiali sterili. I *seam*, a loro volta, sono costituiti da una parte sterile e una parte "carboniosa" il cui rapporto è molto variabile. In base al contenuto di argilla, si distinguono: 1) argille carboniose (con contenuto argilloso maggiore del 90%); 2) argille con carbone (con contenuto argilloso tra 50 e 90%); 3) carbone impuro (con contenuto argilloso tra 10 e 50%); 4) carbone (con contenuto argilloso inferiore al 10%). All'interno del singolo *seam* difficilmente si hanno fasci di carbone puro superiori a 30-50 cm; in ogni caso la loro continuità laterale è limitata da impurità argillose che possono divenire anche molto abbondanti. I *seam* della successione sono caratterizzati da spessori molto variabili, da repentine chiusure laterali e dalla scomparsa in certe aree del bacino (interdigitazioni, eteropie, *etc.*) in relazione ad una complessa distribuzione degli ambienti sedimentari, che comprendevano zone canalizzate (con prevalente erosione) e zone di laguna-palude (con prevalente accumulo) che solo nelle parti marginali costituivano l'ambiente di sedimentazione del carbone, frequentemente contaminato da materiale argilloso.

I *seam* sono comunemente intercalati a sedimenti arenacei, siltosi, argillosi, marnosi e calcarei, con una potenza complessiva massima di circa 150 m. La potenza media è di circa 70 m, con un generale e costante aumento verso W (v. fig.21). La potenza cumulata di carbone, in rapporto al Lignitifero, non scende mai al di sotto del 20% e raramente supera il 40%. La ricostruzione della successione litostratigrafica del Lignitifero è di estremo interesse per quanto concerne la correlazione spaziale fra i differenti livelli e la ricostruzione della geometria del giacimento, che risulta molto complicata dalla frequente presenza di disturbi tettonici che si sovrappongono ad una originaria situazione sedimentaria di per sè complessa.

1.1.2.3. - Il carbone del Sulcis

L'individuazione di parametri chimico-fisici intrinseci al carbone consente di definire in modo univoco le caratteristiche di carboni di provenienza e di età differenti a scala mondiale, pianificando l'interscambio commerciale. Le differenti classificazioni omologate alla scala mondiale si fondano su parametri quali il potere calorifico, il tenore in carbonio, l'umidità inerente, il contenuto in materie volatili, il tenore in zolfo, il potere riflettente della vitrinite, le proprietà agglomeranti, il contenuto in ceneri, *etc.*; ciascuna di esse privilegia uno o più di questi parametri e pertanto uno stesso carbone trova differente collocazione nell'ambito delle diverse classificazioni.

Le analisi effettuate su centinaia di campioni consentono di definire alla scala del giacimento le caratteristiche principali del Carbone Sulcis ed una sua collocazione nell'ambito delle differenti classificazioni.

Secondo la Classificazione Internazionale, che privilegia il potere calorifico, il tenore in carbonio e l'umidità inerente, il carbone del Sulcis si colloca fra le classi 7 ed 8, dal gruppo 0 all'1, dal sottogruppo 0 all'1.

Secondo la classificazione *ASTM* e *DIN*, che privilegiano il potere riflettente della vitrinite, il contenuto in materie volatili, il contenuto in ceneri e l'umidità, il carbone del Sulcis è definito rispettivamente come "*Subbituminous A-B*" e "*Glanzbraunkohle*".

Il contenuto medio in zolfo del 6% nel carbone del Sulcis lo colloca tra quelli alto-solforosi e ne penalizza fortemente la qualità, soprattutto se il suo utilizzo è destinato alla combustione per la produzione di energia, anche in base alle più recenti norme di impatto ambientale.

1.1.3. - Minerali industriali: bentoniti

Col termine bentonite s'intende una roccia costituita da minerali argillosi appartenenti al gruppo delle smectiti (di cui il più diffuso e prevalente è la montmorillonite) e accompagnati da silicati colloidaliformati per devetrificazione e/o alterazione chimica di allumo-silicati, preferibilmente alcalini.

Tra i minerali industriali esistenti nell'area del Foglio Carbonia, le bentoniti rappresentano sicuramente una delle risorse minerarie di maggiore interesse, sia per l'estensione degli affioramenti, sia per la presenza di realtà estrattive oramai consolidate.

I giacimenti hanno giacitura sub-orizzontale e forma prevalentemente lenticolare, con estensioni che possono raggiungere le centinaia di metri e spessori di pochi metri, raramente lo spessore supera la decina di metri.

La miniera più importante è quella di N.ghe Panicasu, a NW di Giba, dove una bentonite calcica di colore biancastro-*beige* si è formata per alterazione di piroclastiti terziarie (daciti di Matzaccara). La miniera è una delle principali fonti di approvvigionamento di un impianto posto alla periferia di Piscinas.

Anche a S. Antioco (Cala Saboni e Case Bullegas) le miniere sono impostate su bentoniti derivanti dalla stessa formazione piroclastica (v. tav.12).

Nell'area compresa tra Carbonia e Portovesme sono stati eseguiti numerosi piccoli scavi in affioramenti di bentonite; si tratta per lo più di saggi effettuati da piccoli imprenditori con scarse conoscenze tecniche e limitate disponibilità economiche, spesso non in grado di sfruttare adeguatamente i prodotti rinvenuti.

Numerosi sono gli affioramenti sparsi nell'area del Foglio, la maggior parte dei quali non ha interesse industriale a causa delle ridotte dimensioni dei giacimenti o dei vincoli ambientali esistenti.

In generale, le bentoniti presenti nell'area del Foglio Carbonia si sono formate per l'azione di fluidi idrotermali di bassa temperatura su piroclastiti di composizione da riolitica a dacitica di età miocenica. L'argillificazione è avvenuta attraverso una serie di reazioni di idratazione dei silicati, iniziando dalle porzioni più vetrose per estendersi poi a tutto il livello piroclastico. Questo processo si realizza quando la piroclastite rimane in condizioni di idrotermalismo per tempi sufficientemente lunghi e possiede adeguata permeabilità.

Le bentoniti del Foglio Carbonia, come tutte quelle d'interesse industriale rinvenute fino ad ora in Sardegna, sono bentoniti calciche che richiedono un processo detto di "attivazione", tramite il quale sono trasformate in bentoniti sodiche, consentendo in tal modo di esaltarne il potere di scambio cationico e la capacità di espandersi in presenza d'acqua.

1.1.4. - *Altri tipi di mineralizzazioni sedimentarie*

Concentrazioni sedimentarie di barite clastica si rinvencono all'interno di strutture carsiche (*paleokarst*) e/o associate ad argille residuali. Benché di facile coltivazione, le modeste dimensioni di queste mineralizzazioni non incoraggiano lo sfruttamento.

La coltivazione di alcune di queste mineralizzazioni è stata effettuata da piccole ditte artigianali tra Serra de su Pranu e P.ta is Pilus, a Serra Parisi, poco a N di N.ghe Paristeris e poco a NE di Corona sa Craba. Quelle relative alla prima località erano segnalate anche da POLL (1966). In certi casi (Serra Parisi) la barite clastica è accompagnata da ossidi di Fe.

I depositi contenenti questo minerale sono attribuiti al Pleistocene medio (sintema di Serra de su Pranu, cfr. § IV - 7.1.).

1.2. - MINERALIZZAZIONI ASSOCIATE A FASCE CATACLASTICHE ERCINICHE

Queste sono le mineralizzazioni più importanti del Foglio per quanto riguarda l'attività estrattiva della barite, che in passato ha avuto una certa importanza economica. Sono localizzate in metasedimenti cambro-ordoviciani (prevalentemente carbonatici) lungo contatti tettonici tardo-paleozoici. Oggi nessuna di queste mineralizzazioni è in coltivazione; vecchie miniere sono note nella zona a N di Is Sais (miniera di M. Ega) e in quella di Corona sa Craba, presso Barbusi (v. tav.12). Numerosi saggi minerari e attività di piccole concessioni minerarie sono distribuiti anche nell'area a S di Giba, lungo contatti tettonici di età permiana che tagliano rocce carbonatiche cambriane.

La zona di Corona Arrubia - P.ta Antoni Aresu (aree più orientali della concessione mineraria di M. Ega) è caratterizzata da mineralizzazioni a prevalente barite e subordinate fluorite e galena (TAMBURRINI & URAS, 1967). Da questa miniera, il cui inizio della coltivazione risale al 1893 (Soc. Destefani), sono stati estratti, fino al 1990, 2,3 milioni di tonnellate di grezzi con tenori attorno al 30% di barite (Relazioni interne Bariosarda S.p.A.).

Il giacimento è associato a una zona di taglio di età ercinica con fasce cataclastiche, spesso silicizzate, orientate N-S, NE-SW e ENE-WSW (cfr. § V - 1.2.2.). Le mineralizzazioni sono localizzate lungo contatti tettonici tra i metasedimenti ordoviciani e i carbonati cambriani, o lungo contatti tettonici all'interno degli stessi carbonati; quelle economicamente più interessanti sono tutte ubicate entro i carbonati cambriani e lungo i contatti tettonici tra questi carbonati. Lo spessore dei corpi mineralizzati più importanti può arrivare a 5 m; il "filone principale" della Miniera di M. Ega ha giacitura sub-verticale, una lunghezza di circa 700 m e spessori relativamente costanti attorno a 1,5 m (TAMBURRINI & URAS, 1967) (v. fig.67). Le ganghe che accompagnano la mineralizzazione sono di quarzo e calcite. La barite è accompagnata costantemente da piccole quantità di galena e da tenori ancora minori di blenda, calcopirite, pirite e argentite.

Le mineralizzazioni a barite e fluorite non sono coinvolte nella cataclasi dei contatti tettonici e sono quindi successive alla tettonica compressiva ercinica. In certi casi però, faglie sub-verticali con rigetti modesti ed orientate N010E tagliano la mineralizzazione. TAMBURRINI & VALERA (1967) indicano una cronologia delle mineralizzazioni che partendo da fluorite e barite continua con la cristallizzazione dei solfuri. Al contrario, secondo POLL (1966) fratture riempite da barite nelle mineralizzazioni a solfuri indicherebbero un'età più giovane per la barite.

Anche presso Corona sa Craba (v. tav.12), mineralizzazioni a prevalente barite affiorano lungo una potente fascia cataclastica silicizzata che sovrappone i carbonati cambriani ai metasedimenti ordoviciani. Anche in questo caso la barite, prevalente, è accompagnata da piccole quantità di solfuri (galena, blenda, marcassite e pirite).

Nell'area di Giba - S. Anna Arresi (v. tav.12) le mineralizzazioni a barite sono associate alle fasce cataclastiche di faglie dirette di età permiana, orientate NW-SE (cfr. § V - 1.3.). Anche in questa zona la genesi della barite e dei solfuri sembra legata alla circolazione di fluidi idrotermali (BONI, 1994) connessi al ciclo magmatico tardo-paleozoico lungo preesistenti contatti tettonici ercinici.

1.3. - MINERALIZZAZIONI IN CORPI FILONIANI E IPOABISSALI TERZIARI

Le più importanti mineralizzazioni legate a corpi filoniani e/o ipoabissali terziari si rinvencono nell'area tra Medau su Conti e Serra Mori Vai, dove sono presenti filoni e ammassi andesitici di età aquitaniana (andesiti di Monte Perda). Le mineralizzazioni, mai coltivate, sono costituite da solfuri prevalenti: pirite e pirrotina con subordinate galena, blenda, calcopirite, arsenopirite (GRILLO *et alii*, 1986). I solfuri di Fe sono presenti in cristalli euedrali millimetrici concentrati lungo fratture e in individui minutissimi sia nella pasta di fondo che all'interno dei fenocristalli di maggiori dimensioni.

Nella zona di Cuccuru is Soddinis - Su Sindigu, dove sono presenti le concentrazioni più interessanti, le andesiti sono molto alterate e attraversate da vene di quarzo e calcite con zeoliti (stilbite), solfuri e ossidi di Fe (ematite e magnetite) (GRILLO *et alii*, 1986). Secondo questi Autori le maggiori concentrazioni in galena, e in minor misura di blenda, sono al contatto con i calcari cambriani.

Interessanti anomalie in Au (con valori fino ad alcune centinaia di ppb) e Mo sono state evidenziate da ricerche inedite della Progemisa S.p.A. (Gruppo E.M.Sa), sia su campioni di roccia che su *stream sediment*. Secondo questi studi le mineralizzazioni a solfuri sono da ricondurre ad un'alterazione idrotermale con caratteri intermedi tra quelle tipo *porphyry* e quelli di tipo epitermale.

Le mineralizzazioni interessano anche le rocce paleozoiche e quelle paleogeniche (Serbariu) in corrispondenza dei contatti con le andesiti dell'Aquitano e sembrano non interessare le andesiti del Burdigaliano superiore.

2. - CAVE

Nel Foglio Carbonia sono cavate rocce sia come materiale da costruzione che per usi industriali. Le principali cave attive sono presso Serbariu e nell'area di Monserrato (a NW di Is Urigus).

La cava di Monserrato (v. tav.16) è impostata in un deposito piroclastico di flusso poco saldato (parte superiore delle rioliti di Monte Crobu). Il materiale estratto è destinato alla produzione di materiali ceramici.

A NE di Serbariu (v. tav.16) una cava di notevoli dimensioni sfrutta calcari e dolomie della f.ne di Gonnessa per la produzione di inerti. Altre cave di dimensioni minori, ora inattive, che sfruttavano analoghi materiali per gli stessi scopi, sono presso Cannas (a E di Carbonia).

Nella zona di M. Narcao sono tuttora attive piccole cave che sfruttano rocce “andesitiche” come materiale ornamentale (v. tav.16).

Tra le cave inattive, la più importante è quella di Maladroxia (Isola di S. Antioco) (v. tav.16). La cava è impostata su rocce calcaree del Cretacico inferiore. Fino a pochi anni fa la quantità di materiale estratto era di circa 200.000 mc annui (dati inediti Nuova Sardamag S.r.l.). Il materiale era utilizzato per la produzione della magnesite (circa 70.000 t annue). Il materiale più adatto allo scopo era rappresentato dai calcari “urgoniani” non alterati, che contengono pochi minerali argillosi. Un'altra cava, anch'essa inattiva e ancora impostata sui calcari “urgoniani”, è situata nei pressi di N.ghe Femminedda, a W di Maladroxia.

Presso Flumentepido (v. tav.16) è stata attiva fino a pochi anni fa una cava di notevoli dimensioni, impostata sulla f.ne del Cixerri. Venivano coltivate argille e marne per la produzione di laterizi. Anche in questo caso l'attività è oggi molto ridotta e saltuaria e l'area è in fase di riconversione come discarica per inerti.

Fino a qualche decennio fa hanno avuto notevole importanza anche alcune cave tra Paringianu e Bruncutèula (v. tav.16), impostate su depositi piroclastici (rioliti di Paringianu) utilizzati per la produzione di materiali da costruzione. Altre cave, a S di Carbonia (tra Medadeddu e P.ta Torretta), hanno fornito i materiali lapidei per l'edificazione della città di Carbonia fin dagli anni '30; si tratta di depositi piroclastici di flusso saldati (rioliti di Seruci e daciti di Corona Maria).

Importanti cave di sabbia per edilizia si trovano presso Barbusi (v. tav.16) e, di minore importanza, tra Medadeddu e Sa Gruxitta (Carbonia), impostate su arenarie friabili e sabbie eoliche pleistoceniche. Infine nei pressi di Portovesme sono state aperte piccole cave di prestito nelle sabbie e arenarie pleistoceniche; il materiale è stato utilizzato per riporti, terrapieni, *etc.*, nell'area industriale di Portovesme.

3. - IDROGEOLOGIA

L'area del Foglio Carbonia è in massima parte interessata dai bacini del Rio Palmas e del Rio S. Milano, dal tratto terminale del Rio Flumentepido e da alcuni corsi d'acqua minori che trovano sbocco nello Stagno di Porto Botte. All'interno del Foglio è compresa anche l'Isola di S. Antioco dove sono presenti corsi d'acqua di minore importanza (Riu Triga, Riu Capriolu, Riu S'Acqua sa Mura, *etc.*).

Il bacino del Rio Palmas drena una superficie di 460,6 kmq ed è il risultato

della confluenza di diversi corsi d'acqua che nascono anche nell'adiacente Foglio 565 "Capoterra". L'area di drenaggio corrisponde al Bacino di Narcao, colmata da sedimenti continentali e da prodotti vulcanici terziari.

Nel suo tratto terminale il Rio Palmas è interrotto da uno sbarramento che ha dato vita all'invaso di M. Prano. Il progetto, realizzato tra il 1948 e il 1951, oltre alla diga principale comprende anche quella secondaria di Bastuppa e le due laterali di Case Miais e Bau Foradas; le prime due in calcestruzzo, quelle laterali in terra. La diga principale è alta 32 m, ha uno sviluppo al coronamento di 216 m ed una capacità utile di invaso di 50 milioni di mc. La presenza dell'invaso ha ovviamente generato importanti variazioni sia nei deflussi superficiali sia in quelli sotterranei.

Il Rio Flumentepido nasce alle pendici del M. Cortoghiana Becciu (nel Foglio 555 "Iglesias") e dopo circa 23 km sfocia con il nome di Canale di Paringianu nella peschiera di Boi Cerbus, una stretta insenatura limitata dal promontorio di P.ta S'Aliga. Il bacino, di forma vagamente ellittica, ha una superficie di 120 km ed un asse con andamento circa ENE-WSW. Il maggior contributo un tempo era fornito dalle sorgenti di Caput Aquas di Barbusi che attualmente vengono captate direttamente in falda e sfruttate per uso civile.

L'idrografia dell'Isola di S. Antioco è costituita da corsi d'acqua modesti che si dipartono dalla zona centrale dell'Isola verso tutte le direzioni; in modo particolare verso N e verso E. Le sorgenti non sono numerose ed hanno tutte portate esigue. Di un certo interesse è la sorgente termale di Maladroxia, che emerge ad una profondità di circa mezzo metro sotto il livello dell'acqua marina ed è ubicata in corrispondenza della Faglia di Maladroxia (tav.17).

A N e ad E della foce del Rio Palmas la rete idrografica, non molto sviluppata, è condizionata dai canali costruiti dal Consorzio di Bonifica del Basso Sulcis, che intersecano tutti i corsi d'acqua che hanno foce in questo tratto di litorale: il Canale Circondario e, in particolar modo, il Canale Adduttore che attraversa il territorio parallelamente alla costa, dalla zona di Matzaccara a quella di S. Anna Arresi, lambendo il Lago di M. Prano (tav.17). Di grande importanza è anche il canale del Riu Santu Milano, lungo circa 15 km, che include entro i limiti del suo spartiacque l'abitato di Carbonia.

3.1. - PERMEABILITÀ E ACQUIFERI

Sulla base della permeabilità, le litologie del Foglio Carbonia possono essere classificate nella maniera seguente (tav.17): 1) alta permeabilità: calcari cambriani, mesozoici e terziari (per fratturazione) e parte dei depositi quaternari (per porosità): depositi antropici, depositi di spiaggia e arenarie eoliche oloceniche e pleistoceniche; 2) permeabilità media: rocce vulcaniche terziarie e dolomie

cambriane (per fratturazione), parte restante dei depositi quaternari (per porosità): depositi di stagno, depositi alluvionali olocenici e pleistocenici, *etc.*; 3) permeabilità bassa: rocce granitoidi e metarenarie cambriane; 4) permeabilità bassissima: epiclastiti terziarie, sedimenti terrigeni paleogenici, metapeliti cambriane e ordoviciane.

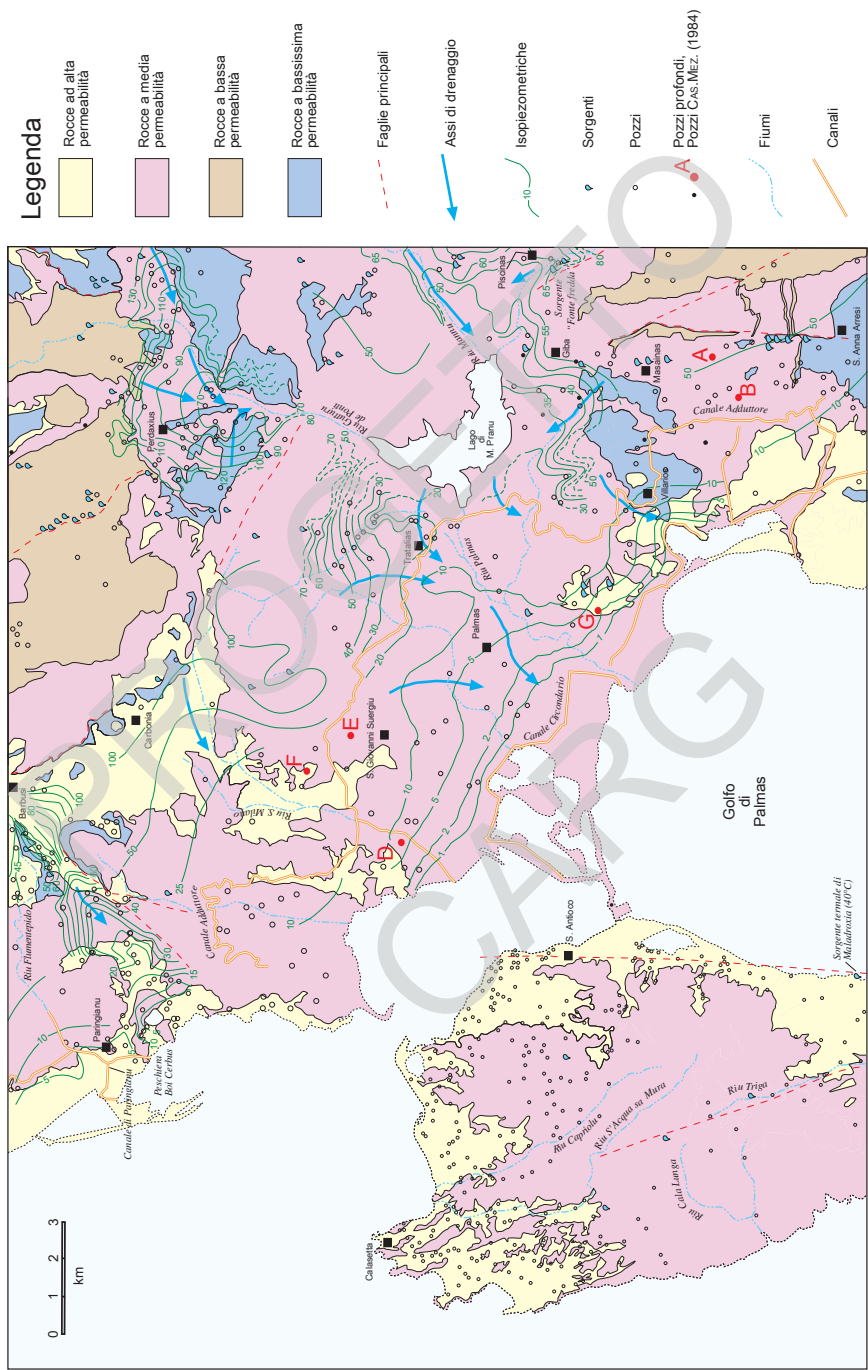
Nell'area del Foglio possono essere individuati tre acquiferi principali:

- a) "Acquifero su depositi alluvionali", esteso in parte lungo la fascia costiera tra Portoscuso e Porto Botte (con litologie sabbioso-argillose), e presso Serbariu, Narcao e Giba (costituito da ghiaie, sabbie e depositi di versante). Nel primo caso si tratta di un acquifero poco produttivo, mentre nel secondo sono state accertate portate sull'ordine del l/sec.
- b) "Acquifero su rocce vulcaniche", interessato da numerosi pozzi di scarsa profondità con portate generalmente basse, fatti salvi alcuni nel territorio di S. Giovanni Suergiu e Villarios.
- c) "Acquifero su rocce paleozoiche", contenuto nei calcari cambriani; è senza dubbio quello che presenta le maggiori potenzialità, come dimostrano anche le perforazioni eseguite per conto della Cassa per il Mezzogiorno (CAS.MEZ., 1984). Secondo lo studio presente anche le metamorfite pelitiche e arenitiche sembrano avere, in alcune aree, una buona potenzialità.

3.1.1. - *Struttura degli acquiferi*

Sotto l'aspetto idrostrutturale si può sinteticamente parlare di un basamento paleozoico la cui continuità viene interrotta da depressioni colmate dai depositi cenozoici. Le principali depressioni sono quella di Narcao, che attraversa tutto il Foglio in direzione E-W e si estende anche oltre i limiti del Foglio, e quella del Golfo di Palmas. Il serbatoio principale è costituito dai calcari e dalle dolomie cambriane che, data la frequente giacitura sub-verticale, contengono riserve di notevole entità. Il fatto che i caratteri chimici delle acque termali siano comuni a quelli delle acque fredde, emergenti a poca distanza, fa localizzare la provenienza in un acquifero comune in cui le differenze di temperatura e salinità sono dovute ad un maggior approfondimento del circuito.

