



# 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 566

## PULA

**Parte a terra, a cura di:**

**S. Barca<sup>(1)</sup>, E. Melis<sup>(2)</sup>, M. Pistis<sup>(3)</sup>**

**Parte a mare, a cura di:**

**L. Lecca<sup>(4)</sup>, S. De Muro<sup>(4)</sup>, S. Carboni<sup>(1)</sup>, M. Cossellu<sup>(5)</sup>, C. Kalb<sup>(5)</sup>,  
N. Pusceddu<sup>(5)</sup>, G. Tilocca<sup>(3)</sup>**

Hanno collaborato:

*Petrografia del basamento metamorfico e magmatico:* **R. Serri<sup>(6)</sup>; R. Rizzo<sup>(7)</sup>;**

*Petrografia delle vulcaniti terziarie:* **R. Lonis<sup>(2)</sup>;**

*Paleontologia del Terziario sedimentario:* **C. Spano<sup>(1)</sup>**

*Stratigrafia e geomorfologia del Quaternario (parte a terra):* **M. Coltorti<sup>(8)</sup>;**

*Geologia ambientale:* **F. Di Gregorio<sup>(1)</sup>;**

*Idrogeologia:* **A. Pala<sup>(1)</sup>;**

*Geopedologia:* **A. Vacca<sup>(4)</sup>;**

*Geocronologia del Quaternario:* **M. Frechen<sup>(9)</sup>, C. Thiel<sup>(9)</sup>.**

1) - Ex Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Cagliari; 2) - ARPAS - Dipartimento Geologico, Cagliari; 3) - Geologo libero professionista; 4) - Dipartimento di Scienze Chimiche e Geologiche, Università di Cagliari; 5) - Ex dottorando dell'ex Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Cagliari; 6) - A.N.A.S., Cagliari; 7) - Consorzio Parco Geominerario Storico e Ambientale della Sardegna, Iglesias; 8) Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Siena; 9) - Leibniz Institute for Applied Geophysics, Hannover.

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:  
P. CUGUSI**

Gestione tecnico-amministrativa del Progetto CARG per il Servizio Geologico d'Italia - ISPRA: **M.T. Lettieri**

Gestione tecnico-amministrativa del Progetto CARG per la Regione Autonoma della Sardegna: **E.A. Sarria, O. Pilloni**

PER IL SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA - ISPRA

*Revisione scientifica:*

**D. Berti, R. Graciotti, C. Muraro, M.L. Pampaloni, M. Pantaloni**

**R. Bonomo, V. Ricci, L. Vita** (Parte vulcanica)

**S. D'Angelo, A. Fiorentino** (Parte a mare)

*Coordinamento cartografico:*

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

*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)

**A. Lavena, P. Manca, E. Melis, A. Pintus, M.E. Sitzia**

(ARPAS - Dipartimento Geologico)

*Allestimento informatizzazione dei dati geologici:*

**E.A. Sarria** (coord.), **A. Lai, M.E. Sitzia** (ARPAS - Dipartimento Geologico)

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

Gestione tecnico-amministrativa del Progetto CARG per ARPAS:

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

**O. Pilloni** (Responsabile della Segreteria Tecnica)

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

## INDICE

<b>I</b>	<b>- INTRODUZIONE</b> .....	Pag. 7
1.	- INQUADRAMENTO DELL'AREA DEL FOGLIO .....	» 7
1.1.	- CARATTERI GEOGRAFICI GENERALI .....	» 7
<b>II</b>	<b>- STUDI PRECEDENTI</b> .....	» 9
1.	- AREA CONTINENTALE .....	» 9
2.	- AREA MARINA .....	» 12
<b>III</b>	<b>- INQUADRAMENTO GEOLOGICO</b> .....	» 15
1.	- BASAMENTO METAMORFICO PALEOZOICO .....	» 15
2.	- COMPLESSO INTRUSIVO TARDO-PALEOZOICO .....	» 17
3.	- SUCCESSIONI MESOZOICHE E CENOZOICHE .....	» 18
4.	- ELEMENTI SULLA GENESI DEL MARGINE CONTINENTALE.....	» 19
<b>IV</b>	<b>- STRATIGRAFIA</b> .....	» 23
1.	- BASAMENTO METAMORFICO PALEOZOICO .....	» 23
1.1.	- ZONA ESTERNA DELL'IGLESIENTE-SULCIS .....	» 23
1.1.1.	- <i>Formazione di Pala Manna (PMN)</i> .....	» 23
2.	- COMPLESSO INTRUSIVO E FILONIANO TARDO-PALEOZOICO .....	» 26
2.1.	- GRANITOIDI .....	» 26
2.1.1.	- <i>Unità intrusiva di Villacidro (VLD)</i> .....	» 26
2.1.1.1.	- Leucosienograniti a biotite. Facies Monte Lattias (VLD <sub>c</sub> ).....	» 26
2.1.2.	- <i>Unità intrusiva di Geremeas (GEA)</i> .....	» 27
2.1.2.1.	- Granodioriti biotitico-anfiboliche. Facies Is Mortorius (GEA <sub>c</sub> ) .....	» 27
2.2.	- CORTEO FILONIANO.....	» 28
2.2.1.	- <i>Filoni idrotermali di quarzo (fq)</i> .....	» 28
2.2.2.	- <i>Filoni intermedio-basici (fi)</i> .....	» 28
3.	- SUCCESSIONE VULCANO-SEDIMENTARIA TERZIARIA »	29
3.1.	- SUCCESSIONE SEDIMENTARIA PALEOGENICA .....	» 30
3.1.1.	- <i>Formazione del Cixerri (CIX)</i> .....	» 30
3.2.	- COMPLESSO VULCANICO DI SARROCH .....	» 32
3.2.1.	- <i>Andesiti di Punta Marturedda (EDD)</i> .....	» 34
3.2.2.	- <i>Andesiti di Monte Arrubiu (MAB)</i> .....	» 36
3.2.3.	- <i>Andesiti di Punta Su Macciaroni (ONI)</i> .....	» 39

3.2.4.	- <i>Corteo Filoniano</i> .....	Pag. 40
3.3.	- SUCCESSIONE SEDIMENTARIA MIOCENICA.....	» 42
3.3.1.	- <i>Arenarie di Pirri (ADP)</i> .....	» 43
3.3.2.	- <i>Calcarei di Cagliari (CGI)</i> .....	» 58
4.	- DEPOSITI QUATERNARI DELL' AREA CONTINENTALE.....	» 82
4.1.	- DEPOSITI PLEISTOCENICI .....	» 83
4.1.1.	- <i>Sintema di Portovesme (PVM)</i> .....	» 83
4.1.1.1.	- <i>Subsintema di Calamosca (PVM<sub>1</sub>)</i> .....	» 84
4.1.1.2.	- <i>Subsintema di Portoscuso (PVM<sub>2</sub>)</i> .....	» 98
4.2.	- DEPOSITI OLOCENICI .....	» 106
4.2.1.	- <i>Depositi alluvionali terrazzati (b<sub>n</sub>)</i> .....	» 107
4.2.2.	- <i>Depositi di versante (a) e di frana (a<sub>1</sub>)</i> .....	» 107
4.2.3.	- <i>Coltri eluvio-colluviali (b<sub>2</sub>)</i> .....	» 109
4.2.4.	- <i>Depositi di spiaggia (g<sub>2</sub>)</i> .....	» 109
4.2.5.	- <i>Depositi lagunari (e<sub>1</sub>)</i> .....	» 112
4.2.6.	- <i>Depositi palustri (e<sub>s</sub>)</i> .....	» 113
4.2.7.	- <i>Depositi alluvionali (b)</i> .....	» 114
4.2.8.	- <i>Depositi antropici (h)</i> .....	» 116
5.	- DEPOSITI QUATERNARI DELL' AREA MARINA .....	» 119
5.1.	- AMBIENTE LITORALE.....	» 119
5.1.1.	- <i>Depositi di spiaggia sommersa (g<sub>8</sub>)</i> .....	» 119
5.1.2.	- <i>Deposito costiero di bassa energia, golfo (g<sub>9</sub>)</i> .....	» 121
5.1.3.	- <i>Deposito di piede di falesia (g<sub>15</sub>)</i> .....	» 121
5.1.4.	- <i>Deposito di transizione alla piattaforma (g<sub>11</sub>)</i> .....	» 122
5.2.	- AMBIENTE DI PIATTAFORMA .....	» 125
5.2.1.	- <i>Deposito di piattaforma interna (g<sub>19</sub>)</i> .....	» 125
5.2.2.	- <i>Prateria a fanerogame marine (g<sub>4</sub>)</i> .....	» 128
5.2.3.	- <i>Deposito bioclastico (g<sub>12</sub>)</i> .....	» 132
5.2.4.	- <i>Deposito di piattaforma (g<sub>18</sub>)</i> .....	» 133
5.2.5.	- <i>Deposito rielaborato da correnti (g<sub>16</sub>)</i> .....	» 134
5.2.6.	- <i>Deposito di piattaforma intermedia (g<sub>20</sub>)</i> .....	» 136
5.2.7.	- <i>Deposito di piattaforma esterna (g<sub>21</sub>)</i> .....	» 139
5.2.8.	- <i>Beach rock (g<sub>10</sub>)</i> .....	» 140
5.3.	- AMBIENTE DI SCARPATA .....	» 144
5.3.1.	- <i>Deposito di scarpata continentale (m<sub>2</sub>)</i> .....	» 144
<b>V</b>	- <b>TETTONICA</b> .....	» 149
1.	- TETTONICA ERCINICA .....	» 150
2.	- TETTONICA POST-ERCINICA .....	» 151

<b>VI</b>	<b>- GEOLOGIA MARINA .....</b>	<b>Pag. 157</b>
1.	- METODOLOGIA .....	» 157
2.	- INQUADRAMENTO GEOLOGICO .....	» 159
2.1.	- STRUTTURA E STRATIGRAFIA DEL BACINO DI CAGLIARI .....	» 161
2.1.1.	- <i>Analisi sismostratigrafica</i> .....	» 164
3.	- SISTEMA DEPOSIZIONALE PLIO-QUATERNARIO.....	» 169
3.1.	- ELEMENTI GENERALI .....	» 169
3.2.	- STRATIGRAFIA DELLA PIATTAFORMA PROSSIMALE .....	» 176
4.	- SEQUENZA DEPOSIZIONALE TARDO-QUATERNARIA.....	» 187
4.1.	- SEQUENZA DELLA PALEO-VALLE CIXERRI - FLUMINI MANNU .....	» 188
4.2.	- SISTEMA DEPOSIZIONALE DI PIATTAFORMA .....	» 190
4.3.	- INCISIONI FLUVIALI DEL LOW STAND WÜRMIANO .....	» 193
4.4.	- SISTEMA DEPOSIZIONALE DELLA PIATTAFORMA ESTERNA - PENDIO CONTINENTALE.....	» 194
4.5.	- LITOFACIES DEI SEDIMENTI OLOCENICI SUPERFICIALI .....	» 196
4.5.1.	- <i>Facies e tipologia sedimentaria della piattaforma</i> .....	» 197
<b>VII</b>	<b>- CENNI DI GEOMORFOLOGIA .....</b>	<b>» 199</b>
1.	- SISTEMA COSTIERO E DINAMICHE EVOLUTIVE .....	» 199
2.	- SISTEMA SOTTOMARINO .....	» 205
2.1.	- UNITÀ MORFOLOGICHE DELLA PIATTAFORMA CONTINENTALE DI CAGLIARI.....	» 207
2.2.	- MODIFICAZIONI ANTROPICHE .....	» 209
<b>VIII</b>	<b>- GEOLOGIA APPLICATA .....</b>	<b>» 211</b>
1.	- IDROGEOLOGIA .....	» 211
1.1.	- IDROGRAFIA .....	» 212
1.2.	- CARATTERIZZAZIONE DEGLI ACQUIFERI .....	» 214
1.3.	- PARAMETRI IDRODINAMICI .....	» 217
1.4.	- SERBATOI ARTIFICIALI.....	» 219
1.5.	- BILANCIO IDROLOGICO.....	» 219
2.	- GEOLOGIA AMBIENTALE .....	» 220
2.1.	- DISSESTI.....	» 220
2.1.1.	- <i>Fenomeni franosi</i> .....	» 220
2.1.2.	- <i>Pericolosità da inondazione e dissesto idrogeologico</i> .....	» 221
2.1.3.	- <i>Evento alluvionale del 22 ottobre 2008</i> .....	» 223
2.2.	- ARCHEOLOGIA RURALE E MILITARE .....	» 226
2.3.	- IMPIANTI INDUSTRIALI.....	» 229

3.	- GEOPEDOLOGIA.....	Pag. 231
3.1.	- SUOLI DEI PAESAGGI DELLE METARENARIE E METASILTITI DEL PALEOZOICO.....	» 231
3.2.	- SUOLI DEI PAESAGGI DEL COMPLESSO INTRUSIVO TARDO-PALEOZOICO.....	» 232
3.3.	- SUOLI DEI PAESAGGI DELLA SUCCESSIONE SEDIMENTARIA PALEOGENICA.....	» 232
3.4.	- SUOLI DEI PAESAGGI DELLA SUCCESSIONE VULCANO-SEDIMENTARIA DELL'OLIGOCENE-MIOCENE.....	» 233
3.5.	- SUOLI DEI PAESAGGI DEI DEPOSITI SEDIMENTARI DEL MIOCENE .....	» 233
3.6.	- SUOLI DEI PAESAGGI DEI DEPOSITI QUATERNARI .....	» 234
<b>BIBLIOGRAFIA .....</b>		<b>» 235</b>
<b>EXTENDED ABSTRACT .....</b>		<b>» 255</b>
<b>LEGEND OF GEOLOGICAL MAP .....</b>		<b>» 265</b>

## I - INTRODUZIONE

### 1. - INQUADRAMENTO DELL'AREA DEL FOGLIO

Il Foglio 566 “Pula” della Carta Geologica d’Italia, in scala 1:50.000, è stato realizzato nell’ambito del Progetto CARG, tramite una convenzione (Finanziamento 2004) tra il Servizio Geologico d’Italia (ora confluito nell’ISPRA ex APAT) e la Regione Autonoma della Sardegna. Esso comprende le Sezioni 566 III Pula, 566 IV La Maddalena, in scala 1:25.000. Il Foglio ricade interamente nella provincia di Cagliari e comprende i territori comunali di Assemmini, Capoterra, Sarroch, Pula, Villa S. Pietro e Cagliari, oltre una vasta area marina del Golfo di Cagliari (566 I, 566 II).

#### 1.1. - CARATTERI GEOGRAFICI GENERALI

Il Foglio 566 “Pula” si localizza nella parte meridionale della Sardegna. Interessa una superficie di circa 60 kmq di terre emerse e lagune, che ricade nell’area costiera del Golfo di Cagliari, e una superficie di circa 570 kmq di fondi marini.

Il Foglio si contraddistingue per il contrasto morfologico tra i rilievi collinari poco pronunciati del settore sud-occidentale (M. Arrubiu 262 m; P.ta Martureda 257 m; P.ta Macciaroni 221 m; M. Luas 175 m) e nord-orientale (promontorio di M. S. Elia 135 m) e le aree di pianura costiera. I rilievi sono costituiti da rocce vulcaniche e sedimentarie terziarie e, in misura minore, da rocce del basamento metamorfico e magmatico paleozoico; mentre le aree di pianura sono colmate da sedimenti alluvionali, transizionali e marini del Quaternario.

Il raccordo morfologico fra le pianure ed i rilievi collinari (PELLETTIER, 1960; SEUFFERT, 1970) è talora caratterizzato da conoidi alluvionali pedemontane, in genere terrazzate, e modellate in *glacis* e *pediment*, estesi tra Capoterra, Sarroch e Pula.

Le aree sommerse comprendono gran parte della piattaforma continentale di Cagliari che ha profondità fino a circa -120 m e una parte del pendio continentale con profondità fino a circa -700 m. La piattaforma è ubicata quasi totalmente all'interno del *Rift* sardo oligo-miocenico e della sua riattivazione plio-quadernaria. Essendo un'area subsidente, vi prevalgono fondali in sedimentazione olocenica, distinguibili in ambienti deposizionali funzionali con l'attuale livello del mare. Solo nelle parti costiere, a seguito dell'azione erosiva del moto ondoso, si rilevano affioramenti rocciosi che appartengono a parti periferiche degli alti morfostutturali delle spalle tettoniche. In tutta la piattaforma è peculiare la presenza di paleo-depositi e paleo-forme conseguenti alla migrazione della costa durante i diversi cicli glacio-eustatici del Pleistocene medio-superiore - Olocene.

Le facies sedimentarie sottomarine si avvicendano parallelamente alla costa e seguono la zonazione determinata dai fattori di controllo della sedimentazione al variare della profondità, cioè dall'energia del moto ondoso sul fondo, responsabile del trasporto, e dalla luminosità, come fattore di controllo sulla zonazione biocenotica, a sua volta responsabile della produttività organogena. Due particolari associazioni, a *Posidonia oceanica* (L.) Delile e ad alghe rosse, diventano dominanti in alcune parti della piattaforma contribuendo notevolmente alla composizione dei sedimenti che si arricchiscono di una importante componente bioclastica carbonatica.

Nella parte SE del Foglio ricade una porzione del pendio che congiunge il bordo della piattaforma continentale al Bacino di Cagliari, che si approfondisce fino a oltre -1000 m fuori carta, a S di Villasimius. Questo pendio deposizionale, che mostra pendenze fino a circa il 15%, è segnato da numerose valli erosionali sottomarine (*canyon*) e da fenomeni di instabilità gravitativa.

Il clima del Golfo di Cagliari è mediterraneo caldo (sub-tropicale), poco piovoso (inferiore a 500 mm/a; PINNA, 1971; RAIMONDI *et alii*, 1996) con estati aride e periodi di massima piovosità, e talora nubifragi, nella stagione autunnale inoltrata e in quella primaverile. La vegetazione delle parti emerse è costituita in prevalenza da un'associazione arbustiva a macchia mediterranea; nella piattaforma la limpidezza dell'acqua, le temperature e la salinità consentono un importante sviluppo delle fanerogame marine. Il regime delle maree è microtidalico con massimi di circa 40 cm, la salinità è di circa 37÷38‰, le temperature medie superficiali del mare oscillano tra i 13°C invernali e i 24°C estivi (METALLO, 1971; MOSETTI, 1977; AA.VV., 2011). La costa è esposta alle mareggiate dai quadranti meridionali, SSE prevalente, con altezza significativa delle onde fino a 5 m circa e periodi di 7,5-11 s circa (AA.VV., 2004b).



## II - STUDI PRECEDENTI

### 1. - AREA CONTINENTALE

Gli studi sulle masse plutoniche del Sulcis, nonostante la loro considerevole estensione, risultano meno numerosi rispetto a quelli sul basamento metamorfico ercinico effettuati nell'Iglesiente-Sulcis. Se si escludono quelli di COCCO (1950) e di CONTI (1963), non esistono studi specifici sulle manifestazioni magmatiche sulcitanee, sebbene notizie di vario genere possono essere reperite nei lavori di carattere generale sul Batolite sardo (DI SIMPLICIO *et alii*, 1975; BRALIA *et alii*, 1981; GHEZZO & ORSINI, 1982; GUASPARRI *et alii*, 1984 e POLI *et alii*, 1989).

Le coperture sedimentarie e vulcaniche cenozoiche affioranti nella Sardegna meridionale sono state oggetto di studio da parte di diversi ricercatori. PECORINI & POMESANO CHERCHI (1969) forniscono i risultati di uno studio stratigrafico sul Campidano (porzione meridionale della "Fossa sarda": VARDABASSO, 1962), che ha consentito di istituire la formazione del Cixerri e la formazione di Ussana, confermando per la prima un'età eocenica ed ascrivendo la seconda all'intervallo Oligocene superiore - Aquitaniano inferiore; MASSOLI NOVELLI & PALMERINI (1970) e BARCA & PALMERINI (1973) hanno successivamente contribuito alla definizione dei caratteri e degli ambienti sedimentologici della formazione del Cixerri, mentre MURRU *et alii* (1990) hanno studiato i paleosuoli in essa intercalati.

Le prime osservazioni macroscopiche di carattere generale sulle vulcaniti del settore di Sarroch vengono fornite da LA MARMORA (1857), che considera trachitico il tipo litologico affiorante nel settore di Sarroch.

Ulteriori dettagli si devono a BERTOLIO (1896) che, sulla base di analisi microscopiche, definisce “andesiti ad orneblenda” le rocce della zona di Pula. I rilievi sul terreno della zona di M. Arcosu e le indagini di laboratorio sui materiali raccolti consentono a DE BENEDETTI (1933) di classificare alcuni affioramenti come “andesite biotitica con orneblenda e iperstene”, evidenziando analogie con le vulcaniti di Pula.

CONTIVECCHI (1964, tesi laurea inedita) fornisce un inquadramento stratigrafico-petrografico delle vulcaniti affioranti nel settore di Sarroch, distinguendo “daciti in dossi” e “tufi dacitici a struttura caotica conglomeratica”; queste vulcaniti vengono ulteriormente caratterizzate negli studi geopetrografici di MASSOLI NOVELLI (1965; 1967; 1969), che distingue conglomerati vulcanici e lave massive in domi, riconoscendo per queste ultime una paragenesi ad anfibolo ed una a pirosseno e biotite. MANZONI *et alii* (1981) forniscono una interpretazione strutturale dei dati paleomagnetici delle vulcaniti di Sarroch, e ritengono che i movimenti del blocco di Sarroch non siano legati alle direttrici tettoniche NNW-SSE del Graben pliocenico del Campidano.

Studi petrologici successivi condotti da CONTE (1997) sulle vulcaniti di Sarroch mettono in evidenza due fasi femiche, rappresentate da ortopirosseno-clinopirosseno e da anfibolo e ortopirosseno, che caratterizzano i principali tipi di rocce laviche affioranti nel settore.

I sedimenti marini miocenici della Sardegna meridionale sono stati studiati a partire dalla fine del secolo scorso da parte di numerosi Autori. PECORINI & POMESANO CHERCHI (1969) riferiscono all’Elveziano le “Arenarie di Pirri”, che successivamente vengono attribuite da CHERCHI (1974) al Serravalliano (subzona a *Orbulina universa*). Anche LEONE *et alii* (1992) non escludono un’età Serravalliano medio-superiore per le “Arenarie di Pirri”.

Nelle colline di Cagliari è stata definita la successione carbonatica del Miocene superiore (suddivisa nelle 3 facies “Pietra Cantone”; “Tramezzario” e “Pietra Forte”; COMASCHI CARIA, 1959), inizialmente attribuita da vari Autori all’Elveziano (LA MARMORA, 1857; MENEGHINI, 1857; LOVISATO, 1885; 1902; FORNASINI, 1887; PARONA, 1887; 1892; RISTORI, 1888; BASSANI, 1891).

In seguito GANDOLFI & PORCU (1967) prospettano un’età elveziana superiore per la suddetta successione, non escludendo un’età tortoniana per la sua parte alta; età poi confermata da PECORINI & POMESANO CHERCHI (1969). Successivamente CHERCHI (1974) denomina la successione carbonatica “Calcere di Cagliari” e la suddivide in due membri; quello inferiore (“Pietra Cantone”) viene riferito al Tortoniano (zona a *Globorotalia menardii*), mentre non risulterebbe precisabile su base micropaleontologica l’età del membro superiore (“Pietra Forte”). Successivamente CHERCHI (1985b) indica per la “Pietra Cantone” un’età compresa dal Tortoniano fino al Messiniano inferiore.

Per quanto riguarda i depositi del Quaternario, esistono numerosi studi di carattere stratigrafico, sedimentologico e paleontologico, che hanno permesso di ricostruire l'evoluzione geologica recente della Sardegna meridionale, soprattutto in relazione alle variazioni eustatiche del livello marino.

LA MARMORA (1857) osserva per la prima volta sulle coste sarde numerosi depositi che definisce “grès” quaternari, ed in particolare presso Cala Mosca (Cagliari) distingue un “grès” conchigliare marino.

MENEGHINI (1857) riconosce diverse faune caratteristiche di Anthozoi (*Cladocora caespitosa*), Bivalvi (*Cardium edule*, *C. rusticum*, *C. tuberculatum*, *Lima squamosa*, *Ostrea plicatula*, *O. praegrandis*, *Spondylus gaederopus*) e Gasteropodi (*Conus mediterraneus*, *C. testudinarius*, *Natica millepunctata*).

ISSEL (1914), studiando la fauna quaternaria di Cala Mosca, in cui riconosce lo strato a *Strombus*, istituisce il “piano Tirreniano” compreso tra l'Olocene ed il Siciliano. In seguito GORTANI (1922) conferma le osservazioni di Issel.

FONTANA ZANCO (1933) riesamina alcuni depositi fossiliferi già studiati da Issel, integrando le note paleontologiche con profili dettagliati, ma esclude che nella zona di Cagliari possano esserci depositi marini quaternari più recenti del Tirreniano.

COMASCHI CARIA (1954) segnala nuovi lembi tirreniani fossiliferi anche nell'area urbana di Cagliari, mentre COMASCHI CARIA & PASTORE (1959) descrivono le forme più caratteristiche della fauna tirreniana (*Arca noae* Linné, 1758; *Strombus bubonius* Lamark, 1822; *Conus testudinarius* Martini, 1773; *Patella ferruginea* Gmelin, 1791) dei depositi del litorale di Quartu.

Anche PECORINI & POMESANO CHERCHI (1969) segnalano depositi tirreniani fossiliferi nel retroterra del Poetto (Cagliari) fra la spiaggia e lo Stagno di Molentargius, ed un Tirreniano in facies lagunare molto ben sviluppato che si estende lungo le sponde dello Stagno di Cagliari, presso Elmas, costituito da accumuli conchigliari a *Cardium edule*, *Tapes dianae*, *Ostrea edulis*, *Cerithium vulgatum*, *Mytilus galloprovincialis* ed altri Molluschi di ambiente salmastro. Gli stessi Autori osservano inoltre che questi sedimenti tirreniani si trovano a quote notevolmente più basse delle alluvioni terrazzate ferrettizzate dell'entroterra, appoggiandosi ai loro piedi, e che pertanto tali alluvioni quaternarie avrebbero un'età pre-tirreniana. Inoltre, entro lo Stagno di Cagliari indicano la presenza di argille a *Posidonia oceanica*, *Zoostera* sp., *Ostrea edulis*, *Cardium edule*, *Cerizi* ed altri Molluschi riferibili al Fiandriano-Versiliano, e giacenti su alluvioni argilloso-ciottolose.

ULZEGA *et alii* (1980) e ULZEGA & OZER (1982) sintetizzano tutti i dati e le osservazioni sul Tirreniano presente lungo le coste sarde.

CARBONI & LECCA (1985) propongono una correlazione tra la sequenza di Cala Mosca e quella di S. Giovanni di Sinis, riferendosi ad età eutirreniane e neotirreniane.

ULZEGA & HEARTY (1986) analizzano i depositi marini quaternari in dieci località della Sardegna meridionale, tra cui quella di Fradis Minoris in prossimità di Nora poco a sud del limite meridionale del Foglio Pula, e forniscono un inquadramento geomorfologico e stratigrafico aggiornato del Quaternario marino, compendiato da risultati analitici isotopici (a  $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ ) sulle conchiglie di *Glycymeris* ed *Arca* che confermano un'età tirreniana (*stage 5e*) per nove dei depositi esaminati.

SPANO (1993) studia le macrofaune provenienti dai livelli a *Strombus bubonius* affioranti lungo la costa del Golfo di Cagliari, tra Cala Regina e Pula, e puntualizza l'affinità "senegalese" di queste specie, supponendo inoltre l'esistenza di due episodi marini trasgressivi eutirreniani; inoltre definisce il limite massimo dell'ingressione marina in Sardegna di 10-12 m sopra l'attuale livello del mare.

I depositi sedimentari quaternari continentali non hanno ricevuto invece, da parte dei diversi ricercatori, le stesse attenzioni rivolte ai depositi marini.

SEUFFERT (1970) studia la dinamica evolutiva delle forme del Campidano in cui riconosce una morfologia a *glacis* ai piedi dei rilievi sufficientemente elevati, originati da deflusso a carattere torrentizio. Nella regione di Pula-Sarroch riconosce tre generazioni di *glacis* che considera di età compresa tra il Riss ed il Würm; nel settore La Maddalena, a N di Sarroch, riconosce un *glacis* profondamente ferrettizzato che riferisce al Riss, tagliato da un deposito marino fossilifero che attribuisce al Tirreniano II, a sua volta ricoperto da un terrazzo di ghiaie non ferrettizzate che, di conseguenza, viene riferito al Würm.

FAIS & FERRARA (1981) studiano i sedimenti della piana costiera del Rio Pula, che risultano caratterizzati da una frazione sabbiosa prevalente su quella ghiaiosa e siltosa, polimodalità delle distribuzioni granulometriche e scarsa maturità sia dal punto di vista tessiturale che mineralogico; gli studi effettuati mostrano l'esistenza di uno stretto legame tra la dispersione della distribuzione granulometrica e l'energia ambientale disponibile per la deposizione ed il rimaneggiamento dei sedimenti.

## 2. - AREA MARINA

Le conoscenze delle strutture geologiche della Sardegna meridionale emersa, che continuano verso S nel sottofondo marino del Golfo di Cagliari, provengono da numerosi studi stratigrafici e strutturali di terreno (VARDABASSO, 1963; PECORINI, 1966; PECORINI & POMESANO CHERCHI, 1969; CHERCHI & MONTADERT, 1982; CHERCHI, 1985b; LECCA *et alii*, 1997), da studi d'interpretazione di dati geofisici, principalmente sismici, (FINETTI & MORELLI, 1973; FANUCCI *et alii*, 1976; AGIP, 1979; CASSANO *et alii*, 1979; FINETTI *et alii*, 2005) e da studi finalizzati alla ricerca petrolifera (AGIP, 1968; 1974; CASULA *et alii*, 2001).

Il quadro geodinamico neogenico, all'interno del quale si sono evolute le strutture prevalentemente bacinali della Sardegna meridionale e del Golfo di Cagliari, già da alcuni decenni è stato delineato a scala mediterranea in diverse ricostruzioni paleogeografiche, tettono-cinematiche, tettono-sedimentarie e in relazione al vulcanismo oligo-miocenico e plio-quadernario (ALVAREZ & COCOZZA, 1974; ALVAREZ *et alii*, 1974; BOCCALETTI & GUAZZONE, 1972; 1974; TAPONNIER, 1977; REHAULT *et alii*, 1984; THOMAS *et alii*, 1988; BECCALUVA *et alii*, 1989; BOCCALETTI *et alii*, 1990; ARGNANI *et alii*, 1995; FINETTI *et alii*, 2005).

L'interpretazione sismostratigrafica alla scala bacinale può essere calibrata coi dati provenienti dai sondaggi eseguiti con finalità di ricerca del petrolio. I sondaggi di maggior riferimento sono il Pozzo Marcella (AGIP, 1974; CHERCHI & MURRU, 1985), ubicato in mare pochi chilometri a S del Foglio 566 "Pula", e il Pozzo Villasor - Campidano 1 - SAIS (MARTINIS, 1969; PECORINI & POMEZANO CHERCHI, 1969), ubicato circa 20 km più a N di Cagliari, nel *Graben* del Campidano.

Le prime ricerche ecografiche sui sedimenti superficiali del fondo marino della piattaforma del Golfo di Cagliari, eseguite da Segre nei primi anni '60, consentirono la ricostruzione di un sintetico quadro paleogeografico di tutto il Golfo di Cagliari e del suo immediato entroterra durante il Pleistocene superiore - Olocene (SEGRE, 1968).

Per le coperture quaternarie sono disponibili dati in continuo aggiornamento; i primi dati ottenuti, seppur preliminari, sono stati decisivi nel descrivere le relazioni tra i depositi dell'Olocene e quelli sottostanti. I sedimenti della superficie del fondo, campionati mediante carotiere e benna, hanno avuto descrizioni biostratigrafiche (DI NAPOLI ALLIATA, 1968; DI NAPOLI ALLIATA *et alii*, 1970) e sedimentologiche (FIERRO *et alii*, 1974; PICCAZZO *et alii*, 1981; COPPA, 1987), che distinsero chiaramente le facies silicoclastico-terrigene da quelle bioclastiche. Per l'interpretazione del sottofondo marino, devono essere tenuti presenti in particolare gli studi biostratigrafici e sedimentologici dei sondaggi eseguiti davanti al Porto di Cagliari e nelle immediate aree costiere (PECORINI & POMEZANO CHERCHI, 1969; GANDIN, 1970; 1979; PITTAU DEMELIA & LOI, 1982; SERRA, 1984; PECORINI, 1986; ORRÙ *et alii*, 2004; PORCU, 2006).

Un decisivo incremento nell'interpretazione di questo settore di piattaforma continentale sarda venne compiuto a seguito delle ricerche svolte nell'ambito del Progetto Finalizzato Oceanografia e Fondi Marini - Sabbie metallifere (*Placers*, C.N.R., 1977-1982; Unità operativa del Dipartimento di Scienze della Terra, Cagliari - Resp. A. Ulzega. e Unità operativa del Centro Studi Geominerari e Mineralurgici, Cagliari - CNR, Resp. M. Carta) (ARCA *et alii*, 1979; CARTA *et alii*, 1986). Durante tali ricerche vennero eseguite e interpretate numerose linee ecografiche e sismiche ad alta risoluzione.

Seguirono le interpretazioni sismostratigrafiche della piattaforma continentale (Margini Continentali Sardi, Univ. di Cagliari, Resp. L. Lecca; TILOCCA, 1984; PISANO, 1985; LECCA *et alii*, 1986; 1988; 1998; PANIZZA, 1988; LECCA & TILOCCA, 1990) e le ricerche sul significato delle linee di riva sommerse pleistoceniche e oloceniche (Resp. A. Ulzega; OZER *et alii*, 1984; ULZEGA & HEARTY, 1986; ULZEGA *et alii*, 1986; FERRARO *et alii*, 2004).

Negli ultimi anni il Golfo di Cagliari è stato oggetto di ulteriori approfondimenti descrittivi, principalmente sedimentologici, da parte di gruppi di ricerca dell'Università di Cagliari (Responsabili: S. De Muro e L. Lecca) nell'ambito di tesi di laurea in Scienze Naturali e Geologiche e di dottorati in Scienze della Terra della Università di Cagliari (KALB, 2002; 2008; COSSELLU, 2003; 2007; PAU, 2003; LECCA *et alii*, 2005; PUDDU, 2006).

Il problema paleogeografico e climatico nel Golfo di Cagliari è stato argomento di preliminari osservazioni già da diversi decenni (GORTANI, 1935; SEGRE, 1968; DI NAPOLI ALLIATA *et alii*, 1970; MAXIA & PECORINI, 1973; FERRARA & PALMERINI, 1974; PORCU, 1976).

Di recente gli studi sono proseguiti al fine di migliorare la comprensione della evoluzione paleogeografica e paleoambientale, di individuare la curva di risalita eustatica olocenica mediante la descrizione e la datazione delle relative *beach-rock* (DE MURO & ORRÙ, 1998; ORRÙ *et alii*, 2004; 2005; Autori area marina in BARCA *et alii*, 2005; PORCU, 2006; ANTONIOLI *et alii*, 2007).

Infine nel Golfo di Cagliari, come nel resto della Sardegna, numerosi dati vengono continuamente rilevati da enti pubblici che hanno finalità di monitoraggio e di difesa ambientale, in genere di tipo chimico e biochimico, ma talvolta rivolti anche ai fondali marini (MINISTERO AMBIENTE, 2001).

L'interpretazione sismostratigrafica delle sequenze quaternarie della attuale piattaforma deve inoltre essere correlata con i dati provenienti dalle descrizioni stratigrafiche di superficie (in particolare con la vasta bibliografia sulla stratigrafia del Quaternario marino, "Tirreniano" *Auct.*, ampiamente citata in precedenza) e da sondaggi geognostici dei settori emersi, eseguiti principalmente nei dintorni di Cagliari e nella Laguna di Santa Gilla (MAXIA & PECORINI, 1968; PECORINI & POMESANO CHERCHI, 1969; PALMERINI & ZUDDAS, 1972; BARROCCU *et alii*, 1981; SERRA, 1984; LEONE *et alii*, 1992; PIBIRI, 1994; IBBA, 1995; PALA & SIRIU, 1998; ORRÙ *et alii*, 2004; BARCA *et alii*, 2005; AA.VV., 2009). Tali conoscenze si integrano con i dati della piattaforma, dove sono disponibili alcune stratigrafie di carotaggi superficiali e tre stratigrafie dei carotaggi di 50-60 m eseguite per il molo foraneo del porto di Cagliari (DI NAPOLI ALLIATA, 1968; DI NAPOLI ALLIATA *et alii*, 1970; GANDIN, 1970; 1979; PITTAU DEMELIA & LOI, 1982).

### III - INQUADRAMENTO GEOLOGICO

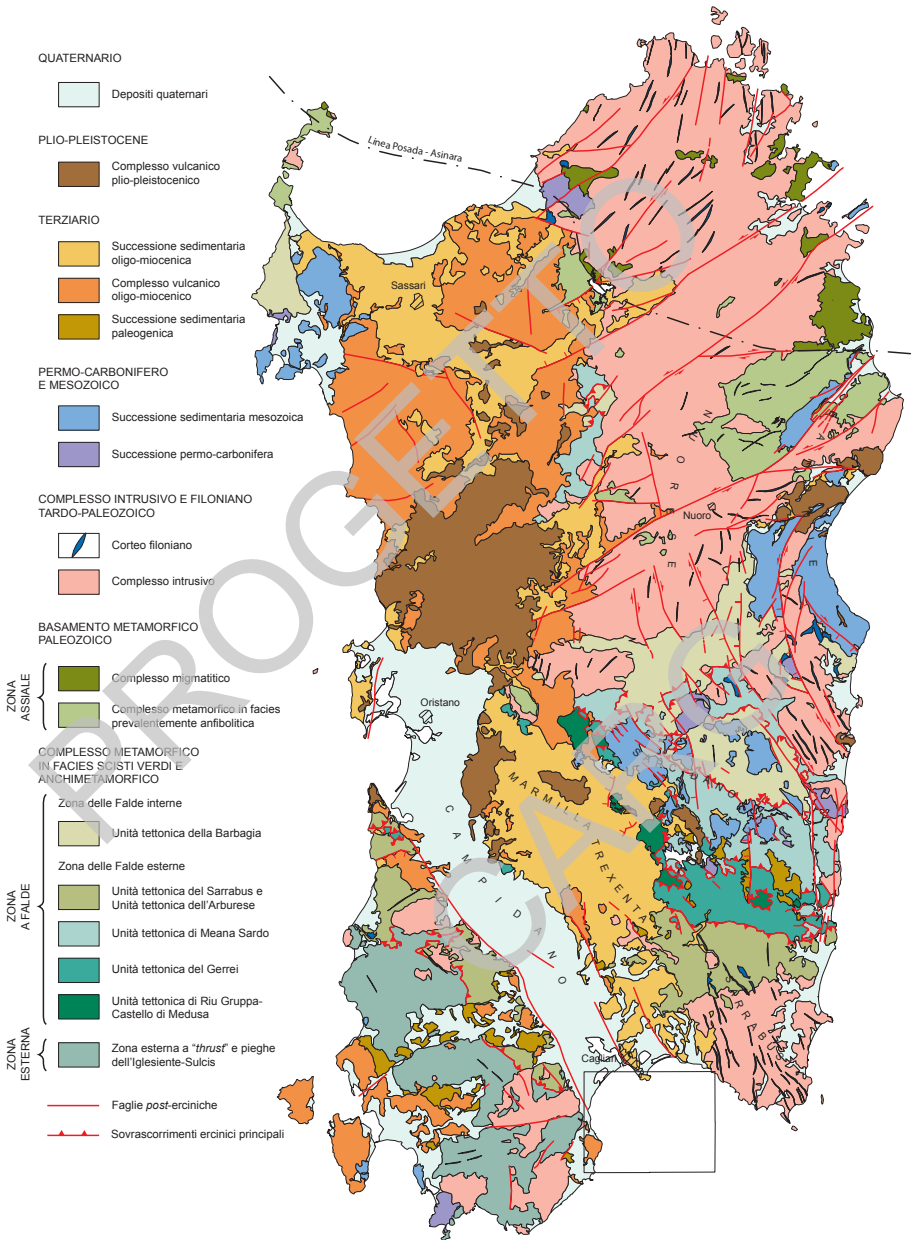
Nei suoi lineamenti generali, la Sardegna è suddivisa in tre grandi complessi geologico-strutturali (tav.1):

- il basamento paleozoico ercinico, caratterizzato da rocce metamorfiche di grado variabile;
- il complesso intrusivo ercinico tardo-paleozoico, caratterizzato da granitoidi a composizione da tonalitica a leucogranitica;
- le coperture sedimentarie e vulcaniche *post-erciniche*, da tardopaleozoiche a mesozoiche e cenozoiche.

Nel Foglio 566 “Pula” sono presenti, sebbene arealmente limitati, terreni del basamento paleozoico, del complesso intrusivo granitico tardo-paleozoico, delle successioni vulcaniche e sedimentarie cenozoiche e depositi quaternari.

#### 1. - BASAMENTO METAMORFICO PALEOZOICO

Il basamento paleozoico affiora limitatamente nel settore centro-occidentale del Foglio 566 “Pula”, ed è costituito da una successione terrigena flyschoidale di basso grado metamorfico (anchizona-epizona) strutturalmente appartenente alla Fossa esterna (Unità dell’Iglesiente-Sulcis o avampese della Catena ercinica sarda). Al metamorfismo regionale è sovrainposto un metamorfismo termico, localmente accentuato, legato alle intrusioni granitiche erciniche tardo-paleozoiche.



Tav. 1 - Schema tettonico del basamento sardo. Il rettangolo indica l'ubicazione del Foglio 566 "Pula". (Da PROGEMISA, 2009).



Secondo CARMIGNANI *et alii* (1982) l'Unità tettonica del Sarrabus (Sardegna SE), il maggiore complesso alloctono delle Falde esterne, scollato alla base delle metarenarie del Cambriano medio-Ordoviciano inferiore, nei suoi movimenti di traslazione avrebbe completamente oltrepassato l'Unità tettonica del Gerrei andando ad accavallarsi direttamente sulla Zona esterna dell'Iglesiente-Sulcis, ove costituirebbe il fronte alloctono dell'Unità tettonica dell'Arburese (BARCA *et alii*, 1982) la quale nel limitrofo Foglio 565 "Capoterra", sovrascorre, con movimento verso SW, sulla successione paleozoica autoctona dell'Iglesiente-Sulcis, appartenente alla Zona esterna.

## 2. - COMPLESSO INTRUSIVO TARDO-PALEOZOICO

La messa in posto del batolite in Sardegna si colloca in un intervallo di tempo relativamente breve, tra il Carbonifero superiore ed il Permiano inferiore. Il magmatismo post-collisionale ercinico comprende una grande varietà di prodotti magmatici intrusivi ed effusivi che si sono messi in posto in stretta relazione con la tettonica estensionale, con il sollevamento, il collasso e lo spianamento della catena ercinica. Si tratta di intrusioni multiple controllate da strutture tettoniche distensive che separavano blocchi crostali a diversa velocità di innalzamento all'interno del basamento metamorfico in esumazione. Il carattere prevalentemente calcalino e metalluminoso dell'associazione plutonica ercinica in Sardegna è stato messo in evidenza da tempo dai numerosi studi petrografici, mineralogici e geochimici (DI SIMPLICIO *et alii*, 1975; BRALIA *et alii*, 1981; GHEZZO & ORSINI, 1982; GUASPARRI *et alii*, 1984; POLI *et alii*, 1989). Dal punto di vista composizionale l'associazione calcalina metalluminosa è rappresentata da tutta la gamma dei suoi termini, in cui prevalgono granodioriti, monzograniti e leucograniti, con subordinate tonaliti e gabbrodioriti.

Nel foglio Pula sono presenti esclusivamente lembi arealmente limitati di leucosienograniti a biotite, affioranti nel settore centro-occidentale del foglio.

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

Il complesso filoniano del basamento sardo è stato sinteticamente descritto da GHEZZO & ORSINI (1982). Studi successivi di dettaglio hanno permesso di distinguere all'interno delle manifestazioni di tipo basico ed intermedio tre gruppi principali di rocce geneticamente differenti (BECCALUVA *et alii*, 1981; ATZORI & TRAVERSA, 1986; VACCARO *et alii*, 1991).

I corpi ipoabissali di natura acida sono per lo più costituiti invece da porfidi riolitici o micrograniti (ATZORI & TRAVERSA, 1986). Questi ultimi Autori hanno ipotizzato un'evoluzione del magmatismo in base alle caratteristiche geochemiche di questi prodotti secondo la sequenza che dal calcocalcino procede verso un transizionale tholeiitico, fino ad alcalino.

Le datazioni disponibili per queste manifestazioni indicano età radiometriche (metodo Rb-Sr) comprese tra  $298\pm 4$  e  $268\pm 4$  Ma per i dicchi calcocalcini e quelli peralluminosi (VACCARO *et alii*, 1991), e  $228\pm 3$  Ma (BALDELLI *et alii*, 1987) per quelli alcalini.

### 3. - SUCCESSIONI MESOZOICHE E CENOZOICHE

Nel Mesozoico la Sardegna, appartenente alla placca europea, è stata interessata da importanti fasi estensionali che hanno indotto la trasgressione epicontinentale triassica e la genesi del margine continentale tetideo, a cui si è accompagnata la trasgressione giurassica. Fino al Giurassico inferiore la Sardegna costituiva un alto strutturale parzialmente emerso da lungo tempo. Su questo alto strutturale è avvenuta, nel Dogger, una più estesa trasgressione marina, dopo quelle parziali mesotriassica e liassica, testimoniata da una vasta piattaforma carbonatica. Nella successione mesozoica della Nurra e del Sulcis è documentata una lacuna, talvolta associata ad una discordanza angolare, collocabile tra il Cretacico inferiore e quello superiore correlabili con locali deformazioni che hanno interessato i bacini marini (Fase austriaca).

Alla fine del Cretacico si ha una fase di emersione, probabilmente generalizzata a tutta l'Isola, con uno *hiatus* che comprende quasi tutto il Paleocene (Fase laramica).

Nel Foglio Pula non affiorano né sedimenti mesozoici, probabilmente già erosi prima dell'Eocene, né depositi trasgressivi dell'Eocene inferiore, ben rappresentati in altri settori della Sardegna meridionale. Con l'Eocene medio-superiore tornano a ristabilirsi in tutta l'Isola condizioni di continentalità (Fase pirenaica) che perdureranno per l'intero Oligocene.

Al passaggio Oligocene-Miocene la Sardegna, situata nel retropaese della catena nord-appenninica (ALVAREZ & COCOZZA, 1974; CARMIGNANI *et alii*, 1994), insieme alla "Corsica ercinica" è stata interessata da un'importante tettonica trascorrente le cui strutture hanno seguito discontinuità erciniche del basamento (LECCA *et alii*, 1997; PASCI, 1997), con interferenze che ne hanno determinato un andamento non rettilineo. Questa geometria di faglie ha generato sia zone di transpressione, in cui la copertura mesozoica viene piegata e raddoppiata o il basamento paleozoico carreggiato sulla stessa, sia zone di transtensione, nelle quali

si sviluppano bacini tipo *pull-apart*, colmati da depositi in prevalenza continentali dell'Oligocene superiore-Aquitano, cui si associano prodotti piroclastici del ciclo vulcanico calcareo-oligo-miocenico (ASSORGIA *et alii*, 1995).

Durante il Miocene inferiore e medio, contemporaneamente alla rotazione del blocco sardo-corso (Burdigaliano) ed all'apertura del Bacino Balearico e del Tirreno settentrionale (ALVAREZ & COCOZZA, 1974; MONTIGNY *et alii*, 1981; CASULA *et alii*, 2001), si sviluppa tra il Golfo di Cagliari e quello dell'Asinara un sistema di fosse tettoniche che proseguono nei margini continentali (LECCA *et alii*, 1997) con potente sedimentazione prevalentemente marina, cui si associano prodotti vulcanici del ciclo calcareo. L'età radiometrica dei prodotti magmatici, compresa tra 30 e 14 Ma, con una maggior frequenza intorno a 20-19 Ma (BECCALUVA *et alii*, 1985; 1989), è generalmente in accordo con i dati stratigrafici. La successione sedimentaria cenozoica è suddivisa in numerose formazioni pre-, *sin-* e *post-rift* (CHERCHI & MONTADERT, 1982; CHERCHI & TRÉMOLIÈRES, 1984) di ambiente da continentale a lacustre, a marino, sempre con forti apporti terrigeni.

Nella parte sud-occidentale dell'Isola, in passato sono stati attribuiti al Miocene solo alcuni depositi continentali che, con spessori molto modesti, affiorano anche nel Foglio Pula; tali depositi sono stati successivamente assegnati alla formazione del Cixerri, di età Eocene medio - Oligocene(?) (PECORINI & POMESANO CHERCHI, 1969; BARCA & PALMERINI, 1973).

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

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

#### 4. - ELEMENTI SULLA GENESI DEL MARGINE CONTINENTALE

L'inizio della strutturazione del margine della Sardegna meridionale, e del *Rift* Sardo, è riconducibile alla fase di *rifting* oligo-miocenica in dominio di *intra-*

*arc - back-arc* rispetto agli orogeni Siculo-Maghrebide e Appenninico (Oligocene superiore - Miocene inferiore).

In seguito l'intera area ha continuato ad evolversi per tettonica estensionale in dominio di *back-arc* e di *remnant arc*, probabilmente con movimenti anche transtensivi, durante la fase di apertura del Bacino del Tirreno (Miocene superiore - Plio-Quaternario).

Il fattore geodinamico di controllo alla scala mediterranea, dedotto dai dati di superficie, di sismica marina e di sismica profonda (CROP), non è condiviso dai vari autori.

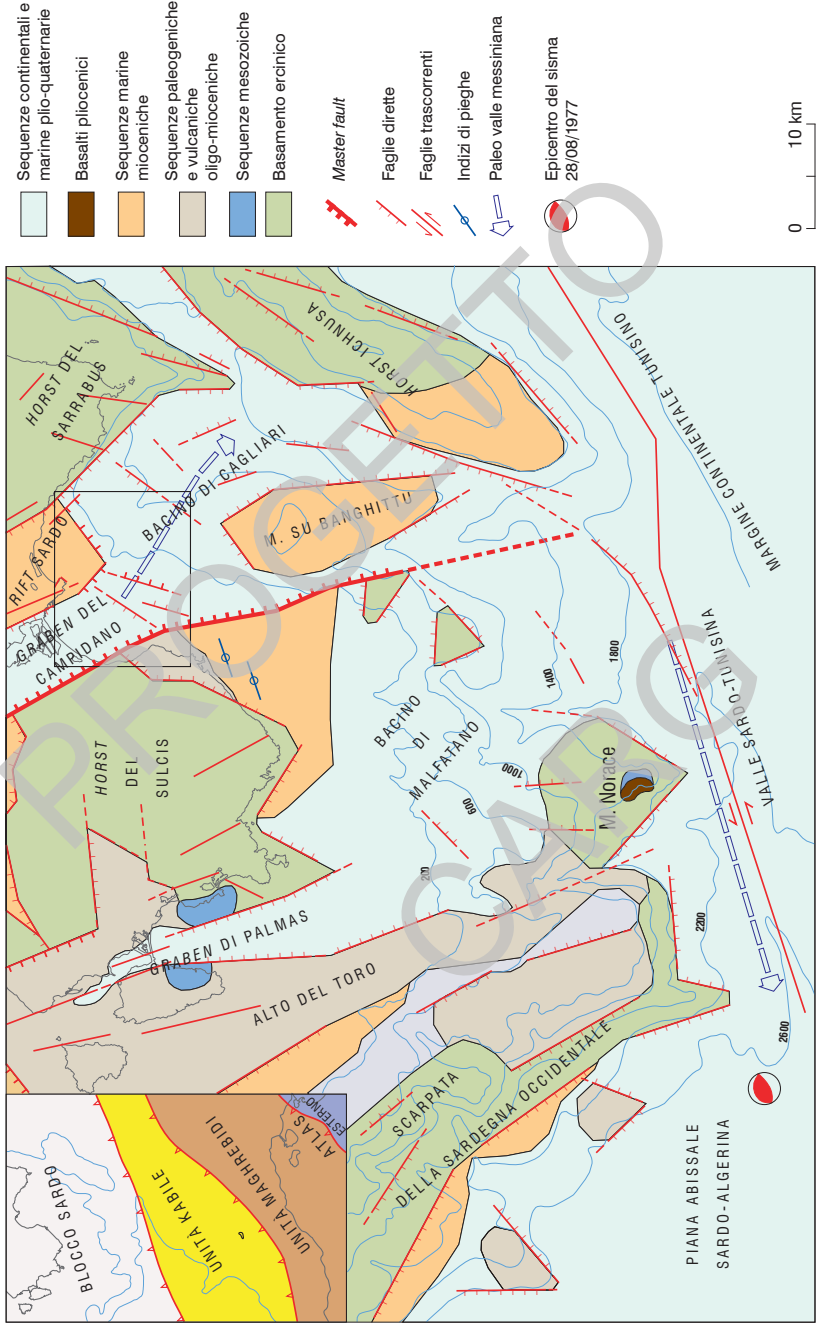
Tra le numerose iniziali interpretazioni proposte, che per la maggior parte non vengono qui richiamate, la più accettata è stata quella della classica *plate tectonics* ("estrusione laterale mista", TAPONNIER, 1977), ultimamente supportata da nuove argomentazioni (MANTOVANI *et alii*, 2007), che trova divergenti opinioni nell'interpretazione di terreno in Sardegna (ASSORGIA *et alii*, 1995; OGGIANO *et alii*, 1995; LECCA *et alii*, 1997; CASULA *et alii*, 2001; SAU *et alii*, 2005; OGGIANO & FUNEDDA, 2007).

Attualmente sembra prevalere il modello che mette in relazione la migrazione dell'arco vulcanico, e la sua tettonica di intra-arco, con la geometria della subduzione (ARGNANI *et alii*, 1995; DOGLIONI *et alii*, 1998). Una nuova e più complessa interpretazione, proposta di recente, per "*eastward migrating astenospheric bulge generated by alpine tethys slab retreat in Balearic stage*" (AA.VV., 2005), imporrebbe un nuovo livello di discussione con riferimenti alla dinamica del mantello astenosferico.

Qualunque sia il modello geodinamico adottato, il margine continentale della Sardegna meridionale risulta ubicato nella transizione tra il *Rift* Sardo e l'Orogene Magrebide (AUZENDE *et alii*, 1974; GENNESSEAUX & STANLEY, 1983; THOMAS, 1986; THOMAS *et alii*, 1988; ASSORGIA *et alii*, 1995; LECCA *et alii*, 1997).

In tale contesto si sarebbe sviluppato un *Main Sardinia Thrust* e un bacino di avan-arco del Miocene inferiore (CATALANO *et alii*, 1989; TORELLI *et alii*, 1985; SARTORI *et alii*, 2001 *cum bibl.*), interessato da successivi movimenti estensionali (TRICART *et alii*, 1994; BEN AVRAHAM *et alii*, 1990), e connesso verso E con l'apertura del Tirreno meridionale durante il Miocene superiore-Pliocene (KASTEN & MASCLE, 1990).

A S del Sulcis la struttura finale di tutti i citati processi tettono-sedimentari è quella di un margine continentale divergente con sistemi di faglie dirette e transtensive, trasversali al limite sardo-tunisino, che abbassano progressivamente il basamento. Tale margine è articolato in alcuni bacini di scarpata, limitati da *horst* di basamento paleozoico o da altri alti tettonici in cui affiorano dolomie mesozoiche, vulcaniti, sedimenti miocenici e rocce basaltiche probabilmente plioceniche (tav.2).



Tav. 2 - Schema tettonico del Margine meridionale della Sardegna. Da LECCA et alii, 1998, modificato. Nel riquadro: relazioni tra il Blocco sardo e le unità del nord Africa (Da TRICART et alii, 1994); epicentro del sisma da BOSCHI et alii, 1997; PONDRELLI et alii, 2006.

Il suo limite verso S è costituito da una faglia interpretata come trascorrente sinistra, sovrainposta al *Main Sardinian Thrust* di SARTORI *et alii* (2004). Le faglie che segmentano il blocco crostale della Sardegna meridionale hanno direzione circa NW, la più importante si dirama dalla base del margine e risale fino a raccordarsi con la faglia occidentale del *Graben* del Campidano, Faglia di Sarroch di CASULA *et alii* (2001), separando il blocco del Sulcis meridionale dall'*Horst* di Ichnusa e dal Monte Su Banghittu.

Nella parte orientale del margine prevale l'estensione plio-quaternaria del Bacino di Cagliari, separato dal *Graben* del Campidano da una culminazione circa NE del substrato miocenico, interpretabile come un *fault bridge* transtensionale che sbarra il Campidano a SW di Capo S. Elia.

Nella parte occidentale della base del margine, al limite con la Piana abissale sardo-algerina, è documentata una attività sismica (sisma del 28 agosto 1977,  $38.21^{\circ}$ - $8.21^{\circ}$ , magnitudo momento Mw 5.4, catalogo CMT, PONDRELLI *et alii*, 2006) che evidenzia una tettonica attiva, seppur fortunatamente di moderata magnitudo e poco frequente, indotta dall'Orogene Magrebide.

Lungo la Valle sardo-tunisina è inoltre nota un'anomalia di flusso di calore che segna il contatto Sardegna-Africa (BATICCI *et alii*, 1983; DELLA VEDOVA *et alii*, 1995) probabilmente interessato da vulcanismo recente, fatto che concorda con la campionatura di una roccia basaltica nella parte alta di M. Norace.

## IV - STRATIGRAFIA

Le successioni paleozoiche sono state suddivise in: a) Basamento metamorfico paleozoico; b) Complesso intrusivo e filoniano tardo-paleozoico. Le successioni cenozoiche sono state suddivise in: a) Successione sedimentaria paleogenica; b) Complesso vulcanico di Sarroch; c) Successione sedimentaria miocenica. I depositi quaternari dell'area continentale in: a) Depositi pleistocenici; b) Depositi olocenici.

### 1. - BASAMENTO METAMORFICO PALEOZOICO

#### 1.1. - ZONA ESTERNA DELL'IGLESIENTE-SULCIS

##### 1.1.1. - *Formazione di Pala Manna (PMN)*

Questa formazione, apparentemente monotona, è costituita da irregolari alternanze di metarenarie laminitiche da grigio verdastre a giallognole, quarziti chiare e metasiltiti grigio verdi (PMN). Le caratteristiche litologiche e sedimentologiche mostrano analogie con quelle della formazione di Pala Manna del Sarrabus, indirettamente attribuita al Carbonifero inferiore in facies *culm* (BARCA, 1991; BARCA & OLIVIERI, 1991; BARCA *et alii*, 1998) sulla base di conodonti neodevoniani contenuti negli olistoliti carbonatici. Affiora nella Sezione 566 III "Pula" a bordo Foglio, limitatamente al settore compreso tra M. Luas (175 m) e N.ghe Antigori, a NW dello stabilimento della SARAS.