Rocce paleozoiche sono state perforate da sondaggi eseguiti per conto della Cassa per il Mezzogiorno (CAS.MEZ., 1984), entrambi a S di Masainas. La prima perforazione (pozzo A nella tav.17), in località Is Mancas, ha raggiunto una profondità di 73,50 m penetrando per 20 m nei calcari cambriani; la seconda, in località Is Lois (pozzo B nella tav.17), è arrivata a 230 m incontrando rocce metamorfiche silicoclastiche. Le portate emunte ovviamente sono molto differenti, nel primo caso si sono ottenuti sino a 36 l/sec. nell'altro 1,80 l/sec.



Tav. 17 - Schema idrogeologico del Foglio 564 "Carbonia".

Altre quattro perforazioni (pozzi D, E, F e G nella tav.17), sempre ad opera della Cassa per il Mezzogiorno, sono state eseguite presso S. Giovanni Suergiu (le prime tre) e presso Palmas. Tutte hanno raggiunto le rocce andesitiche terziarie a profondità comprese tra 55 m e 103 m e in tutti i casi sono state individuate falde sia nei depositi quaternari che nelle vulcaniti, con portate sempre notevoli (sino a 25-30 l/sec.).

Nella piana di Giba i depositi quaternari raggiungono potenze di 50 m presso Giba e Piscinas e di 20 m presso Palmas. Anche in questo caso due perforazioni hanno attraversato la successione vulcanica. Presso Giba questa successione ha una potenza di almeno 85 m; sono state intercettate tre falde, tutte nelle vulcaniti, con portate emunte sino a 6 l/sec. In prossimità di Terrazzu un sondaggio di 224 m ha incontrato le vulcaniti dopo 7 m di materiale alluvionale; due sono le falde intercettate con portate complessive che hanno raggiunto 15 l/sec.

3.1.2. - Parametri idrodinamici degli acquiferi

I parametri idrodinamici sono stati valutati sulla base delle prove di emungimento a portata costante eseguite su alcuni pozzi profondi.

I calcari cambriani hanno una permeabilità alta, $1,4 \times 10^{-4}$ m/s, ed una trasmissività di $6,5 \times 10^{-3}$ m²/s per una potenza del mezzo saturo di 46 m. Gli scisti paleozoici presentano una permeabilità piuttosto scarsa, 1×10^{-7} m/s, ed una trasmissività, su una potenza di saturazione di 136 m, di 1×10^{-5} m²/s.

Per le "andesiti" è stata determinata una permeabilità di 2×10^{-6} m/s ed una trasmissività di $1,8 \times 10^{-4}$ m²/s su 84 m di saturazione. In alcune zone però questi litotipi hanno mostrato una permeabilità molto più elevata, soprattutto a S del Lago di M. Prano, dove in sei pozzi realizzati dall'E.S.A.F. nel 1989 (PECORINI, 1989) si sono riscontrate portate di 20-30 l/s ciascuno, con valori di trasmissività compresi tra $9,5 \times 10^{-3}$ e 4×10^{-2} m²/sec.

Nei depositi alluvionali ghiaiosi la permeabilità accertata è di 0,7-0,8 $\times 10^{-4}$ m/s e la trasmissività di $0,6 \times 10^{-3}$ m²/s su uno spessore del mezzo saturo di 8 m. Bisogna considerare che in molti casi i pozzi sui depositi alluvionali interessano anche le rocce vulcaniche sottostanti, pertanto i parametri in questi casi risultano essere più o meno mediati tra quelli dei due acquiferi; non è stata rilevata infatti alcuna differenza tra le piezometrie osservate nei pozzi trivellati sulle vulcaniti e quelle dei pozzi a largo diametro scavati nelle coperture quaternarie (HYDROCONTROL, 1997).

Le "ignimbriti" hanno permeabilità che varia da 0,16 a $0,016 \times 10^{-4}$ m/s; e trasmissività altrettanto varia, da 0,35 a $1,4 \times 10^{-3}$ m²/s, per potenze del mezzo saturo comprese tra 80 e 200 m.

Dai risultati delle prove di emungimento risulta che gli acquiferi alluvionali sono quelli che possiedono le caratteristiche più omogenee di permeabilità e trasmissività, mentre dalle vulcaniti e dagli scisti si ricavano valori assai variabili, in genere bassi, in relazione alla intensità di fessurazione. Anche i calcari, seppure in grado minore, forniscono parametri idrodinamici variabili per le stesse ragioni, ma in questo caso i valori sono sempre piuttosto elevati.

3.1.3. - *Piezometria delle falde*

Si tratterà di seguito separatamente dell'andamento piezometrico delle falde presenti nei bacini del Rio Palmas e del Rio Flumentepido anche se non sono rilevabili sotto questo aspetto differenze sostanziali. In entrambi i bacini la soggiacenza della falda superficiale si colloca raramente oltre i 5 m e l'andamento dei deflussi segue, in linea di massima, la morfologia superficiale. La distribuzione dei pozzi, per lo più impostati nelle coltri alluvionali quaternarie e più raramente nelle litologie paleozoiche e terziarie, non è omogenea.

In corrispondenza del Riu di Piscinas (v. tav.17), nel settore orientale del Foglio, è visibile una zona di drenaggio poco marcata, mentre l'alimentazione può localizzarsi negli adiacenti rilievi vulcanici. A SW di Piscinas, in corrispondenza di una faglia, le curve tendono a sovrapporsi; ciò suggerisce l'esistenza di un limite a flusso imposto che, limitando il deflusso sotterraneo, dà origine alla sorgente Fonte Fredda (ora captata).

Lo stesso andamento descritto in precedenza si rileva nella piana di Perdaixius, dove le isofreatiche assumono una forma tortuosa, in sostanziale accordo con la morfologia, con evidenti zone di drenaggio preferenziale in corrispondenza del Riu Gutturu de Ponti. Altre zone di alimentazione sono presumibili alla base dei versanti, lungo il contatto tra i sedimenti quaternari e le altre litologie a permeabilità medio-bassa. Nella località di Benatzu de Gutturu de Ponti, i corsi d'acqua e la falda sono costretti a defluire in sezioni ristrette limitate dagli alti morfologici vulcanici. Ciò è causa di una convergenza delle isofreatiche con conseguente aumento della portata unitaria, fattori che risultano sempre vantaggiosi per lo sfruttamento della falda.

A S del Lago di M. Prano le "andesiti" sono caratterizzate da permeabilità piuttosto elevata tanto che, nonostante le caratteristiche di roccia fessurata, è possibile individuare un flusso continuo ed uniforme della falda; in particolare, dopo la costruzione dello sbarramento sono comparse in quest'area alcune emergenze e aree paludose prima inesistenti. Per quanto concerne la falda profonda, non è stato possibile darne una rappresentazione cartografica sia per il numero insufficiente di pozzi sia perché, come riferito in precedenza, gli stessi pozzi sono stati

condizionati in modo tale da non escludere le falde superficiali, rendendo così problematica la distinzione delle piezometrie.

Nel bacino del Flumentepido i pozzi controllati sono stati 163 (una parte dei quali fuori dal Foglio Carbonia). La falda risulta localizzata nei depositi alluvionali in coincidenza dell'asse del bacino e nell'area di Arcu sa Tiria. Tralasciando il settore orientale del bacino, racchiuso dagli affioramenti paleozoici, molto fuori dall'area del Foglio, dove l'acqua è localizzata nei depositi olocenici, consideriamo la zona centrale, settore ad E di Cortoghiana (ancora fuori dai limiti ma ad essi più prossima) e dell'abitato di Flumentepido.

Si tratta di un'area piuttosto ampia impostata sui depositi quaternari. La cadente idraulica si mantiene quasi sempre su valori decisamente bassi (2-2,5%), salvo poi aumentare decisamente in prossimità di due faglie principali (faglie di M. Ulmus e di M. Sirai, v. tav.3), che isolano questo settore da quello occidentale, raggiungendo valori superiori al 6%. Queste faglie costituiscono due soglie idrauliche. Non sono presenti assi di drenaggio marcati e la morfologia evidenzia un asse di alimentazione con direzione NNW-SSE. A SW dell'abitato di Flumentepido si ha un'area con morfologia dolce, dove la falda è impostata su depositi quaternari aventi notevole spessore.

Dai dati di alcuni sondaggi eseguiti nell'area dalla Carbosulcis S.p.A. (F.S. 33-34/86 e 35/87), la potenza dei depositi quaternari oscilla da un minimo di circa 20 m ad un massimo di 40 m. Presso Casale Colti e Fideli e la vecchia miniera Littoria si ha un gradiente idraulico notevole (> del 6%), dovuto probabilmente a depositi pleistocenici a matrice argillosa aventi bassa permeabilità. Tale gradiente decresce spostandosi verso il mare (< del 1%). È stata inoltre evidenziata una soglia di permeabilità a S dell'area, in prossimità dello spartiacque idrografico, generata dalla Faglia di Monte Sirai.

Dall'analisi dei dati bibliografici (FADDA *et alii*, 1994), risulta che l'emungimento dal livello -400 nei pozzi minerari a N di tale faglia influenza i livelli piezometrici (F.S. 33/86 -394,25 m e F.S. 36/87 -393 m), mentre ciò non avviene per quelli localizzati a S (F.S. 34/86 - 2 m, F.S. 35/86 - 107,6 m) confermando la presenza della soglia idraulica. L'andamento generale della falda, e la sua morfologia, suggeriscono un parziale deflusso verso la zona di Bruncutèula.

Resta infine da considerare l'acquifero impostato sulle vulcaniti del quale, nonostante la scarsità dei pozzi, è possibile ricostruire le caratteristiche principali. Si tratta di una falda superficiale su mezzo fessurato, di modesta potenza, con un gradiente decisamente basso (0,5-1%) che può aumentare localmente. Questa caratteristica è giustificabile per locali variazioni di spessore della falda, piuttosto che per variazioni della permeabilità. L'andamento delle isofreatiche assume una direzione meridiana con la concavità rivolta verso monte, che indica un asse di alimentazione con deflusso radiale.

4. - PEDOLOGIA

4.1. - CENNI DI PEDOLOGIA

Il Foglio Carbonia risulta estremamente composito sotto l'aspetto litologico e morfologico e di conseguenza anche dal punto di vista pedologico.

I suoli di quest'area verranno descritti nell'ambito dei grandi paesaggi lito-morfologici e si parlerà spesso di "catene" di suoli, cioè di "associazioni" di suoli, di una data area, che a partire da un comune litotipo si sviluppano in condizioni morfologiche diverse.

Per quanto riguarda la loro classificazione verrà utilizzata la SOIL SURVEY STAFF (1975) (elaborata dal *Soil Conservation Service* degli Stati Uniti d'America) e la classificazione FAO UNESCO (1975), indicata tra parentesi, elaborata per la cartografia dei suoli del mondo.

Questi tipi di classificazione sono comunemente utilizzati nei lavori sui suoli della Sardegna e anche su quelli dell'area del Foglio Carbonia (ARU & BALDACCINI, 1965; ARANGINO *et alii*, 1986; ARU *et alii*, 1991). Informazioni relative ai profili dei suoli, alle classi tessiturali e al loro diverso utilizzo nell'area del Foglio sono state ricavate anche dal "Piano di disinquinamento per il risanamento del territorio del Sulcis-Iglesiente" (E.M.S.A., 1999).

4.1.1. - Suoli sui paesaggi alluvionali olocenici (**b_n**)

Sono suoli in cui è difficile individuare orizzonti genetici caratteristici in quanto si tratta di sedimenti giovani, ossia ai primi stadi evolutivi; pertanto non sempre è possibile distinguere un profilo tipico di riferimento, sia perché è molto variabile la natura geolitologica da cui si originano, sia per le modifiche a cui vanno incontro in relazione agli svariati usi antropici. In genere questi suoli, con profilo A-C ed appartenenti ai *Typic Xerofluvents Eutric Fluvisols* sono strettamente legati alla presenza di pianure e valli fluviali.

Nel settore studiato si hanno suoli ghiaiosi o ghiaioso-sabbiosi e suoli sabbioso-limosi o sabbioso-limoso-argillosi, sino ad argillosi. In alcune aree in cui prevale la componente ghiaiosa e sabbiosa, il suolo risente fortemente dell'aridità primaverile ed estiva. Questi suoli, a tessitura piuttosto grossolana, sfumano in quelli sabbioso-limosi e sabbioso-limoso-argillosi, di elevata fertilità, derivante dall'alterazione delle rocce effusive.

Tranne casi particolari, di eccessiva presenza di scheletro, questi suoli alluvionali hanno un notevole valore agronomico e vengono utilizzati sia per le colture arboree che per quella cerealicola, soprattutto in regime irriguo.

4.1.2. - *Suoli salsi*

Nelle aree circostanti le lagune costiere (Porto Botte, S. Antioco e Parin-gianu) sono sviluppati suoli salati. Hanno un pH che si mantiene nel campo della subalcalinità ed alcalinità (pH compreso tra 7,5 e 8,5): si tratta cioè di suoli salini bianchi, *Typic Salorthids Gleyic Solonchak*. La concentrazione di sali solubili (cloruri e solfati) varia in funzione delle stagioni, determinando croste saline superficiali nel periodo estivo. La vegetazione su questi suoli è rada e di tipo alofilo. Presentano un profilo poco differenziato, ricco di sali (cloruri, solfati, carbonati) in tutti gli orizzonti. La loro utilizzazione per scopi agricoli comporterebbe notevoli investimenti (dessalazioni, drenaggi, impianti idrovori).

4.1.3. - *Suoli sui paesaggi dei depositi eolici pleistocenici (PVM_{2b})*

Si tratta di suoli sviluppatasi su substrati costituiti da sabbie e/o arenarie poco cementate di origine eolica e di età würmiana (Pleistocene superiore). Presentano profili A-B_t-C e A-B_w-C; talora risultano sormontati da altri suoli con profilo A-C. Rientrano nei *Typic Xerochrepts (Eutric, Calcic, Dystric Cambisols)* e *Typic Xeropsamments (Eutric, Calcaric regosols)* con profondità anche superiore a 1,5-2 m. Hanno tessitura variabile da franco-sabbiosa in superficie a franco-sabbioso-argillosa in profondità, con diminuzione di velocità di drenaggio verso il basso. I suoli sviluppati sui depositi eolici pleistocenici sono prevalentemente coltivati a vigneto.

4.1.4. - *Suoli sui paesaggi alluvionali pleistocenici (PVM_{2a})*

I suoli impostati sui depositi alluvionali pleistocenici hanno subito processi di eluviazione e illuviazione determinando accumuli d'argilla negli orizzonti profondi. L'orizzonte argilloso può essere più o meno impermeabile, generando talvolta temporanei ristagni d'acqua. La catena di suoli più rappresentativa di questi paesaggi è costituita da *Typic Palaxeralfs (Orthic Luvisols)*, *Aquic Palaxeralfs (Eutric, Dystric Planosols)*.

Questi suoli sono caratterizzati da tessiture variabili da franco-sabbioso-argilloso ad argilloso-sabbioso, talvolta con accumuli di carbonati negli orizzonti B e C. Passando dalle parti morfologicamente più elevate verso le pianure si nota una diminuzione nel contenuto in scheletro, un minore grado di illuviazione, minore permeabilità e, a tratti, accumuli di carbonati negli orizzonti A e C. Le maggiori limitazioni d'uso sono date, talvolta, dall'eccessiva presenza di sche-

letro e, spesso, dalle difficoltà di drenaggio dovute all'orizzonte illuviale ed alla cementazione. Una più razionale utilizzazione potrebbe essere determinata dal miglioramento delle caratteristiche fisiche tese ad aumentarne la permeabilità.

4.1.5. - Suoli sui paesaggi delle "ignimbriti" terziarie

Per quanto riguarda questi paesaggi, lo stato di evoluzione dei suoli dipende dal grado di saldatura delle piroclastiti e poco dalla morfologia; generalmente predomina la roccia affiorante. I suoli, presenti solo in aree limitate, sono sempre di spessore modesto (circa 10-25 cm), con l'orizzonte A giacente direttamente sulla roccia inalterata (R); si tratta di *Lithic Xerorthents (Lithosols)* a tessitura da franco-sabbiosa a franco-sabbioso-argillosa. In presenza di litotipi poco saldati e facilmente alterabili, soprattutto in zone pianeggianti, i suoli raggiungono una maggiore evoluzione e talvolta riesce a svilupparsi anche l'orizzonte superficiale O, ricco in sostanza organica. Il loro profilo, mai superiore ai 50 cm, è normalmente del tipo A-C e presenta una buona percentuale di scheletro per tutto il profilo; la tessitura è generalmente franca ed il drenaggio normale.

Nelle aree più depresse i suoli mostrano una evoluzione più marcata. I profili presentano spessori generalmente compresi tra 40 e 100 cm e sono del tipo A-C e A-B_w-C; presentano variazioni tessiturali dall'alto verso il basso, passando da classi sabbiose in superficie a classi franco-sabbioso-argillose in profondità. Ne consegue che il drenaggio diminuisce procedendo verso il basso. I suoli aventi il profilo A-C sono classificabili come *Lithic Xerorthents (Lithosols)* e *Typic Xerorthents (Eutric, Dystric, Calcaric Regosols)*, quelli aventi il profilo A-B_w-C come *Typic Xerochrept (Eutric, Calcic, Dystric Cambisols)* e *Dystric Xerochrepts*.

4.1.6. - Suoli sui paesaggi delle "andesiti" terziarie

Sulle rocce andesitiche si sviluppano differenti suoli in relazione al grado di alterazione della roccia ed alla morfologia. In presenza di versanti incisi e di morfologie aspre si hanno generalmente estensioni di roccia affiorante e suoli solitamente poco evoluti: *Lithic Xerorthents (Lithosols)*. In condizioni morfologiche meno aspre, o dove i fenomeni di degrado sono più scarsi, si sviluppano gli Inceptisuoli: *Typic Xerochrepts (Eutric, Calcic, Dystric Cambisols)*, *Vertic Xerochrepts (Vertic Cambisols)*, *Typic Xerorthents (Eutric, Dystric, Calcaric Regosols)* e *Calcixerollic Xerochrepts (Calcic Cambisols)*, che raggiungono spessori ed evoluzioni maggiori, con profilo di tipo A-B_w-C, ed A-C. In questo caso non si ha un buon drenaggio, in relazione alla tessitura, variabile da argilloso-sabbiosa ad argillosa.

Alla base delle colline sono più o meno diffusi i Vertisuoli: *Typic Chromoxerepts* (*Crhomic Vertisols*), caratterizzati da un elevato contenuto d'argilla espandibile, spaccature evidenti nella stagione arida, *slickensides* sulla faccia degli aggregati, *self mulching* in superficie ed elevata capacità di scambio cationico.

I Vertisuoli rappresentano una buona risorsa per l'agricoltura, sebbene presentino qualche limitazione dovuta all'espandibilità dell'argilla. Infatti, nei suoli derivanti da questi substrati in climi con alternanze di stagioni secche e piovose, l'argillificazione evolve con la formazione di montmorilloniti, caratterizzate da forte espandibilità. Durante le stagioni piovose il rigonfiamento riduce la permeabilità, mentre nelle stagioni secche la contrazione determina una forte perdita di umidità. Questi aspetti conferiscono al suolo un rischio di erosione nelle aree a morfologia ondulata o ristagni idrici nelle aree a morfologia dolce. Sono pertanto necessarie sistemazioni idrauliche adatte alle varie situazioni morfologiche.

4.1.7. - Suoli sui paesaggi dei sedimenti paleogenici

Si tratta di suoli su morfologie ondulate, con versanti mai molto acclivi. Questi suoli, *Typic* e *Vertic Xerochrepts* (*Eutric, Calcic, Dystric Cambisols*), *Typic Haploxeralfs* (*Orthic Luvisols*), *Lithic Xeropsammets* e *Lithic Xerorthents* (*Lithosols*), derivano soprattutto da litotipi conglomeratici, arenacei e marnosi (f.ne del Cixerri).

Dove l'erosione è scarsamente attiva i profili più comuni sono A-C, A-B_t-C, A-B_w-C. Gli spessori raggiunti da tali suoli sono variabili, risultando generalmente maggiori in corrispondenza delle litologie a tessitura più fine. Il drenaggio superficiale è normalmente rapido, mentre la permeabilità è bassa, a causa del tipo di substrato. I processi di lisciviazione e successiva deposizione dell'argilla nell'orizzonte argillico sono limitati ai litotipi più permeabili. La tessitura varia da sabbiosa a franco-sabbioso-argillosa.

4.1.8. - Suoli sui paesaggi delle rocce carbonatiche mesozoiche

Le morfologie di questi paesaggi sono generalmente dolci, con deboli pendenze. In queste zone la roccia affiorante occupa ampie estensioni, lasciando ai suoli, *Lithic Xerorthents* (*Lithosols*) e *Lithic Xerochrepts* (*Eutric, Calcic, Dystric Cambisols*), solo limitate aree in cui raggiungono deboli spessori, con profili del tipo A-R ed A-B_w-R. Presentano tessitura franca o franco-argillosa, che conferiscono ai suoli buone caratteristiche drenanti. La salvaguardia della copertura vegetale assume il ruolo più importante per la difesa e conservazione del suolo.

4.1.9. - Suoli sui paesaggi dei metasedimenti silico-clastici cambro-ordoviciani

Nelle aree dove prevale un substrato più compatto, quindi alterabile più lentamente, o dove per ragioni di pendenza non si sviluppa una fitta vegetazione, si trovano solitamente i Litosuoli: *Lithic Xerochrepts* (*Eutric, Calcic, Dystric Cambisols*) e *Lithic Xerorthents* (*Lithosols*).

Dove invece prevale un substrato più facilmente alterabile si sviluppano i *Typic e Fluvent Xerochrepts* (*Eutric, Calcic, Dystric Cambisols*) e i *Typic Xerorthents* (*Eutric, Dystric, Calcic Regosols*).

In entrambi i casi i suoli possono presentare profili A-R o A-B_w-R. I caratteri tessiturali sono piuttosto variabili da franco-sabbiosi a franco argillosi.

L'utilizzo prevalente di questi suoli è quello forestale, non mancano però aree a pascolo che rappresenta l'uso più diffuso.

Come noto, laddove l'uso a pascolo viene praticato con razionalità costituisce un mezzo di difesa contro l'erosione, dove invece è irrazionale (incendi, eccessivo carico di bestiame) le condizioni di degrado sono evidenti, specie nei pendii acclivi. In tutti i casi la conservazione della vegetazione naturale rappresenta la migliore difesa del suolo.

4.1.10. - Suoli sui paesaggi delle rocce carbonatiche cambriane

I suoli su questi paesaggi carbonatici (calcarei e dolomitici) non sono mai molto evoluti ed il loro profilo è del tipo A-R e di profondità variabile in relazione alla morfologia.

In particolare, nelle zone morfologicamente più dolci il profilo di tipo A-B_t-R è più diffuso e più profondo. I suoli risultano molto arrossati e, nonostante la tessitura spiccatamente argillosa, hanno buone caratteristiche di tessitura e drenaggio. Sono classificabili come *Lithic Xerorthents* (*Lithosols*) e *Lithic Rodoxeralfs* (*Chromic Luvisols*).

In zone maggiormente pianeggianti, i suoli raggiungono termini ancora più evoluti, con profili tipo A-C, A-B_w-C e A-B_t-R. Sono mediamente profondi, hanno tessitura variabile da franco-sabbioso-argillosa ad argillosa; la permeabilità è variabile in funzione del tenore in argilla.

In questo secondo caso rientrano nei *Typic Xerorthents* (*Eutric, Dystric, Calcic Regosols*), *Typic Xerochrepts* (*Eutric, Calcic, Dystric Cambisols*) e *Typic Rodoxeralfs* (*Chromic Luvisols*).

La vegetazione che si sviluppa su tali paesaggi è data da macchia, piuttosto rada, di leccete ed olivastri. L'utilizzo di questi suoli è reso problematico dalla elevata percentuale di roccia affiorante.

4.2. - DIFESA DEL SUOLO

Buona parte del territorio del Foglio Carbonia si presenta in condizioni di degrado, legato principalmente alla compattazione per eccessivo carico di bestiame, al generale utilizzo irrazionale delle terre e all'inquinamento ad opera delle attività industriali. Quest'ultimo fenomeno, diffuso soprattutto nel settore nord-occidentale del Foglio, rappresenta il pericolo maggiore a causa degli effetti irreversibili che produce nei suoli.

Infatti, studi sulla concentrazione di metalli inquinanti (Pb, Zn, Cd) hanno messo in evidenza condizioni di degrado dei suoli nell'area compresa tra Portovesme, Carbonia e S. Giovanni Suergiu (E.M.S.A., 1999). I suoli sono stati campionati (19 campioni) per uno spessore di circa 60 cm e sono state determinate le concentrazioni di Pb, Zn e Cd negli orizzonti A, B e C.

Dallo studio emerge che i tre elementi sono presenti nei suoli con concentrazioni molto elevate (talvolta anche superiori a 50 volte i valori medi nei suoli) in un raggio di circa 3 km dall'area di Portovesme. A distanze maggiori i valori delle concentrazioni decrescono, rimanendo comunque elevati (fino a oltre 10 volte i valori medi) anche a distanze superiori ai 15 km (S. Giovanni Suergiu).

BIBLIOGRAFIA

- AA.VV. (1983) - *North American Stratigraphic Code*. A.A.P.G. Bull., **67**: 841-875, Tulsa.
- AA.VV. (1985) - *Enciclopedia dell'arte antica classica e orientale. Atlante delle Forme Ceramiche II, Ceramica Fine Romana nel Bacino Mediterraneo (Tardo Ellenismo e Primo Impero)*. Istituto della Enciclopedia Italiana, Roma.
- ABBOLITO E. (1948) - *Studio petrografico sui carboni del Sulcis*. Period. Min., **17**: 1-52, Roma.
- AGUS M., CARA G. & GARBARINO C. (1989) - *Distribuzione del solfo nei livelli di carbone della prima vena del bacino carbonifero terziario del Sulcis (Sardegna SW)*. Atti Congr. Intern. GeolIngegneria "Sottosuolo", 323-329, Cagliari.
- AGUS M. & GARBARINO C. (1986) - *Solfo organico negli strati di carbone di un foro di sonda del bacino del Sulcis (Sardegna sud-occidentale)*. Rend. Soc. It. Min. Petr., **41**: 69-74, Milano.
- AGUS M. & PECORINI G. (1978) - *Livelli a Carofite nel carbone della "prima vena" della miniera di Seruci e nel Cixerri*. Rend. Ass. Min. Sarda, 43-65, Iglesias.
- ALVAREZ W. (1972) - *Rotation of the Corsica-Sardinia microplate*. Nature, **235**: 103-105, London.
- AMBROSETTI L. (1972) - *L'Elefante fossile della Sardegna*. Boll. Soc. Geol. It., **91**: 127-131, Roma.
- AMOROSI A. & MILLI S. (2001) - *Late Quaternary depositional architecture of Po and Tevere river deltas (Italy) and worldwide comparison with coeval deltaic successions*. Sedimentary Geology, **144**: 357-375, Amsterdam.
- ANDREUCCI S., PASCUCCI V., MURRAY A.S. & CLEMMENSEN L.B. (2009) - *Late Pleistocene coastal evolution of S. Giovanni in Sinis, west Sardinia (Western Mediterranean)*. Sedimentary Geology, **216**: 104-116, Amsterdam.
- ANTONIOLI F. (2007) - *I depositi tirreniani nell'area di Molentargius (Cagliari)*. Il Quaternario, **20** (1): 93-99, Torino.
- ANTONIOLI F., ANZIDEI M., AURIEMMA R., GADDI D., FURLANI S., LAMBECK K., ORRÙ P.E., SOLINAS E., GASPARI A., KARINJA S., KOVACIC V. & SURACE L. (2007) - *Sea level change during Holocene from Sardinia and northeastern Adriatic (Central Mediterranean sea) from archaeological and geomorphological data*. Quaternary Science Reviews, **26**: 2463-2486, Oxford.
- ARANGINO F., ARU A., BALDACCINI P. & VACCA S. (1986) - *I Suoli delle Aree Irrigabili della Sardegna*, pp. 135, Regione Autonoma della Sardegna - Ente Autonomo del Flumendosa, Cagliari.
- ARTHAUD F. (1963) - *Un exemple de tectonique superposée dans le Paleozoïque de l'Iglesiente (Saraigne)*. C. R. Soc. Géol. France, **9**: 303-304, Paris.

- ARTHAUD F. (1970) - *Etude tectonique et microtectonique comparée de deux domaines Hercyniens: Les nappes de la Montagne Noire (France) et l'anticlinorium de l'Iglesiente (Sardaigne)*, pp. 175, Montpellier.
- ARTHAUD F. & MATTE P. (1977a) - *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.
- ARTHAUD F. & MATTE P. (1977b) - *Synthèse provisoire sur l'évolution tectonique et les raccords entre les segments hercyniens situés autour du bassin nord-Baléare (Sud de la France, Espagne, bloc corso-sarde)*. Coll. Int. CNRS, **243**: 497-513, Rennes.
- ARU A. & BALDACCINI P. (1965) - *I suoli della Sardegna meridionale*. Annali della Facoltà di Agraria dell'Università di Sassari, **XV**: Sassari.
- ARU A., BALDACCINI P., VACCA A., DELOGU G., DESSENA M.A., MADRAU S., MELIS R.T. & VACCA S. (1991) - *Nota illustrativa alla Carta dei Suoli della Sardegna*, pp. 85, Regione Autonoma della Sardegna - Università di Cagliari, Dipartimento di Scienze della Terra, Cagliari.
- ASSORGIA A., BALOGH K., LECCA L., IBBA A., PORCU A., SECCHI F.A. & TILOCCA G. (1995) - *Volcanological characters and structural context of the Oligo-Miocene volcanic succession from Central Sardinia (Italy)*. In: R. POLINO & R. SACCHI (Eds.): Atti del Convegno "Rapporti Alpi Appennino", 14, Accademia Nazionale delle Scienze, Scritti e Documenti: 397-424, Roma.
- ASSORGIA A., BROTZU P., CALLEGARI E., FADDA A., LONIS R., OTTELLI L., RUFFINI R. & ABRATE T. (1992a) - *Carta geologica del distretto vulcanico cenozoico del Sulcis (Sardegna sud-occidentale)*, S.E.L.C.A., Firenze.
- ASSORGIA A., CINCOTTI 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, **49**: 347-362, Roma.
- ASSORGIA A., FADDA A., GIMENO D., MORRA V., OTTELLI L., PUJOLRIU L.L. & SECCHI F.A. (1992b) - *Tectono-sedimentary evolution of the Upper Tertiary volcanic succession of Sulcis area (SW Sardinia, Italy)*. Paleontologia y Evolució, **24**: 307-319, Barcelona.
- ASSORGIA A., FADDA A., GIMENO D., MORRA V., OTTELLI L. & SECCHI F.A. (1990) - *Le successioni ingimbricite terziarie del Sulcis (Sardegna sud-occidentale)*. Mem. Soc. Geol. It., **45**: 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.
- AZEMA J., CHABRIER G., FOURCADE E. & JAFFREZO M. (1977) - *Nouvelles données micropaléontologiques, stratigraphiques et paléogéographiques sur le Portlandien et le Néocomien de Sardaigne*. Rev. Micropaléont., **20**: 125-139, Paris.
- 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. No. 5 Newsletter, **7**: 8-10, Padova.
- BANDA E. & WICKHAM S.M. (1986) - *The geological evolution of the Pyrénées*. Tectonophysics, **129**: 1-7, Amsterdam.
- BARBERI F. & CHERCHI A. (1980) - *Excursion sur le Mésozoïque et le Tertiaire de la Sardaigne Occidentale*. C.N.R., Progetto Finalizzato Geodinamica, **345**: 1-115, Roma.
- BARCA S., COCOZZA T., DEL RIO M., PILLOLA G.L. & PITTAU DEMELIA P. (1987) - *Datation de l'Ordovicien inférieur par Dictyonema flabelliforme et Acritarches dans la partie supérieure de la formation "Cambrienne" de Cabitza (SW de la Sardaigne, Italie): Conséquences géodynamiques*. C. R. Acad. Sci. Paris, **305**: 1109-1113, Paris.
- BARCA S., COCOZZA T., DEL RIO M. & PITTAU DEMELIA P. (1981a) - *Discovery of lower Ordovician Acritarchs in the "Postgotlandiano" sequence of southwestern Sardinia (Italy): Age and tectonic implications*. Boll. Soc. Geol. It., **100**: 377-392, Roma.
- BARCA S., COCOZZA T. & SALVADORI I. (1984) - *Storia delle ricerche geologiche nel Massiccio Sardo*. «Cento Anni di Geologia Italiana», Vol. Giub. I Centenario Società Geologica Italiana: 315-352, Bologna.

- BARCA S. & COSTAMAGNA L.G. (1997) - *Compressive "Alpine" tectonics in Western Sardinia (Italy): geodynamic consequences*. C. R. Acad. Sci. Paris, **325**: 791-797, Paris.
- BARCA S., COSTAMAGNA L.G. & DEL RIO M. (1995) - *La successione triassica di Scivu-Is Arenas (Sardegna sud-occidentale). Nuovi dati stratigrafici e sedimentologici*. Atti Soc. Tosc. Sci. Nat., Mem., Ser. A, **102**: 5-19, Pisa.
- BARCA S., DEL RIO M. & PITTAU P. (1992) - *Lithostratigraphy and microfioristic analysis of the fluvial-lacustrine Autunian basin in the Sulcis area (Southwestern Sardinia, Italy)*. In: L. CARMIGNANI & F.P. SASSI (Eds.): «*Contribution to the Geology of Italy with special regard to the Paleozoic basement. A volume dedicated to Tommaso Cocozza*», I.G.C.P. Project No. **276**, Newsletter: 45-49, Siena.
- BARCA S., DI GREGORIO F. & PALMERINI V. (1981b) - *Linea di costa pleistocenica nella piana di S. Priamo (Sarrabus, Sardegna sud-orientale)*. Boll. Soc. Geol. It., **100**: 71-84, Roma.
- BARCA S., MAXIA C. & PALMERINI V. (1973) - *Sintesi sulle attuali conoscenze relative alla Formazione del Cixerri (Sardegna sud-occidentale)*. Boll. Serv. Geol. d'It., **94**: 307-318, Roma.
- BARCA S., MELIS E., ANNINO E., CINCOTTI F., ULZEGA A., ORRÙ P. & PINTUS C. (2005) - *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia. Foglio 557 Cagliari, alla scala 1:50.000*. Servizio Geologico d'Italia, Regione Autonoma Sardegna, 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. e Mat. di 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. Soc. Sarda Sc. Nat., **12**: 13-50, Cagliari.
- BARCA S., SERRI R., RIZZO R., FORCI A., CALZIA P. & PERTUSATI P.C. (2009) - *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000. Foglio 565 Capoterra*. ISPRA Servizio Geologico d'Italia, Regione Autonoma Sardegna, 208 pp., Roma.
- BECCALUVA L., BROTZU P., MACCIOTTA G., MORBIDELLI L., SERRI G. & TRAVERSA G. (1987) - *Caenozoic tectono-magmatic evolution and inferred mantle sources in the sardo-tyrrhenian area*. In: A. BORIANI, M. BONAFEDE, G.B. PICCARDO & G.B. VAI (Eds.): «*The lithosphere in Italy - Advances in earth science research*», Accademia Nazionale dei 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., COLTORTI M., GALASSI B., MACCIOTTA G. & SIENA F. (1994) - *The Caenozoic calcalkaline magmatism of the western Mediterranean and its geodynamic significance*. Boll. Geof. Teor. Appl., **36**: 293-308, Trieste.
- BECCALUVA L., LEONE F., MACCIONI L. & MACCIOTTA G. (1981) - *Petrology and tectonic setting of the paleozoic basic rocks from Iglesias-Sulcis (Sardinia-Italy)*. N. Jb. Miner. Abh., **140**: 184-201, Stuttgart.
- BECHSTÄDT T. & BONI M. (1994a) - *Controls on the evolution of the Cambrian carbonate platform*. In: T. BECHSTÄDT & M. BONI (Eds.): «*Sedimentological, stratigraphical and ore deposits field guide of the autochthonous cambro-ordovician of southwestern Sardinia*», Memorie descrittive della Carta Geologica d'Italia, Serv. Geol. Naz., vol. **XLVIII**: 107-108, Roma.
- BECHSTÄDT T. & BONI M. (1994b) - *Sedimentological, stratigraphical and ore deposits field guide of the autochthonous cambro-ordovician of southwestern Sardinia*. Memorie Descrittive della Carta Geologica d'Italia, vol. **XLVIII**, 434 pp. Roma.
- BELLON H. (1981) - *Chronologie radiométrique (K-Ar) des manifestation magmatiques autor de la Méditerranée occidentale entre 33 et 1 Ma*. In: F.C. WEZEL (Ed.): «*Sedimentary basins of the Mediterranean margin*», Tectonoprint: 341-360, Bologna.
- BELLOTTI P. (2000) - *Il modello morfo-sedimentario dei maggiori delta tirrenici italiani*. Boll. Soc. Geol. It., **119**: 777-792, Roma.
- BELLUOMINI G., BRANCA M., DELITALA L., PECORINI G. & SPANO C. (1986) - *Isoleucine epimerization dating of Quaternary marine deposits in Sardinia, Italy*. Z. Geomorph. Suppl. Bd., **62**: 109-117, Stuttgart.

- BENVENUTI E. (1998) - *Studio della successione ignimbratica terziaria dell'area di Portoscuso (Sulcis, Sardegna sud-occidentale) con particolare riferimento alla Formazione di Seruci*. Tesi di laurea inedita, Università di Pisa.
- BERTOLIO S. (1895) - *Sulle comenditi, nuovo tipo di rioliti a aegirina (nota preliminare)*. Rend. R. Acc. Linc., **4**: 48-50, Roma.
- BERTOLIO S. (1896) - *Sulla composizione chimica delle comenditi*. Rend. R. Acc. Linc., **5**, 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)*. Period. Min., **2/3**: 233-255, Roma.
- BOCCALETTI M. & GUAZZONE G. (1973) - *Il microcontinente sardo-corso come un arco residuo di un sistema arco-fossa miocenico*. In: A. CHERCHI POMESANO (Ed.): «*Paleogeografia del Terziario sardo nell'ambito del Mediterraneo occidentale*», Cagliari, 23-27 Luglio 1973, 57-68, Cagliari.
- BONI M. (1994) - *Ores in southwestern Sardinia*. 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., **XLVIII**: 155-184, 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, 14-16, Bologna.
- BONIN B. (1980) - *Les complexes alcalins acides anorogéniques: l'exemple de la Corse*. PhD thesis, Univ. Paris VI.
- BORNEMANN J.G. (1886) - *Die Vertesteinerungen des Cambrischen Schichtensystems der Insel Sardinien nebst vergleichenden Untersuchungen ueber analogie Vorkommisse aus anderen Laendern. P.te Ia*. Nova Acta Caes. Leop. Carol. Deut. Akad. Natur., **51**: 1-148, Leipzig.
- BOSCO C. (1902) - *Il "Lophiodon sardus" (n.sp.) nelle ligniti di Terras de Collu (Sardegna)*. Rend. R. Acc. Lincei, s. 5ª, Cl. Sc. Mat. Fis. Nat., **11**: 178-182, Roma.
- BRALIA A., GHEZZO C., GUASPARRI G. & SABATINI G. (1981) - *Aspetti genetici del batolite sardo-corso*. Rend. Soc. It. Min. Petr., **38**: 701-764, 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., MORBIDELLI L. & TRAVERSA G. (1978) - *Caratteri petrografici e chimici delle sieniti del Sarrabus meridionale*. Period. Min., **47**: 83-98, 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 No.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*. L'Industria Mineraria, **19**: 470-494, 533-556, 597-609, Roma.
- CADISH J. (1938) - *Zur Geologie des Insel Sardinien mit Beobachtungen ueber ihre Erzlagerstätten*. Geol. Rundschau, **29**: 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*. Fenomeni di erosione e alluvionamento degli alvei fluviali, Università Ancona, 191-206, Ancona.
- CALVINO F. (1959) - *Lineamenti strutturali del Sarrabus-Gerrei (Sardegna sud-orientale)*. Boll. Serv. Geol. d'It., **81**: 489-556, Roma.
- CAMPBELL C.V. (1967) - *Lamina, laminaset, bed and bedset*. Sedimentology, **8**: 7-26, Amsterdam.
- CAPPPELLI B. (1991) - *LP-HT metamorphic core complexes in the nappe zone of the Hercynian Chain in Sardinia (Italy)*. Geologia del Basamento Italiano, 118-121, Siena 21-22 Marzo 1991.
- CAPPPELLI B., CARMIGNANI L., CASTORINA F., DI PISA A., OGGIANO G. & PETRINI R. (1992) - *A Hercynian suture zone in Sardinia: geological and geochemical evidence*. Geodinamica Acta, **5**: 101-118, Paris.
- CAPPETTA H. & THALER L. (1973) - *Presence de poissons Characidae caractéristiques de l'Eocène inférieur Européen dans la formation lignitifère de Sardaigne*. Rend. Sem. Fac. Sc. Univ. Cagliari, **43**: 69-72, 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**: 121-128, Roma.
- CARANNANTE G., COCOZZA T., D'ARGENIO B. & SALVADORI I. (1974) - *Caratteri deposizionali e diagenetici della "dolomia rigata" del Cambrico inferiore della Sardegna*. Rend. Soc. It. Min. Petr., **30**: 1159-1173, Milano.
- CARBONI S. & LECCA L. (1985) - *Osservazioni sul Pleistocene medio-superiore della Penisola del Sinis (Sardegna occidentale)*. Boll. Soc. Geol. It., **104**: 459-477, Roma.
- CARBONI S., LECCA L. & FERRARA C. (1989) - *La discordanza Versiliana sulla piattaforma continentale occidentale della Sardegna*. Boll. Soc. Geol. It., **108**: 503-519, Roma.
- CARBONI S., LECCA L., LEONE F. & ULZEGA A. (1979) - *La piattaforma continentale della Sardegna sud-occidentale (saggio di cartografia geomorfologica dei fondi marini)*. Istit. Geol. Paleont., Univ. di Cagliari, **303**: 1-13, Cagliari.
- 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: G.I.D.G. STRUTTURALE (Ed.): «*Struttura della catena ercinica in Sardegna. Guida all'escursione.*», Gruppo Informale di Geologia Strutturale: 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. Teof. Appl., **36**: 45-62, Trieste.
- 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 dell'Iglesiente-Sulcis*. In: L. CARMIGNANI, T. COCOZZA, C. GHEZZO, P.C. PERTUSATI & C.A. RICCI (Eds.): «*Guida alla Geologia del Paleozoico Sardo. Guide Geologiche Regionali*», Società Geologica Italiana: 65-77, Roma.
- CARMIGNANI L., COCOZZA T., GANDIN A. & PERTUSATI P.C. (1986a) - *The Geology of Iglesias*. In: L. CARMIGNANI, T. COCOZZA, C. GHEZZO, P.C. PERTUSATI & C.A. RICCI (Eds.): «*Guide book to the Excursion on the Paleozoic basement of Sardinia*», I.G.C.P. Project No. 5, Newsletter special issue: 31-49, Siena.
- CARMIGNANI L., COCOZZA T., GHEZZO C., PERTUSATI P.C. & RICCI C.A. (1982b) - *Guida alla Geologia del Paleozoico Sardo*, pp. 215, Società Geologica Italiana, Roma.
- CARMIGNANI L., COCOZZA T., GHEZZO C., PERTUSATI P.C. & RICCI C.A. (1986b) - *Guide-book to the Excursion on the Paleozoic Basement of Sardinia*, pp. 102, I.G.C.P. Project No. 5, Newsletter, special issue, Siena.
- CARMIGNANI L., COCOZZA T., MINZONI N. & PERTUSATI P.C. (1978) - *Falde di ricoprimento erciniche nella Sardegna a Nord-Est del Campidano*. Mem. Soc. Geol. It., **19**: 501-510, Roma.
- CARMIGNANI L., COCOZZA T., MINZONI N., PERTUSATI P.C. & RICCI C.A. (1980) - *È la Corsica il retropaese della catena ercinica della Sardegna?* Mem. Soc. Geol. It., **20**: 47-55, Roma.
- CARMIGNANI L., COCOZZA T. & PERTUSATI P.C. (1983) - *Carta Geologica del Paleozoico dell'Iglesiente (Sardegna sud-occidentale) in scala 1:50.000*. In: M. CIVITA, T. COCOZZA, P. FORTI, G. PERNA & B. TURI (Eds.): «*Idrogeologia del bacino minerario dell'Iglesiente (Sardegna sud-occidentale)*». Mem. Ist. Ital. Speleologia: 137, Roma.
- CARMIGNANI L., CONTI P., BARCA S., CERBAI N., ELTRUDIS A., FUNEDDA A., OGGIANO G. & PATA E.D. (2001a) - *Note Illustrative della Carta geologica d'Italia 1:50.000 "Foglio 549 - Muravera"*, Servizio Geologico d'Italia, Roma.
- CARMIGNANI L., FUNEDDA A., OGGIANO G. & PASCI S. (2004) - *Tectono-sedimentary evolution of southwest Sardinia in the Paleogene: Pyrenaic or Apenninic Dynamic?* Geodinamica Acta, **17** (4): 275-287, Paris.
- CARMIGNANI L., OGGIANO G., BARCA S., CONTI P., SALVADORI I., ELTRUDIS A., FUNEDDA A. & PASCI S. (2001b) - *Geologia della Sardegna (note illustrative della Carta Geologica della Sardegna a scala 1: 200.000)*. LX, Memorie descrittive della Carta Geologica d'Italia, Serv. Geol. d'Italia., vol. LX: pp. 283, Roma.