Estesi affioramenti di questa formazione sono stati cartografati nel limitrofo Foglio 565 “Capoterra” (BARCA *et alii*, 2009).

Nel Foglio 566 “Pula” gli affioramenti mostrano localmente un elevato grado di silicizzazione, che ha contribuito a renderli scarsamente erodibili ed in rilievo sul paesaggio, ove caratterizzano la collina col N.ghe Antigori e la cima di M. Luas (fig.1).



Fig. 1 - Località Nuraxeddu. Panoramica da M. Luas sulle metarenarie della formazione di Pala Manna (PMN), costituenti il rilievo col N.ghe Antigori, silicizzate dal contatto con i leucosienograniti della unità intrusiva di Villacidro (VLD<sub>c</sub>). In secondo piano gli impianti industriali della SARAS e della Versalis S.p.A. (ex Polimeri Europa - Consorzio CASIC). Sullo sfondo i pontili di attracco per le navi che trasportano gli idrocarburi.

Il grado di fratturazione è ovunque molto elevato (fig.2) e la giacitura degli strati è sempre molto inclinata o subverticale (fig.3).

In questo settore non sono visibili né la base né il tetto della formazione in quanto la stessa sembra essere stata variamente smembrata dalla risalita dei granitoidi ercinici a contorno, entro i quali localmente si rinvencono scaglie di metarenarie laminate di dimensione plurimetrica (fig.4). Resta pertanto difficoltoso definire lo spessore reale della sequenza. Spessore affiorante 135 m circa.

L'ambiente deposizionale della formazione detritica flyschoidale di Pala Manna (BARCA, 1981; 1991) viene ricondotto ad un bacino sinorogenco, corrispondente all'avanfossa ercinica posta al fronte delle falde esterne della Catena, interessato da importanti scivolamenti gravitativi e da ricorrenti fenomeni di risedimentazione, non registrati però nei limitati e discontinui affioramenti del Foglio 566 “Pula”. L'età è riferita indirettamente al Carbonifero inferiore.





Fig. 2 - Località Flumini Binu. Metarenarie laminitiche grigio verdastre, a stratificazione piano-parallela, della formazione di Pala Manna (PMN), con giacitura  $N070/50-55^{\circ}NW (S_0)$ , talora intensamente fratturate.

Fig. 3 - Località M. Luas cima. Metarenarie laminitiche grigio verdastre, a stratificazione piano-parallela, della formazione di Pala Manna (PMN), con giacitura  $N070/50-55^{\circ}NW (S_0)$ , talora silicizzate.



Fig. 4 - Versante NW della collina con N.ghe Antigori. Metarenarie silicizzate della formazione di Pala Manna (PMN), frammentate e inglobate come scaglia plurimetrica dall'intrusione dei leucosienograniti a biotite, bianco rosati, dell'unità intrusiva di Villacidro (VLD<sub>c</sub>).

## 2. - COMPLESSO INTRUSIVO E FILONIANO TARDO-PALEOZOICO

### 2.1. - GRANITOIDI

#### 2.1.1. - *Unità intrusiva di Villacidro (VLD)*

Il termine di “unità intrusiva” viene utilizzato nel Foglio 566 “Pula”, come già per i Fogli 557 “Cagliari” e 565 “Capoterra”, per definire singole unità magmatiche caratterizzate da plutoniti con aspetti strutturali e tessiturali simili, ma composizionalmente diverse. Dei diversi litotipi che caratterizzano questa unità intrusiva, già ampiamente descritta nei succitati Fogli, la facies rappresentata da leucosienograniti a biotite (**VLD<sub>c</sub>**) affiora anche nel Foglio 566 “Pula”.

##### 2.1.1.1. - Leucosienograniti a biotite. Facies Monte Lattias (**VLD<sub>c</sub>**)

Nel Foglio 566 “Pula”, questo litotipo costituisce la porzione più orientale della massa intrusiva più estesa di tutto il Sulcis, che caratterizza anche il settore centrale e meridionale del limitrofo Foglio 565 “Capoterra”.

L’osservazione macroscopica consente di distinguere termini sienogranitici leucocrati a biotite (**VLD<sub>c</sub>**), bianco rosati, a struttura tendenzialmente inequigranulare porfirica a grana media o medio-grossa, talora con fenocristalli di feldspato potassico di 1cm e tessitura isotropa.

I costituenti fondamentali sono: ortoclasio pertitico, microclino, quarzo, plagioclasio (oligoclasio) e biotite in quantità non superiori al 3-4% in volume. Fra i minerali accessori, oltre alle solite fasi minerali, spicca in particolare la fluorite, in plaghe anedrali di solito associate ai feldspati. Questi ammas-



Fig. 5 - Versante SW di M. Luas. Panoramica sulle metarenarie della formazione di Pala Manna (PMN), intruse e silicizzate dai leucosienograniti a biotite dell’unità intrusiva di Villacidro (**VLD<sub>c</sub>**), intersecati da vene di quarzo (fq).

si leucosienogranitici affiorano nella valle compresa tra M. Luas e N.ghe Antigori, dove intrudono il basamento metamorfico con contatti più o meno verticali (fig.5).

La roccia intrusiva ( $VLD_c$ ) e le rocce incassanti (PMN) mostrano localmente elevato grado di fratturazione NS ed EW, e talora sono intersecate da un fitto reticolo di vene di quarzo, solfuri ed ossidi vari (fig.6).

Carbonifero superiore - Permiano



Fig. 6 - Località Su Nuraceddu Sud. Leucograniti rosati ( $VLD_c$ ) con fratturazioni centimetriche riempite da vene aplitiche e diffusa ossidazione limonitica.

## 2.1.2. - Unità intrusiva di Geremeas ( $GEA$ )

### 2.1.2.1. - Granodioriti biotitico-anfiboliche.

#### Facies Is Mortorius ( $GEA_c$ )

Le granodioriti ( $GEA_c$ ) comprendono tipologie differenti per caratteristiche tessiturali e colore non distinte nella rappresentazione cartografica.

Nel Foglio 566 “Pula” prevale un litotipo costituito da granodioriti fortemente inequigranulari, fanero-porfiriche, per la presenza di megacristalli di feldspato-K bianchi o rosati, di taglia massima 6-7 cm, di cui si osserva un contatto intrusivo netto con granodioriti equigranulari mesocrate a grana medio-grossa.

Un terzo litotipo, che rappresenta la facies più diffusa in affioramento nel limitrofo Foglio 557 “Cagliari”, comprende granodioriti inequigranulari a grana grossa, per megacristalli di feldspato-K bianchi o rosati di taglia media sui 2-3 cm, con indice di colore 15-25%.

Gli affioramenti sono esposti nel promontorio di Is Mortorius nella parte marginale nord-orientale del Foglio. Essendo tale promontorio compreso nella Sezione 557 II “Quartu S. Elena”, IGM 1:25.000 del Foglio 557 “Cagliari”, tutti questi litotipi sono stati già descritti nell’unità intrusiva di Geremeas di tale Foglio, al quale si rimanda per specifiche ulteriori.

Davanti al promontorio di Is Mortorius tali rocce affiorano nella zona sommersa per una fascia fino a qualche decina di metri, finchè non vengono ricoperte da sedimenti e da fanerogame a circa 5-6 m di profondità. Anche in ambiente sommerso si riconoscono i loro caratteri ricorrenti costituiti da numerosi sistemi di fratture a varie scale e da filoni basici.

Carbonifero superiore - Permiano

## 2.2. - CORTEO FILONIANO

### 2.2.1. - *Filoni idrotermali di quarzo (f4)*

Nel Foglio 566 “Pula”, le manifestazioni magmatiche filoniane sono da mettere in relazione con la risalita di fluidi tardivi idrotermali che hanno determinato la deposizione di prevalente quarzo in filoni o sciami di filoni, talora con caratteristiche di *stockwork*, che intersecano i leucograniti dell’unità intrusiva di Villacidro (VLD).

Si tratta di quarzo in vene e filoncelli di spessore dal dm al cm, in giaciture con direzione compresa tra NW-SE e N-S, e inclinazioni da molto elevate a verticali, talora in cavità miarolitiche sul decimetro.

Localmente i leucograniti risultano intersecati da vene aplitiche bianco-rosate con scarsa continuità laterale, che possono essere associate geneticamente e temporalmente alla facies plutonica che le include (fig.7).

Carbonifero superiore - Permiano

### 2.2.2. - *Filoni intermedio-basici (f1)*

Sono comprensivi di termini intermedio-basici, andesitici e andesitico-basaltici, di colore nero e/o grigio verdastro, spesso alterati in superficie, con caratteristica esfoliazione cipollare al cui nucleo può ancora conservarsi una porzione abbastanza “fresca” della roccia. Presentano orientazione preferenziale N160°E, meno frequente N130°E, con giaciture subverticali.

Lo spessore medio di questi filoni è di qualche metro, mentre il loro sviluppo longitudinale può essere seguito solitamente con continuità per diverse decine di metri.

Questi filoni, presenti nel settore nord-orientale del Foglio nel promontorio di Is Mortorius, sono stati già descritti nel limitrofo Foglio 557 “Cagliari”, al quale si rimanda per specifiche ulteriori.

Carbonifero superiore - Permiano



Fig. 7 - Versante SW di M. Luas: a) leucosienognariti bianco rosati (VLD) intersecati da filoncelli e vene di quarzo (fq) di spessore variabile dal centimetro al decimetro, sia isolate, che distribuite in sciami metrici; talora, con cavità miarolitiche (b) a riempimento di quarzo o intersecati (c - vallecola Su Nurascedu) da filoncelli decimetrici di apfite bianco-rosata di direzione N130-90).

### 3. - SUCCESSIONE VULCANO-SEDIMENTARIA TERZIARIA

Nel Foglio 566 “Pula” non è conservata traccia dei cicli sedimentari marini del Mesozoico, presenti invece in altre regioni dell’Isola. Gli affioramenti riferibili alle successioni cenozoiche risultano limitati ai settori centro-occidentali della sez. 566 III “Pula”, rappresentati da subordinati depositi continentali eocenici e vaste aree occupate da affioramenti vulcanici “oligo-miocenici”, in queste aree costituiti da prodotti lavici e piroclastici andesitici, e subordinati prodotti epiclastici; nel settore nord-orientale della sez. 566 IV “La Maddalena”, invece, affiorano in prevalenza depositi marini del Miocene superiore, che rappresentano le facies terminali della imponente sedimentazione marina avvenuta in Sardegna durante il Miocene con lo sviluppo di bacini sedimentari tra il Golfo di Cagliari e quello dell’Asinara (*Rift sardo Auct.*), in cui si sono depositati oltre 1000 m di sedimenti.

### 3.1. - SUCCESSIONE SEDIMENTARIA PALEOGENICA

#### 3.1.1. - *Formazione del Cixerri (CIX)*

La Formazione del Cixerri (**CIX**) (PECORINI & POMESANO CHERCHI, 1969; BARCA & PALMERINI, 1973; BARCA *et alii*, 1973) affiora tipicamente nella Sardegna sud-occidentale, ove è costituita in prevalenza da arenarie quarzoso-feldspatiche a grana da fine a medio-grossa, siltiti giallastre, marne argillose e argille siltose giallo-rossastre, contenenti *burrows* e orizzonti o noduli concrezionari feruginosi, con intercalazioni di conglomerati poligenici a ciottoli di scisti e graniti paleozoici, calcari mesozoici, quarzo, *etc.* Questa unità formazionale è presente nel Foglio 566 "Pula" in limitati affioramenti di spessore variabile, in areali circoscritti ed a quote differenti, situati nel settore sud-occidentale del foglio, alla base del rilievo di Guardia Mussara (112 m), lungo la strada vicinale in prossimità del Riu su Spagnolu (60-70 m s.l.m.), sulla collina a S di Sa Conca de Monti Arrubiu, tra q. 145 m e 166 m s.l.m. Si tratta di sedimenti continentali costituiti da conglomerati a grana medio grossolana a clasti eterometrici di rocce del basamento metamorfico e magmatico paleozoico in matrice argillosa e argilloso-arenacea, arenarie grossolane alternate a livelli di microconglomerati poligenici a matrice arenaceo-argillosa, alternanze di arenarie grossolane e fini con siltiti violacee a matrice argillosa. In località Su Nurascedu, lungo la strada consortile a valle del rilievo col N.ghè Antigori, affiorano depositi conglomeratico-arenacei e siltiti violacee bioturbate, che risultano in contatto tettonico sia con le metamorfite paleozoiche (PMN) secondo un allineamento N030/subverticale, sia con i depositi vulcanici andesitici (MAB) secondo un allineamento N040/51°SE (fig.8).

L'ambiente deposizionale della Formazione del Cixerri viene ricondotto ad un sistema di piana alluvionale progradante verso E (BARCA & PALMERINI, 1973). Questa formazione viene interpretata come una molassa *post*-pirenaica (CHERCHI, 1979; BARCA & COSTAMAGNA, 1997; 2000). Infatti, il ritrovamento in essa di ciottoli calcarei di successioni cretacee ad affinità iberica, contenenti un'associazione micropaleontologica mai rinvenuta in posto nell'Isola (CHERCHI, 1979), indicherebbe la loro provenienza dallo smantellamento di segmenti della Catena pirenaica e costituirebbe prova dell'adiacenza, durante il Paleogene, della Sardegna alla Penisola iberica, come dimostrato anche dai dati paleomagnetici (SAVELLI *et alii*, 1979).

L'età della Formazione del Cixerri non è ben precisata dato il suo scarso contenuto paleontologico. Sulla base di quanto noto in affioramenti del Sulcis-Iglesiente (200-300 m), la base della formazione è in genere attribuita all'Eocene medio per la presenza di livelli calcarei lacustri a Pollini (PITTAU DEMELIA, 1979) e Carofite (AGUS & PECORINI, 1978; BARBERI & CHERCHI, 1980; CHERCHI, 1985a), in discordanza (BARCA *et alii*, 1973) sui sottostanti terreni del Luteziano (Eocene medio).



Fig. 8 - Località Su Nuraceddu. (a) trincea lungo la strada consortile in prossimità della SARAS: contatto tettonico N030E, subverticale, tra siltiti arenaceo-argillose violacee della formazione del Cixerri (CIX) e metarenarie silicizzate della formazione di Pala Manna (PMN)); (b) particolare sulle siltiti arenaceo-argillose grigio verdastre con bioturbazioni cm a riempimento arenaceo violaceo della formazione del Cixerri (CIX); (c) panoramica sulle facies conglomeratico-arenacea grigio verdastra e siltiti violacee bioturbate della formazione del Cixerri (CIX) in contatto tettonico: N030/subverticale con le metarenarie silicizzate della formazione di Pala Manna (PMN) e N040/51°E con le vulcaniti brecciate delle andesiti di Monte Arrubiu (MAB).

Un'età oligocenica per questa formazione è sostenuta da MAXIA (1958), che vi segnala la presenza di Gasteropodi dulcicoli molto simili a quelli rinvenuti in Francia. I depositi clastici della Formazione del Cixerri sono inoltre attraversati e ricoperti da andesiti calcalcaline, di età radiometrica 32-29 Ma (Oligocene medio-superiore) (BELLON *et alii*, 1977; SAVELLI *et alii*, 1979; BECCALUVA *et alii*, 1985).

Dopo le segnalazioni di fasi tettoniche compressive nel Terziario della Sardegna (LETOUZEY *et alii*, 1982; CHERCHI & TRÉMOLIÈRES, 1984, TRÉMOLIÈRES *et alii*, 1984), il rinvenimento, nella Sardegna sud-occidentale, di chiare evidenze di una importante tettonica "eoalpina" (BARCA & COSTAMAGNA, 1997; 2000), con piegamenti e locali accavallamenti riconducibili ad una possibile Fase laramica (Cretaceo terminale-Paleocene) e ad una Fase pirenaica (tardo Eocene inferiore-Eocene medio), ha recentemente portato ad un riesame delle interrelazioni esistenti fra tettonica e sedimentazione nell'intervallo fra la fine del Cretacico e l'Eocene-Oligocene nell'Isola.

Nel Foglio 566 "Pula", sebbene non si osservi mai un chiaro rapporto tra le vulcaniti e la Formazione del Cixerri, dall'andamento areale degli affioramenti è facilmente deducibile che le vulcaniti intrudano e/o ricoprano estesamente i depositi della Formazione del Cixerri.

Lo spessore massimo della sequenza affiorante non supera i 25-30 m.

L'età di questa formazione viene pertanto compresa tra l'Eocene medio e l'Oligocene inferiore.

Eocene medio - ?Oligocene inferiore

### 3.2. - COMPLESSO VULCANICO DI SARROCH

Il distretto magmatico oligo-miocenico di Sarroch è costituito da rocce a chimismo variabile, da andesitico a basaltico, di età compresa tra 24,4 e 22,2 Ma (metodo K/Ar in CONTE, 1997) e pertanto vengono riferiti all'Oligocene superiore (Chattiano) - Miocene inferiore (Aquitano).

Questi depositi caratterizzano il settore sud occidentale del Foglio 566 "Pula", nell'areale compreso tra Sarroch e Pula (Sezione 566 III "Pula"), ove delineano una morfologia collinare con dossi allineati NW-SE, di cui M. Arrubiu (262 m) e P.ta Marturedda (257 m) rappresentano le cime più elevate.

Queste rocce magmatiche mostrano sia carattere effusivo, con giacitura in colate e subordinatamente in cupole fortemente autobrecciate, in prodotti piroclastici e in depositi epiclastici, che subvulcanico con giacitura in piccoli laccoliti coalescenti. Le caratteristiche giaciture dei prodotti conferiscono al paesaggio una morfologia differente: le lave effusive e fortemente brecciate e i prodotti piroclastici ed epiclastici associati, avendo un grado di erodibilità elevato, presentano



morfologia accidentata con fianchi scoscesi dei rilievi ed abbondante detrito; le rocce subvulcaniche mostrano invece una morfologia talora dolce con rilievi rotondeggianti, sovente mascherati da colluvi e scarso detrito.

Nell'intero settore, i corpi magmatici affiorano come rilievi isolati o riuniti in dorsali allineate e contornate da depositi quaternari sia continentali alluvionali (PVM<sub>2a</sub>, b<sub>na</sub>, b<sub>a</sub>), colluviali (b<sub>2</sub>) e detritici (a), che marini (PVM<sub>1</sub>).

In questo lavoro, le vulcaniti vengono ricondotte a tre unità vulcaniche principali, denominate, a partire dalle più antiche, andesiti di Punta Marturedda (EDD), andesiti di Monte Arrubiu (MAB) e andesiti di Punta Su Macciaroni (ONI), le cui differenti facies vengono di seguito descritte.

Nella fascia costiera rocciosa di P.ta Zavorra affiorano le facies massive ipoabissali ben litificate delle andesiti di Punta Marturedda (EDD), più a S si passa alle lave ipoabissali porfiriche delle andesiti di Punta Su Macciaroni (ONI) e ancora più a S, tra Porto Columbu e l'Isola di Macario, affiorano lave autobreciate in bancate di spessore metrico, talvolta facies arenitiche e cineritiche oltre a facies sub-vulcaniche (MAB).

Queste vulcaniti andesitiche costituiscono quindi per un lungo tratto di costa il substrato roccioso che prosegue in ambiente sommerso, rilevato in modo indistinto, spesso ricoperto da prodotti clastici olocenici provenienti direttamente dalle stesse andesiti o dai sovrastanti depositi clastici continentali quaternari.

Per il loro basso grado di resistenza e la facile alterabilità, queste rocce originano prodotti clastici (brecce e arenarie) che vengono facilmente erosi e dispersi dai processi costieri, permanendo solo nei sedimenti attuali non molto distanti da Punta Zavorra, dove si individua un areale di sabbie a componente litica andesitica.

Verso il largo le linee sismiche mostrano che le andesiti sono ricoperte dalla successione sedimentaria miocenica e da quella plio-quaternaria, oltre che da sedimenti costieri quaternari.

Come è noto le rocce di questo complesso, fine Oligocene - Aquitaniano, costituiscono un importante apparato vulcanico che si è attivato lungo una importante zona di faglia che ribassa il Basamento Paleozoico e la Formazione del Cixerri e delimita, verso il Golfo di Cagliari, la parte tuttora sommersa del *Rift* sardo meridionale.

Nel fondo marino, circa 9 km a SE di Pula, poco fuori dal limite del Foglio, il sondaggio Marcella (AGIP, 1974) ha raggiunto le andesiti massive, probabilmente in facies ipoabissali, a -1.769 m s.l.m., dopo aver attraversato 419 m di sedimenti della successione miocenica e 287 m di sedimenti plio-quaternari. Questa parte del complesso vulcanico di Sarroch risulta pertanto ribassata per movimenti lungo la Faglia di Sarroch, in tempi probabilmente sia miocenici che plio-quaternari.

### 3.2.1. - *Andesiti di Punta Marturedda (EDD)*

Si tratta di lave andesitiche massive, ipoabissali, di colore da grigio scuro a nerastro nei termini più freschi, a struttura microporfirica con scarsi fenocristalli di feldspati e femici. La roccia, solitamente compatta, mostra talora microfessurazioni sovente cicatrizzate da prodotti di apporto tardivo.

Affiora con buona continuità a SE di Sarroch, caratterizzando la dorsale compresa tra i rilievi di P.ta Sa Pruna Cristì (134 m), P.ta Marturedda (257m), P.ta Monti de su Donà (194 m) ed il rilievo di S'Arcu 'e Sailsis (ca q. 180 m); affioramenti circoscritti, sovente mascherati da abbondante materiale colluviale, si rinvengono lungo la zona costiera, ove formano la falesia di Punta Zavorra (fig.9).



Fig. 9 - Località Punta Zavorra. Depositi colluviali del Pleistocene superiore ( $PVM_{2c}$ ) ricoprono vulcaniti massive nerastre, microporfiriche, rappresentative delle andesiti di Punta Marturedda (EDD).



Fig. 10 - Località foce di Rio Cambitta, costa a S di Sarroch. Particolare sulla esfoliazione cipollare presente nelle vulcaniti massive nerastre rappresentative delle andesiti di Punta Marturedda (EDD).

Queste vulcaniti sono per lo più compatte, a fratturazione concoide e/o scheggiata; localmente presentano fessurazione prismatica colonnare, talora con esfoliazione cipollare preservando nuclei lavici sferoidali sui 20 cm (a SE di P.ta Sa Pruna Cristì, foce del Rio Cambitta, fig.10). Solitamente, queste lave sono interessate da diffusa alterazione idrotermale propilitica, subordinata argillica; quest'ultima interessa alcuni affioramenti, più o meno estesi, esposti lungo la strada sterrata che dal versante N di P.ta Sa Pruna Cristì conduce a Torre del Diavolo.

Dal punto di vista petrografico presentano tessitura olocristallina granulare ipidiomorfa e raramente porfirica (fig.11). La paragenesi primaria è rappresentata da plagioclasio, clino- e orto-pirosseno, quarzo e microliti di magnetite; la biotite è del tutto subordinata.

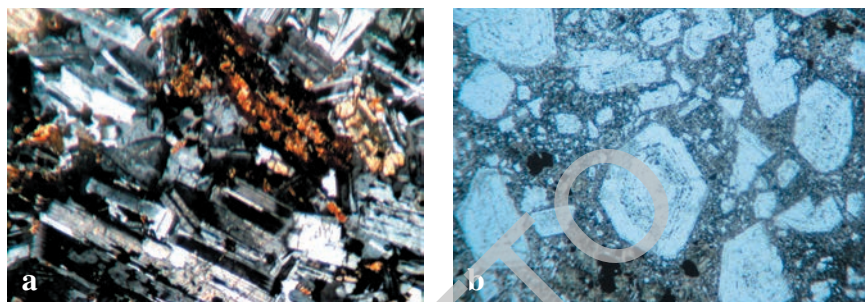


Fig. 11 - Andesiti di Punta Marturedda (EDD). a) tessitura olocristallina granulare ipidiomorfa; b) tessitura porfirica olocristallina. Nicols paralleli 25x.

Il plagioclasio è sempre idiomorfo, inequidimensionale, geminato e zonato a composizione di tipo oligo-andesinico ( $An_{20-30}$ ); alcuni cristalli presentano sia strutture “*dusty*” per inclusioni vetrose o pirosseniche, che strutture “*patchy zoning*” (fig.12). Tra i femici, il clinopirosseno, da idiomorfo a sub-idiomorfo talora aggregato in individui irregolari, risulta poco alterato, talora geminato, a volte ricco in inclusioni di opachi, probabilmente pirite; l’ortopirosseno è sovente interessato da pseudomorfofisi cloritiche e/o sericitiche che ne obliterano il riconoscimento; spesso è riconoscibile solo dall’*habitus*. La biotite, subordinata, è presente in piccole plaghe. Il quarzo, sempre allotriomorfo, si rinviene nella massa di fondo in posizione interstiziale, talora con strutture pseudo-grafiche. La magnetite è presente in micro fenocristalli o dispersa nella massa fondamentale. Talora sono presenti plaghe di calcite e piccole vene di epidoto.

Spessore massimo affiorante fino a 250 m.

Oligocene superiore (Chattiano)-Miocene inferiore (Aquitaniiano)

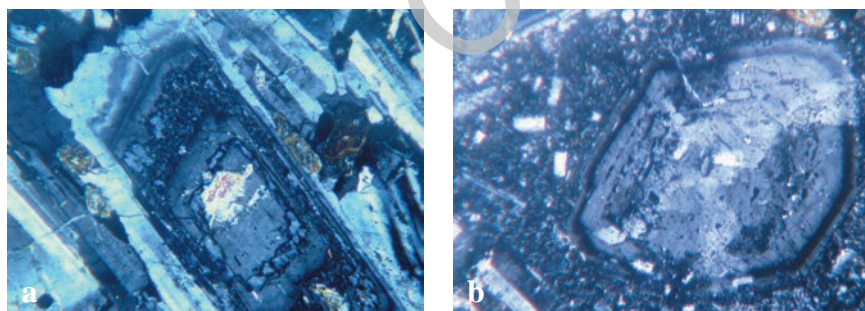


Fig. 12 - Andesiti di Punta Marturedda (EDD). a) plagioclasio “*patchy zoning*” con plaghe calcitiche al nucleo; b) plagioclasio “*dusty*” con inclusioni vetrose e/o pirosseniche. Nicols paralleli 63x.

### 3.2.2. - *Andesiti di Monte Arrubiu (MAB)*

I depositi rappresentativi di questa unità vulcanica sono stati accorpati in due facies principali: una facies clastica effusiva (**MAB**) ed una facies subvulcanica filoniana (**MAB<sub>a</sub>**).

La facies MAB è rappresentata da più successioni di lave autobrecciate, da viola a grigie, con variazioni cromatiche verdi e rossastre per alterazione, associate a piroclastiti eterometriche, in bancate e livelli epiclastici solitamente gradati, ricchi in minuti cristalli di feldspato e anfibolo.

Le facies autobrecciate MAB, sono quelle maggiormente diffuse in affioramento e definiscono sequenze di spessore variabile; caratterizzano i terreni su cui sorge l'abitato di Sarroch, quelli compresi tra le località di Rocca Gravellus, M. Arrubieddu, parte della cima di M. Arrubiu, Sa Rocca Lisa, il versante orientale del rilievo col N.ghe Domu 'e s'Orcu, e quelli estesi tra M. Mereu, M. Su Sparau e Punta Furcadizzo più a S.

Questi prodotti sono distribuiti in bancate di spessore superiore o uguale al metro, alternativamente grossolani e fini, per una potenza complessiva superiore ai 50 m; nella sequenza si alternano bancate più o meno compatte, con abbondanti litici di diametro variabile fra i 3 e i 10 cm, con blocchi fino ai 30-40 cm. La componente litica delle autobrecce è caratterizzata mineralogicamente dalla presenza di plagioclasio, spesso alterato, femici, principalmente anfibolo e subordinati pirosseni, immersi in massa di fondo microcristallina a fenocristalli di plagioclasio, anfibolo e pirosseno. La compagine cristallina è solitamente interessata da alterazione di tipo propilitico evidenziata da abbondanti segregazioni sericitiche.

Localmente, alla base della sequenza clastica MAB, sono state osservate piroclastiti cineritiche arricchite in cristalli feldspatici, fortemente caolinizzati. Gli affioramenti meglio rappresentati si rinvergono alla base della sequenza di M. Arrubiu, su un taglio in prossimità del km 22,300 della Strada Sulcitana, a circa q. 80 m slm; affioramenti simili sono presenti attorno al cimitero di Sarroch, sul versante a W di Torre del Diavolo (anticima SW ca. a q. 70 m slm) e a NW di N.ghe Motti, sul versante settentrionale di Guardia Pruna Cristi.

Le sequenze autoclastiche risultano talora sormontate da depositi piroclastici a struttura fortemente caotica, costituiti da elementi andesitici varicolori a cui si associano clasti di metamorfiti paleozoiche (PMN) e magmatiti erciniche (VLD<sub>c</sub>), di dimensioni e forma variabile, verosimilmente strappati dal substrato ed inglobati nel corpo piroclastico durante la messa in posto. Gli elementi litici risultano immersi in una matrice grigia, più o meno compatta, sovente intersecata da venule di calcite idrotermale. Questa facies affiora limitatamente sul versante settentrionale di M. Arrubiu, in località Tanga e sa Mura, a circa 195 m di quota, e caratterizza la rupe di Sa Rocca Lisa (q. 169 m s.l.m.).