- CARMIGNANI L. & PERTUSATI P.C. (1977) - *Analisi strutturale di un segmento della catena ercinica: il Gerrei (Sardegna sud-orientale)*. Boll. Soc. Geol. It., **96**: 339-364, Roma.
- CARMIGNANI L., PERTUSATI P.C., BARCA S., CAROSI R., DI PISA A., GATTIGLIO M., MUSUMECI G. & OGGIANO G. (1992b) - *Struttura della Catena Ercinica in Sardegna. Guida all'Escursione*, pp. 177, Gruppo Informale di Geologia Strutturale, Siena.
- CARMIGNANI L. (1996) - *Carta Geologica della Sardegna (scala 1:200.000)*. L.A.C. Firenze.
- CAROSI R., GANDIN A., GATTIGLIO M. & MUSUMECI G. (1992a) - *Geologia della catena ercinica in Sardegna (zona esterna)*. In: G.I.D.G. STRUTTURALE (Ed.): «*Struttura della catena ercinica in Sardegna. Guida all'escursione*». Gruppo Informale di Geologia Strutturale, Siena.
- CAROSI R., MUSUMECI G., PERTUSATI P.C. & CARMIGNANI L. (1992b) - *The Hercynian backthrusts of eastern Iglesias (SW Sardinia): an example of inversion tectonics*. In: L. CARMIGNANI & F.P. SASSI (Eds.): «*Contributions to the Geology of Italy with special regard to the Paleozoic basement*», I.G.C.P. Project No. 276, Newsletter: 97-105, Siena.
- CAROSI R., PERILLO M., PERTUSATI P.C. & GATTIGLIO M. (1995) - *Risultati preliminari dello studio strutturale del complesso del Sulcis meridionale (Sardegna SW)*. Atti Soc. Tosc. Sci. Nat., Mem., Ser. A, **102**: 105-116, Pisa.
- CARROZZO M.T., LUZIO D., MARGIOTTA C. & QUARTA T. (1991) - *Gravity map of Italy, 1:500.000*. C.N.R. - Progetto finalizzato geodinamica, Roma.
- CARTA M., DEL FÀ C., AGUS M. & CARBINI P. (1978) - *Studio di una campionatura del I° fascio della miniera di Seruci del bacino carbonifero del Sulcis*. Res. Ass. Min. Sarda, **1**: 111-169, Iglesias.
- CAS.MEZ PROGETTO SPECIALE N°25 (1984) - *Studio organico delle risorse idriche sotterranee della Sardegna - II fase (Prog. cassa 25/96): Sulcis - Cixerri, Relazione Idrogeologica*. Vol. IV, Sassari.
- CASSINIS G., CORTESOGNO L., GAGGERO L., RONCHI A. & VALLONI R. (1996) - *Stratigraphic and petrographic investigations into the Permian-Triassic continental sequences of Nurra (NW Sardinia)*. Cuadernos Geol. Iber., **21**: 149-169, Madrid.
- 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** (7): 863-888, Oxford.
- CATALISANO S. (1930) - *Il rilevamento geologico della tavoletta di Narcao*. Boll. Reg. Uff. Geol. d'I., **55**: 1-18, Roma.
- CHABRIER G., FOURCADE E. & JAFFREZO M. (1975) - *Sur le Crétacé du Sud-Ouest de la Sardaigne*. C. R. Somm. des Séances, Soc. Géol. Fr., **15**: 131-134, Paris.
- CHAPPEL J. & SHACKLETON N.J. (1986) - *Oxygen isotopes and sea level*. Nature, **324**: 137-140, London.
- CHERCHI A. (1979a) - *Microfauna aptiano- (?) albiana dei ciottoli urgoniani della Formazione del Cixerri (Sardegna SW) e loro interesse paleogeografico*. Riv. It. Paleont., **85**: 353-410, Milano.
- CHERCHI A. (1979b) - *Presenza di Ilerdiano a macroforaminiferi nella Sardegna sud-occidentale*. Pubbl. n°301, Ist. Geol. Univ. Cagliari, 1-11, Cagliari.
- CHERCHI A. (1983) - *Presenza di Ilerdiano a Alveolinidae ed Orbitolitiidae nel bacino paleogenico del Sulcis (Sardegna sud-ovest)*. Boll. Soc. Sarda Sc. Nat., **22**: 107-119, Cagliari.
- CHERCHI A. (1985) - *Micropaleontological Researches in Sardinia - Guide Book*. 19th European Micropaleontological Colloquium, 338, Cagliari.
- CHERCHI A., MARCELLO A., MARINI A., MURRU M., PRETTI S. & SALVADORI I. (1982) - *Carta geologica della Sardegna*, S.E.L.C.A., Firenze.
- 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 R. (1985) - *Middle Cambrian foraminifera and other microfossils from SW Sardinia*. Boll. Soc. Paleontol. Ital., **23**: 149-160, Modena.
- CHERCHI A. & TRÉMOLIÈRES P. (1984) - *Nouvelles données sur l'évolution structurale au Mésozoïque et au Cénozoïque de la Sardaigne et leur implications géodynamique dans le cadre méditerranéen*. C. R. Acad. Sci. Paris, **298**: 889-894, Paris.
- CINCOTTI F., BALOGH K. & ASSORGIA A. (1994) - *Strongly explosive products, collapse column related, from Sulcis Area (SW Sardinia). Volcanological and K-Ar geochronological data and impli-*

- cations for structural evolution*. International Association of sedimentologists 15th Regional Meeting, 1-6, Ischia, Italy.
- CITA M.B., ABBATE E., ALDIGHERI B., BALINI M., CONTI M.A., FARLONI P., GERMANI D., GROPELLI G., MANETTI P. & PETTI F.M. (2007a) - *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. (2007b) - *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.
- COCOZZA T. (1967) - *Il Permo-Carbonifero del Bacino di San Giorgio (Iglesiente, Sardegna Sud Occidentale)*. Mem. Soc. Geol. It., **6**: 607-642, Roma.
- COCOZZA T. (1979) - *The Cambrian of Sardinia*. Mem. Soc. Geol. It., **20**: 163-187, Roma.
- COCOZZA T., CONTI L., LOMBARDI G. & TRAVERSA G. (1972) - *Le Précambrien en Sardaigne*. 24° Congr. Géol. Intern., Montréal, Résumeés, 7: Montréal.
- COCOZZA T., DECANDIA F.A. & GANDIN A. (1986) - *Studio geologico stratigrafico e paleogeografico del bacino carbonifero del Sulcis, nel programma di ricerche minerarie di base*. Convenzione Società Carbosulcis e Università di Siena, Relazione inedita, 1-88, Siena.
- COCOZZA T. & GANDIN A. (1976) - *Età e significato ambientale delle facies detritico-carbonatiche dell'altopiano di Campumari (Sardegna sud-occidentale)*. Boll. Soc. Geol. It., **95**: 1521-1540, Roma.
- COCOZZA T. & GANDIN A. (1990) - *Carbonate deposition during early rifting: the Cambrian of Sardinia and the Triassic-Jurassic of Tuscany, Italy*. Sp. Pubs. int. Ass. Sediment., **9**: 9-37, Tulsa.
- 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. & SCHAFER K. (1974) - *Cenozoic graben tectonics in Sardinia*. In: A. CHERCHI (Ed.) «*Paleogeografia del terziario sardo nell'ambito del Mediterraneo occidentale*», Rend. Sem. Fac. Sc. Univ. Cagliari, **43** (suppl.): 145-162, Cagliari 23-27 Luglio 1973.
- COLANTONI P., PRETI M. & VILLANI B. (1990) - *Sistema deposizionale e linee di riva olocenica sommersi in Adriatico al largo di Ravenna*. G. Geol., **52** (1): 1-18, Bologna.
- COLTORTI M., BARCA S. & MELIS E. (2007) - *Stable or mobile sea-level, stable or mobile Sardinia during the Holocene: evidence from the Cagliari Gulf*. Il Quaternario, **20** (1): 87-91, Torino.
- COLTORTI M., MELIS E. & PATA D. (2010) - *Geomorphology, stratigraphy and facies analysis of some Late Pleistocene and Holocene key deposits along the coast of Sardinia (Italy)*. Quaternary International, **222**: 19-35, Oxford.
- 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.
- COMASCHI CARIA I. (1955) - *Nuovi lembi di Quaternario in Sardegna*. Rend. Sem. Fac. Sc. Univ. Cagliari, **XXIV**: 1-26, Cagliari.
- COMASCHI CARIA I. (1965) - *L'Elefante nano del Quaternario di Gonnese (Sardegna sud-occidentale)*. Rend. Sem. Fac. Sc. Univ. Cagliari, **35**: 1-11, Cagliari.
- CONTI P., CARMIGNANI L. & FUNEDDA A. (2001) - *Changing of nappe transport direction during the Variscan collisional evolution of central-southern Sardinia (Italy)*. Tectonophysics, **332** (1-2): 255-273. Amsterdam.
- COSTAMAGNA L.G. (1998) - *Il Triassico in "facies germanica" della Sardegna centro-meridionale: stratigrafia, sedimentologia, analisi di facies deposizionale e paleogeografia*. Tesi di dottorato, Università di Cagliari.
- COSTAMAGNA L.G. (2000) - *Analisi di facies della successione triassico-giurassica di Porto Pino (Sardegna sud-occidentale)*. Atti Tic. Sc. Terra, **41**: 65-82, Pavia.
- COULON C. (1977) - *Le volcanisme calco-alcalin cénozoïque de la Sardaigne (Italie)*. Pétrographie, géochimie et genèse des laves andésitique et des ignimbrites. Signification géodynamique. Thèse Doct. 3 Cycle, Université d'Aix-Marseille.
- COULON C. & DUPUY C. (1975) - *Evolution spatiale des caractères chimiques du volcanisme andésitique de la Sardaigne (Italie)*. E.P.S.L., **25**: 170-176, Amsterdam.

- CRISTINI A., FERRARA C. & MURRU M. (1982) - *Studio sedimentologico e stratigrafico di un sondaggio nell'Istmo di S. Antioco (Sardegna sud-occidentale)*. Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria, **5**: 163-173, Torino.
- DAL PIAZ G.B. (1930) - *Atalanodon, nuovo genere di Perissodattilo dell'Eocene di Gonnese*. Mem. Ist. Geol. Mineral. Univ. Padova, **8**: 3-9, Padova.
- DAMIANI A.V. & GANDIN A. (1973) - *Il Muschelkalk della Sardegna centro-meridionale*. Boll. Serv. Geol. d'It., **94**: 81-116, Roma.
- DE FERRARI P., LAMBERT A., TESTORE G. & ZOPPI G. (1888) - *Carta geologico-mineraria dell'Iglesiente (Isola di Sardegna)*. Regio Ufficio Geologico, Roma.
- DE MURO S. (1994) - *Aspetti geomorfologici e cronologici di paleolinee di riva sommerse oloceniche nella piattaforma prossimale tra Capo Ferro e Monti Rassu (Sardegna nord-orientale)*. Convegno internazionale di Geologia subacquea. Memorie del Servizio Geologico Nazionale, 8-10 giugno 1994, 52: Palinuro (Italia).
- DE MURO S. & ORRÙ P. (1998) - *Il contributo delle beach-rock post-glaciali sullo studio della risalita del mare olocenico. Le beach-rock della Sardegna nord-orientale*. Il Quaternario, **11** (1): 19-39, Napoli.
- DEBRENNE F. (1964) - *Archaeocyatha: contribution à l'étude des faunes cambriennes du Maroc, de Sardaigne et de France*. Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc, **179**: 1-265, Rabat.
- DEBRENNE F. (1972) - *Nouvelle Faune d'Archéocyathes de Sardaigne*. Annales de Paléontologie (Invertébrés), **58**: 12-22, Paris.
- DEBRENNE F. & GANDIN A. (1985) - *La Formation de Gonnese (Cambrien, SW Sardaigne): biostratigraphie, paléogéographie, paléocéologie des Archéocyathes*. Bull. Soc. Géol. France, **8**: 531-540, Paris.
- DEBRENNE F., GANDIN A. & DEBRENNE M. (1993) - *Composition faunique des calcaires du Membre de Matoppa (Formation de Nebida), Cambrien inférieur du sud-ouest de la Sardaigne (Italie)*. Annales de Paléontologie, **79**: 77-118, Paris.
- DEBRENNE F., GANDIN A. & PILLOLA G.L. (1985) - *La sezione tipo del Membro di Punta Manna (Formazione di Nebida, Cambriano inferiore, Sardegna SW)*. In: T. COCOZZA & C.A. RICCI (Eds.): «Evoluzione stratigrafica, tettonica, metamorfica e magmatica del Paleozoico italiano», 33-34, Riunione scientifica, extended abstract, Siena.
- DEBRENNE F., GANDIN A. & PILLOLA G.L. (1989) - *Biostratigraphy and depositional setting of Punta Manna member type section (Nebida Formation, Lower Cambrian, SW Sardinia)*. Riv. It. Paleont. Strat., **94**: 483-514, Milano.
- DEBRENNE F., GANDIN A. & SIMONE L. (1979) - *Studio sedimentologico comparato di tre "lenti" calcaree ad archeociti dell'Iglesiente e Sulcis (Sardegna sud-occidentale)*. Mem. Soc. Geol. It., **20**: 379-393, Roma.
- 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 PISA A., OGGIANO G. & VILLA I.M. (1991) - *Isotopic ages of two contrasting tectonomorphic episodes in the Variscan chain in N Sardinia*. Geologia del basamento italiano, Siena.
- 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 RIO M. (1973) - *Palinologia di un livello «Permo-Carbonifero» del bacino di San Giorgio (Iglesiente, Sardegna sud-occidentale)*. Boll. Soc. Geol. It., **92**: 485-494, Roma.
- DI SIMPLICIO P., FERRARA G., GHEZZO C., PELLIZZER R., RICCI C.A., RITA F. & SABATINI G. (1974) - *Il metamorfismo e il magmatismo paleozoico della Sardegna*. Rend. Soc. It. Min. Petr., **30**: 979-1068, Milano.
- DI STEFANO G. (1897) - *Relazione sulla fauna e flora fossile rinvenuta dal Sig. Gambera V. tra Monteponi e San Giorgio*. Res. Ass. Min. Sarda, **2**: 6-7, Iglesias.
- DI VINCENZO G., ANDRIESEN 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. (1991) - *Peraluminous hercynian granitoids in Sardinia, Corsica and Provence: a preliminary note*. Mem. Soc. Geol. It., **13**: 161-164, Roma.
- DI VINCENZO G. & GHEZZO C. (1996) - *Geochemistry and Rb/Sr geochronology of the Hercynian peraluminous Sos Canales pluton (central Sardinia, Italy)*. C. R. Acad. Sci. Paris, **319**: 783-790, Paris.
- DREESEN R., BOSSIROY D., SWENNEN R., THOREZ J., FADDA A., OTTELLI L. & RUBBIENS E. (1997) - *A depositional and diagenetic model for the Eocene Sulcis coal basin of SW Sardinia*. In: R. GAYER & J. PESEK (Eds.): «*European Coal Geology and Technology*», 125. Geological Society, Sp. Pub.: 49-75, Londra.
- DUNNET D. (1969) - *Deformation in Paleozoic rocks of Iglesias, SW Sardinia*. PhD 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, 81-100, Cagliari.
- DURAND DELGA M. (1978) - *Corse - Guides Géologiques Régionales*, pp. 208, Masson éd., Paris.
- E.M.SA. (1999) - *Piano di disinquinamento per il risanamento del territorio del Sulcis-Iglesiente*. Ente Minerario Sardo, Regione Autonoma della Sardegna, Cagliari.
- FABBRI P. (1985) - *Coastline variations in the Po delta since 2500 B.P.* Zeitschrift für Geomorphologie, N.F., Suppl. Bd., **57**: 155-167, Berlin.
- FACCENNA C., SPERANZA F., D'AJELLO CARACCIOLLO F., MATTEI M. & OGGIANO G. (2002) - *Extensional tectonics on Sardinia (Italy): insights into the arc-back-arc transitional regime*. Tectonophysics, **356**: 213-232, Amsterdam.
- FADDA A., OTTELLI L. & PERNA G. (1994) - *Il bacino carbonifero del Sulcis. Geologia, idrogeologia, miniere*. Carbosulcis S.p.A., Cagliari.
- FAIS S., KLINGELE E.E. & LECCA L. (1996) - *Oligo-Miocene half-graben structure in western Sardinian shelf (western Mediterranean): reflection seismic and aeromagnetic data comparison*. In: Marine Geology, **133**: 203-222, Amsterdam.
- FANNI S., GANDIN A., GRILLO S.M., LIPPI F., MARRAS G., SALVADORI A. & TOCCO S. (1981) - *La piattaforma carbonatica cambrica della Sardegna sud-occidentale: sedimentazione e deposizione metallifera*. Mem. Soc. Geol. It., **22**: 123-137, Roma.
- FANNI S., MURRU M., SALVADORI I. & SARRIA E. (1982) - *Nuovi dati strutturali sul bacino del Sulcis*. L'Industria Mineraria, **4**: 25-31, Roma.
- FAO UNESCO (1975) - *Carte mondiale des sols*. Scala: 1:5.000.000. Unesco, Vol. 1. Paris.
- FAURE P. & PEYBERNES B. (1983) - *Le Lias de la Nurra (Sardaigne nord-occidentale). Implications paléogéographiques*. C. R. Acad. Sci. Paris, **296**: 1799-1802, Paris.
- FERRANTI L., ANTONIOLI F., AMOROSI A., DAI PRÀ G., MASTRONUZZI G., MAUZ B., MONACO C., ORRÙ P., PAPPALARDO M., RADTKE U., RENDA P., ROMANO P., SANSÒ P., VERRUBBI V. (2006) - *Markers of the last interglacial sea-level high stand along the coast of Italy: Tectonic implications*. Quaternary International, **145** (46): 30-54, Oxford.
- FERRARA G., RICCI C.A. & RITA F. (1978) - *Isotopic ages and tectono-metamorphic history of the metamorphic basement of north-eastern Sardinia*. Contr. Min. Petr., **68**: 99-106, Berlin.
- FERRARO F., ORRÙ P. & ULZEGA A. (2004) - *Terrazzi deposizionali sommersi della piattaforma continentale della Sardegna orientale e meridionale*. In: F.L. CHIOCCI, S. D'ANGELO, C. ROMAGNOLI (Eds.): «*Atlante dei Terrazzi Deposizionali Sommersi lungo le coste italiane*». Mem. Descr. Carta Geol. d'Italia, **LVIII**: 27-35, Roma.
- FONDI R. (1979) - *Orme di Microsauri nel Carbonifero superiore della Sardegna*. Mem. Soc. Geol. It., **20**: 347-356, Roma.
- FONTANA D., GELMINI R. & LOMBARDI G. (1982) - *Le successioni sedimentarie e vulcaniche carbonifere e permio-triassiche della Sardegna*. In: L. CARMIGNANI, T. COCOZZA, C. GHEZZO, P.C. PERTUSATI & C.A. RICCI (Eds.): «*Guida alla Geologia del Paleozoico Sardo*», Società Geologica Italiana - Guide Geologiche Regionali: 183-192, Cagliari.
- FONTANAROSA B. (1962) - *Rilevamento geologico del settore mesozoico Monte Zari-Porto Pino nel basso Sulcis (Sardegna sud-occidentale)*. Tesi di Laurea inedita, Dip. Sci. Terra Univ. Cagliari, Cagliari

- FOURCADE E., AZÉMA J., CHABRIER G., CHAUVE P., FOUCAULT A. & RANGHEARD Y. (1977) - *Liaisons paléogéographiques au Mésozoïque entre les zones externes bétiques, baléares, corso-sarde et alpines*. Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn., **19**: 377-388, Paris.
- FRANCAVILLA F., CASSINIS G., COCOZZA T., GANDIN A., GASPERI G., RAU A., TONGIORGI M. & VAI G.B. (1977) - *Macroflora e datazione di alcuni affioramenti (tardo) - post-ercinici presso il Lago del Mulargia (Sardegna sud-orientale)*. Boll. Gr. Lav. Paleozoico, **2**: 31-33, Siena.
- FRANCESCHELLI M., GATTIGLIO M., PANNUTI F. & FADDA S. (1992) - *Illite crystallinity in pelitic rocks from the external and nappe zone of the Hercynian chain of Sardinia (Italy)*. In: L. CARMIGNANI & F.P. SASSI (Eds.): «Contributions to the Geology of Italy with Special Regard to the Paleozoic Basements», IGCP No. **276**, Newsletter, 127-135, Siena.
- FRANKE W. (1989) - *Variscan plate tectonics in central Europe - current ideas and open questions*. Tectonophysics, **169**: 221-228, Amsterdam.
- FRAU E. (1999) - *I vasi "a pareti sottili" di Sulci*. In: QSACO, **16**: pp. 177-198, Cagliari.
- FRECH P. (1903) - *Verbreitung der altquartären Saugthiere im Mittelmeergebiet*. Lathaea, Stuttgart.
- FUNEDDA A., CARMIGNANI L., PASCI S., PATTA E.D., URAS V., CONTI P. & SALE V. (2009) - *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000. Foglio 556 Assemini*. ISPRA Servizio Geologico d'Italia, Regione Autonoma Sardegna, 192 pp., Roma.
- GAMBERA V. (1897) - *Relazione sulla scoperta di fauna e flora fossile dell'Iglesiente*. Ass. Min. Sarda, **2**: 5-6, Iglesias.
- GANDIN A. (1987) - *Depositional and paleogeographic evolution of the Cambrian in South-West Sardinia*. I.G.C.P. No. 5 Newsletter, **7**: 151-165, Siena.
- GANDIN A. & DEBRENNE F. (1984) - *Lower Cambrian bioconstructions in Southwestern Sardinia (Italy)*. Geobios. Mém. Spécial, **8**: 231-240, Lyon.
- GANDIN A., MINZONI N. & COURIAULT RADE P. (1987) - *Shelf to basin transition in the Cambrian-Lower Ordovician of Sardinia (Italy)*. Geol. Rundsch., **76**: 827-836, Stuttgart.
- GANDIN A., PADALINO G., TOCCO S. & VIOLIO 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. & VIOLIO M. (1974) - *Correlation between sedimentation and ore prospecting. Sedimentological and ore-genesis studies of Cambrian "arenarie" and "dolomia rigata" formations (Sardinia, Italy): deposition and concentration of barite in a evaporitic environment*. Rend. Soc. It. Min. Petr., **30**: 251-303, Milano.
- GANDIN A. & PILLOLA G.L. (1985) - *Biostratigrafia e sedimentologia della Formazione di Cabitza nell'Iglesiente*. Evoluzione stratigrafica, tettonica, metamorfica e magmatica del Paleozoico italiano, 30-31, Siena.
- GÈZE B. (1952) - *Sur la stratigraphie du Cambrien de Sardaigne*. C. R. Acad. Sci. Paris, **234**: 2088-2090, Parigi.
- GÈZE B. (1953) - *Sur les rapports géologiques entre Languedoc et Sardaigne*. Boll. Soc. Geol. It., **71**: 144-147, Roma.
- GHEZZO C., GUASPARRI G. & SABATINI G. (1973) - *Relazioni fra rocce granitiche e metamorfiche nella Sardegna centro-settentrionale. Nota III: Le intrusioni della zona Orotelli-Bolotana-Bultei; rilevamento con studio modale*. Mineralogica et Petrographica Acta, **19**: 155-186, Bologna.
- GHEZZO C. & ORSINI J.B. (1982) - *Lineamenti strutturali e composizionali del batolite ercinico Sardo-Corso in Sardegna*. In: L. CARMIGNANI, T. COCOZZA, C. GHEZZO, P.C. PERTUSATI & C.A. RICCI (Eds.): «Guida alla Geologia del Paleozoico sardo.», Società Geologica Italiana. Guide Geologiche Regionali: 165-182, Cagliari.
- GIRAUDI C. & FREZZOTTI M. (1997) - *Late Pleistocene glacial events in the Central Apennines, Italy*. Quaternary Research, **48**: 280-290, Washington.
- 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**: 369-383, Milano.

- HAMMAN W., LASKE R. & PILLOLA G.L. (1990) - *Tariccoia arrusensis* n. gen. n. sp., an unusual trilobite-like arthropod. Rediscovery of the "phylocarid" beds of Taricco (1922) in the Ordovician "Pudding" sequence of Sardinia. *Boll. Soc. Paleont. It.*, **29**: 163-178, Modena.
- HARLAND W.B., ARMSTRONG R.L., COX A.V., CRAIG L.E., SMITH A.G. & SMITH D.G. (1990) - *A Geologic Time Scale 1989*, pp. 263, Cambridge University Press, Cambridge.
- HAVRE H. (1932) - *Tectonique de l'Iglesiente*. *Res. Ass. Min. Sarda*, **37**: 4-12, Iglesiasias.
- HEARTHY P.J. (1986) - *An inventory of Last Interglacial age deposits from the Mediterranean basin: a study of isoleucine epimerization and uranium series dating*. *Z. Geomorph. N.F.*, **62**: 51-70, Stuttgart.
- HEARTHY P.J., MILLER G.H., STEARNS C.E. & SZABO B.J. (1986) - *Aminostratigraphy of Quaternary shorelines in the Mediterranean basin*. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **97**: 850-858, Boulder.
- HSU K.J., MONTADERT L., BERNOULLI D., CITA M.B., ERICKSON A., GARRISON R.E., KIDD R.B., MELIERES F., MULLERE C. & WRIGHT R. (1977) - *History of the Messinian salinity crisis*. *Nature*, **267**: 399-403, London.
- HYDROCONTROL (1997) - *Realizzazione di un modello matematico di simulazione del flusso idrico dell'acquifero vulcanico della Piana del Rio Palmas (Sardegna meridionale)*. Rel. inedita. Capoterra (CA).
- 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.*, **22**: 759-770, Roma.
- JUNKER B. & SCHNEIDER H.H. (1979) - *L'Infracambriano della Sardegna sud-occidentale*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **20**: 461, Roma.
- KELLETTAT D. (2006) - *Beachrock as sea-level indicator ? Remarks from a geomorphological point of view*. *Journal of Coastal Research*, **22**: 1558-1564, Lawrence.
- KINDLER P., DAYAUD 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.
- KING C.A.M. (1972) - *Beaches and coasts*. (2nd ed.): Edward Arnold, 570 pp., London.
- KING C.A.M. (1981) - *An introduction to coastal geomorphology*. Edward Arnold, 354 pp., London.
- KRETZ R. (1983) - *Symbols for rock forming minerals*. *Am. Mineral.*, **68**: 277-279, Washington.
- KÜKLA G., MC MANUS J.F., DIDIER-ROUSSEAU D. & CHINE I. (1997) - *How long and how stable was the Last Interglacial*. *Quat. Sc. Rev.*, **16**: 605-612, Amsterdam.
- LA MARMORA A. (1857) - *Voyage en Sardaigne, Troisième partie. Description Géologique et Paléontologique*. Bocca impr. Royale, 2 volumi, 707 & 782 pp., Torino.
- LAMBECK K., ANTONIOLI F., PURCELL A. & SILENZI S. (2004) - *Sea level changes along the Italian coast for the past 10,000 yr*. *Quaternary Science Review*, **23**: 1567-1598, Oxford.
- LAMBECK K. & PURCELL A. (2005) - *Sea-level change in the Mediterranean Sea since the LGM: model-predictions for tectonically stable areas*. *Quaternary Science Reviews*, **24**: 1969-1988, Oxford.
- LAMBERT G.B. (1896) - *Discussione sulla geologia e sulla tettonica dell'Iglesiente in rapporto allo studio dei giacimenti metalliferi*. *Res. Ass. Min. Sarda*, **4**: Iglesiasias.
- 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, Serv. Geol. d'It.*, **XLVIII**: 115-146, Roma.
- LAURO C. (1945) - *Brevi notizie sui risultati di uno studio sul vulcanico del bacino carbonifero del Sulcis, Sardegna sud-occidentale*. *Pubbl. Fac. Ingegn., Univ. Cagliari*, n. 1, Cagliari.
- LECCA L. (2000) - *La piattaforma continentale miocenico-quaternaria del margine occidentale sardo: blocco diagramma sezionato*. *Rend. Sem. Fac. Sc. Univ. Cagliari*, **70** (1): 18 pp., Cagliari.
- LECCA L. & CARBONI S. (2007) - *The Tyrrhenian section of San Giovanni di Sinis (Sardinia): stratigraphic record of an irregular single high stand*. *Riv. It. Paleont. Strat.*, **113** (3): 509-523, Milano.
- LECCA L., CARBONI S., SCARTEDDU R., SECHI F. & TILOCCA G. (1986) - *Schema stratigrafico della piattaforma continentale occidentale e meridionale della Sardegna*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **36**: 31-40, Roma.