Questi prodotti sono stati riferiti ad una fase vulcanica finale, marcatamente esplosiva (CONTE, 1997).

Prodotti riferibili alle andesiti di Monte Arrubiu (MAB) affiorano anche a N dell'abitato di Sarroch, in località Su Segretariu, entro il Comparto industriale del CASIC, tra la SARAS e la Versalis (ex Polimeri Europa). In questo settore, le facies autobrecciate, costituite da clasti andesitici policromi da arrotondati ad angolosi (fig.13), risultano alternate a episodi effusivi lavici in colata (fig.14a). Si rinvencono subordinate intercalazioni di livelli epiclastici ad elementi prevalentemente andesitici dell'ordine del centimetro (fig.14b), con subordinati clasti di rocce del basamento magmatico paleozoico di dimensioni dal cm a sub-decimetriche (fig.14c).

In località Bacchellina i depositi affioranti mostrano un carattere piroclastico con blocchi andesitici di dimensioni maggiori, dal decimetro ad alcuni decimetri, dispersi in abbondante matrice tufacea solitamente interessata da intensa argillificazione (fig.15).

Dalle stratigrafie di un sondaggio eseguito per ricerca idrica a valle di M. Arrubiu (in MASSOLI NOVELLI, 1967) e nella piana tra Sarroch e Pula, risulta per questa formazione uno spessore di circa 60 m in sottosuolo, mentre in affioramento gli spessori risultano superiori ai 50 m, da cui si evince uno spessore complessivo della sequenza di almeno 110 m.



Fig. 13 - Località Su Segretariu. Collina Polimeri Europa: breccia autoclastica andesitica della facies MAB delle andesiti di Monte Arrubiu.



Fig. 14 - Località Su Segretariu: a) colata lavica andesitica autobrecciata con nuclei lavici ad esfoliazione cipollare, al tetto di una sequenza con alternanza di livelli piroclastici andesitici ed epiclastici poligenici rappresentativi delle andesiti di Monte Arrubiu (MAB); b) particolare sulla parte mediana dello stesso deposito, ove affiora un livello epiclastico poligenico a clasti di vulcaniti andesitiche oligo-mioceniche e clasti centimetrici di metarenarie grigio verdi del basamento paleozoico (PMN); c) facies piroclastica andesitica (MAB) con subordinati litici del basamento magmatico (VLD<sub>c</sub>) e metamorfico (PMN) paleozoico.



Fig. 15 - Località valle di Bacchellina: facies piroclastica delle andesiti di Monte Arrubiu (MAB), con clasti andesitici di dimensioni pluridecimetriche, immersi in una matrice tufacea fine, fortemente argillificata.

Il contatto basale di questi depositi non è mai chiaramente osservabile; più spesso i rapporti evidenziano contatti per faglia con la sottostante formazione del Cixerri (CIX) (v. fig.8).

La facies subvulcanica (MAB<sub>a</sub>) intrude le andesiti di Monte Arrubiu (MAB) nel settore ad W del rilievo omonimo, in prossimità di Genniauri sul versante a valle di Sa Rocca Lisa (toponimo nel CTR 1:10.000). Si tratta di un dicco subverticale, a chimismo dacitico, orientato NW-SE. Tale dicco, già descritto da MASSOLI NOVELLI (1969), si prolunga entro il Foglio 565 “Capoterra”, mostrando una lunghezza complessiva sui 100 m e spessore variabile tra 4 e 6 m.

Oligocene superiore (Chattiano)-Miocene inferiore (Aquitaniiano)

### 3.2.3. - Andesiti di Punta Su Macciaroni (ONI)

Si tratta di facies laviche ipoabissali (ONI), di colore da grigio scuro a grigio verde-violaceo, a struttura porfirica, definita da fenocristalli di feldspato, minerali femici allungati (5 mm/3-4 cm), immersi in una massa di fondo microcristallina. Spesso è presente un'alterazione idrotermale diffusa, principalmente di tipo propilitico, che conferisce alle vulcaniti una tipica colorazione verdastra (fig.16); localmente si rinvencono epidoti e zeoliti, talora in associazioni ben cristallizzate.

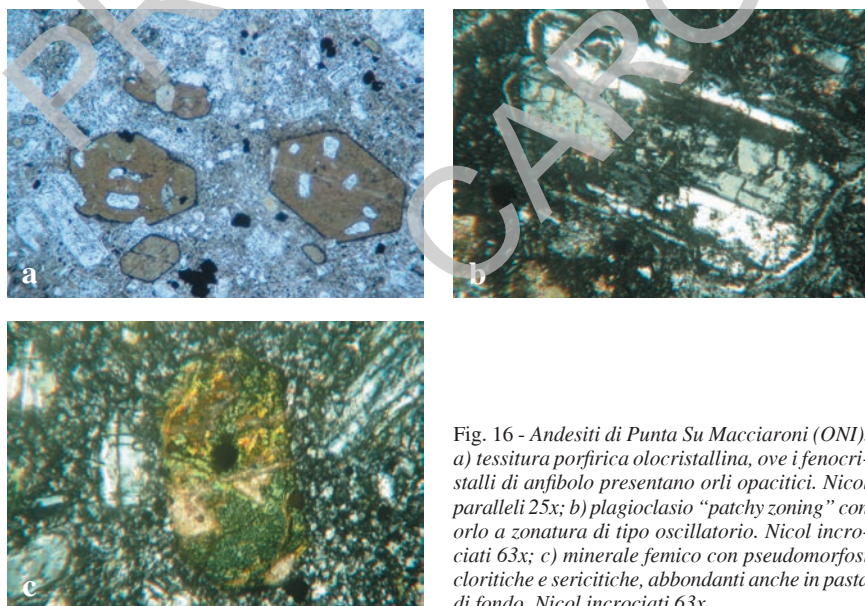


Fig. 16 - Andesiti di Punta Su Macciaroni (ONI). a) tessitura porfirica olocristallina, ove i fenocristalli di anfibolo presentano orli opacitici. Nicol paralleli 25x; b) plagioclasio “patchy zoning” con orlo a zonatura di tipo oscillatorio. Nicol incrociati 63x; c) minerale femico con pseudomorfo cloritiche e sericitiche, abbondanti anche in pasta di fondo. Nicol incrociati 63x.

Questa unità affiora con continuità nel complesso collinare di P.ta Su Macciarini, in domi lavici a pianta subcircolare, talora coalescenti, e mostra un carattere fortemente autobrecciato.

A N e ad E di N.ghe de is Baccas, la roccia sfuma spesso tra il verde dell'alterazione propilitica ed il grigio della roccia non alterata; presso il N.ghe Domu 'e s'Orcu la roccia è grigia, a struttura porfirica per fenocristalli femici allungati (1 cm).

Dal punto di vista petrografico, la roccia mostra tessitura porfirica olocristallina, subordinatamente granulare. La paragenesi dei fenocristalli vede la partecipazione del plagioclasio. Il plagioclasio, inquadrabile tra i termini andesinici ( $An_{30-40}$ ), si presenta idiomorfo inequidimensionale, a volte con strutture "patchy zoning", localmente calcitiche e plaghe epidotiche. Tra i femici, i pirosseni sono presenti nelle due varietà rombica (ortopirosseno) e monoclina (clinopirosseno); l'ortopirosseno è localmente interessato da segregazioni sericitiche e cloritiche e da piccoli epidoti. Gli anfiboli, di tipo orneblenda bruna, si mostrano in cristalli idiomorfi a volte di notevoli dimensioni, talora più o meno alterati con bordi opacitici; localmente si osservano piccoli cristalli aciculari da rapido accrescimento. Subordinatamente sono presenti vacuoli irregolari ricchi di quarzo secondario. Rari i minerali opachi, tra cui la magnetite in feno- e micro fenocristalli, e probabile pirite in cristalli subtriangolari. Localmente, la paragenesi primaria è quasi totalmente obliterata da pseudomorfose cloritiche e sericitiche secondarie, parziali o totali.

Spessore massimo affiorante sui 200 m.

Oligocene superiore (Chattiano)-Miocene inferiore (Aquitano)

### 3.2.4. - *Corteo Filoniano*

Il corteo filoniano può essere ricondotto a due eventi; il primo, a chimismo da andesitico a dacitico (**oa**), legato direttamente alla messa in posto delle vulcaniti precedentemente descritte, rappresenta l'evento lavico terminale del distretto di Sarroch; il secondo, rappresentato da filoni di quarzo (**oq**) e da mineralizzazioni a calcite prevalente (**oc**), è legato a manifestazioni idrotermali tardive.

Tra i filoni vulcanici s.s., due sono dacitici (**oa**), subparalleli, idrotermalizzati ed affiorano a quote differenti sul versante E di M. Arrubieddu (q. 173 m), ove intrudono la facies autoclastica andesitica (MAB). Uno di essi, di direzione E-W, ad andamento subverticale e spessore di 1-2 m, è visibile lungo la carrozzabile che dalla tavernetta Belvedere porta alla cava di M. Arrubiu. L'altro filone affiora più a monte del rilievo, mostra direzione N80°/verticale. Entrambi i filoni evidenziano un grado di alterazione avanzato con scarsa coerenza della roccia, di colore bruno con zone rosate; sono frequenti i vacuoli mineralizzati a calcite.



Un filone andesitico *s.l.*, idrotermalizzato, di aspetto terroso e colore ocreo, affiora lungo la valle di Riu de Maria Palmas, ove intrude depositi piroclastici andesitici (MAB, fig.17); sebbene mal espressa, è ancora riconoscibile una struttura porfirica data da feldspato, rari minerali femici e quarzo.

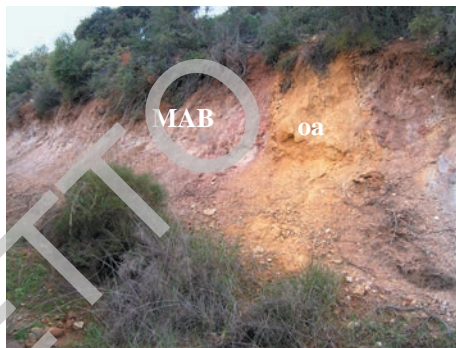


Fig. 17 - Valle di Riu de Maria Palmas. Filone andesitico idrotermalizzato (oa) intrude la facies piroclastica delle andesiti di Monte Arrubiu (MAB), (camp. EM029).



Un altro filone andesitico *s.l.*, di giacitura N115/70°SW, affiora in corrispondenza della foce di Canale Peppino, a N dell'agglomerato urbano di Perd'e Sali (fig.18), dove intrude la facies clastica delle andesiti di Monte Arrubiu (MAB).

Fig. 18 - Località Perd'e Sali, foce Canale Peppino. Filone basico andesitico (oa), orientato N115/70°SW, intrude la facies clastica delle andesiti di Monte Arrubiu (MAB).

Tra le manifestazioni filoniane idrotermali tardive risultano più frequenti i filoni di quarzo (oq), che si localizzano in corrispondenza di zone di frattura.

Due di essi affiorano a monte del Riu su Leunaxi, alla base del versante in località Tanga 'e sa Mura, dove intersecano con giacitura N20/subverticale la strada che risale verso il N.ghe Domu 'e s'Orcu; più a S, diversi filoni mostrano giacitura N35/40°NW, di cui uno a SE di Sa Conca de Monti Arrubiu, nella sella tra i rilievi di q. 166 m e 148 m; uno a N di N.ghe de is Baccas; uno sul versante SE di P.ta su Macciaroni; un altro filone affiora più ad est lungo il versante NE di P.ta Marturedda.

Venute idrotermali con mineralizzazioni a calcite (oc) sono presenti un po' ovunque in corrispondenza delle fratturazioni, in filoncelli, vene o noduli concentrici (fig.19), talora associati ai filoni di quarzo.

Oligocene superiore (Chattiano) - Miocene inferiore (Aquitano).



Fig. 19 - Località a S della foce di Riu Cambitta. Filone basico a noduli di calcite idrotermale.

### 3.3. - SUCCESSIONE SEDIMENTARIA MIOCENICA

L'area oggetto di studio è costituita da una successione di sedimenti marini appartenenti alla parte finale del II ciclo sedimentario miocenico (Burdigaliano sup. - Serravalliano inf.) e al III ciclo (Tortoniano - Messiniano inf.) *sensu* ASSORGIA *et alii* (1997a; 1997b; 1997c). In letteratura questi depositi sono distinti nella formazione delle "Arenarie di Pirri" *Auct.* (Serravalliano) e nella formazione dei "Calcarei di Cagliari" *Auct.* (Tortoniano - Messiniano inferiore) (CHERCHI, 1974).

Nel Foglio 566 "Pula", questi depositi caratterizzano il promontorio di S. Elia, il cui assetto strutturale si caratterizza per la presenza di grossi blocchi (*horst*) basculati verso W e consente, nei settori esposti a NE, il riaffiorare dei depositi clastici riferiti all'unità formazionale delle arenarie di Pirri (ADP) e l'osservazione del contatto di tetto con la facies basale dei calcari di Cagliari. In nessuno degli affioramenti esaminati entro il foglio è stato osservato il contatto basale delle arenarie di Pirri.

Nella parte sottomarina costiera, questa successione affiora solo in prosecuzione degli affioramenti dei calcari di Cagliari (CGI) che riescono a resistere all'azione del moto ondoso e costituiscono diversi fondi rocciosi alla base delle coste alte dell'intero Capo S. Elia.

Nella piattaforma prossimale a SE di Capo S. Elia, le linee sismiche ad alta risoluzione rilevano, sotto esigui spessori olocenici, sedimenti stratificati debolmente inclinati verso SW verosimilmente appartenenti alle “Arenarie di Pirri” *Auct.* e alle “Argille di Fangario” *Auct.* (CHERCHI, 1974) descritte nel Foglio 557 “Cagliari”. Tali strati rappresentano la parte superficiale del substrato della piattaforma continentale costituito dalla prosecuzione verso S delle sequenze mioceniche del “Rift sardo” meridionale, la cui struttura verrà descritta nel capitolo VI.

### 3.3.1. - Arenarie di Pirri (ADP)

Nel Foglio 566 “Pula”, le arenarie di Pirri (ADP) affiorano nel promontorio di S. Elia esposte nelle falesie a mare tra Marina Piccola e la Sella del Diavolo, dove mostrano una giacitura monoclinale N080-094/10-12°S, con fronti alti fino a 90 m (fig.20). Si tratta di arenarie e sabbie da debolmente a fortemente coese, in livelli e banchi di spessore variabile dal centimetro fino ad alcuni decimetri, di colore grigio-verdastro; la componente mineralogica è data da elementi prevalenti di quarzo, litici del basamento paleozoico metamorfico e magmatico, con scarso feldspato-K, rara biotite e muscovite. Il cemento carbonatico, ove presente, mostra diverso grado di litificazione e la matrice varia da arenacea fine a siltoso-argillosa.



Fig. 20 - Marina Piccola. Panoramica sulla sequenza delle arenarie di Pirri (ADP) esposta in falesia lungo la costa oltre il porticciolo omonimo. Alla base è posta la placca B (progressiva 5 m) del log stratigrafico denominato Marina Piccola1 (MP1) in tav.3a.

Con frequenza variabile, si intercalano nella sequenza banchi e/o lenti di siltiti marnose e di conglomerati o microconglomerati in prevalenza quarzosi con subordinati litici di metamorfiti e magmatiti del basamento paleozoico. Le facies clastiche grossolane mostrano sovente componente da debolmente a fortemente bioclastica data da malacofaune frammentate, distribuite in livelli e banchi talora ad andamento lentiforme, di spessore tra il decimetro ed il metro.

La sequenza mostra una gradazione diretta sia nei singoli episodi che nella sua evoluzione verticale, con i depositi grossolani in spessore e frequenza decrescenti verso l'alto. Sono presenti livelli riccamente fossiliferi alternati a livelli con malacofaune scarse o frammentate. Tra i macrofossili si rinvencono rodoliti e talli algali di *Lithothamnium* e *Lithophyllum* sui 2-5 cm, spesso associati a frammenti di molluschi, in prevalenza bivalvi (pettinidi; piccole ostreidi), echinidi regolari (*Clypeaster*) e irregolari (*Schyzaster*, *Spatangus*), anche in forme giovanili, coralli in frammenti e piccoli cespi centimetrici, balanidi, (fig.21).



Fig. 21 - Località Sella del Diavolo. Associazioni fossili rinvenute nelle arenarie di Pirri (ADP): a) pecten (*Pecten cf. benedictus*); b) rodoliti e piccole ostreidi (ADP); c) *Clypeaster*; d) frammento di cespo di coralli; e) Marina Piccola: *Balanus tintinnabulum*.

La genesi dei depositi bioclastici potrebbe essere ricondotta ad accumuli di depositi di tempesta in ambienti di *shoreface* con transizione a *offshore* prossimale.

La stratificazione, da piano-parallela a debolmente inclinata in set monoclinali, è messa in evidenza dall'erosione differenziale sulle alternanze tra le arenarie e le sabbie; localmente si osserva una pseudostratificazione in livelli irregolari e/o ondulati data da litificazione diagenetica.

Gli appoggi basali dei livelli a grana più grossa mostrano contatti talora canalizzati o con troncatura erosiva degli strati sottostanti (fig.22).

La ripidità dei fronti e l'instabilità delle falesie, spesso interessate da fenomeni franosi, non consente l'osservazione puntuale dell'intera successione delle arenarie di Pirri (ADP) (fig.23) ed è stato possibile caratterizzare solo alcune porzioni della sequenza affiorante.

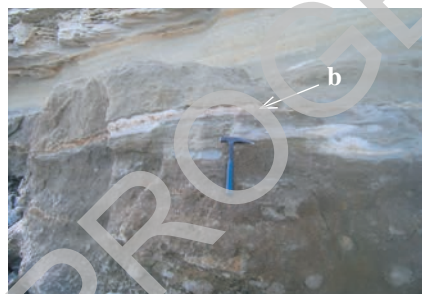


Fig. 22 - Marina Piccola, promontorio. Particolare sulla sequenza delle arenarie di Pirri (ADP) mostrante la troncatura erosiva degli strati sottostanti un livello bioclastico condensato (b).

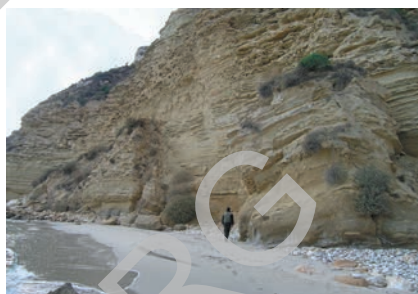


Fig. 23 - Promontorio S. Elia. Sequenza delle arenarie di Pirri (ADP) esposta in falesia lungo la costa sud del promontorio, ai piedi della quale sono presenti due grossi blocchi franati.

La porzione basale della sequenza, esposta sul lungomare oltre il porticciolo di Marina Piccola fino all'estremità del promontorio, viene descritta in due log stratigrafici denominati Marina Piccola1 MP1 (tav.3a) e Marina Piccola2 MP2 (tav.3b), che misurano la sequenza in due spezzoni parziali, sui 10 m ciascuno. In questo settore si evidenzia una maggiore frequenza dei livelli clastici grossolani alternati ai sedimenti arenaceo-sabbiosi medio-fini. Tra le malacofaune, la presenza dei balanidi, unitamente alle caratteristiche sedimentologiche, suggerisce una sedimentazione prossima alla paleolinea di costa (*shoreface*).

La porzione mediana della sequenza viene invece caratterizzata nel log stratigrafico denominato "Sella del Diavolo" (tav.4), in cui vengono descritte le facies delle arenarie di Pirri esposte sulla falesia tra q.48 m e q. 64 m s.l.m., per uno spessore complessivo sui 18 m.

**m 11,00-11,50 (50 cm)**

Sabbie molto fini a matrice silteosa giallastra, quarzo prevalentemente. Moderata bioturbazione; pseudostratificazione in livelli sul decimetro.

Questo banco è troncato lateralmente, probabilmente da una faglia sin-sedimentaria di cui non si osserva l'entità del rigetto. Sulla falsesia, poco oltre, è visibile un masso di queste sabbie silteose giallastre franato entro la sequenza sabbioso-arenacea grigia, che deforma i banchi arenacei grigi su cui poggia;

**m 8,45-11,00 (2,55 m)**

Sabbie più o meno grosse, grigie, pseudostratificate in livelli sul decimetro da debolmente a fortemente coesi; blanda gradazione diretta ripetuta. Moderatamente bioclastiche per frammenti di echinidoli regolari (7-8 cm) e molluschi (< 1 mm);

**m 6,30-8,45 (2,15 m)**

Sabbie microconglomeratiche grigie, quarzo prevalente ( $\phi = 1-3$  mm, rari 5 cm); da debolmente a fortemente coese, pseudostratificate in livelli sul centimetro e sul decimetro, gradazione diretta;

**m 6,18-6,30 (12 cm)**

Arenarie medio grosse ( $\phi = 0,6$  mm), giallastre, quarzo prevalentemente, moderatamente bioclastiche per frammenti millimetrici di molluschi;

**m 5,88-6,18 (30 cm)**

Sabbie medio fini ( $\phi = 0,3$  mm) giallastre, omogenee, quarzo prevalentemente, feldspato-K (<10%), rara biotite (<5%), scarsi litici paleozoici;

**m 5,78-5,88 (10 cm)**

Arenarie grigie, medio grosse, quarzo prevalentemente; contatto basale erosivo;

**m 5,58-5,78 (20 cm)**

Sabbie medio fini ( $\phi = 0,3$  mm) giallastre; nella parte basale si intercalano due orizzonti (1-2 cm) di arenarie a grana media ( $\phi = 0,5$  mm);

**m 5,38-5,58 (20 cm)**

Arenaria microconglomeratica grigio biancastra, a quarzo prevalente, litici paleozoici (20%), feldspato-K (5%); struttura omogenea;

**m 5,33-5,38 (5 cm)**

Arenaria quarzosa grigia, a grana grossa;

**m 5,03-5,33 (30 cm); Placca B (5,00 m)**

Sabbie giallastre, medio fini, omogenee, prevalente quarzo con rara biotite ( $\phi < 0,3$  mm); scarsa bioturbazione ( $\phi < 1$  cm);

**m 4,93-5,03 (10 cm)**

Arenarie microconglomeratiche, grigie, a quarzo prevalente, litici di rocce paleozoiche e ciottoli "molliti" di arenarie silteose verdastre; rari bioclasti;

**m 4,33-4,93 (60 cm)**

Sabbie giallastre, grana media, da fortemente coese a cementate, con scarsa bioturbazione (*burrows*  $\phi = 1$  cm, suborizzontali);

**m 3,49-4,33 (90 cm)**

Arenarie e sabbie a quarzo prevalente (bianco e ialino,  $\phi = 0,5-2$  mm), da medio-fini nella parte basale (10 cm) a grosse nella parte mediana (35 cm), a molto grosse al tetto, con alternati orizzonti (1 mm) di arenarie fini o molto grosse. Scarsi bioclasti ( $\phi = 1$  mm);

**m 3,09-3,49 (40 cm)**

Sabbie quarzose giallastre, fortemente coese, scarsamente bioclastiche per frammenti di molluschi (pettinidi 1 mm). Scarsa bioturbazione (*burrows*  $\phi = 1$  cm). Il contatto basale è marcato da un livello di sabbia a grana grossa ( $\phi = 1-1,5$  mm). Laminazione poco marcata, meglio definita nella parte sommitale (a 3,40 m) da un orizzonte millimetrico di silt verdastro;

**m 1,79-3,09 (1,30 m)**

Sabbie giallastre medio grosse ( $\phi = 0,6-1$  mm), quarzo prevalente (grigio e ialino), rari litici paleozoici ( $\phi < 0,7$  mm) e feldspato-K ( $\phi < 0,8$  mm). Nella parte mediana del banco si intercalano livelli lentiformi di arenarie grosse ( $\phi$  mm) a prevalente quarzo con base erosiva. Fortemente bioturbate nella parte alta, con *burrows* da suborizzontali ( $\phi = 1,5-3$  cm) a verticali al tetto del banco. Pseudo-stratificazione nella parte sommitale marcata da livelli arenacei fortemente cementati;

**m 1,14-1,34 (20 cm)**

Sabbie quarzose grigie, omogenee, a grana media; lamine millimetriche più grosse nella parte sommitale. Rare bioturbazioni al tetto ( $\phi = 4$  cm);

**m 1,14-1,34 (20 cm)**

Sabbie quarzose grigie, omogenee, a grana media; lamine millimetriche più grosse nella parte sommitale. Rare bioturbazioni al tetto ( $\phi = 4$  cm);

**m 0,79-1,14 (35 cm)**

Sabbie grosse grigie, quarzose, fortemente coese, struttura omogenea;

**m 0,65-0,79 (14 cm)**

Sabbie grigie, omogenee, grana media, a quarzo ialino prevalente;

**m 0,60-0,65 (5 cm)**

Microconglomerato quarzoso ( $\phi = 0,3$  mm - 1,5 cm), raro feldspato-K e litici paleozoici ( $\phi = 1,5-3$  mm);

**m 0,50-0,60 (10 cm)**

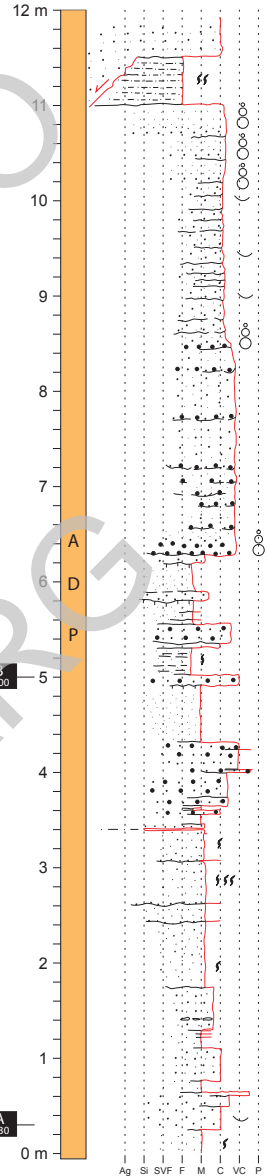
Sabbie microconglomeratiche grigio verdi, a prevalente quarzo, feldspato-K, metamorfiti paleozoiche (<10%);

**m 0,25-0,50 (25 cm); Placca A (0,30 m)**

Sabbie grosse giallo verdastre, fortemente coese, a quarzo prevalente ( $\phi = 0,8-1,5$  mm) metamorfiti paleozoiche ( $\phi < 1$  mm), raro feldspato-K ( $\phi = 2$  mm), in matrice sabbiosa medio a grana grossa. Leggermente bioclastico per rari frammenti di pettinidi, talora (al tetto) concentrati in sacche decimetriche associati a ciottoli "molliti" argillosi verdastri;

**(ADP)****m 0,00-0,25 (25 cm)**

Sabbie giallo verdastre a grana media, a prevalenti granuli di quarzo ( $\phi = 0,3-0,6$  mm), frammenti litici di metamorfiti paleozoiche, in matrice sabbiosa medio-fine; struttura omogenea. Scarsa bioturbazione suborizzontale (*burrows*  $\phi = 0,5$  cm);



b

**m 6,30-6,80 (>50 cm)**

Arenarie da molto grosse a microconglomeratiche, grigie, quarzo prevalenti, feldspato-K (<5%), litici paleozoici. Moderatamente bioclastiche per frammenti di molluschi (pettinidi, ostreidi), *Balanus*, echinidi regolari (*scutella?*), Ciottoli "moli" ( $\varnothing < 1$  cm);

**m 6,10-6,30 (20-40 cm)**

Microconglomerato arenaceo, grigio, a ciottoli prevalenti di quarzo;

**m 4,60-6,10 (1,50m)**

Siltiti argillose, giallo verdastre, fortemente bioturbate (*burrows*  $\varnothing = 1-3$  cm, suborizzontali, obliqui e subverticali); finemente bioclastiche per frammenti di molluschi (pettinidi, ostreidi), echinidi regolari (*scutella?*), balanidi. Scarsi ciottoli "moli" ( $\varnothing < 1$  cm). Nella porzione basale i *burrows* con contorno litificato sono messi in evidenza dall'erosione differenziale;

**m 4,55-4,60 (5 cm)**

Arenarie quarzose molto fini, grigie;

**m 4,00-4,55 (55 cm)**

Sabbie molto fini a matrice silteo-argillosa giallo verdastro, quarzo prevalenti. Struttura disomogenea organizzata data da alternanze con livelli decimetrici lentiformi di sabbie fini fortemente coese;

**m 2,50-4,00 (1,30m)**

Sabbie molto fini a matrice silteo-argillosa giallo verdastro, quarzo prevalenti, con tracce micrometriche di Mn, rara muscovite e biotite. Struttura disomogenea organizzata data da alternanze con livelli decimetrici lentiformi di sabbie fini fortemente coese. Contatto erosivo al tetto marcato dalla troncatura erosiva di alcuni livelli fortemente cementati. Prelevato Camp. MP2-4,00;

**m 2,20-2,50 (30 cm)**

Sabbie quarzose medio fini grigie, omogenee;

**m 1,80-2,20 (40 cm)**

Arenarie molto grosse, grigie, a prevalenti clasti di quarzo ( $\varnothing = 1-8$  mm) ciottoli "moli" di siltiti argillose verdastre ( $\varnothing = 0,5-4$  cm); bioclastiche per *Balanus* (2-4 cm), alghe, frammenti di molluschi (pettinidi), echinidi regolari (*scutella?*);

**m 1,50-1,80 (30 cm)**

Sabbie grigie, medio grosse, a struttura omogenea con scarsi frammenti bioclastici nella parte basale;

**m 1,10-1,50 (50 cm); Placca A (1,50 m)**

Arenarie quarzose grigie, grosse, a struttura omogenea, scarsamente bioclastiche per frammenti di echinidi regolari e rodoliti (<1 cm);

**m 1,00-1,10 (10 cm)**

Sabbie, medio fini grigio verdastre, quarzo prevalente, omogenee;

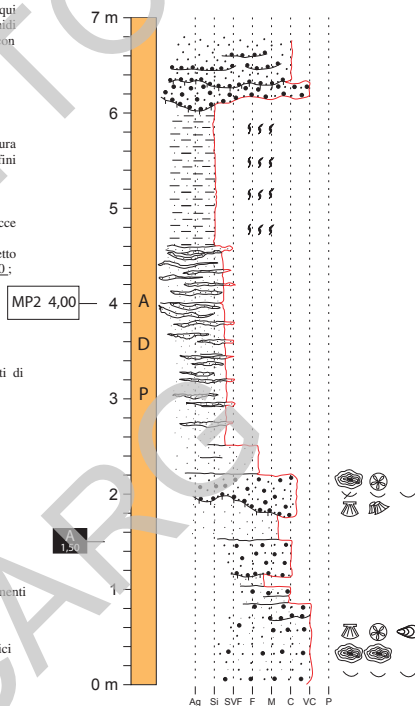
**m 0,85-1,00 (15 cm)**

Arenarie quarzose grigie, a grana grossa, struttura omogenea, scarsamente bioclastiche per frammenti di echinidi regolari e rodoliti algali (<1 cm);

**m 0,00-0,85 (85 cm);**

Microconglomerato arenaceo, grigio, a quarzo prevalente, feldspato-K (<20%), rari litici paleozoici (<3%), graniti ercinici (<2%), con abbondante matrice arenacea a grana medio-grossa. Fortemente bioclastico per frammenti di molluschi (pettinidi, 1-4 cm; ostreidi), rodoliti (1-3 cm) echinidi regolari, balanidi (2-4 cm);

Log MP2

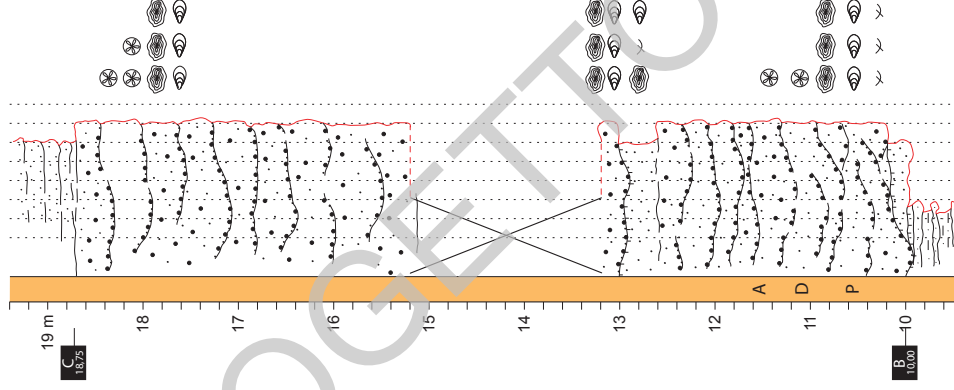


## LEGENDA

	GRADAZIONE GRANULOMETRICA DIRETTA		ECHINIDI REGOLARI		GASTEROPODI
	BIOTURBAZIONE: SCARSA, MODERATA, INTENSA		ECHINIDI IRREGOLARI		RODOLITI
	LIVELLI BIOCLASTICI		PETTINIDI		TALLI ALGALI
			OSTREIDI		BALANIDI

Tav. 3 - Località Marina Piccola. Log stratigrafici: a) Log MPI; b) Log MP2.