- LECCA L., LONIS R., LUXORO S., MELIS E., SECCHI F. & BROTZU P. (1997) - *Oligo-Miocene volcanic sequences and rifting stages in Sardinia: a review*. Period. Min., **66**: 7-61, Roma.
- LECCA L., PANIZZA V. & PISANO S. (1998) - *The sedimentary framework of Cagliari Basin: a plio-quaternary underfed rift basin in the southern sardinian margin*. Il Quaternario, It. Journ. Quat. Sc., **11** (2): 301-318, Napoli.
- 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.
- LOI A., PILLOLA G.L. & LEONE F. (1995) - *The Cambrian and Early Ordovician of south-western Sardinia*. In: A. CHERCHI (Ed.): «6th Paleobenthos International Symposium», Guide-Book. Cagliari, October 25-31, 1995. Rend. Sem. Fac. Sc. Univ. Cagliari, suppl., vol. **LXV** (1995): 63-81, Cagliari.
- LOMBARDI G., COZZUPOLI D. & NICOLETTI M. (1974) - *Notizie geopetrografiche e dati sulla cronologia K-Ar del vulcanismo tardo-paleozoico sardo*. Period. Min., **43**: 221-312, Roma.
- LUNEBURG C.M. & LEBIT H.D.W. (1998) - *The development of a single cleavage in an area of repeated folding*. J. Struct. Geol., **20**: 1531-1548, Oxford.
- MACCIONI L., MARCHI M. & ASSORGIA A. (1990) - *Carta geopetrografica dell'Isola di Sant'Antioco (Sardegna)*, S.E.L.C.A., Firenze.
- MACERA P., CONTICELLI S., DEL MORO A., DI PISA A., OGGIANO G. & SQUADRONE A. (1989) - *Geochemistry and Rb-Sr age of syn-tectonic peraluminous granites of Western Gallura, Northern Sardinia: constraints on their genesis*. Period. Min., **58**: 25-43, Roma.
- MALATESTA A. (1954) - *Primo dente di elefante rinvenuto in Sardegna*. Quaternaria, **1**: 97-103, Roma.
- MARCELLO A. (1968) - *Bibliografia geo-mineraria del Cambrico-Ordoviciano inferiore della Sardegna*, pp. 252, Stab. Edit. Fossataro, Cagliari.
- MARCHESE M. (1889) - *Osservazioni alla descrizione geologica mineraria dell'Iglesiente del Sig. Zoppi*. Ann. Soc. Ing. Arch. It., **4**: 357-374, 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.
- MARTINI R., AMIEUX P., GANDIN A. & ZANINETTI L. (1987) - *Triassic foraminifers from Punta Tonnara (SW Sardinia) observed in cathodoluminescence*. Rev. Paleobiol., **6**: 23-27, Genève.
- MATTE P. (1986a) - *La chaîne varisque parmi les chaînes paléozoïques péri atlantiques, modèle d'évolution et position des grands blocs continentaux au Permo-Carbonifère*. Bull. Soc. Géol. France, **8**: 9-24, Paris.
- MATTE P. (1986b) - *Tectonics and plate tectonics model for the Variscan belt of Europe*. Tectonophysics, **126**: 329-374, Amsterdam.
- MATTEUCCI R. (1985) - *Marine Eocene of Sardinia*. In: A. CHERCHI (Ed.): «19th European Micropaleontological Colloquium», Cagliari, Sardinia, October 1-10, 1985, 80-85, Cagliari.
- MAXIA C. (1941) - *Bibliografia Mineraria della Sardegna*, pp. 248, Istituto Studi Sardi, Cagliari.
- MAXIA C. (1959) - *Malacofauna oligotipica di età paleogenica della Valle del Cixerri (Iglesiente)*. Pubblico Istituto Geologico Paleontologico Università di Roma, **95**: 1-18, Roma.
- MAXIA C. (1963) - *Giura e Creta nella regione di Maladroxia (Isola di S. Antioco), Sardegna sud-occidentale*. Publ. Ist. Geol. Paleont. Univ. Cagliari, **13**: 1-35, Cagliari.
- MAXIA C. & PECORINI G. (1968) - *Il Quaternario della Sardegna*. Atti del X° Congr. Internaz. di Studi Sardi (Simposio sul Quaternario della Sardegna), 59-69, Cagliari.
- MAXIA M. (1983) - *Segnalazione di potenti successioni carbonifere marine nella Sardegna meridionale*. Rend. Soc. Geol. It., **6**: 21-24, Roma.
- MIALL A.D. (1978) - *Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary*. In: A.D. MIALL (Ed.): «Fluvial sedimentology» Can. Soc. Petrol. Geol., Mem., **5**: 597-604, Calgary.
- MINUCCI E. (1935) - *Le condizioni del Paleozoico nel Sulcis orientale (Sardegna)*. Boll. Soc. Geol. It., **54**: 75-88, Roma.

- MONTIGNY R., EDEL J.B. & THUIZAT R. (1981) - *Oligo-Miocene rotation of Sardinia: K-Ar ages and paleomagnetic data of Tertiary volcanics*. Earth Planet. Sci. Lett., **54**: 261-271, Amsterdam.
- MORLEY C.K., NELSON R.A., PATTON T.L. & MUNN S.G. (1990) - *Transfer zone in the East African rift system and their relevance in the hydrocarbon exploration in Rifts*. Am. Ass. Petrol. Bull., **74**: 1234-1253, Tulsa.
- MORRA V., SECCHI F.A. & ASSORGIA A. (1994) - *Petrogenetic significance of peralkaline rocks from Caenozoic calc-alkaline volcanism from SW Sardinia, Italy*. 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**: 389-393, Roma.
- MURRU M., FERRARA C., BERTACCHI A. & IBBA A. (1996) - *I depositi tidali di Pesus ed il loro significato paleoclimatico (Eocene, Sardegna sud-occidentale)*. Boll. Soc. Geol. It., **115**: 279-286, Roma.
- MURRU M. & SALVADORI A. (1987) - *Ricerche stratigrafiche sul bacino paleogenico del Sulcis (Sardegna sud-occidentale)*. Geologica Romana, **26**: 149-165, Roma.
- MUSUMECI G. (1991) - *Tettonica trascorrente, magmatismo e metamorfismo nel basamento ercinico sardo: il complesso del M. Grighini (Sardegna centro-occidentale)*. Tesi di Dottorato, Univ. Pisa.
- NICOSIA M.L. (1968) - *Bibliografia del Paleozoico italiano*, pp. 210, CNR, Roma.
- NOVARESE V. (1914) - *Il rilevamento geologico delle tavolette Iglesias e Nebida*. Boll. R. Com. Geol. d'It., **44**: 29-59, Roma.
- NOVARESE V. (1924) - *Contributo alla geologia dell'Iglesiente: la serie Paleozoica*. Boll. R. Uff. Geol. d'It., **49**: 1-107, Roma.
- NOVARESE V. (1930) - *Il distretto eruttivo litoraneo occidentale dell'Iglesiente in Sardegna (Portoscuo, San Pietro e Sant'Antioco)*. Boll. R. Uff. Geol. d'It., 1-29, Roma.
- NOVARESE V., PILLOTTI C., FIORENTINI L., PULLÈ G., TESTA L., TARICCO M., CATALISANO S. & MINUCCI E. (1938) - *Carta Geologica d'Italia, Foglio 233-Iglesias, 1:100.000*. Serv. Geol. d'It., Roma.
- NOVARESE V. & PULLÈ G. (1926) - *Carta Geologica-mineraria dell'Iglesiente (Portoscuo)*. Scala: 1:25.000. Regio Ufficio Geologico d'Italia, Roma.
- NOVARESE V., TARICCO M. & PULLÈ G. (1933) - *Carta Geologica d'Italia, Foglio 232-232bis-Isola di San Pietro - Capo Sperone*, Servizio Geologico d'Italia, Roma.
- ODIN & ODIN (1990) - *Echelle numérique des temps géologiques*. Géochronique, Paris.
- OGGIANO G. & DI PISA A. (1988) - *I graniti peralluminiferi sin-tettonici nell'area di Aggius-Trinità D'Agultu e loro rapporti con le metamorfiti di alto grado della Bassa Gallura (Sardegna Settenzionale)*. Boll. Soc. Geol. It., **107**: 471-480, Roma.
- OGGIANO G., MARTINI P. & TONGIORGI M. (1986) - *Sedimentology of the Ordovician "Pudding" Formation (SW Sardinia)*. I.G.C.P. Project No. 5, Newsletter, **61**. Final meeting, Sardinia, May 25-31. Cagliari.
- OGGIANO G., PASCI S. & FUNEDDA A. (1995) - *Il bacino di Chilivani-Berchidda: un esempio di struttura transensiva. Possibili relazioni con la geodinamica cenozoica del Mediterraneo occidentale*. Boll. Soc. Geol. It., **114**: 465-475, Roma.
- OLIVIERI R. (1969) - *Conodonti e zonatura del Devoniano superiore e riconoscimento di Carbonifero inferiore nei calcari di Corona Mizziu (Gerrei-Sardegna)*. Boll. Soc. Paleont. It., **8**: 63-152, Modena.
- ORRÙ E.P., ANTONIOLI F., HEARTY J.P. & RADTKE U. (2011) - *Chronostratigraphic confirmation of MIS 5 age of a baymouth bar at Is Arenas (Cagliari, Italy)*. Quaternary International, **232** (1-2): 169-178, Oxford.
- ORRÙ P., SOLINAS E., PULIGA G. & DEIANA G. (2010) - *Palaeo-shorelines of the history period, Sant'Antioco Island, south-western Sardinia (Italy)*. Quaternary International, **232** (2011): 71-81, Oxford.
- ORRÙ P.E., ANTONIOLI F., LAMBECK K., VERRUBI V., LECCA C., PINTUS C. & PORCU A. (2004) - *Holocene sea level change in the Cagliari coastal plane (South Sardinia, Italy)*. Quaternaria Nova, **8**: 193-212, Roma.
- ORRÙ P.E. & LOFTY M.F. (2003) - *Paleo-linee di riva in epoca classica: indicatori geomorfologici ed archeologici (Sardegna meridionale - Egitto mediterraneo)*. Rend. Fac. Sc. Univ. Ca., suppl. 2003, 111-117, Cagliari.

- ORRÙ P., ANTONIOLI F., LECCA C., PANIZZA V., PINTUS M. & PULIGA G. (2005) - *Evoluzione olocenica della piana costiera di Cagliari*. Convegno Nazionale A.I.Geo. Montagne e Pianure recenti sviluppi della ricerca in Geografia fisica e Geomorfologia, Padova, 15-16-17 febbraio 2005, p. 153-155 Poster 51.
- ORRÙ P. & ULZEGA A. (1989) - *Carta geomorfologica della piattaforma continentale e delle coste del Sulcis (Sardegna sud-occidentale)*. Scala 1:100.000. S.T.E.F., Amm. Prov. Cagliari (Assessorato allo Sviluppo Economico) e Dip. Sci. Terra Univ. di Cagliari. Cagliari.
- ORSINI J.B. (1980) - *Le batholite Corso-Sarde: anatomie d'un batholite hécyrnyén. Composition, structure, organisation d'ensemble. Sa place dans la chaîne Varisque française*. PhD thesis, Université de Aix-Marseille.
- OTTIELLI L. & PERNA G. (1993) - *Carta geologica del bacino carbonifero del Sulcis (Sardegna sud occidentale)*. S.E.L.C.A., Firenze.
- OZER A. & ULZEGA A. (1981) - *Sur la repartition des éboulis ordonnés en Sardaigne*. Compte rendu du symposium "Periglaciaire et paléogéographie du Quaternaire", 259-265, Belgique Pays Bas 1978.
- PALA A., PECORINI G., PORCU A. & SERRA S. (1982) - *Geologia e idrogeologia del Campidano. "Ricerche geotermiche in Sardegna con particolare riferimento al graben del Campidano"*. Relazione Finale sul tema di ricerca: "Studi geologici, idrogeologici e geofisici finalizzati alla ricerca di fluidi caldi nel sottosuolo", CNR - Prog. Fin. Energetica - Sottoprogramma Energia Geotermica: 87-103, Pisa.
- PALMERINI V., PALMERINI SITZIA R. & PILO L. (1979) - *Le facies pelitiche degli "argilloscisti di Cabitza" (Cambriano medio della Sardegna)*. Mem. Soc. Geol. It., **20**: 365-377, Roma.
- PASCI S. (1997) - *Tertiary transcurrent tectonics of North-Central Sardinia*. Bull. Soc. géol. France, **168**: 301-312, Paris.
- PASQUARÉ G., ABBATE E., BOSI C., CASTIGLIONI G.B., MERENDA L., MUTTI E., OROMBELLI G., ORTOLANI F., PAROTTO M., PIGNONE R., POLINO R., PREMOLI SILVA I. & SASSI F.P. (1992) - *Carta Geologica d'Italia - 1:50.000, Guida al rilevamento*. Quaderni SGN, serie III, **1**: pp. 203, Istituto Poligrafico e Zecca dello Stato, Roma.
- PECORINI G. (1965) - *Stratigrafia e distribuzione delle bauxiti nella Nurra (Sardegna nord-occidentale)*. Symp. Ass. Min. Sarda, **1**: 1-15, Iglesias.
- PECORINI G. (1969) - *Le Clavatoracee del "Purbeckiano" di Cala d'Inferno nella Nurra di Alghero (Sardegna nord-occidentale)*. Boll. Soc. Sarda Sc. Nat., **5**: 1-14, Cagliari.
- PECORINI G. (1972) - *Microflora "Purbeckiana" nella Nurra (Sardegna)*. Boll. Soc. Geol. It., **91**: 373-385, Roma.
- PECORINI G. (1974) - *Nuove osservazioni sul Permo-Trias di Escalaplano (Sardegna sud-orientale)*. Boll. Soc. Geol. It., **93**: 991-999, Roma.
- PECORINI G. (1989) - *Ricerche idriche mediante trivellazione di pozzi nel Sulcis*. Comm. Esaf, Cagliari.
- PECORINI G. & POMESANO CHERCHI A. (1969) - *Ricerche geologiche e biostratigrafiche sul Campidano meridionale (Sardegna)*. Mem. Soc. Geol. It., **8**: 421-451, Roma.
- PENLAND S., BOYD R. & SUTER J.R. (1988) - *Transgressive depositional system of the Mississippi Delta Plain: a model for barrier shoreline and shelf sand development*. Journal of Sedimentary Petrology, **58** (6): 932-949, Tulsa.
- PERRIER C. (1924) - *Sopra alcune rocce trachitiche di Portoscuso (Sardegna)*. Boll. R. Uff. Geol. d'It., **7**: 1-62, Roma.
- PILLOLA G.L. (1986) - *Biostratigraphy of the Campo Pisano Formation: preliminary report*. I.G.C.P. Project No. 5, Final meeting, Sardinia, May 25-31: 67-68, Cagliari.
- PILLOLA G.L. (1987) - *Données lithologiques et stratigraphiques sur le Cambrien et le Tremadoc de l'Iglesiente (SW de la Sardaigne)*. In: F.P. SASSI & R. BOURROUILH (Eds.): «Correlation of Prevariscan and Variscan events of the Alpine-Mediterranean mountain belt», I.G.C.P. Project No. 5, Newsletter, **7**: 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**: 321-328, Paris.
- PILLOLA G.L. (1991a) - *Occurrence of Proteuloma (Trilobita) in the Cabitza Formation (Cambro-Tremadoc, SW Sardinia, Italy): paleobiogeographic implications*. Geologia del Basamento italiano, Abstracts, Siena 21-22 marzo 1991, 59-61, Siena.

- PILLOLA G.L. (1991b) - *Trilobites du Cambrien inférieur du SW de la Sardaigne, Italie*. Palaeont. It., **78**: 1-173, Pisa.
- PILLOLA G.L. & GROSS U. (1982) - *Stratigrafia del Membro di Matoppa della Formazione di Nebida (Cambrio inferiore) nell'area M.te S. Giovanni M.te Uda*. In: L. CARMIGNANI, T. COCOZZA, C. GHEZZO, P.C. PERTUSATI & C.A. RICCI (Eds.): «*Guida alla Geologia del Paleozoico Sardo*», Soc. Geol. It., Guide Geologiche Regionali: 79-82, Roma.
- PILLOLA G.L. & GUTIERREZ MARCO J.C. (1988) - *Graptolites du Tremadoc du Sud-Ouest de la Sardaigne (Italie): paléocéologie 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.): «*6th Paleobenthos International Symposium*», Guide-Book. Cagliari, October 25-31, 1995, Rend. Sem. Fac. Sc. Univ. Cagliari, suppl., **LXV**, (1995): 27-62, Cagliari.
- PINNA M. (1986) - *La ceramica a pareti sottili del Museo Archeologico di Cagliari*. In: Studi Sardi, **XXVI**, 1986.
- PIOLI L. (1998) - *Studio della successione ignimbritica terziaria del Sulcis nord-occidentale (Sardegna) con particolare riferimento alla Formazione di Nuraxi*. Tesi di laurea inedita, Univ. di Pisa.
- 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.
- PITTAU DEMELIA P. & DEL RIO M. (1980) - *Pollini e spore del Trias medio e del Trias superiore negli affioramenti di Campumari e di Ghisciera mala (Sardegna)*. Boll. Soc. Paleont. It., **19**: 241-249, Modena.
- PITTAU P. (1974) - *Studio palinologico-stratigrafico di un foro di sonda perforato nel bacino lignitifero del Sulcis (Sardegna sud-occidentale)*. Boll. Soc. Geol. It., **93**: 937-943, Roma.
- PITTAU P. (1977) - *Palynological investigation of the lower tertiary Sardinia coal layers*. Boll. Soc. Paleont. It., **16**: 3-14, Modena.
- PITTAU P., DEL RIO M. & PUTZU M.T. (1998) - *The microfloras of Guardia Pisano: Early Permian*. "Palynological Research in the Sardinian Basement", CIMP Symposium and Workshop 1998, 11-19 September 1998, 81-97, Cagliari.
- 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.
- POLL J.J.K. (1966) - *The geology of the Rosas-Terraseo area, Sulcis, South Sardinia*. Leidse Geol. Med., **35**: 117-208, Leiden.
- POLL J.J.K. & ZWART H.J. (1964) - *On the tectonics of the Sulcis area, S Sardinia*. Geol. Mijnbouw, **43**: 144-146, Amsterdam.
- POMPECKJ J.F. (1901) - *Versteinerungen des Paradoxides Stufe von La Cabitza in Sardinia, und Bemerkungen zur Gliederung des Sardischen Cambrium*. Z. Deutsch. Geol. Ges., **53**: 1-23, Stuttgart.
- PRANZINI E. (2001) - *Updrift river mouth migration on cusped deltas: two examples from the coast of Tuscany Italy*. Geomorphology, **38**: 125-132, Amsterdam.
- PRANZINI E. (2004) - *La forma delle coste. Geomorfologia costiera, impatto antropico e difesa dei litorali*. 256 pp., Bologna.
- PULLÉ G. (1912) - *Il manganese della regione di Portoscuso (Sardegna) e le formazioni trachitiche che lo accompagnano*. Boll. R. Com. Geol. It., **53**: 321-335, Roma.
- 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. Fis. Mat. Nat., **11**: 1-100, Roma.
- REINSON G.E. (1979) - *Barrier Island Systems*. In: R.G. WALKER (Eds.): «*Facies Models 6*». Geosciences Canadian, Reprint Series 1, **6**: 57-74, .
- RIDING R., BRAGA J.C., MARTIN J.M. & SANCHEZ ALMAZO I.M. (1998) - *Mediterranean Messinian Salinity Crisis: constraints from a coeval marginal basin, Sorbas, southern Spain*. Marine Geology, **146**: 1-20, Amsterdam.
- SALARO L. (2001) - *I prodotti comenditici dell'Isola di S. Pietro (Sulcis, Sardegna): caratteri vulcanologici e petrochimici*. Tesi di laurea inedita, Università di Pisa.
- SALVADOR A. (1987) - *Unconformity-bounded stratigraphic units*. Geol. Soc. Am. Bull., **98**: 232-237, Boulder.

- SALVADORI A. (1980) - *Contributo alla conoscenza del bacino carbonifero del Sulcis (Sardegna occidentale)*. L'Industria Mineraria, **6**: 15-19, Roma.
- SARTORI F. (1903) - *Su di un sondaggio nella miniera di Terras de Collu*. Res. Ass. Min. Sarda, **4**: 7, Iglesias.
- SARTORI F. & TESTA L. (1913) - *La stratigrafia del Paleozoico d'Iglesias*. Res. Ass. Min. Sarda, **18**: 9-13, Iglesias.
- SARTORI R. (1989) - *Evoluzione neogenico-recente del bacino tirrenico e suoi rapporti con la geologia delle aree circostanti*. G. Geol., **51**: 1-39, Bologna.
- SASSI F.P. & VISONÀ D. (1989) - *Gli gneiss di Monte Filau ed i loro rapporti con le rocce circostanti*. pp. 38, Progemisa S.p.A. (relazione inedita), Cagliari.
- SAU A., LECCA L., LONIS R., SECCHI F. & FERCIA M.L. (2005) - *La seconda fase del Rift-Sardo: vulcanismo ed evoluzione dei sub-bacini transensionali di Ardara-Chilivani e Bonorva (Sardegna settentrionale)*. Boll. Soc. Geol. It., **124**: 3-20, Roma.
- 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)*. J. Volcan. and Geoth. Res., **5**: 257-269, Amsterdam.
- SCHNEIDER H.H. (1974) - *Revision des Altpaläozoikums Sardiniens insbesondere des sardischen Konglomerates*. N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **146**: 78-103, Stuttgart.
- SCHNEIDER H.H. (1978) - *A Jurassic coal seam at the Genna su Ludu (E-Sardinia); its stratigraphic and palaeogeographic significance*. N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **12**: 734-740, 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**: 37-54, 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 leucogranite as residual melt*. Chemical Geology, **92**: 213-249, Amsterdam.
- SEGRE A.G. (1964) - *Bibliografia Geologica d'Italia: Sardegna*, pp. 387. CNR, Roma.
- SOIL SURVEY STAFF (1975) - *Soil Taxonomy: A Basic System of Soil Classification for Making and Interpreting Soil Surveys*. In: U.S.D.O. Agriculture (Ed.): Handbook, **436**: Soil Conservation Service: Washington D.C.
- SOLINAS E. (2007) - *Datazione archeologica dei frammenti ceramici campionati nei pressi della linea di riva in località Ponti - Sant'Antioco, inglobati in una beach rock*. Relazione. Civico Museo Archeologico di Senorbì. Cagliari. pp.3.
- SOWERBUTTS A. (2000) - *Sedimentation and volcanism linked to multiphase rifting in an Oligo-Miocene intra-arc basin, Anglona, Sardinia*. Geological Magazine, **137**: 395-418.
- SPALLETTA C. & VAI G.B. (1982) - *Contatto Devoniano pelagico-flysch ercinico a Villasalto (Gerrei)*. In: L. CARMIGNANI, T. COCOZZA, C. GHEZZO, P.C. PERTUSATI & C.A. RICCI (Eds.): «Guida alla Geologia del Paleozoico Sardo», Soc. Geol. It., Guide Geologiche Regionali: 117-118, Cagliari.
- STILLE H. (1939) - *Bemerkungen betreffend die "Sardische" Faultung und den Ausdruck "Ophiolitisch"*. Z. D. Geol. Ges., **91**: 771-773, Stuttgart.
- SWIFT D.J.P. (1975) - *Barrier island genesis: evidence from the central Atlantic shelf, eastern U.S.A.* Sedimentary Geology, **14**: 1-43, Amsterdam.
- TACCONI E. (1915) - *Prime osservazioni sul gruppo vulcanico di Monte Narcao nel Sulcis*. Atti R. Lincei, Rend. Cl. Sc. Fis. Mat. Nat., **22**: 803-810, Roma.
- TADDEI RUGGIERO E. (1966) - *I brachiopodi aaleniani di Monte Zari (Sardegna sud-occidentale)*. Boll. Soc. Nat. Napoli, **75**: 293-315, Napoli.
- TAMBURRINI D. & URAS I. (1967) - *Le mineralizzazioni a Barite e Fluorite nella zona di Mont'Èga (Sulcis)*. Res. Ass. Min. Sarda, **7**: 21-54, Iglesias.
- TAMBURRINI D. & VALERA R. (1967) - *Su una mineralizzazione stratoide di "Regione Barazzi" (Sardegna sud-orientale)*. Res. Ass. Min. Sarda, **72** (7): 107-118, Iglesias.
- TARICCO M. (1912) - *Contributo allo studio del Cambriano della Sardegna*. Atti R. Lincei, Rend. Cl. Sc. Fis. Mat. Nat., **21**: 116-121, Roma.
- TARICCO M. (1920) - *Rinvenimento di Dactyonema nel Cambrico della Sardegna*. Boll. Soc. Geol. It., **39**: Roma.