Tav. 4 - Località Sella del diavolo. Log stratigrafico SD.



**m 18,75-19,50 (6-75 cm)**

Arenarie grosse grigie, a prevalenti clasti di quarzo subarrotondato e litici paleozoici, struttura da omogenea a pseudostrofica in livelli sul decimetro. Moderatamente bioclastiche per frammenti di molluschi ( $\varnothing=0,1-0,5$  mm, max 1 cm) e talli algali (1-2 mm); echinidi regolari (1 cm, rari 5 cm), scarsi crostacei "molli" di slitti verdastre ( $\varnothing=3$ mm);

**m 15,20-18,75 (6,55 m); Piacca C (18,75 m)**

Arenarie molto grosse, a prevalenze con litici paleozoici; fortemente bioclastiche (rudistone);

**m 13,68-15,20 (2,00 m)**

Abbondante materiale detritico ricopre e maschera il deposito (forse, sepolto sotto la coltre, continua il banco di arenarie grosse fortemente bioclastiche);

**m 13,48-13,68 (20 cm)**

Arenarie molto grosse, a prevalenze con litici paleozoici; fortemente bioclastiche (rudistone) per frammenti di molluschi e rodoliti;

**m 13,08-13,48 (40 cm)**

Arenarie grosse grigie a prevalenze con litici paleozoici. Moderatamente bioclastiche per frammenti di ostreidi, echinidi regolari (1 mm - 1cm), rodoliti (3-4 cm);

**m 10,48-13,08 (2,60 m)**

Arenarie grigie, da molto grosse a conglomeratiche, a prevalenti clasti di quarzo grigio, bianco e ialino) ben arrotondati ( $\varnothing=1-3$  mm), litici paleozoici (metamorfite grigio verdi). Fortemente bioclastiche (rudistone) per rodoliti algali (1-10 cm) con accrescimenti sia concentrici sia *warty growth form* che colorati (*branching growth form*), talora con cheloidastico, e frequenti talli algali (2-4 cm). Abbondanti molluschi sia interi che in frammenti (frequenti ostreidi 3-5 cm; pettinidi, echinidi regolari (*Cypreaster*, *Scutella*), cespì di corallo (5-6 cm). Sfruttazione incrementata a blandi testoni planimetrisi;

**m 10,28-10,48 (20-30 cm)**

Arenarie grigie grosse, quarzo prevalenti (66%), litici paleozoici (10%), moderatamente bioclastiche per frammenti di molluschi (pettinidi e ostreidi <1 cm, rari 2-3 cm), talli algali millimetrici. Struttura omogenea. Contatto basale erosivo.

**m 7,68-10,28 (2,60); Piacca B (10,00 m)**

Sabbie siliciose minuscole giallastre, finissime, fortemente bioturbate (*burrows*: $\varnothing=1-3$  cm), moderatamente bioclastiche per frammenti di molluschi (ostreidi), echinidi irregolari (*Chelyosteler*,  $\varnothing=5$  cm), *Sip*, *Sph*, rodoliti, frammenti di *Penidinium*, *Pennidinium*, *Pennidinium* (*Penidinium*). Grande fetta ripiena data da livelli arenacei fini irregolari alternati a livelli di slitti marrose fortemente bioturbate;

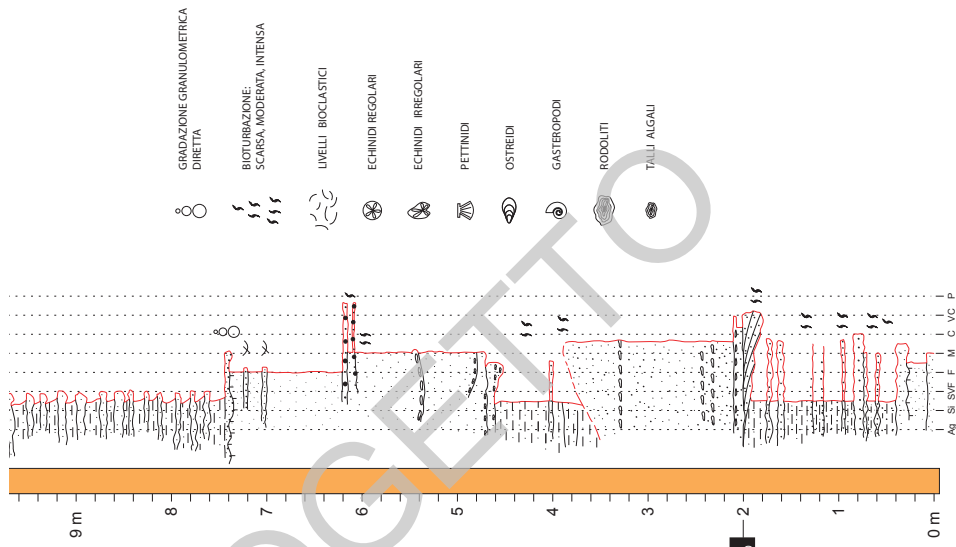
**m 7,58-7,68 (10 cm)**

Sabbie quarzose giallastre, grana media, con canali erosivi sui 20 cm (ampiezza 5-10 cm);

**m 6,38-7,58 (1,20 m)**

Sabbie fini grigio chiare a struttura omogenea; bianca gradazione diretta ripetuta evidenziata da due livelli di arenarie medio fini rispettivamente ad 80 cm (5 cm) e 1,00 m (5 cm) dalla base del banco. Leggermente bioclastiche per frammenti di molluschi (mm e cm). I livelli più grossolani a quarzo prevalente, raro feldspato-K e rara biotite, mostrano una maggiore componente bioclastica a molluschi (piccole ostreidi <1 cm). Prelevato Camp. SD.6.50;





**m 4,88-6,38 (1,50m)**

Sabbie grigie, medie, con blanda stratificazione a festoni submetrici, marcati alla base da arenarie giallastre. Inclinati al tetto, sabbie a 10 cm ( $\theta=1$  cm) e a 80 cm ( $\theta=2-4$  cm) dalla base del banco. Scarsa bioturbazione subverticale nella parte sommitale del banco;

**m 4,78-4,88 (10-20 cm)**

Sabbie medio fini, grigie, quarzoso-micacee, fortemente coese, con rari frammenti bioclastici micrometrici;

**m 4,08-4,78 (da 70 cm a 1,20 m)**

Sabbie fini silteuse-marmose grigio verdi e giallastre da moderatamente bioturbate alla base a fortemente bioturbate al tetto (*burrows* suborizzontali  $\theta=1-2$  cm, inclinati al tetto). Rari frammenti di molluschi (<1 cm) e di carapaci di granchio nella parte sommitale. Stratificazione piano parallela debolmente marcata e disturbata dalla bioturbazione;

**m 2,28-4,08 (da 1,80 m a 90 cm)**

Sabbie grigie medio fini, con stratificazione debolmente marcata in orizzonti da 20 a 30 cm. 30 cm dalla base, si intercalano livelli a ciottoli "moll" ( $\theta=3-5$  cm, max 1,2 cm) di sabbie silteuse marmose grigio-verdi. Contatto sommitale erosivo;

**m 2,08-2,28 (20 cm)**

Arenarie quarzose grigie, molto grosse ( $\theta=1-3$  mm), con sparsi ciottoli "moll" di matrice silteuse verdastre ( $\theta=2-5$  cm); struttura omogenea (banco lateralmente canalizzato; ampiezza 40 cm). Gli ultimi 10 cm al tetto sono dati da sabbie grosse grigie, con ciottoli "moll" verdastri;

**m 0,88-2,08 (1,20 m); Placca A (2,00 m)**

Sabbie silteuse-marmose giallastre con piughe grigie chiare più fini, in cui si intercalano livelli arenacei grossolani distribuiti rispettivamente a 20 cm (10 cm), 40 cm (10 cm), 60 cm (5 cm), 70 cm (6 cm) dal tetto del banco. Presenza di bioclasti di molluschi (ostreidi max. 1 cm) nella parte mediana e sommitale. Bioturbazione da moderata nella parte basale e mediana ad abbondante nella parte sommitale del banco;

**m 0,76-0,88 (12 cm)**

Sabbie quarzose grigie, a grana grossa ( $\theta=0,8-2$  mm);

**m 0,70-0,76 (6 cm)**

Arenarie grigie a grana media, prevalentemente quarzose ( $\theta=0,5-0,6$  mm), con laminazione debolmente marcata;

**m 0,40-0,70 (30 cm)**

Sabbie silteuse-marmose giallastre, moderatamente bioturbate (*burrows*  $\theta=1-2$  cm). Nella parte mediana del banco, un livello irregolare (5 cm) di arenarie più grosse con intensa bioturbazione;

**m 0,28-0,40 (12 cm)**

Sabbie medio grosse, grigio chiaro, prevalente quarzo (0,5-1 mm), rari biotite, metamorfiti paleozoiche ( $\theta=0,5-0,8$  mm), media coesione. Contatto erosivo sia alla base che al tetto;

**m 0,08-0,28 m (20 cm)**

Sabbie medio fini ( $\theta=0,5-0,4$  mm), grigio giallastre, a matrice silteosa, quarzo prevalente, scarsa coesione. Scarsa bioturbazione;

**m 0,00-0,08 m (8 cm)**

Arenarie grigie, quarzo prevalenti, a grana media ( $\theta=0,3-0,6$  mm), ben classate, con rari frammenti bioclastici micrometrici. Prelevato Camp. SD.0.00;

Nel tratto mediano e sommitale della sequenza esposta nella Sella del Diavolo (fig.24) la presenza di *slumping* alla mesoscala denota l'instabilità del bacino di sedimentazione che, unitamente alla ripidità della falesia, rende ulteriormente problematica la ricostruzione della sequenza stessa fino al contatto con la facies della Pietra Cantone (CGI<sub>a</sub>).

In questo settore, ai depositi clastici sabbiosi, arenacei e conglomeratici prevalenti si intercalano banchi di siltiti argillose e arenarie finissime a matrice siltoso-argillosa giallo-verdastra, da moderatamente a fortemente bioturbate, con *burrows* di diametro variabile da 1 cm fino a 3 cm, di colore rossiccio per marcata ossidazione ferrosa, solitamente sub-orizzontali, talora subverticali al tetto dei banchi. Tali depositi costituiscono livelli e banchi di spessore variabile intercalati nella sequenza esposta sulle falesie lungo la costa, localizzandosi in prevalenza al *top* delle alternanze clastiche a gradazione diretta, mostrando spesso contatti erosivi al tetto, talora canalizzati da banchi clastici più grossolani degli episodi successivi (fig.25).

Le caratteristiche sedimentologiche di tali depositi fini, seppure con contenuto carbonatico inferiore, consentono similitudini con la facies della Pietra Cantone; essi, parimenti a quest'ultima, suggeriscono una sedimentazione in ambienti a profondità batimetriche maggiori con prevalente decantazione (*shoreface* con transizione all'*offshore* prossimale).

La loro ripetizione entro la sequenza arenacea potrebbe suggerire condizioni di iniziale aggradazione in risalita eustatica (*Late Lowstand*) con oscillazioni progradanti a più alta frequenza entro il bacino sedimentario, di cui i sedimenti fini rappresentano condizioni di stazionamento di mare alto, il cui massimo (mfs: *maximum flooding surface*) viene raggiunto con la deposizione della Pietra Cantone (*Transgressive system tract*).

Nella parte mediano-sommitale della sequenza affiorante nella Sella del Diavolo affiorano depositi sabbioso-arenacei in alternanze decimetriche di aspetto pseudonodulare, caratterizzati da strutture deformative basali tipo "*load cast*" in cui si intercalano orizzonti di marne siltose verdastre (2-5 cm), variamente deformati, sovente in sparsi noduli "molliti", in cui sono localmente preservate delle strutture tipo "*flame*", che potrebbero essere ricondotte a correnti di torbida (fig.26).

Nella baia di Cala Fighera, le arenarie di Pirri (ADP) caratterizzano la sequenza esposta lungo la spiaggia ed alla base della falesia sul lato occidentale della baia omonima. Tali depositi sono rappresentativi della porzione sommitale delle arenarie di Pirri (ADP), di cui è visibile il contatto di tetto con la facies basale dei calcari di Cagliari (Pietra Cantone-CGI<sub>a</sub>). Questi depositi, in giacitura N020/25°WNW, vengono descritti nei primi 21 m del log stratigrafico denominato "Cala Fighera" (tav.5a, 5b).

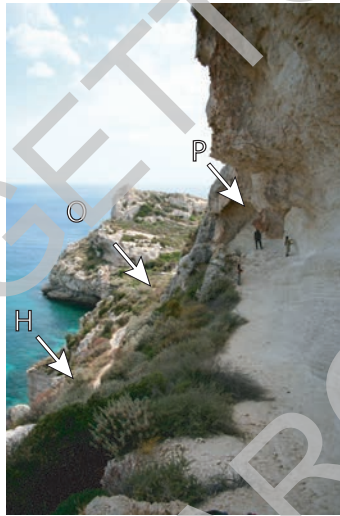
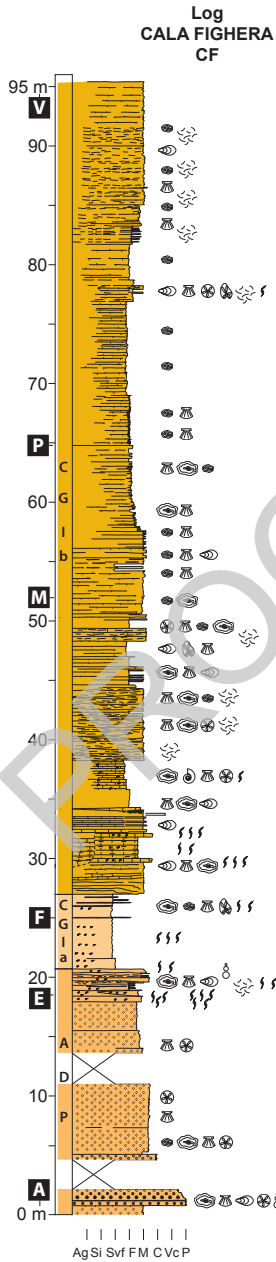


Fig. 24 - Sella del Diavolo. Depositi arenaceo-sabbiosi delle arenarie di Pirri (ADP) deformati in slumps metrici nella porzione sommitale della sequenza.

Fig. 25 - Marina Piccola. Particolare sulla sequenza delle arenarie di Pirri (ADP) esposta alla base della falesia, mostrante due banchi silteso-argillosi giallini, scarsamente cementati, separati da una superficie erosiva, entrambi caratterizzati da elevata bioturbazione marcata da ossidazioni ematitiche. Al tetto, arenarie irregolarmente stratificate e/o deformate.

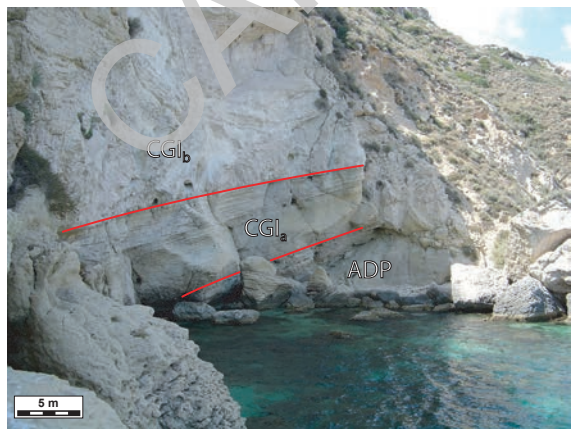


Fig. 26 - Sella del Diavolo. Depositi clastici sabbioso-arenacei e orizzonti di marne silteose entro le arenarie di Pirri (ADP) con strutture deformative ("load cast"; "flame") e canale erosivo.



**LEGENDA**

- GRADAZIONE GRANULOMETRICA DIRETTA
- BIOTURBAZIONE  
SCARSA  
MODERATA  
INTENSA
- LIVELLI BIOCLASTICI
- ECHINIDI REGOLARI
- ECHINIDI IRREGOLARI
- PETTINIDI
- OSTREIDI
- GASTEROPODI
- RODOLITI
- TALLI ALGALI



Tav. 5a - Località Cala Fighera. Log stratigrafico CF.



Tav. 5b - Località Cala Figuera. Panoramica sulla baia ove è esposta la sequenza del Miocene superiore (Serravalliano - Tortoniano superiore) descritta nel Log Cala Figuera (CF): sulla spiaggia e alla base della falesia affiorano le arenarie di Pirri (ADP), sormontate da marne silteose della facies Pietra Cantone ( $CGI_0$ ), su cui poggiano le calcareniti bioclastiche della facies Tramezzario ( $CGI_1$ ). Gli strati immergono verso SSW).

Si tratta di arenarie e sabbie grigie, localmente bioturbate, a grana media, poligeniche con granuli di quarzo prevalente ( $< 0,5$  mm- ialino, bianco, grigio) e litici di metamorfiti paleozoiche ( $\leq 0,5$  mm), distribuite in banchi coesi, alternati a livelli decimetrici di arenarie grigie conglomeratiche (2-3 cm), in matrice arenacea a grana media (0,5 mm) e arenarie medio grosse (0,7 mm), con granuli subarrotondati di quarzo prevalenti (max 1 cm) e metamorfiti paleozoiche ( $< 0,7$  mm).

Verso l'alto stratigrafico, osservabile spostandosi verso la falesia, si alternano banchi metrici di sabbie fini e medio-fini, grigie, fortemente costipate, da quarzose a poligeniche, a struttura omogenea. Al tetto si osserva un aumento nella componente carbonatica, che definisce due banchi calcarenitici bianco rosati (ca. 50 cm), in cui si intercala un livello di conglomerato bioclastico grossolano grigio (25 cm) (progressiva Log CF 19,60), riccamente fossilifero per rodoliti, valve disarticolate di ostreidi e di pettinidi, con frammenti di echinidi regolari (fig.27), il cui accumulo potrebbe testimoniare un livello di tempesta.

Nella baia di Cala Mosca, le arenarie di Pirri (ADP) affiorano pressochè in continuità sulle ripe del lungomare e, data la giacitura monoclinale dei depositi inclinati verso W, i sedimenti arenacei esposti alla base del versante col Faro S. Elia dovrebbero rappresentare le porzioni terminali della sequenza.



Fig. 27 - Baia di Cala Fighera. Particolare sul livello conglomeratico bioclastico grossolano (c) riccamente fossilifero per rodoliti, valve disarticolate di ostreidi e pettinidi e frammenti di echinidi regolari, osservato in prossimità del tetto della formazione delle arenarie di Pirri (ADP) esposte alla base della falesia.

Tuttavia, in questo settore, non è possibile osservare il contatto di tetto con la facies della Pietra Cantone. Gli affioramenti osservati fanno supporre, infatti, un contatto per faglia diretta di direzione N130° che disloca, ribassandoli verso SW, i depositi della Pietra Cantone.

La successione osservata sulle ripe del lungomare è data da alternanze centimetriche e decimetriche di arenarie e sabbie grigie e grigio verdi più o meno fortemente coese, a grana da fine a grossa, e siltiti argillose verdastre bioturbate; i livelli più grossolani mostrano spesso contatto basale erosivo, talora con contenuto bioclastico a frammenti di molluschi (*Amusiopecten*). Questo tratto di successione risulta dislocata da frequenti faglie dirette di direzione N130/23-30°W a rigetto decimetrico e metrico che complicano la ricostruzione dello spessore reale della sequenza; in questo settore si riscontra un locale aumento della granulometria verso l'alto stratigrafico, con spessore crescente dei livelli grossolani.

Intercalato nelle arenarie di Pirri (ADP) esposte sulle ripe del lungomare di Calamosca, circa a metà della baia, è stato osservato un livello arenaceo laminato con struttura mammellonare di ampiezza submetrica riconducibile ad una struttura tipo *hummocky cross stratification* (HCS), che suggerirebbe un ambiente di sedimentazione in spiaggia sommersa (*shoreface*), interessato dall'azione delle onde di tempesta (fig.28).

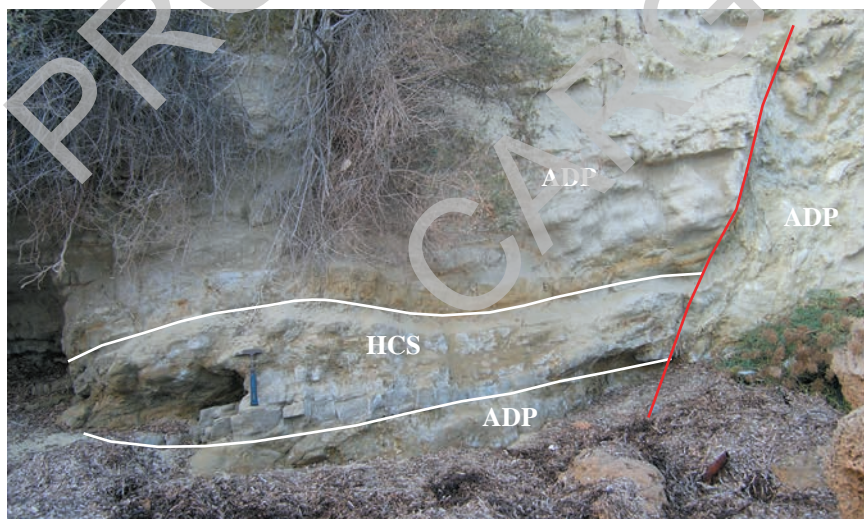


Fig. 28 - Località Calamosca. Banco di arenarie laminate grigie, quarzo prevalenti, a grana media, mostrante una struttura mammellonare tipo *hummocky cross stratification* (HCS) entro la sequenza sabbioso-arenacea delle arenarie di Pirri (ADP); tale struttura è lateralmente interrotta da una faglia diretta N020E/23°W, a debole rigetto.

Le malacofaune presenti nelle arenarie di Pirri sono localmente abbondanti e solitamente frammentate (valve disarticolate di ostreidi e pettinidi, frammenti di echinidi regolari, sovente associate a rodoliti).

Lo studio delle malacofaune rinvenute in depositi simili (SPANO & BARCA, 2002) a prevalenti molluschi (*Pecten revolutus*, *P. aduncus*, *P. benedictus*, *Flabellipecten fraterculus*, *Anomia* (A.) *ephippium*, *Venus multilamella*, *Turritella* (T.) *tricarinata*, *Conus mercati*, *Paphia vetula*, *Tellina* sp., *Aporrhais* sp., *Conus mercati*, *Ficus* (F.) *geometra*, etc.), subordinati echinidi regolari (*Clypeaster*) ed alghe ("*Lithothamnium*", *Lithophyllum*), ha consentito di ricondurre l'associazione al piano batimetrico infralitorale - Circolitorale.

Lo studio della microfauna, scarsa, è rappresentata da associazioni a Foraminiferi bentonici (*Amphistegina*, *Cibicides*, *Elphidium*, Miliolidae) e da pochi ma significativi Foraminiferi planctonici (*Orbulina suturalis*, *O.universa*, *Globorotalia mayeri*, *G. premenardii*, *Globoquadrina altispira*; PECORINI & POMESANO CHERCHI, 1969; CHERCHI, 1974).

La variabilità dei caratteri sedimentologici e del contenuto paleontologico delle arenarie di Pirri (ADP) affioranti nel Foglio Pula suggeriscono un sistema in aggradazione, con fasi di progradazione durante le quali si sono depositi sedimenti grossolani di spiaggia sommersa (*shoreface*), alternate a fasi di retrogradazione ove è prevalsa la deposizione/decantazione di sedimenti più fini (*offshore* superiore), che, secondo i concetti della Stratigrafia Sequenziale, potrebbero essere ricondotti ad un sistema di piattaforma durante un *Late Lowstand - Type 2* (VAIL *et alii*, 1977; HAQ *et alii*, 1988; VAN WAGONER *et alii*, 1988), con intermittenti fasi di stazionamento di mare basso, ove il livello marino non regredisce oltre il bordo della piattaforma costiera, marcate da episodi clastici di progradazione durante le prime fasi di risalita eustatica.

Le arenarie di Pirri (ADP) affioranti sul versante settentrionale del rilievo di M. S. Elia sono state oggetto, nel dopoguerra, di una intensa attività di scavo in sotterraneo, condotta dalla PolNato e finalizzata alla realizzazione di serbatoi, in media lunghi 150 m e alti 50 m, destinati all'immagazzinamento di carburanti.

Tali serbatoi, allungati in direzione circa N-S, costituiscono un reticolo che interseca la quasi totalità del rilievo, con gallerie di accesso localizzate sul versante settentrionale lungo la strada che conduce verso la Torre del Poetto. Di essi permangono attualmente solo i vuoti contenuti in imponenti opere di ingegneria sotterranea, con corridoi e tubazioni per l'areazione attualmente ancora efficienti e sotto il controllo della Marina Militare, che ha gentilmente concesso l'accesso all'osservazione, sebbene le opere murarie abbiano reso praticamente impossibile qualsiasi osservazione geologica in sotterraneo.

Dalla dismissione dell'area militare, in atto da oltre un decennio, potrebbe derivare il deterioramento futuro di tali opere per scarsa manutenzione, che



potrebbe creare nel tempo problemi di instabilità per crollo su tutto il rilievo. Allo stato attuale l'aria di tali serbatoi risulta ancora fortemente impregnata dagli odori dei carburanti, rendendo gli stessi inutilizzabili per eventuali stoccaggi di materiali; tuttavia una adeguata politica di risanamento potrebbe consentire il loro riutilizzo per adeguati stoccaggi di risorse del territorio regionale.

Le arenarie di Pirri (ADP) sono state stimate con una potenza massima di circa 200 m (CHERCHI, 1985b; LEONE *et alii*, 1992), tuttavia nella zona oggetto di studio la parte basale della formazione non è affiorante e per gli affioramenti osservati si stima uno spessore sui 100 m.