- TARICCO M. (1922) - *Sul Paleozoico del Fluminese*. Boll. R. Com. Geol. It., **48**: 1-22, Roma.
- TARICCO M. (1924) - *Il bacino lignitifero di Gonnessa (Sardegna)*. Boll. R. Uff. Geol. d'It., **49**: 1-14, Roma.
- TARICCO M. (1928) - *Il Cambriano del Sulcis (Sardegna)*. Res. Ass. Min. Sarda, **33**: 10-29, Iglesias.
- TARICCO M. (1932) - *Carta Geologica d'Italia, Tav. 233 IV SW-Barbusi, 1:25.000*. Servizio Geologico d'Italia, Roma.
- TARICCO M. (1934) - *Geologia del foglio Isola di S. Pietro-Capo Sperone, in Sardegna*. Boll. R. Uff. Geol. d'It., **59**: 1-75, Roma.
- TARICCO M. & SOTGIA T. (1922) - *Bibliografia geologica, paleontologica, mineralogica e mineraria della Sardegna*. Boll. Soc. Geol. It., **41**: 373-437, Roma.
- TEICHMÜLLER R. (1931) - *Zur Geologie des Thyrrhenisgebietes. Teil 1: Alte und junge Krustenbewegungen im südlichen Sardinien*. Ges. Wiss. Göttingen, Math. Phys. Kl., Nachrichten, **3**: 857-950, Göttingen.
- TESTA L. (1914) - *Il Cambriano nel Sarrabus*. Res. Ass. Min. Sarda, **8**: Iglesias.
- THIEL C., COLTORTI M., TSUKAMOTO S., FRECHEN M. (2010) - *Geochronology for some key sites along the coast of Sardinia (Italy)*. Quaternary International, **30**:1-12, Oxford.
- THOMAS B. & GENNESSEAUX M. (1986) - *A two stage rifting in the basin of the Corsica-Sardinia Straits*. Marine Geology, **72**: 225-239, Amsterdam.
- TRAVERSA G. (1969) - *Sulla giacitura ed età di alcuni filoni basici nelle vulcaniti ignimbriche permiane della Gallura (Sardegna settentrionale)*. Rend. Soc. It. Min. Petr., **25**: 149-155, Milano.
- TRAVERSA G. (1978) - *Permian volcanism in Sardinia*. In: F.P. SASSI & D. VISONÀ (Eds.): «Correlation of Prevariscan and Variscan events of the Alpine-Mediterranean mountains belt», I.G.C.P. Project No. 5, Newsletter, **1**: 127-140, Padova.
- TRAVERSA G. & VACCARO C. (1992) - *REE distribution in the late Hercynian dykes from Sardinia*. In: L. CARMIGNANI & F.P. SASSI (Eds.): «Contributions to the Geology of Italy with Special Regard to the Paleozoic Basements», I.G.C.P. Project No. 276, Newsletter, **5**: 215-226, Siena.
- TRINCARDI F., ASIOLI A., CATTANEO A., CORREGGIANI A., VIGLIOTTI L., ACCORSI C.A., LOWE J., MERCURI A., RIVALENTI C., TORRI P. & VAN DER KAARS S. (1996) - *Expanded Younger Driass deposits in the late-quaternary trasgressive record of central adriatic shelf*. Proceedings Conv. "Modificazioni climatiche ed ambientali tra il Tardiglaciale e l'Olocene antico in Italia", Trento 7-9 febbraio 1996, pp. 171-172.
- ULZEGA A. (1995) - *Geomorphology and stratigraphy of Late Quaternary*. In: A. CHERCHI (Ed.): «6th Paleobenthos International Symposium», Guide-Book. Cagliari, October 25-31, 1995, Rend. Sem. Fac. Sc. Univ. Cagliari (suppl. vol. LXV, 1995): 11-24, Cagliari.
- ULZEGA A., CARBONI S., COPPA DE CASTRO M.G., CRISTINI A., FAIS S., CONCETTA F., LECCA L. & LEONE F. (1980) - *Indagini geologiche sulla piattaforma continentale sarda per la ricerca di placers*. Atti "Convegno scientifico Nazionale sui Placers marini", CNR, 1980, 11-26, Trieste.
- ULZEGA A. & ORRÙ P. (1982) - *Les beach-rocks de la baie de Funtanamare (Sardaigne sud-occidentale)*. Coll. sur les beach-rocks, 151-160, Lyon.
- ULZEGA A. & OZER A. (1982) - *Comptes-Rendus de l'Excursion-Table rond sur le Thyrrhénien de Sardaigne*. INQUA, 1-87, Cagliari, Avril 1980.
- 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.
- VARDABASSO S. (1939) - *La formazione cambrica in Sardegna ed il rilevamento geologico dei fogli "Iglesias" e "Teulada-S. Efisio"*. Rend. Sem. Fac. Sc. Univ. Cagliari, **9**: 1-180, Cagliari.
- VARDABASSO S. (1956a) - *Il Quaternario della Sardegna*. «Atti IV Congr. Int. Quaternario», 995-1018, Roma-Pisa 1953.
- VARDABASSO S. (1956b) - *La fase sarda dell'orogenesi Caledonica in Sardegna*. Deutsch. Geol. Ges.: 120-127, Stuttgart.
- VARDABASSO S. (1959) - *Il Mesozoico epicontinentale della Sardegna*. Rend. Acc. Naz. Lincei, Cl. Sc. Fis. Mat. Nat., **27**: 178-184, Roma.

- VARDABASSO S. (1961) - *Considerazioni paleogeografiche sul Cambrico dell'Isola di Sardegna*. XX Congresso Geologico Internazionale, 86-90, Città Del Messico.
- VELLUTINI P.J. (1977) - *Le magmatisme permien de la Corse du Nord Ouest: son extension en Méditerranée occidentale*. PhD thesis, Univ. Aix-Marseille III.
- WEZEL F.C., SAVELLI D., BELLAGAMBA M., TRAMONTANA M & BARTOLE R. (1981) - *Plio-Quaternary depositional style of sedimentary basins along insular Tyrrhenian margins*. F.C.WEZEL (Ed): "Sedimentary basins of Mediterranean margins", 239-269, CNR, Tecnoprint, Bologna.
- ZOPPI G. (1888) - *Descrizione geologico-mineraria dell'Iglesiente (Sardegna)*. Mem. Descr. Carta Geol. d'Italia, 4: 10-75, Roma.

PROGETTO
CARG

APPENDIX

PROGETTO
CARG

EXTENDED ABSTRACT

The Geological Map Sheet 564 “Carbonia” is located in the Sulcis region, SW Sardinia. The most important town is Carbonia, other minor towns are Calasetta, S. Antioco, Perdaxius, S. Giovanni Suergiu, Tratalias, Giba, Piscinas, Masainas, S. Anna Arresi. The most important roads are the State Roads S.S. n°126 and S.S. n°195 that cross the area from NNW to SSE, near the SW coast of Sardinia. Other minor roads cross the area from E to W.

Two large tectonic depressions characterize the map sheet Carbonia: a light folded syncline Late Paleogene in age, which is located in the Narcao Valley, and the eastern side of a Burdigalian graben, that includes the coastal band and the S. Antioco Island where the Burdigalian volcanic rocks outcrop. These tectonic depressions lie on a Palaeozoic basement strongly deformed during the Hercynian Orogenesis and on Mesozoic and Paleogene sedimentary successions. The Hercynian basement crops out in the northern side and in the SE side of the map sheet Carbonia. In this area the stratigraphic succession ranges in age from Lower Cambrian (light metamorphic and deformed in the Carboniferous) to Holocene.

Below we describe a synthesis of the stratigraphic succession and the tectonic evolution of this area in the SW Sardinia.

In the geological map sheet 564 “Carbonia” a large numbers of formations crop out; they can be distinguished in six main geological groups:

- 1) Palaeozoic metamorphic basement;
- 2) Late-Palaeozoic intrusive rocks;
- 3) Late-Palaeozoic volcanic-sedimentary succession;

- 4) Mesozoic sedimentary succession;
- 5) Tertiary volcano-sedimentary succession (ranging from Early Eocene to middle Miocene in age);
- 6) Quaternary deposits (either marine that continental area).

The Palaeozoic basement of Sulcis, where the geological map sheet 564 "Carbonia" is located, belongs to the "foreland area" of the Hercynian Chain, as proposed by CARMIGNANI *et alii* (1982a; 1982b). It consists of an originally sedimentary succession (Lower Cambrian to Early Carboniferous in age), deformed during Carboniferous, mainly under low metamorphic to anchizonal setting, and of granitoid rocks emplaced between Upper Carboniferous and Permian.

The succession of the "foreland area" is affected by a regional angular unconformity (named "Sardic unconformity"), Middle Ordovician in age.

The "pre-Sardic" succession started with the Nebida formation, subdivided into two members: the Matoppa one at the base and the Punta Manna one. In the geological map sheet Carbonia these members are separated by a typical continuous oolitic limestones level at the base of the Punta Manna member. Nebida formation mostly consists in clastic rocks, sandstones and siltstones prevailing, with alternate carbonatic levels. In these levels rests of a typical fauna are found: trilobites and archaeocyathans among the others. The sedimentary environment is referred to a regressive evolution of a "delta type".

The top of Nebida formation is characterized by an alternation of sandstones and limestones-dolostones that pass to the basal member of the Gonnesea formation, named "Dolomia rigata". This member consists in well stratified primary dolostones. Above, there is the "Calcare ceroidi" member, made up of massive grey, limestones, often turned, at the base, in secondary dolostones (the so-named "Dolomia grigia"). This formation can be referred to an evolution from a "tidal flat" to a littoral environment.

The "Campo Pisano" formation lies on the previous one and it consists of a well stratified and thin sequence of nodular, marly limestones with abundant fossils, typical of a neritic environment with terrigenous inputs.

The Cabitza formation overlays the "Campo Pisano" one and consists in a thick siliciclastic sequence: silty shales, siltstones to fine-coarse grained sandstones with rare carbonate levels at the base of the formation. Sedimentary structures, such as plane parallel and cross laminations are frequent; the fossiliferous content is rich. These facies indicate sedimentary environments with different depths, variable from "delta-type dominated" to shore-face.

The Cabitza formation is truncated by a widespread angular unconformity, which separates the Lower Cambrian - Lower Ordovician succession from the ?Middle-Upper Ordovician to Lower Carboniferous formations. This unconformity is related to the "Sardic Phase", a deformative event (see forward).

A thick sequence with a complex siliciclastic succession lies on this erosive surface. In the geological map sheet Carbonia this sequence is represented only by very coarse conglomerates and breccias, fining upwards, with alternating red shales (Monte Argentu formation). In the bordering geological map sheets the siliciclastic succession continues with a monotonous sequence of shales and subordinate sandstones, bearing abundant fossils, Late Ordovician in age.

Then, the Silurian - Lower Carboniferous sedimentary succession, without discontinuity in deposition with the Upper Ordovician, consists in siltitic black shales with a rich graptolite fauna, calcareous lens-shaped layers alternate with black shales, nodular and massive limestones and finally micaceous sandstones and siltites.

In the geological map sheet Carbonia there are small outcrops (about 1 square kilometer) of Late-Palaeozoic intrusives. They are intrusive breccias with polygenic embedded rock elements, subordinate rhyolitic porphyries, microgranodiorites and, finally, acidic and intermediate-basic dykes.

The Late-Palaeozoic (Lower Permian) volcanic-sedimentary succession is represented only by a small outcrop about 1 km east of Barbusi ("Guardia Pisano" formation). It unconformably lies on Monte Argentu formation and mainly consists of marly limestones and volcanoclastic sandstones.

The Mesozoic sedimentary succession outcrops in the lower side of the geological map sheet: in M. Sarri area (Triassic and Jurassic in age) and S. Antioco Island (Early Cretaceous in age).

In M. Sarri area it starts with limestones (mudstones, wackestones and grainstones) with rare fossils, Middle-Upper Triassic in age ("Muschelkalk" *Auct.* formation). Then, the Mesozoic succession continues with varicolored marls and clays and with dolostones and calcareous dolostones with sulfate pseudomorphs referred to Upper Triassic ("Keuper" *Auct.* formation).

An unquantifiable gap in sedimentation marks the passing to the Jurassic sequence, represented by brecciated reddish limestones at the base, limestones (oolitic and bioclastic grainstones, locally cherty packstones) frequently dolomitized and marly limestones and marls in the upper part ("Guardia Sa Barracca" formation). These rocks are often very fossiliferous and the formation can be referred to Liassic.

The Jurassic succession of M. Sarri area ends with limestones (mainly mudstones and wackestones) alternating with marls ("Medau Mereu" formation). The age of this formation can be referred to Upper Liassic and maybe to Lower Dogger thanks to the rich fossiliferous content.

In S. Antioco Island the Mesozoic succession is mainly represented by limestones (bioclastic grainstones and packstones) with subordinate marls. The rich fossiliferous content allows to refer this formation to the Lower Cretaceous.

The Paleogene sedimentary succession is well represented in the Carbonia geological map, both in outcropping and underground. It corresponds to a transgressive-regressive sedimentary cycle. The marine transgression, documented only by drillings and represented by “*Calcaria macroforaminiferi*” *Auct.*, characterizes the western side of the area. The slow regressive phase started with very fossiliferous (mainly Miliolidae) limestones (“Miliolitico” *Auct.* formation) that became sandy and marly towards the top of the formation. The lithofacies and the association of the fossiliferous content indicates lagoon environment. On the “Miliolitico” a thick sequence of paralic environment, the so-named “Lignitifero” *Auct.* formation, containing brown coal (lignite) has been mined from the end of 1800 up to now. It consists of clays, marls and limestones with abundant organic materials and lignite deposits. Locally, conglomerates with quartz and black cherts clasts are found at the base. The age of this formation is referred to Lower-middle Eocene, on the base of abundant fossiliferous rests (mainly pollens). Both in apparent conformity and unconformity the “Cixerri” formation lies on the previous one (see forward). It consists of clastic deposits from fine to coarse, moving upwards: silty shales, quartzitic and quartzitic-feldspar sandstones, marls and conglomerates of alluvial environment. The fossiliferous content is very poor, so the age of this formation is uncertain and long discussed. It is comprised from the middle Eocene (“Lignitifero” in age) and the Upper Oligocene - Aquitanian. In the surroundings of Carbonia the “Cixerri” formation is intruded by hypoabyssal “Monte Perda” andesites, radiometrically referred to 22,8 Ma. In other localities of southern Sardinia this formation is intruded by hypoabyssal andesites referred to about 27 Ma (Cixerri Valley) and is overlaid by “Ussana” formation whose age is Upper Oligocene - Aquitanian.

The Miocene volcanic succession is well represented in the area of the Carbonia geological map sheet. It unconformably lies on the “Cixerri” and underlying formations and can be divided into two main big groups: “Andesiti” *Auct.* and “Ignimbriti” *Auct.* that unconformably lay on the previous one. The “Andesiti” *Auct.* are divided into three smaller groups: the “Serbariu di Sopra” Group, the “Carbonia” Group and the “S. Antioco” Group.

The first one is composed only by one formation (“Monte Perda” formation) that consists of hypoabyssal andesites, radiometrically referred to 22,8 Ma.

The second one is composed by 18 volcanic formations, 3 epiclastic ones and dykes. The composition of these formations is mainly andesitic; the age can be referred to Lower Miocene, probably Burdigalian for all.

The third group outcrops in the S. Antioco Island and is composed by 4 volcanic formations not correlable with the previous ones. The composition is andesitic and basaltic-andesitic; the age of this group is coeval with the “Carbonia” Group and is Lower Miocene (Burdigalian).

“Ignimbriti” *Auct.* are divided into three different groups: the “Su Ruvu Mannu” Group, the “Monte Sirai” Group and the “Cala Lunga” Group.

The first one unconformable lies on the “S. Antioco” Group and is unconformable overlaid by the “Monte Sirai” Group. It is composed only by one formation (“Monte La Noce” formation) that consists in lava flows, autoclastic lava-like breccias and pyroclastic deposits. The composition of the lava is rhyolitic and the age of this formation is lower Miocene (Burdigalian).

The “Monte Sirai” Group is composed by 6 pyroclastic formations. These formations outcrop over a large area in the Carbonia and bordering geological map sheet. Volcanic deposits are mainly pyroclastic flow deposits from densely welded with eutaxitic texture (frequently with vitrophyre layer at the base) to nonwelded (tuffs, lapilli tuffs and tuff-breccias). Subordinate fall deposits and epiclastic levels are found. The composition of these volcanic rocks is dacitic and rhyolitic and the age of this group is lower-middle Miocene (Burdigalian-Langhian).

The “Cala Lunga” Group unconformable lies on the “Monte Sirai” Group and is composed by 4 pyroclastic formations. Also these formations outcrop over a large area in the Carbonia surroundings and bordering geological map sheet. Volcanic deposits are again mainly pyroclastic flow deposits from densely welded with eutaxitic texture (frequently with vitrophyre layer at the base) to nonwelded (tuffs, lapilli tuffs and tuff-breccias). Subordinate fall deposits and epiclastic levels are found. The composition of these volcanic rocks is rhyolitic and hyperalkaline to comendite rhyolitic. The age of this group is middle Miocene (Langhian).

The recent evolution of the area is testified by clastic, poorly cemented sediments from gravels to sands and silts, Quaternary in age. These deposits are grouped into three units: “Serra de su Pranu” synthem, “Portovesme” synthem and Holocene deposits.

The first one is overlaid by “Portovesme” synthem and consists in residual deposits with plinthite horizons, ?Middle Pleistocene in age.

The second one is characterized by littoral fossiliferous conglomerates at the base (“Cala Mosca” subsynthem) and by terraced alluvial gravels, by eolian sands and sandstones and by slope wash detritus and breccias at the top. The age of this synthem, based on fossiliferous rests and on radiometric datings, is upper Pleistocene.

Finally, the stratigraphic succession ends with Holocene deposits of different environments, both marine and continental.

The rocks cropping out in the area of the geological map sheet Carbonia suffered several tectonic events: the first one recognised affected the pre-?Middle-Upper Ordovician succession (Eo-Caledonian); then the Hercynian Orogenesis strongly deformed rocks during Carboniferous time; a Late-Palaeozoic tectonic is

documented in the Giba - S. Anna Arresi area; new tectonic deformations (reverse faults and folds) affected the Eocene-Oligocene "Cixerri" formation and underlying formations; a volcanic and tectonic activity involved this area during Miocene and finally, a recent (maybe Pliocene) deformational event can be recognised in the area near S. Antioco Island. Tertiary and Quaternary tectonics are related to Alpine Orogenesis and to the opening of Thyrranian Sea, that strongly modified the structural framework of Sardinia.

The Palaeozoic basement of this map is commonly referred to the "external Zone" of the Hercynian Chain and is considered the autochthon, tectonically overlaid by the "Arburese Unit". Therefore the main tectonic structures of this map sheet can be referred to Hercynian Orogenesis; less evident are the impacts of the Eo-Caledonian tectonics.

The identification of the "Sardic Phase", which is a deformation phase affecting pre-?Middle-Upper Ordovician succession, is based upon a widespread and major angular unconformity occurring between Tremadocian and Caradocian metasediments. This unconformity has been described by many authors. However, the structural impacts of the "Fase sarda" are still under discussion. Most earlier authors have hypothesized that Eo-Caledonian tectonics was responsible for the folding (with E-W axes) that affected only the pre-"Sardic Unconformity" successions. This hypothesis is based mainly on the fact that the basal conglomerates (Monte Argentu formation), Caradocian in age, lay in angular unconformity upon both flanks of the large "E-W folds". The Iglesias Syncline and the Gonnese Anticline (among others) are examples of this: in these examples the Early Cambrian to Early Ordovician succession is folded. Nevertheless these "key" examples require additional support, since the contacts are often described as tectonic.

The "Sardic Unconformity" is less evident in the map sheet Carbonia than in other areas (Iglesiente). In this map sheet, no linear structural elements (lineation, fold axes, *etc.*), nor planes (schistosity, cleavage, *etc.*), nor folding, nor metamorphism, may be unequivocally linked to the "Sardic Phase". Therefore the only structural element that supports the existence of the "Fase sarda" remains the angular unconformity between the pre-?Middle-Upper Ordovician and the post-?Middle-Upper Ordovician formations.

The mapping and structural analyses performed for this map sheet have confirmed that the Hercynian tectonics are the main deformation events, characterized by two principal phases: the first one with N-S shortening axes which created folds with E-W directed fold axes, the second one with axes at approximately right angles to those just described (v. fig.61). The latter is the more important phase and can be correlated with the emplacement of the "Nappe zone" ("Arburese tectonic Unit") upon the "external Zone". These displacements caused a complex and progressive deformation, associated with a widespread schistosity.

The interference structures, well exposed in this map, are caused by superimposition of roughly orthogonally directed folds: this is one of the most unique and well-known characteristics of the tectonic-structural setting in SW Sardinia.

The first Hercynian deformation event is characterized by anticlines and synclines with wavelengths on the order of kilometers, sub-vertical axial planes, approximately E-W oriented fold axis and a complete absence of axial cleavage planes. This fold system would have emphasized the Eo-Caledonian one.

The E-W trending anticlines and synclines are deformed by several structures (folds, W-facing reverse faults and E-facing overthrusts) which are consistent with a NE-SW to E-W oriented shortening and are attributed to the second Hercynian phase.

The chronology of structural elements of this phase, corresponding to a progressive deformation, are:

- 1) "N-S folds", apparent at all scales, widespread in the area and associated with a steeply inclined axial plane foliation;
- 2) "W-facing reverse faults", related to the previous structures, with steep and medium inclined planes;
- 3) "E-facing overthrusts" which are associated with cataclastic-mylonite belts.

The "N-S folds" are the most distinctive structures related to the second Hercynian phase in the Iglesias-Sulcis. The axial planes are usually sub-vertical, and sometimes inclined to the east (W-facing). The wavelengths depend on the lithology (thick and massive carbonate "Gonnesa" formation or silty "Cabitza" formation): the biggest are on the order of 4 km ("Sirri", "Punta Is Cerbus", "Punta Crabiolus", Gutturu Axiu" Anticlines; "Monte Spina", Punta Is Pilus", "Giba" Synclines).

Sometimes these folds evolved in reverse faults ("Pranu Lepuri" Fault) and tectonic slices with cataclastic-mylonitic deformations (in the area of Barbusi).

The last second Hercynian phase deformation event is characterized by structures linked to eastward tectonic motion (the opposite sense of previous motions). The most important is the "Procaxius" Shear Zone, related to the widespread "Orbai" Backthrust that crops out in the bordering "Assemini" geological map sheet. Tectonic contacts along this zone are from sub-horizontal to steeply inclined and developed cataclastic-mylonitic deformations where "Gonnesa" formation limestones were transformed into foliated marbles with stretching lineations.

Structures related to Late-Palaeozoic tectonics are visible in the Giba - S. Anna Arresi area. They consist in kilometric N-S to NW-SE faults. Near M. Giara (S. Anna Arresi) this fault system (subsequent to the compressive Hercynian tectonics) is cut by a Late Carboniferous - Permian E-W trending acidic dyke system. The normal vertical offsets along these faults are several hundred meters.

The Oligocene-Aquitania tectonics is characterized by N-S trending reverse faults and folds and by E-W trending kilometric open folds.

The N-S trending structures are well exposed in the southern side of the geological map sheet (M. Margiani-Villarios). In this area, Mesozoic rocks are affected by folds with steeply inclined axial plane. Similar structures crop out near Maladroxia (S. Antioco Island) affecting the Cretaceous rocks and near Serbariu, affecting the "Lignitifero" and "Cixerri" formations. N-S trending reverse faults are related to previous structures; the most important crops out for 6 km near M. Margiani. In this area Mesozoic rocks overlay the "Miliolítico" and the "Cixerri" formation (v. fig.71). This reverse fault does not involve Burdigalian volcanic rocks (near Villarios).