Nell'ambiente costiero sommerso le arenarie di Pirri (ADP) sono sub-affioranti nella parte orientale del Capo S. Elia e nella parte occidentale della baia di Calamosca, ma vengono ricoperte da prodotti clastici di varia natura (sedimenti olocenici, blocchi di arenarie PVM, e calcari di Cagliari) deposti o franati dalla falesia.

A ESE di Capo S. Elia, in una piccola zona di circa un chilometro di ampiezza, dove la copertura della *Posidonia oceanica* e dei sedimenti olocenici si assottiglia, in diversi profili ecografici 3,5 Khz, *Sparker 1 kJ* e *Uniboom 300 J* si rileva la presenza di sedimenti stratificati, debolmente inclinati verso SSW (fig.29).

Tenuta presente la quota di affioramento, l'immersione e la facilità di penetrazione da parte anche dell'ecografo 3,5 Khz, si ritiene che possa trattarsi di sedimenti poco coerenti interpretabili come arenarie di Pirri (ADP) oppure come argille di Fangario (AFA), descritte nel Foglio 557 "Cagliari". L'affioramento non è delimitabile con precisione e pertanto viene cartografato con limite incerto.

L'età delle arenarie di Pirri viene riferita al Serravalliano (CHERCHI, 1974; LEONE *et alii*, 1992; ASSORGIA *et alii*, 1997a; 1997b; 1997c); tuttavia non si esclude per i depositi sommitali un'età più recente.

Serravalliano

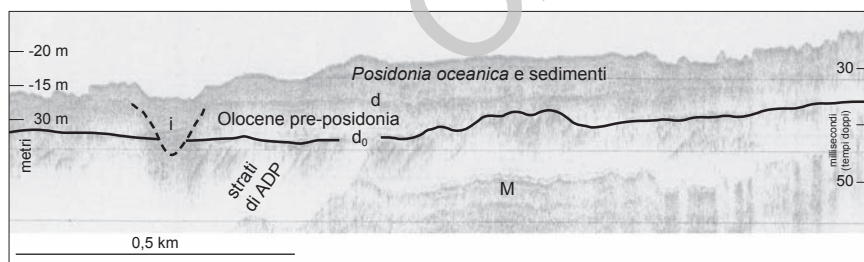


Fig. 29 - Strati delle arenarie di Pirri (ADP) e/o delle argille di Fangario (AFA) riconoscibili al di sotto del banco a *Posidonia oceanica* a ESE di Capo S. Elia (registrazione ecografica 3,5 Khz);  $d_0$ ) discordanza olocenica; d) disconformità intra-olocenica; i) incisione; M) riflessioni multiple. Esagerazione verticale: 11x.

### 3.3.2. - *Calcari di Cagliari (CGI)*

Lungo la fascia costiera del promontorio di S. Elia, su un substrato miocenico delle arenarie di Pirri (ADP), affiora la successione dei calcari di Cagliari (CGI) (GANDOLFI & PORCU, 1967; CHERCHI, 1974), costituita alla base da siltiti e calcari marnosi (“Pietra Cantone” *Auct.*, **CGI<sub>a</sub>**), sormontati da biocalcareni (“Tramezzario” *Auct.*, **CGI<sub>b</sub>**) e da calcari bioermali (“Pietra Forte” *Auct.*, **CGI<sub>c</sub>**). Questi episodi sedimentari sono stati riferiti al III ciclo miocenico (Tortoniano - Messiniano) (ASSORGIA *et alii*, 1997a; 1997b; 1997c).

La strutturazione tettonica del promontorio di S. Elia, guidata da faglie normali principali di direzione NW-SE che delimitano blocchi basculati verso W, favorisce l’osservazione della sequenza sedimentaria, lungo i versanti e le falesie esposte ad oriente lungo il promontorio.

La “Pietra Cantone” *Auct.* (CGI<sub>a</sub>) è costituita prevalentemente da siltiti marnose e calcari marnosi giallastri, intensamente bioturbati, con scarso contenuto in malacofaune dato da molluschi ed echinidi irregolari spesso fratturati e/o frammentati. Gli affioramenti meglio esposti si localizzano in corrispondenza delle falesie a mare del promontorio di S. Elia (fig.30), in continuità stratigrafica al tetto delle arenarie di Pirri (ADP) e alla base del Tramezzario (CGI<sub>b</sub>).

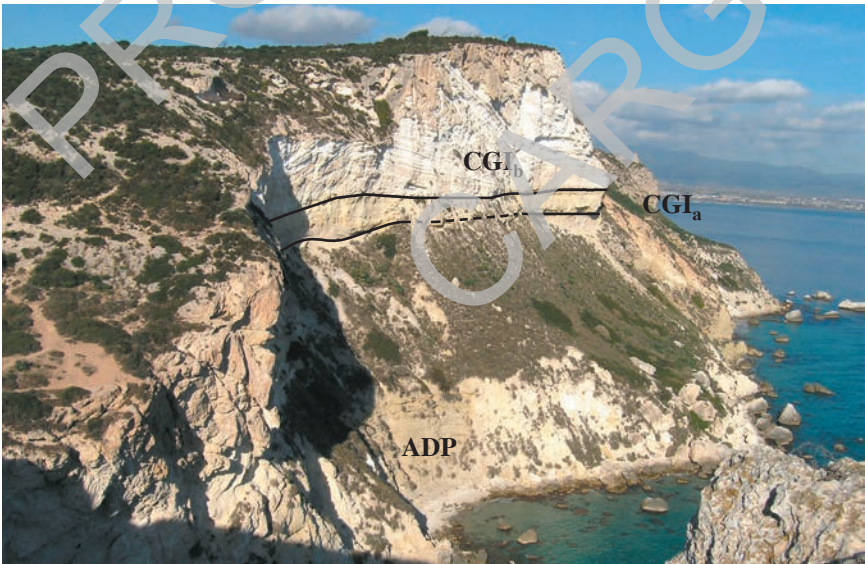


Fig. 30 - Promontorio S. Elia, falesia SE. Panoramica sui contatti stratigrafici tra i depositi del Tramezzario (CGI<sub>b</sub>) al tetto, Pietra Cantone (CGI<sub>a</sub>) al centro e arenarie di Pirri (ADP) alla base.

Tuttavia l'inaccessibilità e/o la ripidità dei fronti consente l'osservazione puntuale solo su alcuni affioramenti. La giacitura è monoclinale inclinata verso SW, localmente in strati dislocati da faglie dirette con rigetti di alcuni metri (fig.31).



Fig. 31 - Promontorio S. Elia. Panoramica sulla sequenza carbonatica del Miocene superiore esposta sulle falesie meridionali del promontorio, dove una faglia diretta disloca i calcari bioclastici del Tramezzario ( $CGI_b$ ), ribassandoli e ponendoli a contatto con le siltiti marnose della Pietra Cantone ( $CGI_a$ ) e le sottostanti arenarie di Pirri (ADP).

Litotipi riferiti alla Pietra Cantone ( $CGI_a$ ) si rinvencono alla base del versante nordoccidentale di M. S. Elia, in corrispondenza di alcune gallerie, scavate dalla PolNato. Circa a quota 40 m slm affiorano calcareniti marnose bianco-giallastre con talli algali (1-2 mm) e frammenti di molluschi, a struttura pseudonodulare, fortemente bioturbate (fig.32a), in giacitura monoclinale N135-120/27-14°SW, di cui localmente è visibile il contatto di letto con le arenarie di Pirri (fig.32b).

Su tutto il versante settentrionale dello stesso rilievo, questi depositi risultano mascherati da abbondante detrito di copertura e suoli colluviali.

Siltiti marnose affiorano alla base del torrione della Sella del Diavolo (fig.33), ove mostrano il contatto di letto sulle arenarie di Pirri (ADP) e quello di tetto con le calcareniti biancastre del sovrastante Tramezzario ( $CGI_b$ ), per uno spessore complessivo sui 4 m.

La giacitura monoclinale della sequenza e la strutturazione tettonica del settore consentono il riaffiorare dei depositi della Pietra Cantone alla base della falesia sudoccidentale della baia di Cala Fighera.

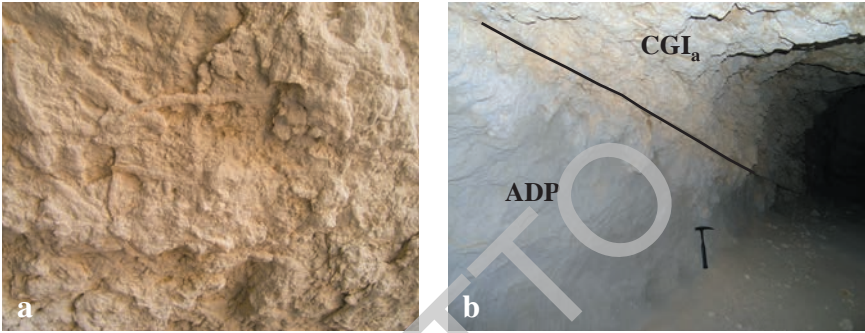


Fig. 32 - M. S. Elia, versante NW - zona Pol'Nato: a) 1<sup>a</sup> galleria: calcareniti marnose giallastre della Pietra Cantone ( $CGI_a$ ) fortemente bioturbate da burrows suborizzontali centimetrici; b) 3<sup>a</sup> galleria: contatto tra le calcareniti giallastre della Pietra Cantone ( $CGI_a$ ) e le sottostanti arenarie di Pirri (ADP) in giacitura monoclinale N142/E24°SW.

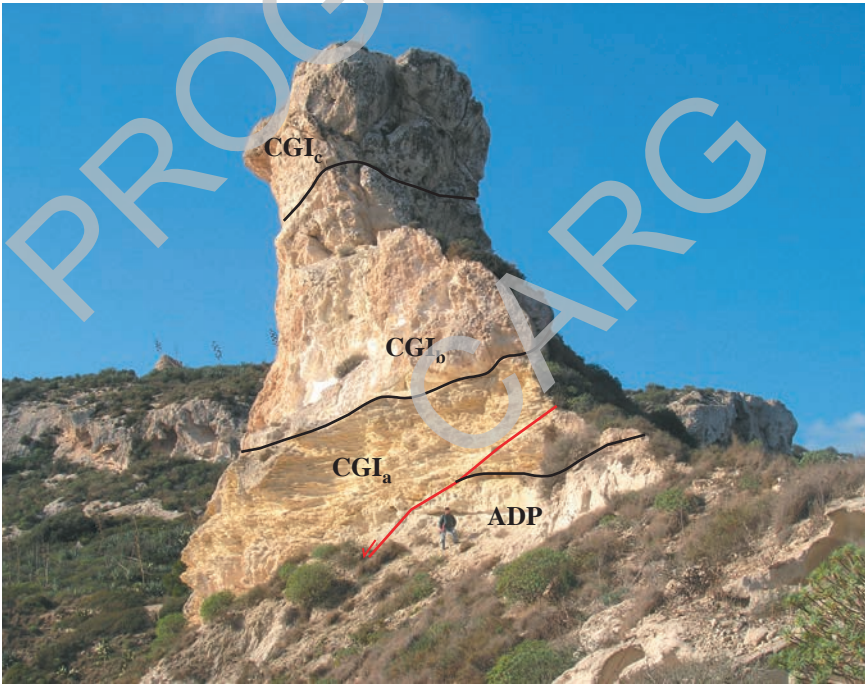


Fig. 33 - Sella del Diavolo. Panoramica sul torrione visto dalla Torre S. Elia, ove è esposta la sequenza dei calcari di Cagliari, Pietra Cantone ( $CGI_a$ ), Tramezzario ( $CGI_b$ ) e Pietra Forte ( $CGI_c$ ), in contatto stratigrafico sulle arenarie di Pirri (ADP).

Tale sequenza, in giacitura N020/25°WNW, viene descritta nel log stratigrafico denominato “Cala Fighera” (v. tav.5 grafico Log CF) nell’intervallo stratigrafico compreso tra 20,70 m e 27 m (fig.34).



Fig. 34 - Cala Fighera. Panoramica sul contatto stratigrafico discordante tra i calcari marnosi giallastri della facies della Pietra Cantone ( $CGI_a$ ), alla base, e le sovrastanti calcareniti biancastre del Tramezzario ( $CGI_b$ ) esposte sulla falesia sud-occidentale della baia.

Si tratta di siltiti marnose giallastre, da grosse a fini, in strati inferiori o uguali al decimetro, contenenti bioturbazioni suborizzontali (*burrows* Ø 1-2 cm, *Thalassinoides*), rari rodoliti (max 1 cm), bivalvi disarticolati (*Mimachlamys varia*) ed echinidi irregolari (max 13 cm) variamente frammentati (fig.35); verso l’alto si osserva un aumento della bioturbazione e sono presenti intercalari lentiformi calcarenitici ricchi in alghe calcaree nodulari. Tali depositi sono esposti alla base della falesia sul lato occidentale della baia, ma l’osservazione puntuale è consentita solo su uno sperone di roccia abraso dal mare in corrispondenza di un solco di battente, raggiungibile con difficoltà calandosi sulla ripida parete.

In loc. Cala Mosca, alla base del Faro S. Elia, la Pietra Cantone è rappresentata da calcari arenaceo-marnosi giallastri intensamente bioturbati da *burrows* suborizzontali di diametro pluricentricimetrico, ben esposti in corrispondenza di una piattaforma di abrasione marina modellata nel Pleistocene superiore (fig.36).



Fig. 35 - Cala Fighera. Siltiti marnose giallastre della Pietra Cantone: a) bioturbazione a *Thalassinoides*; b) echinide irregolare (*Schizaster* sp.).



Fig. 36 - Faro S. Elia. Calamosca: particolare sul contatto tra i calcari marnosi giallastri della Pietra Cantone (CGI<sub>a</sub>), alla base, e le sovrastanti biocalcareni biancastre del Tramezzario (CGI<sub>b</sub>).

Affioramenti discontinui di siltiti e/o calcareniti marnose giallastre sono presenti, inoltre, sui versanti della collina di S. Ignazio, dislocati da faglie con rigetti variabili, di cui è talora visibile il contatto di letto con le arenarie di Pirri (ADP) (cava in prossimità della Stazione Radio Maritele) o di tetto con i calcari bioclastici del Tramezzario (CGI<sub>b</sub>) (versante orientale a monte del Borgo S. Elia).

In tutto il settore del promontorio è osservabile il contatto di tetto della Pietra Cantone (CGI<sub>a</sub>) con il sovrastante Tramezzario (CGI<sub>b</sub>), marcato da un livello carbonatico (10-45 cm) ricco in alghe corallinacee (fig.37) in facies simile alla Pietra Forte, che costituisce un livello guida litostratigrafico di riferimento per tutto l'areale di Cagliari.

Lo spessore della Pietra Cantone viene stimato nella letteratura geologica sui 50 m (CARMIGNANI *et alii*, 2001a *cum bibl.*); tuttavia nei settori del foglio gli spessori massimi riferiti a tale unità litostratigrafica (sezione di Cala Fighera) si attestano sui 6 m.

Per l'ambiente deposizionale, dedotto dalle malacofaune, viene indicata una profondità di circa 60-80 m (LEONE *et alii*, 1992), riferibile al piano Circalitorale.

I Foraminiferi planctonici permettono di attribuire un'età compresa tra il Tortoniano (PECORINI & POMESANO CHERCHI, 1969; CHERCHI, 1974: zona a *Globorotalia menardii*) e il Messiniano inferiore (CHERCHI & TRÉMOLIÈRES, 1984; CHERCHI, 1985b).

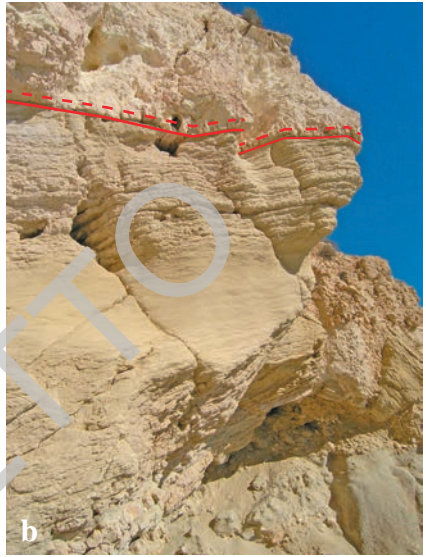


Fig. 37 - Particolare sul contatto stratigrafico tra i calcari arenaceo-marnosi grigio giallastri della Pietra Cantone (CGI<sub>a</sub>) e le sovrastanti calcareniti bioclastiche ad alghe e frammenti di molluschi del Tramezzario (CGI<sub>b</sub>), marcato da un livello di calcare compatto ricco in alghe, in facies simile alla Pietra Forte (CGI<sub>c</sub>), affiorante sul versante a monte del Borgo S. Elia (a), a Cala Fighera (b) e alla base del Faro di S. Elia (c).



Seguendo i concetti della stratigrafia sequenziale, originata dalla stratigrafia sismica negli anni settanta (VAIL *et alii*, 1977; HAQ *et alii*, 1988; VAN WAGONER *et alii*, 1988), i depositi condensati e fortemente bioturbati della Pietra Cantone (CGI<sub>a</sub>), si sarebbero depositi durante la fase di retrogradazione in oscillazione eustatica trasgressiva (*Transgressive System Tract*), il cui massimo trasgressivo, indicato come superficie di massima inondazione (*maximum flooding surface*) al tetto della sequenza, segnerebbe il passaggio ai sovrastanti depositi carbonatici del Tramezzario e della Pietra Forte. Tale superficie rappresenterebbe il cambiamento del modello di impilamento degli strati mostrando l'evoluzione da una sequenza in retrogradazione, di mare più profondo, ad una sequenza in aggradazione progrediente (*early Highstand System Tract*), con episodi di mare meno profondo.

Sulla Pietra Cantone (CGI<sub>a</sub>), tramite una netta superficie erosiva, poggia il Tramezzario (CGI<sub>b</sub>), costituito da calcari fortemente bioclastici, calcari argillosi di colore bianco e aspetto farinoso, talora brecciosi, distribuiti in alternanze, in banchi con spessore variabile, superiore o uguale al metro.

I depositi del Tramezzario risultano quelli maggiormente diffusi in affioramento sulle colline del promontorio di S. Elia; tuttavia gli affioramenti meglio esposti si localizzano in corrispondenza delle falesie a mare del promontorio, con contatti discordanti al tetto dei calcari marnosi della Pietra Cantone (CGI<sub>a</sub>).

A Cala Fighera affiora la sequenza più completa, i cui caratteri litostratigrafici vengono descritti nel Log denominato Cala Fighera (CF) (v. tav.5), nell'intervallo stratigrafico tra 27 e 95 m, per uno spessore sui 60 m, al tetto dei quali non è preservato il contatto con la Pietra Forte, mentre il contatto basale sulla Pietra Cantone è marcato da un livello di calcare ricco in alghe corallinacee (v. fig.37b).

In questo settore, il Tramezzario è caratterizzato da discordanze angolari e breccie intraformazionali osservabili nelle porzioni basale e mediana della sequenza esposta sulle falesie occidentali della baia (fig.38).

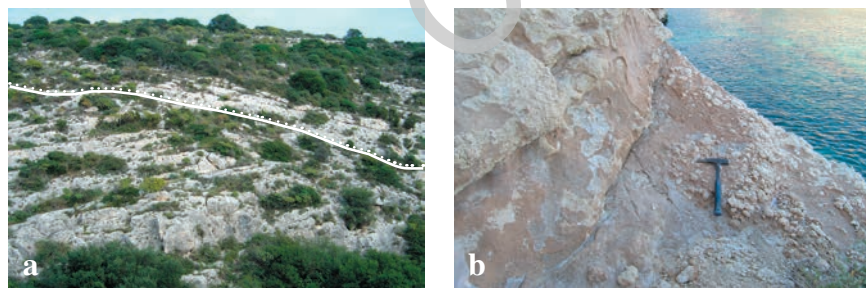


Fig. 38 - Cala Fighera: (a) discordanza intraformazionale sul rilievo retrostante la baia; (b) breccie intraformazionali (buttonhole) esposte in falesia entro le calcareniti del Tramezzario (CGI<sub>b</sub>), (log CF - intervallo 34 m).

La sedimentazione calcarenitica risulta talora interrotta da episodi franosi sottomarini che coinvolgono banchi di siltiti marnose fini giallastre (simili alla Pietra Cantone) e livelli di calcari bianchi con ricca flora algale (simili alla Pietra Forte), o banchi di calcareniti bioclastiche breccioidi che inglobano blocchi di siltiti marnose fini (fig.39).

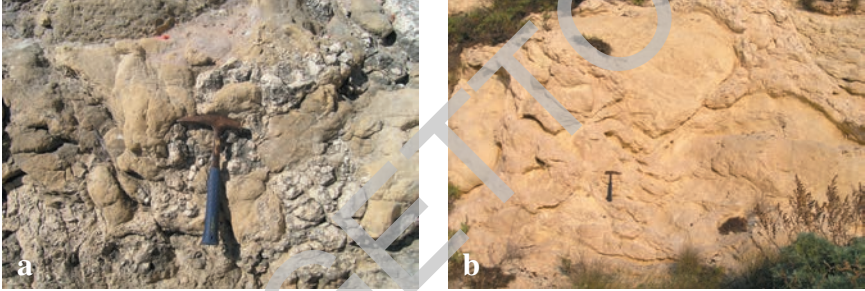


Fig. 39 - (a) Cala Fighera, piattaforma exBatteria Prunas. Calcari bianchi massivi con ricca flora algale (*P. Forte* like) e siltiti marnose fini giallastre (*P. Cantone* like) coinvolti e deformati da episodi franosi entro il Tramezzario ( $CGI_b$ ); (b) Capo S. Elia, blocchi di siltiti marnose inglobati entro calcareniti bioclastiche del Tramezzario ( $CGI_b$ ), deformati e coinvolti in episodi franosi sottomarini.

Questi depositi si caratterizzano per la forte componente bioclastica dove le alghe corallinacee rappresentano i componenti più abbondanti. Malacofaune ad ostreidi (8-12 cm), talora isolate e di dimensioni pluridecimetriche, sono distribuite solitamente in livelli a maggiore componente carbonatica. I pettinidi (*Aequipecten opercularis*, *A. submalvinae*, rari *Gigantopecten latissimus*) si rinvencono con frequenza crescente verso l'alto della sequenza, disarticolati e frammentati, sovente accumulati in sacche canalizzate o in letti (*shell bed*), a cui localmente si associano rari echinidi regolari (*Clypeaster*, *Paracentrotus*) interi o in frammenti, e scarsi bioclasti ittiolitici (placche dentarie e denti di squalo) (fig.40). La giacitura monoclinale dei depositi affioranti mette in evidenza una stratificazione solitamente piano parallela o ondulata con locali superfici di discontinuità sia stratigrafica che tettonica.

Nello stesso settore, nella porzione mediana della sequenza, un banco fortemente bioclastico mostra stratificazione incrociata concava a festoni pluridecimetrici (30-60 cm), dovuta a processi di migrazione di canali e loro successivo riempimento con materiale bioclastico a frammenti di molluschi e noduli algali, che si aggradano per alcuni metri nella sequenza verticale.

Banchi simili con stratificazione incrociata a festoni sono meglio esposti sulle falesie di Capo S. Elia, entro la ex Batteria Prunas della Marina Militare (fig.41).



Fig. 40 - Fossili rinvenuti entro le calcareniti bianco giallastre bioclastiche del Tramezzario (CGI<sub>b</sub>). (a) Cala Fighera: rodoliti di alghe calcaree corallinacee; (b) Capo S. Elia: *Ostrea edulis lamellosa* (15 cm); (c) Faro S. Elia: Shell bed a Pettinidi (*Acquiptecten opercularis*); (d) Capo S. Elia: *Clypeaster*; (e) Capo S. Elia: *Paracentrotus* sp.; (f) Cala Fighera: *Placca dentaria titiolitica* (intervallo 35,80-36,65 m, log CF); (g) Cala Fighera: dente di squalo (*Carcharhinus* sp., intervallo stratigrafico 78,00 m, log CF).



Fig. 41 - Capo S. Elia (exBatteria Prunas). Stratificazione incrociata concava a festoni entro le calcareniti bioclastiche del Tramezzario (CGI<sub>b</sub>).

L'evoluzione della sequenza verso l'alto mantiene un carattere ancora bioclastico; alle calcareniti si intercalano calcari di aspetto biancastro farinoso, in cui si alternano banchi a

contenuto paleontologico più scarso e/o finemente frammentato. In alcuni livelli bioclastici sono stati rinvenuti sparsi clasti centimetrici di calcari nerastri (3 cm), metamorfiti paleozoiche (4 cm) e quarzo (5 cm).

Depositi fortemente brecciati costituiti da clasti e blocchi di calcareniti bioclastiche e siltiti marnose gialline, deformano il Tramezzario nella porzione mediano-sommitale della sequenza esposta sui tagli della strada in prossimità dell'ex stabulario di Capo S. Elia, sul lato orientale della baia di Cala Mosca. Probabilmente tali depositi sono stati coinvolti in un episodio franoso sottomarino.

Osservazioni puntuali della sequenza sono possibili lungo le falesie a mare che bordano il lato meridionale del promontorio di S. Elia, dove localmente sono esposti banchi metrici di calcare bioclastico ad alghe con ricche faune ad *Ostrea edulis lamellosa* (15-20 cm), (fig.42).



Fig. 42 - Promontorio S. Elia, falesia a mare. Calcareniti bioclastiche ad alghe del Tramezzario (CGI<sub>b</sub>) con (a) ricca fauna ad *Ostrea edulis*; (b) meno frequenti echinidi regolari (*Clypeaster*).

Altri affioramenti del Tramezzario sono esposti sul lato occidentale della baia di Cala Mosca, sul versante alla base del Faro S. Elia, dove è visibile l'appoggio sui calcari arenaceo-marnosi bioturbati della Pietra Cantone, marcato da un livello di calcare compatto ricco in alghe, in facies simile alla Pietra Forte (v. fig.37c).

Nello stesso settore, nella porzione mediano-basale della sequenza calcarenitica bioclastica del Tramezzario si intercalano sedimenti fini di mare più profondo, litologicamente simili alla Pietra Cantone (denominati in questo lavoro "Pietra Cantone like").

Tali depositi, rappresentati da calcareniti marnose e marne siltose gialloverdastre fortemente bioturbate, costituiscono un banco di spessore sui 10 m intercalato pochi metri sopra il contatto basale del Tramezzario. Il contenuto paleontologico, oltre all'abbondante bioturbazione, è dato da sparse e deformate faune di echinidi irregolari (*Schizaster*), coralli singoli, livelli a pettinidi (*Amusium cristatum*), a ostreidi (*Ostrea edulis*, *Pycnodonte* sp.?) e a rodoliti (fig.43).



Fig. 43 - Versante meridionale della collina col Faro S. Elia. Intensa bioturbazione a *Thalassinoides* (a) entro le siltiti marnose giallastre del banco "Pietra Cantone like" intercalato nelle calcareniti bioclastiche del Tramezzario (CGI<sub>b</sub>), associata a sparse faune di echinidi irregolari (b, *Schizaster*); coralli singoli, pettinidi (c, *Amusium cristatum*); ostreidi (d, *Ostrea edulis*, *Pycnodonte* sp.?) e rodoliti.

Le calcareniti bioclastiche del Tramezzario esposte sulle falesie del Faro di S. Elia, mostrano una giacitura molto inclinata (N160E/25°NE) con appoggio *downlap* sui sedimenti fini di mare più profondo (“Pietra Cantone like”). In tale sequenza bioclastica clinostratificata, si intercalano livelli decimetrici di calcareniti con ricca associazione monospecifica (*shell bed*) a pettinidi (*Aequipecten opercularis*), (fig.44).

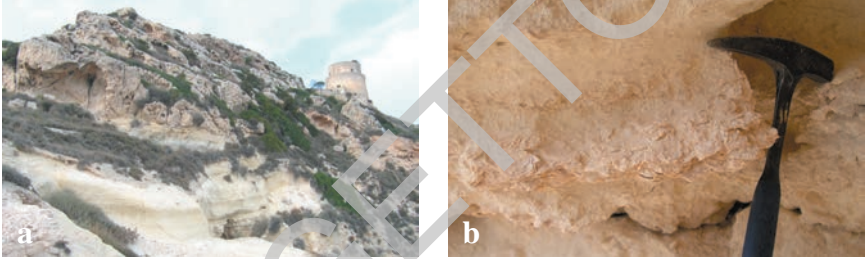


Fig. 44 - Faro S. Elia: a) calcareniti bioclastiche del Tramezzario (CGI<sub>b</sub>), con giacitura N160/25°NE in appoggio *downlap* sul banco di siltiti marnose fortemente bioturbate della “Pietra Cantone like”, contenenti faune ad echinidi e frammenti di molluschi, sormontate da (b) calcareniti bioclastiche con livelli ricchi in bivalvi (pettinidi, ostreidi).

Depositi bioclastici simili, sovente disturbati da tettonica fragile, si rinven- gono tra Torre Perdusemi ed il ristorante Lo Scoglio, esposti sui tagli stradali e sulle falesie a mare. Sui fronti di una cava dismessa di calcari miocenici ubicata poco più ad E, è possibile osservare i depositi bioclastici del Tramezzario deformati da *slumping* (fig.45).



Fig. 45 - Cava ad E di Torre Perdusemi. Slumps metrici deformano le calcareniti finemente alterate del Tramezzario (CGI<sub>b</sub>) esposte sul fronte orientale della cava.

Localmente, entro il Tramezzario, si rinvengono sparse faune a gasteropodi in modelli interni e calchi (*Ficus conditus*), (fig.46).