The most important E-W trending structure is the Narcao Syncline, corresponding to the Narcao Valley. The syncline wavelength is approximately 10 km and the axial plane is sub-vertical. The large scale of the wavelength and open apical angle make the syncline only evident at map scale. Studies in the areas of map sheets Carbonia and Assemini prior to this CARG survey (with the geological map cartography) had described this and similar depressions as tectonic troughs. Instead the field observations during the CARG survey demonstrate that:

- 1) at many sites, the contact between the Eocene-Oligocene deposits outcropping along the depression's boundaries and the Hercynian basement, is a basal unconformity. The contact is not a normal fault as had been mapped in older maps.
- 2) the Eocene-Oligocene sedimentary rocks, which outcrop extensively along the depressions' boundaries, always dip towards the basin's axis: the inclination is usually from 20-25° up to 60°.
- 3) the Paleogene succession which overlies the structural highs of the Palaeozoic basement is characterized by shale-sandstone facies which are typical of a low-relief source area.
- 4) the deformation structures within the "Lignitifero" and the "Cixerri" formations are consistent with sub-horizontal shortening (folds and reverse faults).

The sedimentological and stratigraphic characteristics of the "Cixerri" formation (i.e. a trend from mature fluvial environments towards newer relief, the presence of both conformable and unconformable contacts at the formation's base) are consistent with the tectonic-structural evolution of large open fold structures, in which the folds controlled the erosion and sedimentation. In fact, layers are conformable in the depocenter and unconformable along the depression's margins: a typical characteristic of sedimentation within growth synclines. The deformation and inclination of the strata would decrease in the younger strata, within the syncline. The anticlines correspond to an increasing relief, while the synclines were sedimentary depocenters.

In this proposed model, the uppermost deposits of the “Cixerri” formation are considered syntectonic with the fold structure.

Volcanism of the Carbonia geological map ranges from Aquitanian to Langhian. During this period different fault systems developed. Faults are generally normal, with offsets that rarely exceed 50 m. These tectonic structures strongly conditioned the morphology of volcanic reliefs and the thickness of volcanic rocks.

The first Miocene fault system can be observed near S’Arcu Liori (between Carbonia and Perdaxius). A NE-SW trending normal fault with a 100 m offset involved “Cixerri” formation and underlying rocks. The cataclastic shear zone is intruded by “Monte Sa Perda” andesites suggesting that the emplacement of these rocks is strongly controlled by this structure. Other dykes run parallel to this fault system.

During the emplacement of the Burdigalian “Andesites” another tectonic activity can be recognised. Near Genna Ollastus (v. tav.9) a NW-SE trending fault cuts “Andesites” up to “M. S. Michele Arenas” formation and is cut by other “Andesites” (“Guardia Manna” formation) and by andesitic dykes. The offset of this synvolcanic normal fault is 100 m.

A new tectonic activity can be recognised during the emplacement of the Langhian pyroclastic rocks (“Ignimbrites”). In several localities (M. Ulmus, Perda de is Ominis, Corongiu Murvonis, *etc.*), NW-SE and NNE-SSW trending normal faults cut Burdigalian-Langhian pyroclastic rocks (“Monte Sirai” Group) and are cut by Langhian pyroclastic deposits (“Cala Lunga” Group). This tectonic activity strongly controlled the emplacement and thickness of the “Cala Lunga” pyroclastic flow deposits.

Finally, other normal faults with different trendings cut the most recent volcanic rocks. The most important is the “Paringianu” Fault, 5 km long, WNW-ESE trending and with an offset in the order of 40 m. Another important N-S trending fault can be located near the eastern coast of S. Antioco Island (between Maladroxia and S. Antioco) where a thermal source is well known. A drilling located near the isthmus of S. Antioco Island encountered a thick (240 m) sequence of continental deposits resting on Langhian pyroclastic rocks and covered by Upper Pleistocene fossiliferous sandy limestones. These sediments are unknown in the interior. In spite of these data, the geological surveys on the field did not allow a better understanding of this tectonic structure.

PROGETTO
CARG

LEGEND GEOLOGICAL MAP

QUATERNARY DEPOSITS OF THE MARINE AREA

Marine phanerogams prairie (g₄).

UPPER HOLOCENE

LITTORAL ENVIRONMENT

Deltaic deposit

Deltaic pelitic sands (g₁).

Submerged beach deposit

Littoral silicoclastic sands (g₈).

Foot cliff deposit

Littoral conglomerates and rockfall at the base of the cliff (g₁₅).

Low energy coastal deposit

Sandy silts with abundant organogenic component (g₉).

Bioclastic deposit

Sands and gravels with abundant organogenic component, in silty matrix (g₁₂).

UPPER HOLOCENE

Beach rock

Beach rock sandstones and conglomerates (g₁₀).

MIDDLE - UPPER HOLOCENE

SHELF ENVIRONMENT

Bioclastic deposit

Fine to coarse bioclastic sands (g₁₂).

UPPER HOLOCENE

Internal shelf deposit

Silty sands, locally sands and gravels in slimly matrix (g₁₉).

Distal shelf deposit

Sandy silts locally organogenic (g₂₁).

UPPER PLEISTOCENE - HOLOCENE

QUATERNARY DEPOSITS OF THE CONTINENTAL AREA

HOLOCENE DEPOSITS

Anthropic Deposits (h)

Salts flats and desalination tanks (h_2), mining wastes (h_{1m}), industrial wastes (h_{1i}), fill material and reclaimed areas (h_{1r}), urban solid waste sites (h_{1u}). Thickness: up to 40 m. *HOLOCENE*

Alluvial deposits (b)

Gravels with lesser sands and silts (b_a); sands with lesser silts and gravels (b_b); silts and clays with lesser sands (b_c). Thickness: up to 2-3 m. *HOLOCENE*

Pond, lagoon, and coastal marsh deposits (e)

Silts, clays and sands, with a large organic component. Thickness: up to 2-3 m. *HOLOCENE*

Eluvial and colluvial deposits (b₂)

Detritus in a fine-grained matrix, sometimes with soil intercalations of varying development. Thickness: up to 1-2 m. *HOLOCENE*

Slope wash deposits (a)

Chaotic accumulations of detritus, in lenses and layers, sometimes partially cemented. Thickness: up to 2-3 m. *HOLOCENE*

Alluvial terraced deposits (b_n)

Gravels with subordinate sands (b_{na}), sands with subordinate silts and gravels (b_{nb}), silts and clays with subordinate sands (b_{nc}). Thickness: up to 5-6 m. *HOLOCENE*

Beach deposits (g₂)

Sands and coastal gravels of actual beaches, with bivalves and gastropods; subordinate coastal pond deposits (g_{2a}). Fine grained sands with rare pebbles of sub-actual beaches, with bivalves and gastropods; subordinate sand-silty deposits of coastal ponds (g_{2b}). Thickness: up to 3-4 m. *?HOLOCENE - ?UPPER PLEISTOCENE*

Eolian deposits (d)

Sands and coastal dunes. Thickness: up to 10 m. *HOLOCENE*

Lacustrine deposits (e₂)

Lacustrine limestones with pulmonate gastropods (Nuraghe Atzori). Thickness: up to 1-2 m. *HOLOCENE*

Travertines (f₁)

Limestones with floral remains (P.ta is Pilus - M. S'Orcu). Thickness: up to 30 m. *HOLOCENE*

PLEISTOCENE DEPOSITS

PORTOVESME SYNTHEM (PVM)

Portosuso subsynthem (PVM₂)

Terraced alluvial gravels with subordinate eolian sands and detritus (PVM_{2a}), thickness up to 10 m; eolian sands and sandstones with subordinate detritus and alluvial deposits (PVM_{2b}), thickness up to 20 m; slope wash detritus and breccias with subordinate eolian and alluvial deposits (PVM_{2c}), thickness up to 3 m. *UPPER PLEISTOCENE*

Calamosca subsynthem (PVM₁) (“Panchina tirreniana” Auct.)

Coastal conglomerates shore gravels with mollusc remains (*Strombus bubonius*, *Conus testudinaris*, *Patella ferruginea*, etc.). Thickness: less than 1 m.

UPPER PLEISTOCENE

SERRA DE SU PRANU SYNTHEM (SDS)

Colluvial and eolian deposits, slope wash detritus, strongly pedogenized with plinthite horizons. Thickness: less than 10 m.

?MIDDLE PLEISTOCENE

TERTIARY VOLCANO-SEDIMENTARY SUCCESSIONS

MIOCENE VOLCANIC SUCCESSION

“IGNIMBRITES” AUCT.

CALA LUNGA GROUP

SERRA DI PARINGIANU RHYOLITES (SEP)

Pyroclastic deposits, densely welded flows, parataxitic to eutaxitic texture, porphyritic for Pl and Sa, rhyolitic vitrophyre; locally (at Punta Maggiore), pyroclastic breccias with decimeter large clasts near the top. Thickness: up to 20 m (³⁹Ar/³⁹Ar: 15.0±0.2 Ma).

MIDDLE MIOCENE (LANGHIAN)

PARINGIANU RHYOLITES (PRU)

Pyroclastic (tuffs and lapilli-tuffs) deposits, both falls (at S. Antioco) and flows, not welded, sometimes lithified (at Paringianu-Carbonaxia), porphyritic for Sa and Pl, rhyolitic in composition; sometimes with intercalated paleosols (at S. Antioco). Thickness: up to 15 m.

MIDDLE MIOCENE (LANGHIAN)

MONTE ULMUS HYPERALKALINE RHYOLITES (ULM)

Pyroclastic flow deposits, generally from incipiently to densely welded, eutaxitic texture, sometimes rheomorphic, clear flow structures at the base, frequently with basal vitrophyre, rarely porphyritic for Sa and ±Pl, hyperalkaline rhyolitic in composition; locally (at S. Antioco) pyroclastic breccias at the top with elements up to 1 meter. Thickness: up to 50 m.

MIDDLE MIOCENE (LANGHIAN)

CALA SABONI COMENDITES (CDT)

Pyroclastic deposits in several flow units, from nonwelded (tuffs, lapilli-tuffs) to densely welded with an eutaxitic texture (at S. Antioco), porphyritic for Sa, Qtz, Arf, alkaline pyroxenes, comendite rhyolite in composition; vitrophyre layers at the base of the flow units; subordinate intercalations of pyroclastic fall layers, epiclastics, and paleosols. Thickness: up to 30 m (⁴⁰K/⁴⁰Ar: 15.5±0.5 Ma, ASSORGIA *et alii*, 1995).

MIDDLE MIOCENE (LANGHIAN)

MONTE SIRAI GROUP**MATZACCARA DACITES (MAZ)**

Pyroclastic deposits in several flow units usually moderately or locally (at Giba, S. Antioco) densely welded, with eutaxitic texture, porphyritic for Pl and Bt, dacitic in composition (MAZ); pyroclastic deposits and falls, subordinate epiclastics and nonwelded pyroclastic flows (MAZ_a). Thickness: up to 19 m. *MIDDLE MIOCENE (LANGHIAN)*

NURAXI RHYOLITES (NUR)

Pyroclastic flow deposits, densely welded, porphyritic for Pl and Sa, from eutaxitic to parataxitic texture, often rheomorphic, rhyolitic in composition; vitrophyric layers at the base. Thickness: 20 m (³⁹Ar/⁴⁰Ar: 15.8±0.2 Ma). *MIDDLE MIOCENE (LANGHIAN)*

MONTE CROBU RHYOLITES (CBU)

Pyroclastic flow deposits, from densely welded with eutaxitic texture to nonwelded (tuffs, lapilli-tuffs, and tuff-breccia), porphyritic for Sa and Pl, rhyolitic in composition; frequently with vitrophyric layers at the base and sometimes at the top, subordinate levels of pyroclastic falls and paleosols (at S. Antioco). Thickness: usually ranging from a few meters to several tens of meters, rarely up to 100 m. *?EARLY-?MIDDLE MIOCENE (?LATE BURDIGALIAN-?LANGHIAN)*

SERUCI RHYOLITES (SRC)

Pyroclastic deposits of densely welded flows, eutaxitic porphyritic texture for Pl, ±Hy, ±Aug, and ±Fa, rhyolitic in composition, frequently with vitrophyric layers at the base (SRC); locally at the top (at Sa Scritta), epiclastics with clasts of andesitic rock (SRC_a). Thickness: up to 15 m. *?EARLY-?MIDDLE MIOCENE (?LATE BURDIGALIAN -?LANGHIAN)*

ACQUA SA CANNA DACITES (AQC)

Pyroclastic flow and fall deposits (tuffs, lapilli-tuffs), porphyritic for Pl, Bt, ±Hy, ±Aug, and ±Hbl, dacitic in composition; epiclastic conglomerate deposits (prevalently andesitic constituents) and sandy volcanoclastics are found at the base in alternations. Thickness: up to or sometimes exceeding 30 m (⁴⁰K/⁴⁰Ar: 16.6 ±0.8 Ma, CINCOTTI *et alii*, 1994).

EARLY MIOCENE (LATE BURDIGALIAN)

CORONA MARIA DACITES (CNM)

Pyroclastic flow deposits, from strongly welded with eutaxitic texture to nonwelded (pumiceous lapilli tuffs), porphyritic for Pl and Fa, dacitic in composition; frequently with vitrophyric layers; sometimes, pyroclastic fall deposits and paleosols at the base. Thickness: up to 25 m (³⁹Ar/⁴⁰Ar: 18.7±0.4 Ma). *EARLY MIOCENE (BURDIGALIAN)*

RUVU MANNU GROUP**MONTE LA NOCE RHYOLITES (MLN)**

Lava flows with flow structures, and with autoclastic lava-like breccias, frequently obsidian-like, from aphyric to rarely porphyritic for Pl and Bt, rhyolitic in composition; pyroclastic deposits at the base and in alternations (tuffs, lapilli-tuffs, tuffaceous breccia) and epiclastics (volcanoclastic graywackes). Outcrop thickness: 30-40 m.

EARLY MIOCENE (BURDIGALIAN)

“ANDESITES” AUCT.

SANT’ANTIOCO GROUP

SERRA DE NUARGIUS ANDESITES (SNR)

Andesitic lavas in hypoabysal clusters, with close parallel fracturing and in dykes which are frequently altered, porphyritic for Pl, Cpx, Opx, and Ol, in hypocrySTALLINE to microcrystalline ground mass. *EARLY MIOCENE (BURDIGALIAN)*

MONTE PERDAS DE FOGU ANDESITES (PDF)

Andesitic lavas,, from dense microvesiculate clusters to subordinate and massive autoclastic lava-like breccias, frequently with amorphous silica concretions, porphyritic for Pl, Opx, Cpx, Hbl, and Mag, in hypocrySTALLINE ground mass (PDF); heterometric epiclastic chaotic breccias and basically monogenetic, matrix-supported clasts with angular lava-like clasts (i.e. volcanic dry debris avalanche) (PDF_b); intercalations of chaotic epiclastic breccias with tuffaceous matrix and pyroclastic levels, locally turning red (paleosols) (at Corona Arrubia) (PDF_a). Thickness: up to and exceeding 100 m. *EARLY MIOCENE (BURDIGALIAN)*

PERDAS STUFARAS ANDESITES (PST)

Andesitic lavas in massive flows with subordinate autoclastic lava-like breccias (clasts from massive to vesicular), porphyritic for Pl, abundant Hbl, Opx, Cpx, Bt and Mag, in hypocrySTALLINE ground mass; with frequent centimeter-decimeter size enallogenic inclusions of granitoids, dark microgranular rocks, and pyroxenites, and also with xenocrysts of Ol, feldspar and Qtz; subordinate lava sections which are andesitic-basaltic in composition and porphyritic for Pl, Cpx, Opx and Ol in hypocrySTALLINE ground mass (PST); pyroclastic breccias weakly lithified and coarsely stratified, frequently reddish in color (PST_a). Thickness: more than 50 m.

EARLY MIOCENE (BURDIGALIAN)

SERRA NUARXIS ANDESITIC BASALTS (NXS)

Basaltic-andesitic lavas in massive meters-thick flows, with subordinate autoclastic lava-like breccias, porphyritic for Pl, Cpx, Opx, Ol and Mag (NXS); andesitic-basaltic lavas in very thick flows, porphyritic for Pl, Cpx, Opx, and ±Ol Mag, (NXS_b); intercalations of pyroclastic chaotic breccias with microvesicular clasts and thin epiclastic layers of volcanoclastic sandstones (NXS_a). Thickness: up to 70 m. (³⁹K/⁴⁰Ar:16.8±0.9 Ma). *EARLY MIOCENE (BURDIGALIAN)*

CARBONIA GROUP

MITZA CORONA ARRUBIA EPICLASTICS (MCA)

Epiclastic breccias in coarsely stratified banks, of heterometric andesitic elements, polygenetic, from clast- to matrix-supported, with subordinate intercalations of sandy volcanoclastic layers with plane parallel to cross- laminations which are more frequent at the base; intercalations of pyroclastic layers (pumiceous-lapilli tuffs) (at Monte Narcao). Thickness: up to 50 m.

EARLY MIOCENE (BURDIGALIAN)

MONTE ESSU ANDESITIC BASALTS (ESS)

Basaltic-andesitic lavas in massive flows, porphyritic for Pl, Cpx, Opx and Ol in hypocrySTALLINE ground mass (NE of Monte Narcao). Thickness: 15 m. *EARLY MIOCENE (BURDIGALIAN)*

MONTE PALMAS ANDESITES (MPL)

Autoclastic andesitic lava-like breccias with subangular clasts, light gray scoriaceous, porphyritic for Pl, Opx, Cpx, Hbl and Bt in hypocrySTALLINE ground mass, grading upwards (Monte Magai) into andesitic-dacitic lavas with Qtz growth (MPL); discontinuous intercalations of andesitic-basaltic lavas in massive flows and autoclastic, porphyritic for Pl, Opx, Cpx, and \pm Ol in hypocrySTALLINE ground mass (MPL_b); at the base, pyroclastic breccia banks with pumiceous-cinereous matrix, intercalations of epiclastic layers (MPL_a). Thickness: up to approximately 60 m.

EARLY MIOCENE (BURDIGALIAN)

GORA TERRAS NIEDDAS ANDESITIC BASALTS (GTN)

Basaltic-andesitic lavas in clusters, porphyritic for Pl, Cpx, Opx, and Ol in ground mass with an intersertal texture (at Villarios). Thickness: 10 m. *EARLY MIOCENE (BURDIGALIAN)*

VILLARIOS CONGLOMERATES (VRS)

Polygenetic continental conglomeratic deposits, heterometric, clasts are mostly Mesozoic limestones with rare Miocene andesites; intercalations of pyroclastic and epiclastic layers (at Giba-Villarios). Thickness: up to 30 m. *EARLY MIOCENE (BURDIGALIAN)*

GIBA ANDESITES (GBA)

Andesitic lavas in massive flows, porphyritic for Pl, Opx, and Cpx, in hypocrySTALLINE ground mass (Giba). Thickness: 12-13 m. *EARLY MIOCENE (BURDIGALIAN)*

SERRA COREMÓ ANDESITES (SRM)

Andesitic lavas in flows, clusters with closely spaced parallel fractures, necks and dykes, porphyritic for Opx, aggregates of Cpx and Ol, groundmass composed of Pl microlite.

EARLY MIOCENE (BURDIGALIAN)

GUARDIA MANNA ANDESITES (GMN)

Andesitic lavas in domed clusters with sub-vertical flow structures, massive flows with flow laminations, microcrystalline and autoclastic lava-like breccia inclusions, porphyritic for Pl, Hbl, Cpx, and Opx, in hypocrySTALLINE groundmass (GMN); andesitic dikes (GMN_b); pyroclastic breccia intercalations (GMN_a).

EARLY MIOCENE (BURDIGALIAN)

Intermediate to basic dykes

Andesitic lavas in dykes, aphyric or weakly porphyritic with rare Ol in a groundmass composed of Pl microlite ("Leucoandesites" *Auct.*) (fl); basaltic lavas in dykes, porphyritic for Pl, Cpx, and Ol in a groundmass with an intersertal structure (fm).

EARLY MIOCENE (BURDIGALIAN)

MONTE S. MICHELE ARENAS ANDESITES (MRN)

Andesitic lavas in domed clusters, locally with closely spaced parallel fractures, in massive flows with flow bands and autoclastic lava-like breccias, porphyritic for Pl, Cpx, Opx, and opaqued Hbl, in hypocrySTALLINE to holocrySTALLINE groundmass (MRN); monogenetic clast-supported chaotic pyroclastic breccias, sometimes with meters in size blocks with intercalated pumiceous layers, subordinate sandy epiclastic layers (MRN_a). Thickness: up to 230 m.

EARLY MIOCENE (BURDIGALIAN)

GENNA OLLASTUS BASALTIC ANDESITES (GOL)

Autoclastic lava-like breccias and scoriaceous lavas, andesitic-basaltic and andesitic, porphyritic for Pl and abundant Ol in hypocrySTALLINE groundmass with subordinate pyroclastic layers containing vesiculated and pumiceous clasts (GOL); epiclastic breccias in banks which are meters thick; pyroclastic fall deposits (fine-grained tuffs); paleosols (GOL_a). Thickness: up to 40 m.
EARLY MIOCENE (BURDIGALIAN)

PIZZO ARRUBIU ANDESITES (PRR)

Andesitic lavas in clusters, locally with flow structures and close-spaced parallel fractures, with melanocratic lava-like inclusions with abundant acicular amphibole, porphyritic for Pl, Opx, Cpx, Hbl, and \pm Bt and sometimes with Ol xenocrysts, in hypocrySTALLINE groundmass; autoclastic lava-like breccias at the base (PRR); intercalations of pyroclastic breccias with reddish cinereous-pumiceous matrix (PRR_a); hectometric epiclastic chaotic and polygenetic breccias, from clast- to matrix-supported with angular lava-like elements and paleosols (i.e. volcanic dry debris avalanche) (PRR_b). Thickness: up to 90 m.
EARLY MIOCENE (BURDIGALIAN)

SA GRUXITA ANDESITES (GRX)

Andesitic autoclastic lava-like breccias, in flows, thicknesses up to 50 m, and with sub-angular reddish-brown clasts, scoriaceous, in light cinereous matrix, porphyritic for Pl, Hbl, Opx, Cpx, and \pm Bt, in hypocrySTALLINE ground mass (GRX); andesitic pyroclastic breccias, thicknesses up to 50 m, chaotic, clast-supported, sometimes bearing blocks which are meters in size, tuffs and pumiceous lapilli at the base with reverse grading, and subordinate intercalations of sandy epiclastic layers with plane parallel lamination (GRX_a).
EARLY MIOCENE (BURDIGALIAN)

MONTE NARCAO ANDESITES (NRC)

Andesitic lavas in domed clusters, hard and massive with closely-spaced parallel fractures, porphyritic for Pl, Opx, and Cpx in microcrystalline groundmass; discontinuous layers of tuffs and reddish pumiceous lapilli at the base. Thickness: up to 50 m.
EARLY MIOCENE (BURDIGALIAN)

SA PERDA FIRMA ANDESITES (PFI)

Andesitic lavas in domed clusters, hard and massive with closely spaced cooling joints, and subordinate autoclastic lava-like breccias which are discontinuous at the base, porphyritic for Pl, Cpx, Opx, Ol, and rare opaqued Hbl, in microcrystalline ground mass. Thickness: up to 80 m.
EARLY MIOCENE (BURDIGALIAN)

CUCCURU PORCEDDUS ANDESITES (PRD)

Andesitic lavas in massive flows with flow bands and whitish centimeter-size nodules, and subordinate autoclastic lava-like breccias which are more frequent towards the top, porphyritic for Pl, Opx, Cpx, and Hbl in hypocrySTALLINE ground mass (PRD); andesitic dykes (PRD_b); heterometric polygenetic breccias, and volcanoclastic sandstones; subordinate tuffs and pumiceous lapilli-tuffs (PRD_a) (18.8 \pm 0.9 Ma). Thickness: up to and even exceeding 100 m.
EARLY MIOCENE (BURDIGALIAN)

MONTE ENNAZZA BASALTIC ANDESITES (ENZ)

Andesitic-basaltic lava-like breccias and andesitic flows, frequently clast-supported, subordinate massive lava flows which are both thick and thin, lavas in domed clusters, porphyritic for Pl, Cpx, Opx and Ol, in hypocrySTALLINE and holocrySTALLINE groundmass; alternating with autoclastic and massive andesitic lava flows, porphyritic for Pl, Cpx and Opx in hypocrySTALLINE groundmass (ENZ); andesitic dykes (ENZ_b); frequently, at the base, chaotic epiclastic breccias, heterometric and polygenic, sometimes coarsely stratified; intercalations of pyroclastic flow deposits (ENZ_a). Thickness: up to approximately 150 m.

EARLY MIOCENE

NURAGHE PITZIENZI ANDESITES (NPI)

Andesitic lavas in massive flows with flow bands and subordinate autoclastic lava-like breccias, porphyritic for Pl, Opx and Cpx in hypocrySTALLINE groundmass; frequent thin pyroclastic layers which are decimeters in thickness at the base of the flows. Thickness: up to 70 m.