Affioramenti minori sono esposti in corrispondenza di tagli stradali o in scavi realizzati per la posa di infrastrutture urbane. Risalendo lungo la strada che dal borgo Sant’Elia porta all’ex Batteria militare DICAT, sulla curva dietro una cabina dell’Enel è visibile il contatto stratigrafico tra il Tramezzario bioclastico (CGI<sub>b</sub>) e le sottostanti siltiti marnose gialline della Pietra Cantone (CGI<sub>a</sub>). Il contatto è marcato da un livello di calcare massivo ricco in noduli algali, in facies simile alla Pietra Forte, a cui si associano scarse faune di piccole ostréidi e sparsi radioli di echinidi. Tale contatto è dislocato da una faglia a debole rigetto (c.a. 50 cm) di direzione N164/48°NE (fig.47).

La presenza di livelli carbonatici massivi (calcari a “*Lithothamnium*”), di accumuli bioclastici con deformazioni sinse dimentarie, di sedimenti fini di mare profondo intercalati nelle calcareniti bioclastiche del Tramezzario, unitamente ai caratteri litologici, sedimentologici e paleontologici osservati, mette in evidenza una certa instabilità del bacino di sedimentazione ed un carattere oscillatorio degli ambienti deposizionali, la cui varietà di facies suggerisce una sedimentazione in ambienti da prossimali a distali su pendii più o meno inclinati di rampa carbonatica.

Il brusco cambiamento delle biocenosi indica per il Tramezzario una paleobatimetria non superiore a circa 40 m, che tende progressivamente a diminuire verso l’alto della successione (LEONE *et alii*, 1992); mentre lo studio delle malacofaune osservate in questi depositi (“Tramezzario” *Auct.*, CGI<sub>b</sub>) ha evidenziato associazioni dell’Infralitorale-Circalitorale (Associazione 25 di SPANO & BARCA, 2002).

Le analisi isotopiche eseguite col metodo Sr<sup>86</sup>/Sr<sup>87</sup>, effettuate su conchiglie di depositi simili affioranti nel limitrofo Foglio Cagliari, hanno fornito un’età compresa tra 12.1 Ma (Tuvixeddu) e 11.7 Ma (M. Urpinu), riferibile al Serravaliano superiore?-Tortoniano. CHERCHI (1985b) e LEONE *et alii* (1992) ritengono probabile un’età Messiniana.

Gli spessori del Tramezzario sono molto variabili, da pochi metri fino a circa 60 m, e talvolta questa unità manca del tutto, assenza che potrebbe essere spiegata sia con processi erosivi sia con passaggi eteropici di facies, come quelli osservati tra le calcareniti bioclastiche del Tramezzario (CGI<sub>b</sub>) ed i calcari massivi della Pietra Forte (CGI<sub>c</sub>) affioranti sui rilievi del promontorio di S. Elia.

Seguendo i concetti della stratigrafia sequenziale, la geometria deposizionale di questa porzione di sequenza, data da episodi progradazionali e aggradazionali di facies carbonatiche regressive, con ripetute fasi di stazionamento di mare alto, suggerirebbe di collocare la sedimentazione di questi depositi durante oscillazioni eustatiche regressive progradanti (*Highstand System Tract*).

La successione miocenica “termina” con la deposizione della “Pietra Forte” *Auct.* (CGI<sub>c</sub>), nota in letteratura anche come “Calcare di Bonaria”.



Fig. 46 - Modelli interni (a) e calchi di gasteropodi (b): *Ficus conditus* (3-4 cm), rinvenuti nelle calcareniti bioclastiche del Tramezzario (CGI<sub>1</sub>), affioranti rispettivamente entro il Parco Torpedini, a N di Torre Perdusemmini, e nella cava dietro l'Hotel Calamosca.



Fig. 47 - Borgo S. Elia, strada ex Batteria DICAT. Livello di calcare massivo (a) ad alghe corallinacee (CGI<sub>c</sub>) alla base del Tramezzario, contenenti faune a piccole ostreidi (b) e sparsi radioli di echinidi (c), dislocato da una faglia diretta N164/48°NE (d), che lo ribassa ponendolo a contatto con le sottostanti siltiti marnose della Pietra Cantone (CGI<sub>d</sub>).



Gli affioramenti più rappresentativi si localizzano lungo i versanti settentrionale e orientale della collina di S. Ignazio, e più ad E lungo il versante NW del M. S. Elia, caratterizzando le porzioni sommitali della sequenza carbonatica affiorante sulle colline del promontorio di S. Elia. Si tratta di calcari massivi e calcari bioclastici, di colore bianco, con caratteri da bioermali a biostromali.

L'abbondante contenuto paleontologico è dato da prevalenti talli di alghe corallinacee (“*Lithothamnium*” e “*Lithophyllum*”) e malacofaune a molluschi (*Ostrea e. lamellosa* 8-15 cm, *Lutraria lutraria* 4-7 cm, *Glycymeris glycymeris* 10 cm, *Venus multilamella* 8 cm, rari *Gigantopecten latissimus* 10 cm, *Turritella tricarinata*, *T. cathedralis* 3 cm, *Ficus conditus*, *Conus* sp. 3-5 cm), (fig.48).

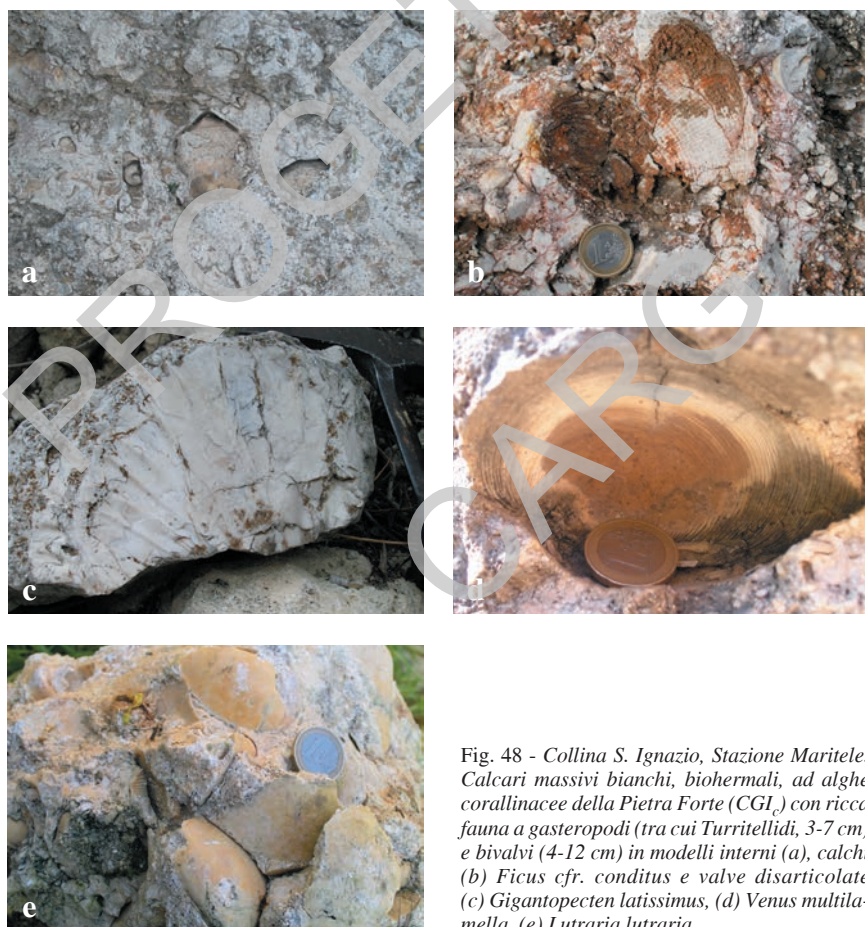


Fig. 48 - Collina S. Ignazio, Stazione Maritele. Calcari massivi bianchi, bioermali, ad alghe corallinacee della Pietra Forte (CGI) con ricca fauna a gasteropodi (tra cui Turritellidi, 3-7 cm) e bivalvi (4-12 cm) in modelli interni (a), calchi (b) *Ficus* cfr. *conditus* e valve disarticolate (c) *Gigantopecten latissimus*, (d) *Venus multilamella*, (e) *Lutraria lutraria*.

Sul M. S. Elia, associate ad alghe e molluschi, si rinvencono rare colonie di coralli in cespi embrionali di dimensioni variabili dal centimetro al decimetro (fig.49).

I calcari massivi caratterizzano le pareti verticali degli scavi della ex DI.CA.T (Difesa Contraerea Territoriale) e della Stazione Radio Maritele della Marina Militare; mentre sul M. S. Elia, ai calcari massivi si intercalano calcari molto alterati e di aspetto farinoso talora pulverulento (decalcificati), in livelli e banchi di spessore decimetrico e metrico.

Detti calcari evolvono lateralmente mostrando un carattere eteropico con le facies bioclastiche tipiche del Tramezzario (CGI<sub>c</sub>), alle quali si intercalano in banchi e livelli con frequenza e spessore decrescente, talora sino ad elidersi, procedendo verso S e SE.



Fig. 49 - M. S. Elia, Campo Atletica. Rari cespi centimetrici di coralli entro i calcari massivi biohermali ad alghe corallinacee della Pietra Forte (CGI<sub>c</sub>).

Nelle sequenze esposte sul M. S. Elia sono localmente evidenti alcune superfici stratigrafiche, talora marcate da livelli breccioidi. Questi ultimi sono riconducibili ad interposti episodi franosi sottomarini sinsedimentari che hanno provocato periodici annegamenti della rampa carbonatica (fig.50).



Fig. 50 - M. S. *Elia versante W*, Campo Atletica. Particolare sulla discontinuità stratigrafica entro i depositi della Pietra Forte (CGI<sub>1</sub>) marcata da livelli breccioidi di probabili episodi franosi sottomarini caratterizzati da contatti basali erosivi localmente canalizzati.

Nei settori esaminati, tali calcari risultano interessati da una tettonica fragile con sviluppo di faglie dirette e coniugate, che dislocano e ribassano i calcari massivi della Pietra Forte (CGI<sub>1</sub>) ponendoli a contatto con le facies bioclastiche del Tramezzario (CGI<sub>2</sub>). Sono localmente evidenti estese zone cataclastiche con diffuse ossidazioni ferrose limonitiche e/o ematitiche, sui cui piani di faglia, esposti in corrispondenza di dismesse attività di cava, sono ancora preservate le breccie di contatto e, localmente, sono registrate le strie di movimento (*slikenside*) delle stesse (fig.51).

I depositi della Pietra Forte, caratterizzati dallo sviluppo di calcari a prevalenti alghe corallinacee associate a molluschi e meno frequenti coralli, si sarebbero originati in acque poco o mediamente profonde, in ambienti favorevoli alla formazione di scogliere algali, sebbene periodicamente soggette ad annegamento, in condizioni di fluttuazione del livello del mare di alta frequenza.

Tale ambiente deposizionale, dedotto dalle macrofaune, viene ricondotto a quello litorale e infralitorale con elevata energia e paleobatimetria inferiore a 30 m (LEONE *et alii*, 1992).



Fig. 51 - Cave a S della Stazione Radio Maritele. Panoramica sulla zona cataclastica (a) della faglia sub verticale orientata NW-SE, che pone a contatto le calcareniti del Tramezzario ( $CGI_b$ ) con i calcari massivi della Pietra Forte ( $CGI_c$ ), con particolari (b) sulla breccia della faglia N165/subverticale, e sullo specchio di faglia con strie (slikenside) subverticali (c) registrate sulle calcareniti bioclastiche del Tramezzario ( $CGI_b$ ).

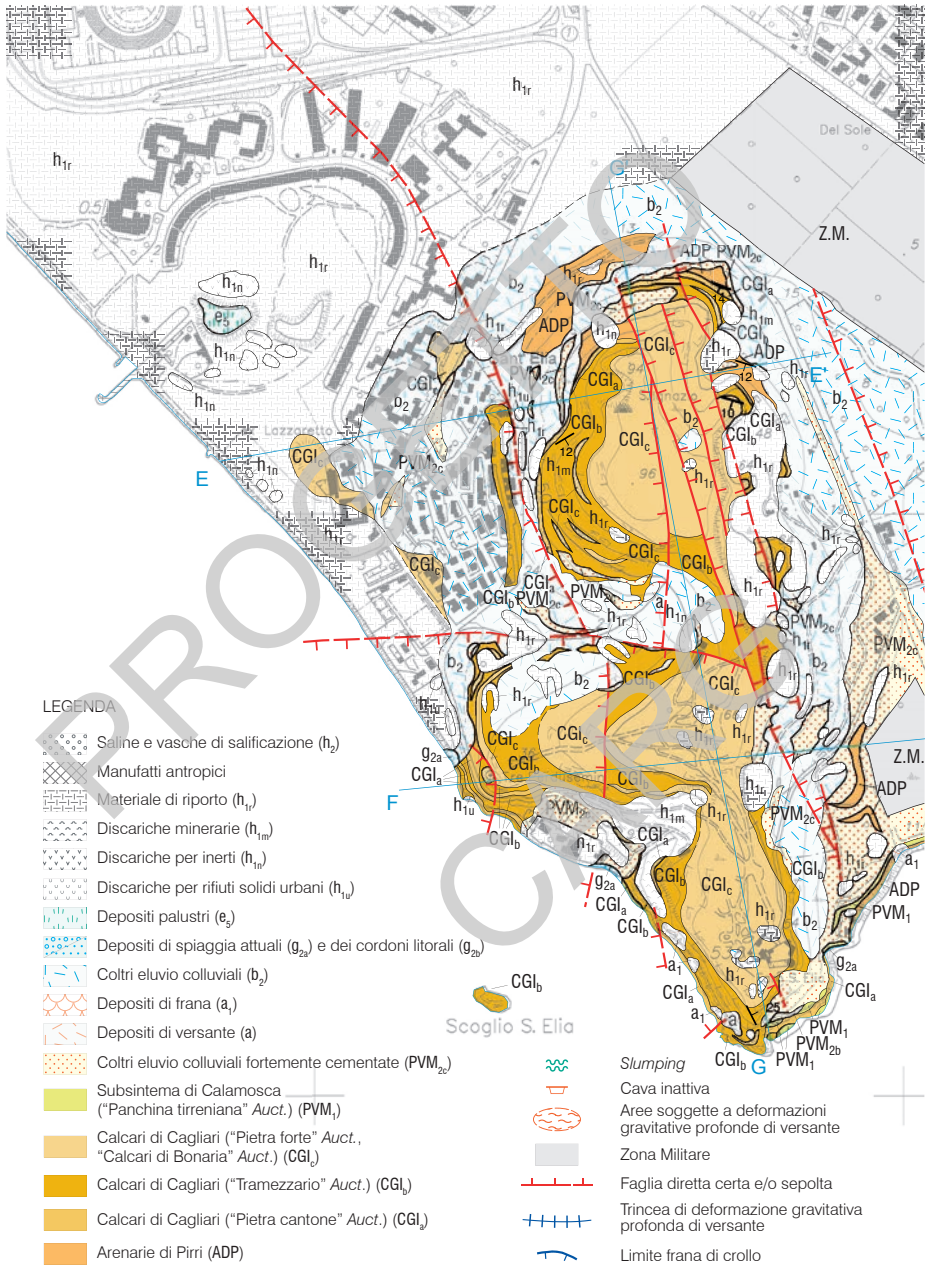
Nel Foglio 566 “Pula”, come già nel limitrofo Foglio 557 “Cagliari”, non si esclude l’interazione della tettonica regionale contemporaneamente alla fase di sedimentazione carbonatica. In tale contesto, l’attività tettonica si sarebbe manifestata con una iniziale fase di *uplift* in preludio alla generalizzata crisi del Messiniano e, particolarmente, in risposta alle fasi iniziali dello sprofondamento del settore immediatamente ad W di tali depositi, culminato poi durante il Pliocene con la formazione del *Graben* del Campidano (CASULA *et alii*, 2001) e con l’apertura del Tirreno ad E dell’Isola. L’instabilità tettonica, probabilmente indotta dalla riattivazione di pre-esistenti linee di debolezza strutturale, sarebbe responsabile dell’iniziale fase di smembramento, e del successivo tiltaggio in vari blocchi, della rampa carbonatica già a partire dal Tortoniano superiore (tavv.6 e 7).

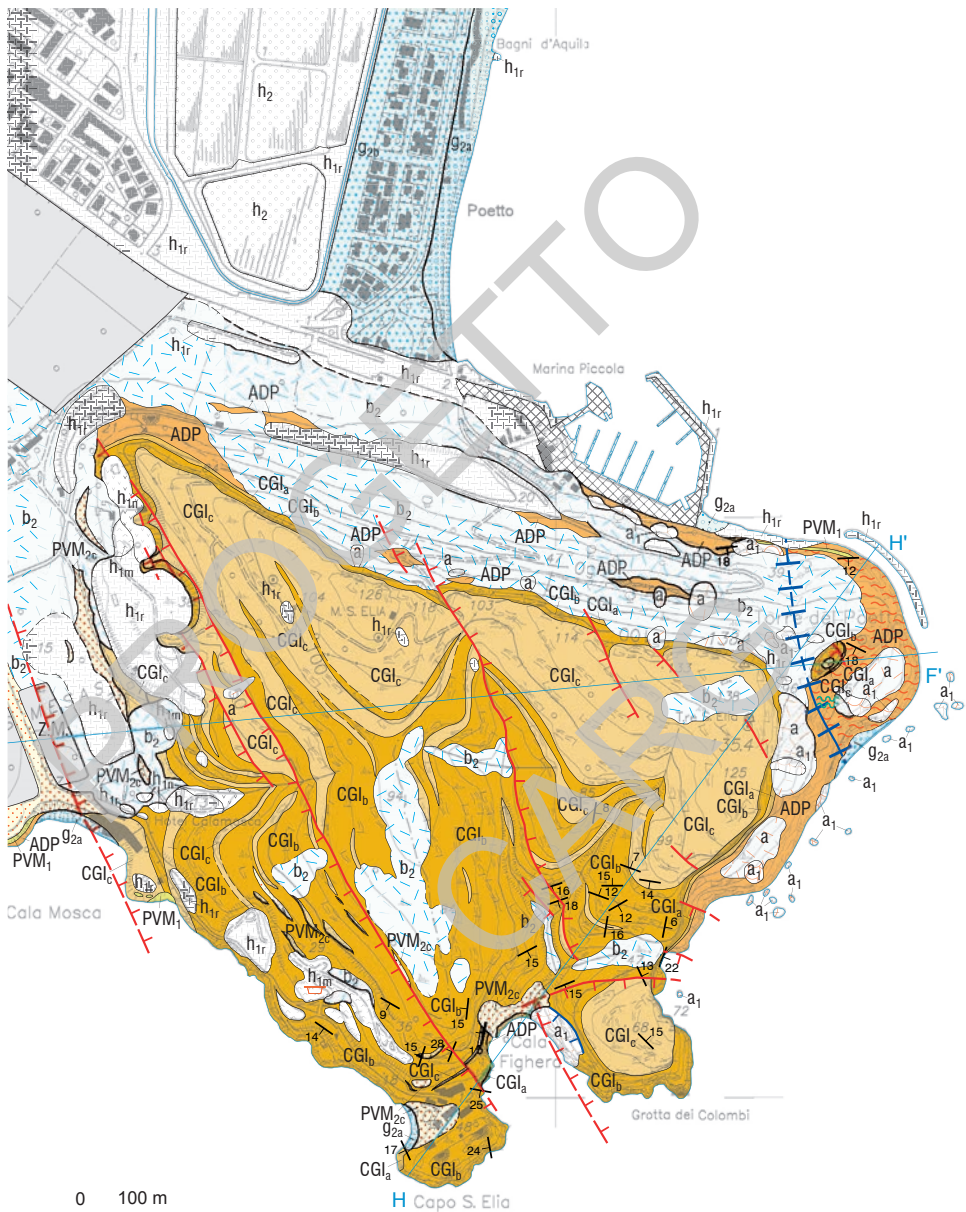
La sedimentazione carbonatica massiva sarebbe stata favorita in corrispondenza del *top* dei blocchi tiltati originando scogliere a prevalenti alghe corallinacee con scarso sviluppo di coralli (*reef platform*), prontamente annegati dall’instabilità del bacino sedimentario, sicuramente caratterizzato da elevata torbidità delle acque. In tale contesto, i depositi bioclastici del Tramezzario rappresenterebbero, in parte, i sedimenti convogliati e deposti lungo i pendii dei blocchi tiltati.

Le caratteristiche sedimentologiche e paleontologiche di tale geometria deposizionale evidenziano un impilamento di facies carbonatiche regressive aggradazionali e progradazionali la cui sedimentazione, seguendo i concetti della Stratigrafia Sequenziale applicata ai depositi clastici (VAIL *et alii*, 1977; HAO *et alii*, 1988; VAN WAGONER *et alii*, 1988) e carbonatici (SARG, 1988; HANDFORD & LOUCKS, 1994), sarebbe avvenuta per oscillazioni eustatiche regressive progradanti durante fasi di stazionamento di mare alto (*Highstand System Tract*), che avrebbero favorito condizioni ideali per una maggiore diffusione e/o accumulo (*highstand shedding?*, SHLAGER, 1992) dei carbonati.

Tali depositi sono riconducibili a facies di piattaforma carbonatica di clima temperato (facies “*foramol*”, LEES & BULLER, 1972; SIMONE & CARANNANTE, 1988; facies “*rhodalgal*”, HAYTON *et alii*, 1995; “*cool water carbonates*”, PEDDLEY & CARANNANTE, 2006). Infatti, gli elementi fisiografici di una piattaforma carbonatica, che sin dagli anni ‘60 definiscono i modelli tropicali (*chlorozoan*), trovano difficoltà di applicazione nei settori investigati, dove tali associazioni, similmente ad altre aree mediterranee (BARBERA *et alii*, 1978; BOSENCE, 1983; 1985; CARANNANTE *et alii*, 1986; 1996; CARANNANTE & SIMONE, 1988; POMAR, 1991; 2001a; 2001b; SIMONE, 2003; BASSI *et alii*, 2004; 2006), colonizzano substrati bioclastici non scheletrici.

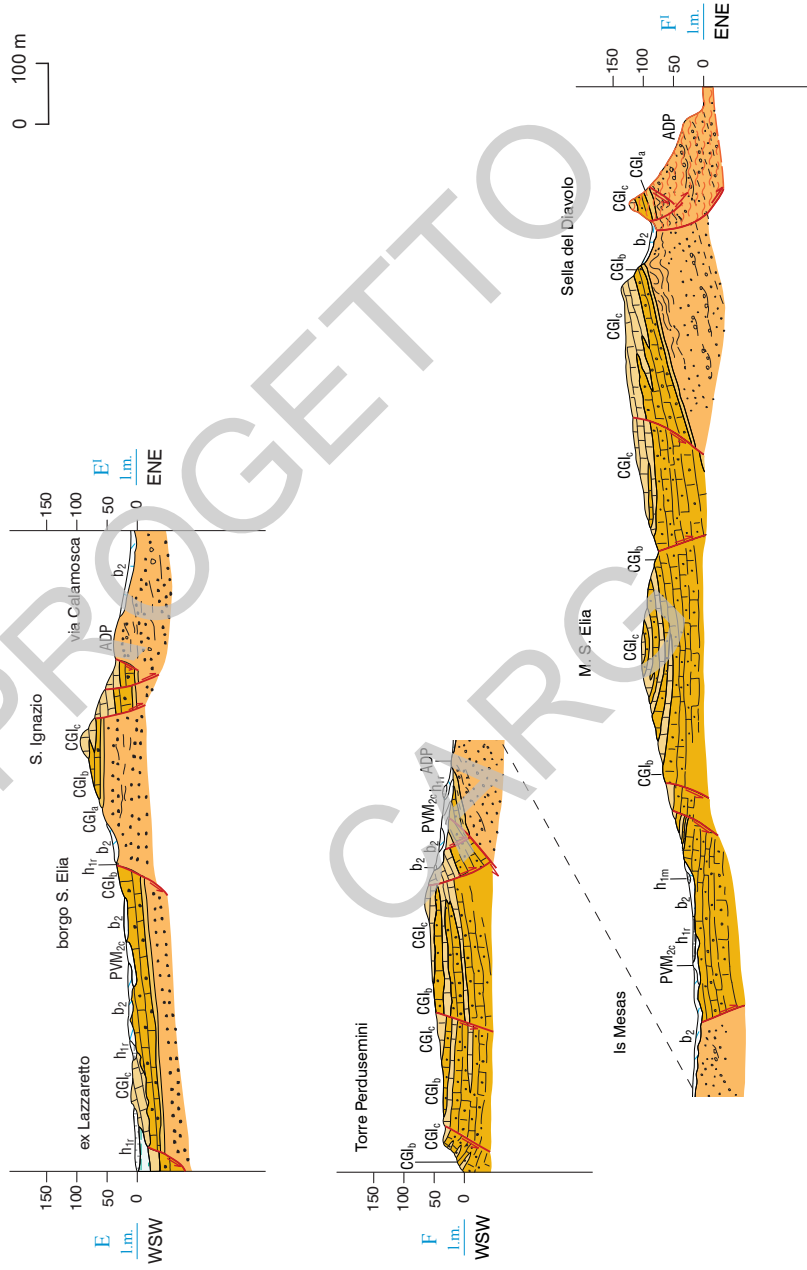
Il modello deposizionale mediterraneo non mostra infatti caratteristiche di vere scogliere, ma è dato da prevalente asporto di materiale bioclastico e clastico in canali che convogliano il detrito in aree più profonde (CARANNANTE *et alii*, 1986; CARANNANTE & SIMONE, 1988; SIMONE & CARANNANTE, 1988; 2006).



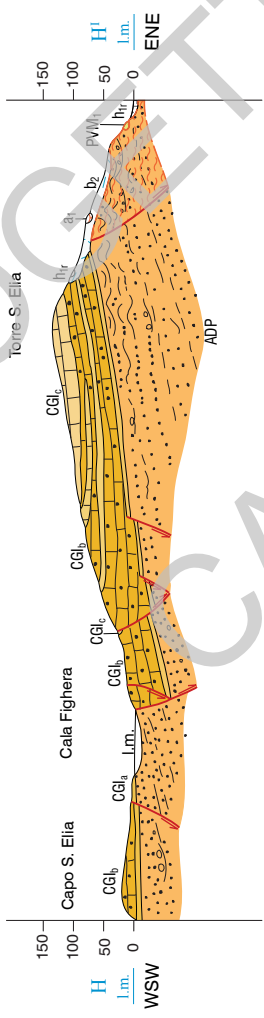
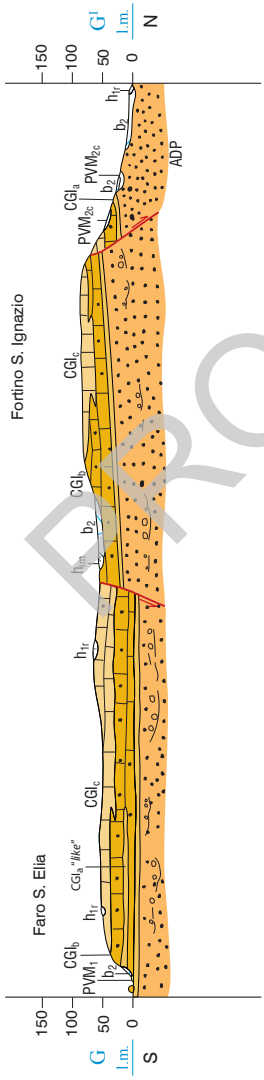


Tav. 6 - Promontorio S. Elia. Carta geologica dei rilevamenti in scala 1:10.000 del Foglio 566 "Pula". Particolare degli affioramenti cartografati e traccia delle sezioni geologiche riportate in tav.7.

Tav. 7 - Località Promontorio S. Elia. Sezioni geologiche. Traccia delle sezioni visibili nella tav.6.







**LEGENDA**

- Saline e vasche di salificazione ( $h_2$ )
- Manufatti antropici ( $h_1$ )
- Materiale di riporto ( $h_{1r}$ )
- Discariche minerali ( $h_{1m}$ )
- Discariche per rifiuti solidi urbani ( $h_{1p}$ )
- Discariche per rifiuti solidi urbani ( $h_{1u}$ )
- Depositi palustri ( $e_3$ )
- Depositi di spiaggia attuali ( $g_m$ ) e dei cordoni litorali ( $g_m$ )
- Coltri eluvio colluviali ( $b_2$ )
- Depositi di frana ( $a_{1a}$ )
- Depositi di versante (a)
- Coltri eluvio colluviali fortemente cementate ( $PVM_{2c}$ )
- Subsistema di Calamosca ("Panchina tirreniana" Auct.) ( $PVM_1$ )
- Calcarei di Cagliari ("Pietra forte" Auct., "Calcarei di Bonivara" Auct.) (CGl)
- Calcarei di Cagliari ("Tramezzario" Auct.) (CGl)
- Calcarei di Cagliari ("Pietra cantone" Auct.) (CGl)
- Arenarie di Pirri (ADP)

Aree soggette a deformazioni gravitative profonde di versante



Faglia diretta certa e/o sepolta



Gli ambienti deposizionali temperati aperti sono caratterizzati da una relativamente bassa aggradazione con una forte tendenza alla progradazione. Episodi di maggiore risedimentazione bioclastica, periodici e/o intermittenti, sono stati messi in relazione con fasi terminali di *highstand* e/o fasi regressive del livello del mare (SIMONE & CARANNANTE, 2006).

Gli spessori massimi della Pietra Forte affioranti nel Foglio, circa 40-50 m, sono stati osservati sui fronti di scavo di alcune cave dismesse, riutilizzate per scopi militari (Maritele, ex D.I.C.A.T.).