EARLY MIOCENE

SERRA 'E TEPUIS PYROCLASTICS AND EPICLASTICS (STP)

Chaotic breccias generally matrix-supported, with abundant lithic clasts and subordinate pumices, sometimes well stratified and sometimes with reverse grading (pyroclastic flow deposits); epiclastic breccias with heterometric and polygenic andesitic elements, intercalated with thin layers of volcanoclastic sandstones with plane parallel and cross-lamination, and with upward grading, which is more frequent near the top. Thickness: up to approximately 100 m.

EARLY MIOCENE

TRACASI ANDESITES (TRS)

Andesitic lavas in massive flows, locally with flow bands, frequently altered, with porphyritic structure for Pl, Cpx and Opx, in hypocrySTALLINE ground mass. Thickness: up to and even exceeding 40 m. *EARLY MIOCENE*

MEDAEDDU CONGLOMERATES (MDD)

Polygenic conglomerates, heterometric with well reworked Palaeozoic, Mesozoic, and Cenozoic (also andesitic) rock elements. Thickness: up to 20 m.

EARLY MIOCENE

IS URIGUS BASALTIC ANDESITES (URI)

Basaltic-andesitic lavas in massive flows with flow laminations and vesiculate autoclastic lava-like breccias, porphyritic for Pl, Opx, Cpx, and Ol, in hypocrySTALLINE groundmass. Thickness: up to 40 m. *EARLY MIOCENE*

SERBARIU DI SOPRA GROUP**MONTE PERDA ANDESITES (MPR)**

Andesitic lavas in hypabyssal bodies (M. Perda) and dykes (Mori Vai), porphyritic for Pl, Hbl, and Opx, phenocrysts are often well-developed, in holocrySTALLINE and hypocrySTALLINE ground mass, locally with sulfide mineralization (⁴⁰K/⁴⁰Ar: 22.8±1.3 Ma, LECCA *et alii*, 1997).

EARLY MIOCENE (AQUITANIAN)

PALEOGENE SEDIMENTARY SUCCESSION

CIXERRI FORMATION (CIX)

Quartzitic and quartzitic-feldspathic sandstones, marls, silty shales and alluvial conglomerates; subordinate lacustrine limestones (CIX); locally (Serbariu) yellowish medium- to coarse-grained sandstones, poorly stratified and with frequent bioturbations (CIX_a). Outcrop thickness: approximately 300 m.

MIDDLE EOCENE - OLIGOCENE

LIGNITIFERO AUCT. (LGN)

Clays, marls, limestones, sandstones, with abundant organic materials and lignite deposits, of paralic environment (LGN); sometimes (Serbariu) a conglomerate with primarily quartz and black cherts clasts, and also reworked hematite nodules, is found at the base (LGN_a); dolostones with quartz and limestone clasts (Pesus) (LGN_b). Outcrop thickness: up to 20 m.

EARLY-MIDDLE EOCENE (LATE YPRESIAN - EARLY LUTETIAN)

MILIOLITICO AUCT. (MLI)

Limestones and arenaceous limestones, frequently very rich with lagoon environment Miliolidae (MLI); sometimes (M. Margiani), at the base, polygenic conglomerates with primarily quartz and black chert clasts, quartzitic sandstones with carbonate cementation occur towards the top (MLI_a). Outcrop thickness: up to 50 m.

EARLY EOCENE (YPRESIAN)

MESOZOIC SEDIMENTARY SUCCESSION

URGONIANO AUCT. (URG)

Limestones (grainstone and/or packstone, bioclastic and intraclastic rudstone), yellow to off-white colored marly limestones and marls, fossiliferous (foraminifera, algae, brachiopods, rudists, *Ostrea* species, etc.) (“urgoniana facies” *Auct.*). Apparent thickness: approximately 100 m.

EARLY CRETACEOUS (EARLY VALANGINIAN - APTIAN)

MEDAU MEREU FORMATION (MDM)

Gray-beige limestones (mudstones and wackestone), with marly light-brown intercalations, well stratified, fossiliferous (sponge spicules, radiolaria and foraminifera). Outcrop thickness: 10 m.

LOWER-?MEDIUM JURASSIC (TOARCIAN - ?AALENIAN)

GUARDIA SA BARRACCA FORMATION (GUB)

Yellowish-gray limestones (bioclastic, oolitic, locally cherty grainstone and packstone, with subordinate mudstones), fossiliferous (foraminifera, crinoids, belemnites, brachiopods, bryozoans, ammonites, etc.), which are frequently dolomitized, and in the upper part alternating with marly limestones and light-brown marls; brecciated gray to reddish limestones occur at the base. Thickness: approximately 100 m.

LOWER JURASSIC (LIASSIC)

KEUPER AUCT. (KEU)

Dolostones and calcareous dolostones, dolomitic breccias, well stratified, from light to dark gray with sulfate pseudomorphs; discontinuous layers of varicolored marls and clays occur at the base. Thickness: approximately 50 m. *UPPER TRIASSIC*

MUSCHELKALK AUCT. (MUK)

Limestones (mudstone, wackestones, and oolitic grainstones), dark to light gray (dolomitic limestones towards the top), with plane parallel and cross-lamination, bioturbated and evidence of a limited environment. Outcrop thickness: approximately 20 m. *MIDDLE-UPPER TRIASSIC*

VOLCANIC-SEDIMENTARY LATE-PALAEOZOIC SUCCESSION**GUARDIA PISANO FORMATION (GPI)**

Sandstones, clays, marls and epiclastics (volcanoclastic sandstones), frequently with abundant organics (carbonaceous frustules), from a fluvial-lacustrine environment (Barbusi). Outcrop thickness: 4 m. *EARLY PERMIAN*

LATE-PALAEOZOIC INTRUSIVES ROCKS AND DYKE COMPLEXES

Acidic dykes (fp): rhyolitic-rhyodacitic rocks, from aphyric to porphyric for Pl, Or, Qtz and \pm Bt, usually isotropic structure. *LATE CARBONIFEROUS-PERMIAN*

Intermediate-basic dykes (fi): andesitic-basaltic rocks, frequently altered, aphyric or porphyric for Pl, Cpx and/or Hbl. *LATE CARBONIFEROUS-PERMIAN*

MONTE S'ORCU INTRUSIVE UNIT (MSO)

Microgranodiorites (MSO_a): equigranular microgranodiorites, fine- to medium-grained, with subordinate facies which are porphyritic for Pl, Qtz, \pm Bt, and \pm Cpx.

Intrusive breccias and rhyolitic porphyries (MSO_b): rhyolitic intrusive breccias with polygenic embedded rock elements, frequently with fluid structures and rhyolitic porphyry; rare phenocrysts of Pl, Qtz, rare Grt and pseudomorphs of mafic origin, thermal metamorphic effects occur locally (Bt, Ms, Ep) (M. S'Orcu); subordinate dykes.

LATE CARBONIFEROUS-PERMIAN

PALAEOZOIC METAMORPHIC BASEMENT*POST-"DISCORDANZA SARDA" SEDIMENTARY SUCCESSION***MONTE ARGENTU FORMATION ("Puddinga" Auct. p.p.) (AGU)**

Medau Murtas Member (AGU₃)

Metasiltstones, red and green, metasandstones with plane parallel lamination.

Punta Sa Broccia Member (AGU₁)

Heterometric polygenic metaconglomerates and metabreccias, alternating with metasiltstones and red metasandstones.

Apparent thickness: more than 200 m. ?MIDDLE-LATE ORDOVICIAN

PRE-“DISCORDANZA SARDA” SEDIMENTARY SUCCESSION**CABITZA FORMATION (“Scisti di Cabitza” Auct.) (CAB)**

Rhythmic alternations between metasiltstones and metapelites, red-violet to green; subordinate layers of quartzitic feldspathic metasandstones with plane parallel and cross-lamination. Outcrop thickness: approximately 100 m.

MIDDLE CAMBRIAN - EARLY ORDOVICIAN (AMGAIAN-TREMADOC)

CAMPO PISANO FORMATION (“Calcescist” Auct.)**“Metallifero Auct. p.p., “Calcare nodulare” Auct.) (CPI)**

Limestones, pink and gray, massive, nodular, marly with thin alternations of limestones and slates. Thickness: 20 m. EARLY-MIDDLE CAMBRIAN (LENIAN-AMGAIAN)

GONNESA FORMATION (“Metallifero” Auct. p.p.) (GNN)*“Ceroide” Limestone Member (GNN₂)*

Massive gray limestones; partly dolomitized (“Gray Dolostone (Dolomia Grigia)” Auct.). Thickness: from 150 to approximately 300 m.

“Striped (rigata)” Dolostone Member (GNN₁)

Light gray dolostones, well stratified and laminated, frequently with stromatolitic laminations, with nodules and dark chert layers at the base. Thickness: from 50 to approximately 300 m.

EARLY CAMBRIAN (LATE ATDABANIAN-MIDDLE LENIAN)

NEBIDA FORMATION (“Gruppo delle Arenarie” Auct.) (NEB)*Punta Manna Member (NEB₂)*

Alternations of quartzitic metasandstones, metasiltstones, metashales, dolostones and limestones; oolitic and oncolitic limestones with subordinate intercalations of metasandstones and metasiltstones at the base (NEB_{2a}). Thickness: from 150 to 400 m.

Matoppa Member (NEB₁)

Alternations of metasandstones (metaquartzarenites, metarkoses and metagraywackes) and metasiltstones; discontinuous layers of dark metalimestones with Archaeocyatha (NEB_{1a}). Thickness: more than 500 m.

EARLY CAMBRIAN (ATDABANIAN)

SUBMERGED SUBSTRATE**UNDIFFERENTIATED VOLCANICS**

Undifferentiated volcanics substrate, to be referred to the Miocene volcanic succession.

PROGETTO
CARG

APPENDICE (a cura di M. Coltorti & S. Pasci)

1. - OSSERVAZIONI SULLA STRATIGRAFIA E SULLA RAPPRESENTAZIONE CARTOGRAFICA DEI DEPOSITI MARINI QUATERNARI

L'attribuzione stratigrafica al Pleistocene superiore (Tirreniano *Auct.*) o all'Olocene di alcuni depositi marini affioranti a diverse quote sul livello del mare attuale nelle aree costiere sarde è oggetto di un acceso dibattito nella comunità scientifica. Per una più approfondita comprensione della materia oggetto di discussione si rinviano i lettori alla letteratura scientifica (CARBONI & LECCA, 1985; KINDLER *et alii*, 1997; COLTORTI *et alii*, 2007; 2010; ANTONIOLI, 2007; LECCA & CARBONI, 2007; ANDREUCCI *et alii*, 2009; THIEL *et alii*, 2010; ORRÙ *et alii*, 2011).

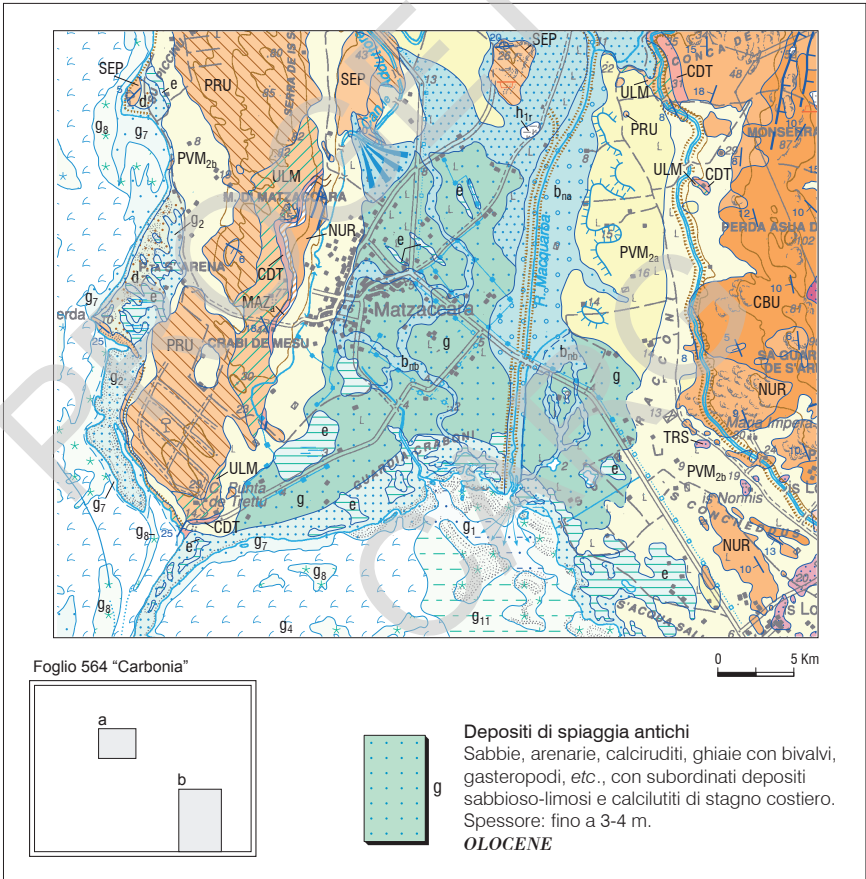
Alla luce di quanto emerso dal Progetto CARG in altre aree costiere italiane, dai dati della geologia marina e da osservazioni dirette effettuate *in situ*, il Servizio Geologico d'Italia, in accordo con la Regione Autonoma della Sardegna, nella fase di revisione scientifica ha preferito mantenere una posizione conservativa che ha talora condizionato la rappresentazione cartografica di tali depositi nel Foglio 564 "Carbonia".

Gli scriventi, pur avendo seguito le indicazioni del Servizio Geologico, che suggerivano come limite massimo per i depositi marini olocenici la quota di 4 m s.l.m. (tale scelta è il risultato di un "compromesso" di tipo cartografico e non rappresenta un criterio altimetrico e planimetrico) ad una distanza idonea dall'attuale linea di riva, non ne condividono i contenuti e, in accordo con tale Servizio e con la R.A.S., espongono di seguito le loro motivazioni.

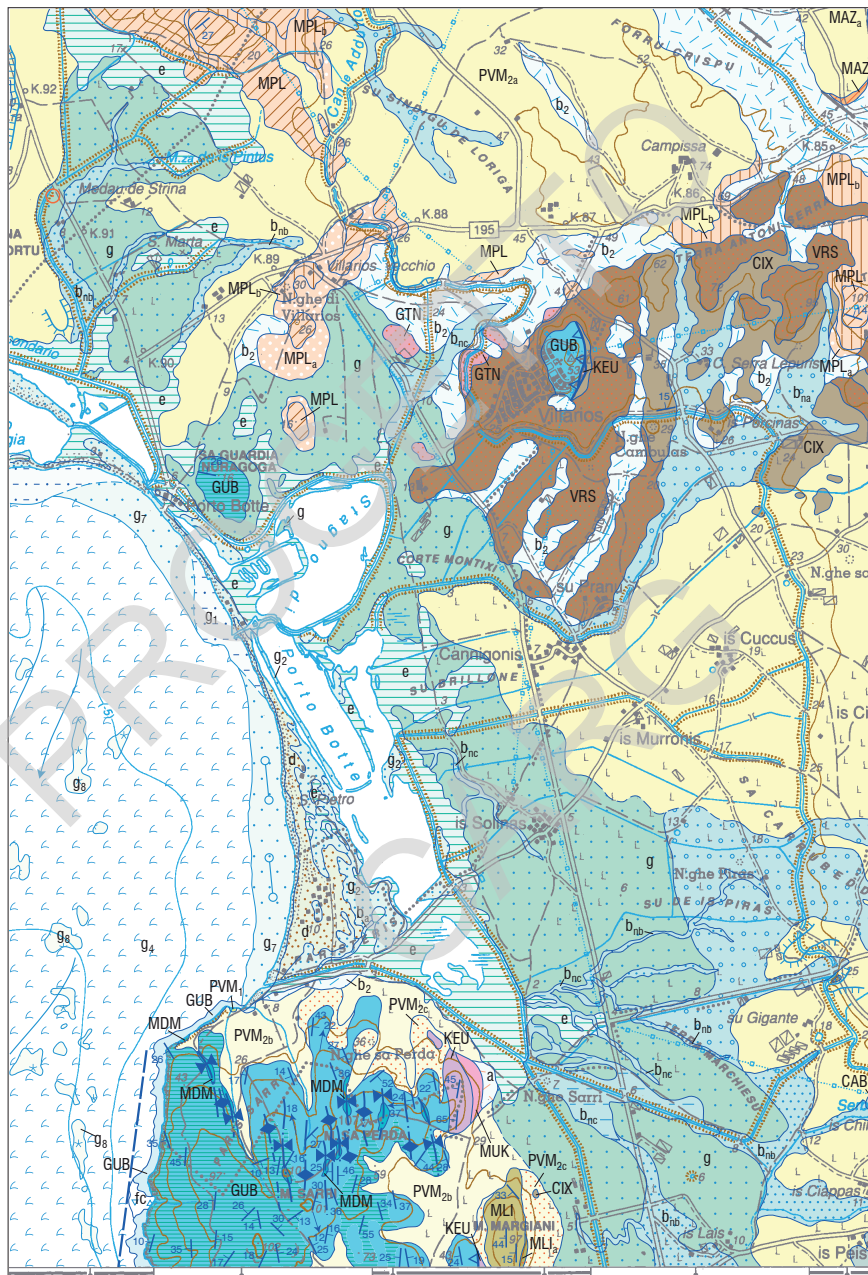
1.1. - DEPOSITI DI SPIAGGIA DELL'OLOCENE ANTICO (g)

Nel Foglio Carbonia questi problemi riguardano principalmente l'area di Porto Botte e di Matzaccara. In tav.16 (a e b) sono riportati due stralci di carta geologica di come questi settori, a parere degli scriventi, sarebbero dovuti essere correttamente cartografati.

Tra Matzaccara e Villarios, all'interno dello Stagno di Porto Botte, e secondo gli scriventi anche verso l'entroterra sino a quote intorno ai 6-10 m, sono presenti sedimenti sabbiosi, calcari arenacei e biocalciruditi arenacee con abbondanti



Tav. 16 - Rappresentazione cartografica dei depositi marini olocenici (g) secondo gli scriventi nel Foglio 564 "Carbonia": a) settore di Matzaccara; b) settore di Porto Botte - M. Sarri.



resti di molluschi marini (in modo particolare *Cardium* sp., *Ceritium* sp., etc.) (fig.81; sez. A, B e C di fig.82; sez. T di tav.6 delle Note Illustrative).

Questi sedimenti si intercalano a livelli con più abbondanti frazioni di sabbia fine e limi in facies lagunare che testimoniano la presenza in passato di lagune più estese di quelle attuali. La scarsità degli affioramenti ha impedito di distinguere sulla carta geologica i sedimenti di spiaggia da quelli palustri che nella versione iniziale fornita dagli scriventi sono stati quindi accorpati in una sola unità distinta con la sigla (g) (v. tav.16).

A NE di Matzaccara, su resti di molluschi campionati a 140 cm dal p.c. presso uno scavo destinato a riserva idrica (coord.: 5351-3210), è stata ottenuta un'età di 36.220 ± 730 anni *B.P.*

A S dei monti di Palmas sono presenti sedimenti da noi considerati appartenenti a sistemi di cordoni litorali e sedimenti lagunari/lacustri. Nell'area di Porto Botte, a S di Nuraghe Sarri e sin nei pressi di Is Lais (al limite meridionale del Foglio) in seguito ai lavori agricoli sono stati osservati blocchi sparsi di biocalcareniti sino a circa 8 m s.l.m. I depositi immediatamente più interni dovrebbero aver costituito il margine interno della pianura costiera. In foto aerea tra questo margine e la costa attuale sono evidenti numerosi cordoni litorali.



Fig. 81 - Calcarei lagunari olocenici con abbondanti resti di molluschi marini ("*Cardium* sp.", "*Ceritium* sp.", etc.). NE di M. Margiani, coord.: 6535-1730.

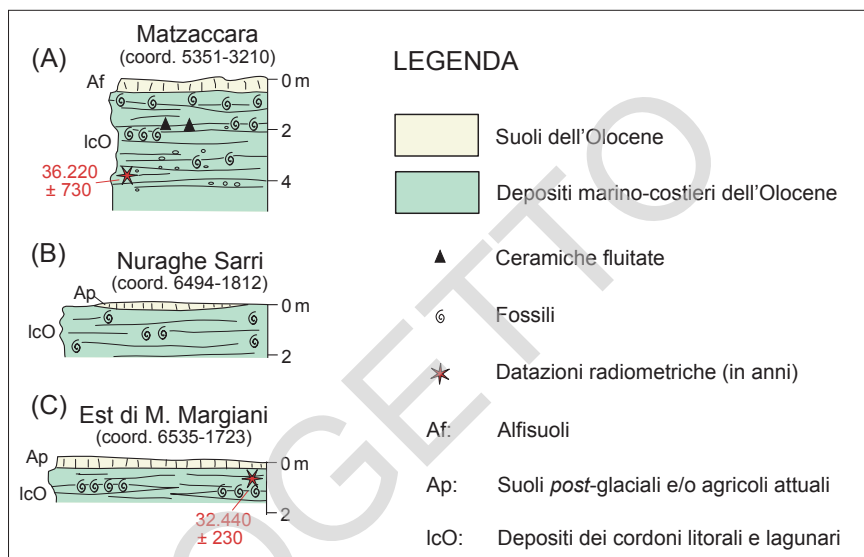


Fig. 82 - Colonne stratigrafiche delle successioni quaternarie del Foglio 564 "Carbonia". Parte delle sigle dei depositi quaternari derivano da MIALI (1978).

Ad E di M. Margiani (coord.: 6535-1723), nel settore più esterno della laguna di Porto Botte, su resti di molluschi prelevati all'interno di questi depositi è stata ottenuta un'età radiometrica di 32.440 ± 230 anni *B.P.*

Sebbene sia questa datazione che quella dell'area di Matzaccara siano riferibili al Pleistocene superiore (MIS 3), i loro risultati non sono ritenuti attendibili, dato che il livello del mare era allora notoriamente a quote ben inferiori rispetto all'attuale. All'interno del citato deposito di Matzaccara è stato inoltre rinvenuto un frammento di ceramica preistorica flutato che confermerebbe l'età olocenica. La non attendibilità delle datazioni è attribuita a fenomeni di alterazione dei gusci dei molluschi dopo la loro deposizione.

Questi depositi sono per noi da attribuire all'Olocene anche sulla base di evidenze morfo-stratigrafiche e pedo-stratigrafiche. Si tratta, infatti, di depositi che sono separati dalle conoidi alluvionali pleistoceniche da evidenti scarpate di erosione. La pedogenesi superficiale è pressoché assente e non si presentano mai ricoperti da sedimenti alluvionali e/o eolici del Pleistocene superiore che affiorano estesamente e con discreti spessori nelle immediate vicinanze. Se si trattasse di sedimenti marini tirreniani essi si dovrebbero presentare sepolti, per lo meno, dai diffusi depositi alluvionali o eolici.

1.2. - CONSIDERAZIONI CONCLUSIVE

Depositi di spiaggia di tempesta sono rinvenuti comunemente sino a 6 m s.l.m.e su spiagge esposte addirittura sino a 12 m (KING, 1972; 1981; SWIFT, 1975; REINSON, 1979; PRANZINI, 2004). Inoltre, in tutta Italia sono noti cordoni litorali olocenici posti persino a decine di chilometri nell'entroterra (FABBRI, 1985; BELLOTTI, 2000; AMOROSI & MILLI, 2001; PRANZINI, 2001) dato che la distanza dall'attuale linea di riva dipende dall'entità dei tassi di sedimentazione e non dalla natura dei depositi.

Secondo gli scriventi, durante l'Olocene antico il mare giungeva pertanto ai piedi dei versanti e creava falesie anche a spese dei depositi ghiaiosi del Pleistocene superiore. Gli attuali rilievi di M. Margiani - M. Sarri dovevano costituire un'isola unita alla terraferma da un tombolo ubicato poco a S dell'area rilevata.

Sebbene la quota di questi depositi rientri, come detto, all'interno della variabilità altitudinale di depositi di tempesta attuali, e dato che questo settore non appartiene ad un sistema di spiagge esposte, sembra possibile associare queste evidenze ad una trasgressione marina che durante l'Olocene antico doveva aver raggiunto quote più elevate di quelle attuali.

Si segnala inoltre che durante il rilevamento del Foglio 528 "Oristano" (a Capo S. Marco), sono stati osservati depositi di spiaggia, considerati olocenici dagli scriventi, a quote prossime ai 6 m s.l.m. (COLTORTI *et alii*, 2010).

In alternativa all'ipotesi di una trasgressione olocenica caratterizzata da quote maggiori di quelle attuali, le aree descritte nel Foglio Carbonia come pure quella di Capo S. Marco, potrebbero essere interessate da movimenti di sollevamento recenti.