Le analisi isotopiche  $\text{Sr}^{86}/\text{Sr}^{87}$  (BROECKER & PENG, 1982; HODELL *et alii*, 1991; McARTHUR, 1994; 1997), già condotte durante la realizzazione del limitrofo Foglio Cagliari, hanno fornito per questi depositi età comprese tra 12.3 Ma (promontorio S. Elia) e 10.1 Ma (M. Claro), riferibili al Tortoniano. Tuttavia, l'età della "Pietra Forte" *Auct.*, è riferibile più probabilmente al Messiniano, sia sulla base della posizione stratigrafica e delle faune presenti, sia per affinità con formazioni analoghe affioranti nel Golfo di Oristano, (CHERCHI, 1985b; LEONE *et alii*, 1992; CASULA *et alii*, 2001; CORNÉE *et alii*, 2008) e in altri settori del Mediterraneo (ESTEBAN, 1979; ESTEBAN & GINER, 1980).

La prosecuzione in ambiente sommerso dei calcari di Cagliari da luogo a diversi tipi di fondo roccioso alla base delle falesie del promontorio di S. Elia.

Lo spessore massimo complessivo della sequenza carbonatica affiorante è di 85 m circa.

Tortoniano-Messiniano

#### 4. - DEPOSITI QUATERNARI DELL'AREA CONTINENTALE

La descrizione dei depositi quaternari del Foglio Pula è stata operata inquadrando le unità lito-, morfo- e pedo-stratigrafiche riconosciute in unità *UBSU* (*Unconformity Bounded Stratigraphic Units*), AA.VV., 1983, come proposto dal Servizio Geologico d'Italia. Queste note tengono in considerazione anche le osservazioni fatte nei limitrofi Fogli 557 "Cagliari" e 565 "Capoterra".

Nel Foglio 566 "Pula sono" state individuate due principali unità deposizionali, una riferita al Pleistocene superiore l'altra all'Olocene, separate da una importante superficie di erosione che corrisponde ad un periodo di incisione e di terrazzamento. Riguardo la posizione cronologica della discordanza non si hanno dati per una collocazione precisa di questo evento, ma in analogia con quanto noto nella Penisola italiana (CALDERONI *et alii*, 1991; COLTORTI & DRAMIS, 1995; GIRAUDI & FREZZOTTI, 1997) ed in altri settori del Mediterraneo (ROSE *et alii*, 1999; HUGHEN *et alii*, 2000; MAKLIN *et alii*, 2002; BRIDGLAND & WESTAWAY, 2008) esso viene posto alla transizione Pleistocene superiore - Olocene.

Sono state poi osservate le relazioni stratigrafiche tra i depositi continentali e quelli costieri. In genere, i depositi del sintema più antico sono sempre incisi da una scarpata che è stata modellata sia da processi di erosione fluviale che di erosione costiera e corrisponde ad una antica linea di riva olocenica. Seguendo gli indirizzi del Servizio Geologico Nazionale, sono state anche rappresentate le caratteristiche di facies dei depositi, così da offrire un quadro paleogeografico articolato e completo nell'ambito delle diverse unità. Questa *UBSU* è rappresentata principalmente da depositi alluvionali pedogenizzati e terrazzati, che passano lateralmente a depositi di conoide alluvionale e depositi detritici di versante.

Il sintema più recente è più complesso e articolato e corrisponde ai depositi accumulati durante l'Olocene i quali sono stati compresi in una grande unità che è stata a sua volta suddivisa in sottounità corrispondenti sia ai vari ambienti deposizionali che al grado di attività dei processi (depositi di conoide alluvionale, di pianura alluvionale, degli alvei attuali, *etc.*). In questa unità sono, inoltre, compresi i depositi di origine antropica.

#### 4.1. - DEPOSITI PLEISTOCENICI

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

Questo Sintema è costituito da sedimenti marini e continentali depositi dopo la fine della penultima fase fredda pleistocenica (stadio 6 dei *record* oceanici e glaciali, DANSGAARD *et alii*, 1993; AA.VV., 2004a; LOWE *et alii*, 2008; RASMUSSEN *et alii*, 2006). Il Sintema è dunque delimitato verso il basso dalla superficie di trasgressione tirreniana che nella località-tipo di Cala Mosca, dove affiorano depositi litorali, corrisponde alla superficie di abrasione marina alla base del deposito (BARCA *et alii*, 2005).

Il sintema di Portovesme è composto da due subsintemi: il subsintema di Portoscuso ( $PVM_2$ ) costituito da depositi alluvionali e detritici continentali e il subsintema di Calamosca ( $PVM_1$ ) rappresentato da sedimenti marini. In genere tra queste due unità esiste una relazione di discordanza angolare di ordine inferiore o di paraconformità. Nel Foglio affiorano entrambi: i primi si localizzano in prevalenza lungo la fascia pedemontana occidentale, mentre i secondi caratterizzano limitati affioramenti lungo la zona costiera del Golfo di Cagliari.

L'affioramento più importante è sicuramente quello della baia di Cala Mosca: esso rappresenta la località tipo descritta da ISSEL (1914) che, studiando la fauna quaternaria, vi riconosce lo "strato a *Strombus*" e istituisce il "piano Tirreniano" tra l'Olocene ed il Siciliano, attualmente compreso nel Tarantiano, secondo la più recente designazione non formalizzata della *IUGS* 2011.

Affioramenti più estesi del subsistema PVM<sub>1</sub> sono stati descritti poco più a S del Foglio, tra la Rada di Sant'Efisio presso Nora e nella vicina penisola di Fradis Minoris (ULZEGA *et alii*, 1980; ULZEGA & HEARTY, 1986; KINDLER *et alii*, 1997).

#### 4.1.1.1. - Subsistema di Calamosca (PVM<sub>1</sub>)

Questa unità affiora nel Golfo di Cagliari, dove caratterizza le coste del promontorio di S. Elia (Cala Mosca, Marina Piccola), nella parte nord-orientale del Foglio, e brevi affioramenti lungo la costa occidentale (Perd'e Sali), fino ai più estesi depositi della baia di Nora, sita a sud, poco fuori dai limiti del Foglio.

La baia di Cala Mosca rappresenta la località tipo del Tirreniano istituita da ISSEL (1914), la cui successione clastica è stata già descritta da ULZEGA *et alii* (1980), da CARBONI & LECCA (1985) e più recentemente nel limitrofo Foglio Cagliari dove è stata riportata una sezione stratigrafica schematica (BARCA *et alii*, 2005).

Nella parte più occidentale della baia di Cala Mosca, la sequenza marina del Tirreniano (panchina tirreniana, *Auct.*) poggia su una piattaforma di abrasione marina posta a circa 2 m s.l.m. (fig.52). È rappresentata da conglomerati di piede di falesia e di spiaggia a ciottoli eterometrici, variamente elaborati, di rocce del Miocene superiore (ADP, CGI<sub>a</sub>, CGI<sub>b</sub>, CGI<sub>c</sub>), e subordinati quarzo, porfidi riolitici e rocce metamorfiche paleozoiche, in matrice arenacea talora fortemente coesa o cementata, di spessore compreso tra 40 e 80 cm.



Fig. 52 - Località Cala Mosca: piattaforma di abrasione marina modellata durante la massima risalita eustatica del Pleistocene superiore, impostata su un substrato di calcari marnosi miocenici della Pietra Cantone (CGI<sub>a</sub>).

Sul bordo meridionale della cala, tali depositi si rinvennero anche nella parte atriale di una grotta in larga parte occlusa dove, nei pressi della base, sigillano fori di litodomi, che si estendono sino a 3,85 m s.l.m. (v. tav.3m in BARCA *et alii*, 2005). Nella parte alta del riempimento i fori di litodomi sono sigillati da depositi detritici ed eolico-colluviali. Fori di litodomi che si sviluppano anche per alcuni metri al di sopra dei depositi costieri sono già stati segnalati nel Golfo di Orosei (CAROBENE & PASINI, 1982).

Poco più ad E, sul lungomare della stessa baia affiora una sequenza di arenarie di spiaggia a stratificazione incrociata planare o incrociata bi-direzionale a basso angolo, intercalate e sormontate da ghiaie costituite prevalentemente da calcari miocenici (fig.53), contenenti sparse valve disarticolate di *Venus multilamella*. In questo settore i depositi raggiungono i 2 m di spessore.

Fig. 53 - Lungomare di Cala Mosca. Arenarie a stratificazione incrociata bi-direzionale, indicativa che accanto a depositi di spiaggia emersa e intertidale, localmente durante le tempeste venivano depositati sedimenti di wash-over, di processi di tipo tidale, con intercalati livelli conglomeratici grossolani a ciottoli di calcari miocenici e faune a molluschi del Pleistocene superiore (PVM<sub>1</sub>, Tirreniano, stage 5e).



Il contenuto malacologico di tutti questi depositi è abbondante ed è stato raccolto sin dall'inizio secolo da Lovisato, rivisitato successivamente da SPANO (1980). Sono stati rinvenuti, sebbene in quantità limitata, esemplari di *Persistrombus latus* Gmelin, 1791 (= *ex Strombus bubonius* Lamarck, 1922), mentre tra gli esemplari meglio conservati si segnalano abbondanti gusci di *Astrea rugosa*, *Conus* sp., *Glycymeris glycymeris*, *Arca noae* e meno frequenti *Euthria cornea*, *Gibbula varia*, *Patella aspera*, *Spondilus gaederopus*, *Cardium edule*, *Conus ventricosus*, *C. mercati*, *Cantharus viverratus*, *Gourmya* sp., *Solen* cfr. *marginatus*, *Semicassis* cf. *undulata*, *Murex trunculus*, *Laevicardium* sp., *Aphorrais pespelecani*, *Mytilus edule*, nonchè frammenti di *Cladocora caespitosa*, etc. (fig.54).

I vari studi effettuati sulle malacofaune sopra citate (ISSEL, 1914; FONTANA ZANCO, 1933; COMASCHI CARIA & PASTORE, 1959) hanno evidenziato la presenza di numerosi fossili riconducibili al piano batimetrico infralitorale (SPANO, 1980).

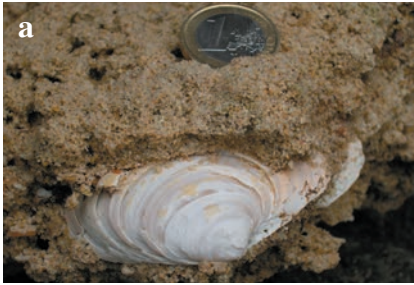


Fig. 54 - Località Cala Mosca. Fossili rinvenuti entro i depositi del Pleistocene superiore in facies marina (Tirreniano-stage 5e-PVM<sub>1</sub>, "Locus typicus"): a) *Venus multilamella*; b) *Astrea rugosa*; c) *Conus cf. mercati*; d) *Arca noae*; e) *Euthria cornea*; f) *Murex trunculus*; g) *Cladocora caespitosa*; h) *Cantharus viverratus*; i) *Aphorrais pespelecani*; l) *Spondilus gaederopus*; m) *Semicassis undulata*; n) *Laevicardium* sp.; o) *Persististrombus latus*.



Sempre nel settore di Cala Mosca, depositi grossolani di spiaggia si rinvennero sino a 5 m di altezza (fig.55), preservati sotto abbondanti coltri colluviali (PVM<sub>2c</sub>), all'interno dei quali sono stati osservati gusci di gasteropodi polmonati.

Depositi arenacei di spiaggia tirreniana si rinvennero inoltre presso le terrazze a mare dell'Hotel Calamosca, sul lato orientale della baia omonima, dove giacciono in discordanza sui calcari massivi della Pietra Forte, in affioramenti di spessore tra i 10 e i 50 cm, fortemente erosi e con molluschi mal conservati.

Depositi simili sono noti anche in località Marina Piccola (ULZEGA & OZER, 1982; ULZEGA *et alii*, 1980). Si tratta di arenarie conglomeratiche fortemente bioclastiche con frammenti di molluschi (*Arca node*, *Mytilus edule*, *Conus* sp.), in livelli fortemente cementati di spessore massimo sui 50 cm, preservate in limitati affioramenti e poggianti in discordanza sulla superficie di abrasione marina modellata sulle arenarie di Pirri (ADP). Essi testimoniano che la falesia attuale oggi interessata da erosione costiera in atto e soggetta ad arretramento (fig.56) riassume la falesia tirreniana come in larga parte del promontorio.

A Marina Piccola, i depositi di spiaggia tirreniana affioranti solitamente a ca. 1-2 m slm., raggiungono progressivamente la quota di circa 6-7 m all'estremità del promontorio di S. Elia.

Procedendo verso S, lungo la costa occidentale del Golfo di Cagliari, affioramenti del Pleistocene superiore marino si rinvennero a N di P.ta Perd'e Sali, in prossimità del depuratore, poggianti in discordanza sul substrato costituito da rocce vulcaniche andesitiche (MAB).

Si tratta di conglomerati a blocchi e ciottoli andesitici, sormontati da arenarie grigie, medio-grosse, a struttura piano parallela e incrociata a basso angolo, con contatti basali erosivi, alternati a microconglomerati andesitici (0,5-2mm), con quarzo, feldspato-K e metamorfiti paleozoiche in matrice arenacea medio-grossa ben classata e fortemente cementata.



Fig. 55 - Località Cala Mosca. Depositi conglomeratici con fauna del Pleistocene superiore in facies marina (PVM<sub>1</sub>, Tirreniano-stage 5e), ricoperti da depositi colluviali, posti a circa 5 m s.l.m.

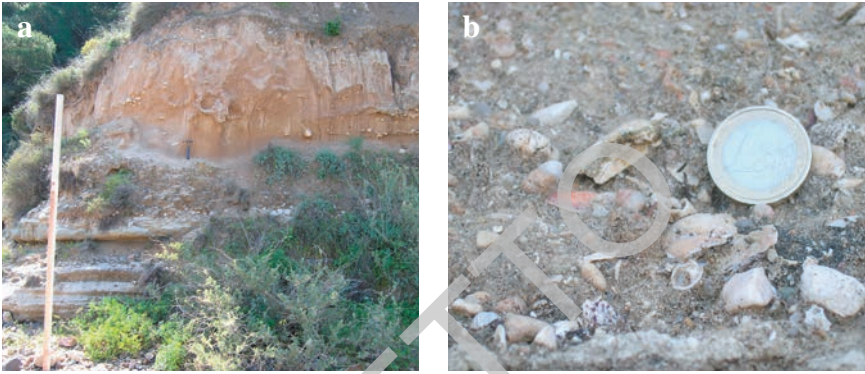


Fig. 56 - Località Marina Piccola. Panoramica (a) e particolare (b) dei depositi arenaceo-conglomeratici del Pleistocene superiore marino (Tirreniano, stage 5e;  $PVM_1$ ) poggianti sulle arenarie di Pirri (ADP) e sormontati dai depositi colici e detritico-colluviali pleistocenici ( $PVM_2$ ).

In questo settore lo spessore è di 0,50-1 m. Il contenuto paleontologico è dato da alghe nodulari e da scarsi e mal conservati molluschi, solitamente frammentati (*Cardium*, *Glycymeris*, *Conus testudinarius*?) (fig.57).

Sempre lungo la costa occidentale, lembi limitati di depositi simili, non cartografabili, si rinvengono alla base delle falesie in prossimità di Punta Zavorra. Si tratta di affioramenti conglomeratici, a ciottoli di prevalenti vulcaniti oligo-mioceniche (MAB), in matrice arenacea a cemento carbonatico, di colore ocraceo, con scarsi frammenti fossili.



Fig. 57 - Località Perd'e Sali, ripa costiera a valle del depuratore. Panoramica (a) e particolare (b) dei depositi conglomeratici ed arenacei con fossili del Pleistocene superiore marino ( $PVM_1$ , stage 5e), poggianti su vulcaniti andesitiche oligo-mioceniche (MAB).



Ottime esposizioni del Pleistocene marino si hanno invece più a S, poco fuori dai limiti del Foglio 566 “Pula”, nella baia di Nora.

Lungo il litorale della Rada di Sant’Efisio, tra le località Su Guventeddu e Sa Guardiania, alla base di depositi colluviali e alluvionali, si rilevano sequenze di spessore variabile tra pochi decimetri e circa 2 m, date da conglomerati a blocchi e ciottoli di vulcaniti oligo-mioceniche (MAB), microconglomerati e arenarie di spiaggia da grossolane a medio-fini con caratteristica stratificazione incrociata (bidirezionale, fig.58), da scarsamente a mediamente bioclastici, per fossili solitamente disarticolati o in frammenti.

Fig. 58 - Località Nora, Sa Guardiania. Stratificazione incrociata bi-direzionale a spina di pesce (herringbones), indicativa di processi di tipo tidale, nei depositi arenacei marini alla base della sequenza del Pleistocene superiore affiorante lungo la costa (Tirreniano, stage 5e). Al tetto conglomerati di spiaggia fossiliferi.



Tale sequenza è ben visibile lungo le ripe costiere di “Sa Guardiania”, in corrispondenza di antichi scavi di epoca romana, soggetti a forte erosione costiera.

Ottimi affioramenti si rinvencono più a S, lungo il cordone litorale di Fradis Minoris (di recente unito alla terraferma tramite un cordone di materiali di riporto a blocchi granitici), che separa la Peschiera di Nora (“Su Stangioni di Sant’Efisio”) dal mare, la cui osservazione è resa agevole sulle scarpate di erosione costiera che hanno interessato i depositi conglomeratici e sui tagli di antichi scavi di epoca romana. Tali depositi sono interessati alla base da un ampio solco di erosione che ha generato fenomeni di crollo per erosione costiera (fig.59).

La sequenza di Fradis Minoris, ben nota in letteratura (ULZEGA & OZER, 1982; ULZEGA *et alii*, 1980; ULZEGA & HEARTY, 1986; KINDLER *et alii*, 1997), è data da depositi arenacei a stratificazione incrociata, intercalati e sormontati da conglomerati, entrambi fortemente cementati da carbonati, preservati in sequenze di spessore variabile tra 1,5 e 2 m, fino ai 3 m nel settore più occidentale della penisola omonima.



Fig. 59 - Località Nora, penisola Fradis Minoris. Panoramica (a) sui depositi marini di spiaggia del Pleistocene superiore (Tirreniano, MIS 5e), in parte interessati da frane di crollo lungo il litorale, e particolare (b) del sottostante solco erosivo, rilevato di circa 1 metro s.l.m. attuale.

In quest'ultimo settore i depositi di spiaggia sovrastano sabbie limose pedogenizzate (fig.60) contenenti scarse faune a molluschi, che datate col metodo  $^{14}\text{C}$  hanno fornito un'età di 5885- 5860 anni *BC* (ovvero 7.855-7.830 *BP*).

Età oloceniche col metodo del  $^{14}\text{C}$  sono state riportate anche per livelli a molluschi e frustoli carboniosi rinvenuti in scavo poco più a N, nel Foglio 557 "Cagliari" al di sotto di depositi attribuiti classicamente al Tirreniano (BARCA *et alii*, 2005; COLTORTI *et alii*, 2010) che contrastano con i risultati ottenuti con il metodo dell'OSL (THIEL *et alii*, 2010). È tuttora aperta una accesa discussione scientifica sulla corretta attribuzione di questi depositi.

A Nora, il contenuto fossilifero, abbondante, è rappresentato da rodoliti e da una ricca associazione di malacofaune a molluschi più o meno ben conservati.

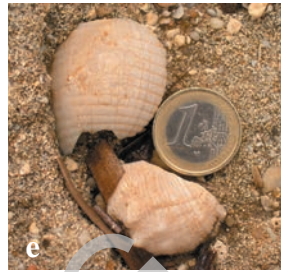
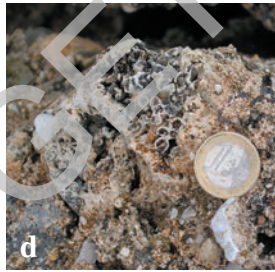


Fig. 60 - Laguna di Nora, Fradis Minoris. Sequenza mostrante un deposito di sabbie limose pedogenizzate con scarse faune a Molluschi, sormontate da un banco conglomeratico-arenaceo fortemente cementato e riccamente fossilifero in faune e flore riferite al Pleistocene superiore.

Durante il lavoro di rilevamento sono stati rinvenuti rari esemplari di *Conus textudinarius*, *Strombus cf. coronatus* (stadio giovanile?) e *Patella ferruginea*, associati a cespi di *Cladocora caespitosa* e più frequenti *Conus ventricosus*, *Cantharus viverratus*, *Semicassis*, *Spondilus gaederopus*, *Cerithium vulgatum*, *Cardium edule*, *Columbella rustica*, *Venus verrucosa*, *V. multilamella*, *Mysia undata*, *Ostrea*, *Maetra sp.*, *Tellina*, *Mytilus cfr. edule*, *Astrea rugosa*, *Glycymeris glycymeris*, etc. (tav.8).

Il sito di Fradis Minoris è attualmente protetto, inserito entro una riserva lagunare (CEAS, Centro di Educazione Ambientale e alla Sostenibilità “Laguna di Nora”) ove nidifica il “Gabbiano corso”, con acquario e centro di cura e reinserimento di cetacei e tartarughe che, tra gli altri, ospita un bellissimo esemplare di *Careta-careta*.

La limitrofa penisola col Capo di Pula ospita l’insediamento costiero dell’antica città di Nora, zona archeologica di età fenicio-punica, poi romana, di cui rimangono testimonianze nei rinomati mosaici delle terme e del piccolo anfiteatro (fig.61 e tav.9).





Tav. 8 - Località Nora, penisola Fradis Minoris. Rodoliti (a) e ricca associazione di malacofaune a molluschi, tra cui *Conus textudinarius* (b); *Patella ferruginea* (c); *Cladocora caespitosa* (d), *Semicassis* sp. (in alto) e *Cantharus viverratus* (e); *Spondilus gaederopus* (f); *Venus verrucosa* (g); *Cerithium vulgatum* (Gourmya?) (h); *Cardium edule* (i); *Columbella rustica* (l); *Venus multilamella* (m); *Mysis undata* (n); *Conus ventricosus*, *Ostrea* sp. (o); *Maetra* sp. (p); *Tellina* (q); *Mytilus edule* (r); *Conus textudinarius* e *Strombus* cf. *coronatus* (s), rinvenuta entro i depositi arenaceo-conglomeratici di spiaggia del Pleistocene superiore (PVM<sub>1</sub>, Tirreniano MIS 5e).



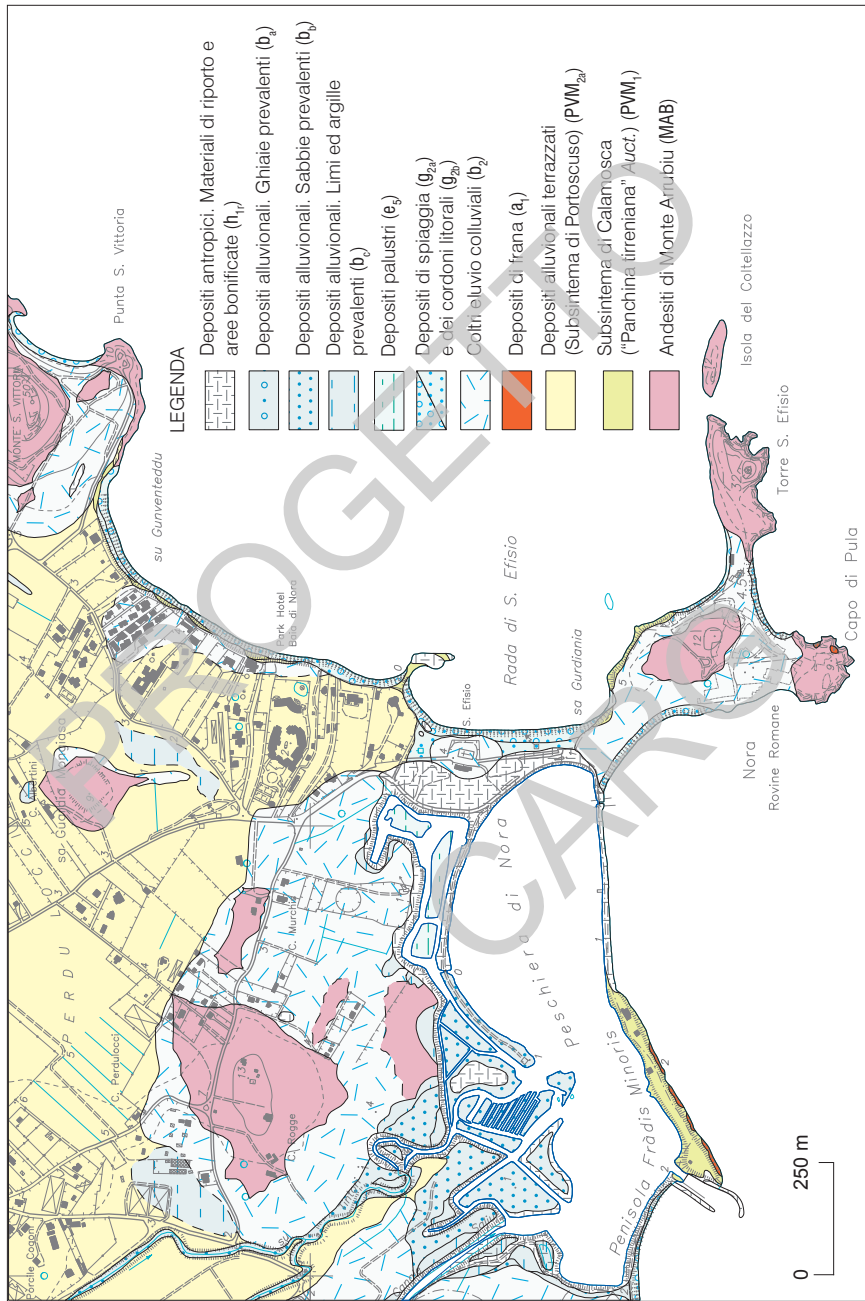


Fig. 61 - Località Nora. Particolari (a) delle rovine dell'anfiteatro romano e (b) dei mosaici della casa dell'atrio tetrastilo.

Sparsi blocchi rimaneggiati di arenarie conglomeratiche fossilifere si rinvengono a NE (Cuccuru Ibba) e in prossimità del depuratore del C.A.S.I.C., questi ultimi in accumuli ai bordi di uno scavo, frammisti ad abbondante materiale di riporto. Depositi conglomeratici simili, contenenti molluschi di ambiente marino litorale (*Anadara diluvi*, *Mimachlamys* sp., *Solen* cf. *marginatus*, etc.) sono accumulati da attività antropica a 7 m di quota sulla collina in località Is Pixinas. Tali depositi, *incertae sedis* e non cartografabili, vengono dubitativamente riferiti al Pleistocene superiore (PVM<sub>1</sub>?).

Questo subsistema è presente anche in ambiente sommerso costiero (-1 ÷ -6 m) in varie località del Foglio (Porto di Cagliari, Marina Piccola, Cala Mosca, Punta Zavorra, Perd'e Sali, Porto Columbu, P.ta Furcadizzo).

In genere si tratta di arenarie di spiaggia, talvolta conglomeratiche, quarzo-solitiche variamente bioclastiche (fig.62), in banchi debolmente inclinati verso il mare, caratterizzate da grossolane laminazioni inclinate piano-parallele o incrociate a basso angolo di ambiente di spiaggia sommersa. Gli affioramenti sono interessati da fratture longitudinali, parallele alla costa e trasversali che consentono l'isolamento e la rotazione dei blocchi per azione del moto ondoso. L'affioramento di Punta Zavorra è invece costituito da breccie eterometriche di piede di falesia con tasche di arenaria litica e bioclastica, e con ciottoli rivestiti da rodofcee.



Tav. 9 - Località Nora. Carta geologica 573 Sezione I "Santa Margherita".



Fig. 62 - Microfacies delle arenarie tirreniane ( $PVM_1$ ) sommerse. Località Calamosca: a e b) facies bioclastiche; località Perd'e Sali: c) facies quarzoso-litica; d) affioramento sommerso cava punica.

In ambiente sommerso, tra il Porto di Cagliari e il Porto Canale (Stagno di Santa Gilla) (poco fuori foglio) prosegue e termina un piccolo affioramento del subsistema di Calamosca ( $PVM_1$ ) già individuato nel limitrofo Foglio 557 “Cagliari”. Questo affioramento costituisce la prosecuzione degli strati tirreniani, poco inclinati verso sud e attraversati dagli scavi per il Porto Canale dove sono stati rinvenuti diversi esemplari di *Strombus bubonius* Lamarck, 1822, in sinonimia con *Persististrombus latus* Gmelin, 1791 (PUTZU, 1995; GALILI *et alii*, 2007). Tale fossile caratterizza i depositi tirreniani di tutto il Golfo di Cagliari (fig.63), anche se il suo rinvenimento è attualmente poco frequente per la costante raccolta da parte di collezionisti. Per documentare la correttezza di questa correlazione stratigrafica, già ritenuta coerente con i risultati di precedenti sondaggi geognostici (Pecorini G. comunicazione orale; Autorità Portuale di Cagliari: AA.VV., 2009), sono stati eseguiti cinque nuovi sondaggi CARG di cui due (S3, S3A) nel tratto costiero tra gli Ex Bagni Giorgino, l'Istituto di Rieducazione e la Villa Aresu e tre (S1, S1A, S2) nel Foglio 557 “Cagliari”.





Fig. 63 - Tre esemplari di *Persististrombus latus*, Gmelin, 1791 (ex *Strombus bubonius*, Lamarck, 1822) rinvenuti nei depositi tirreniani (PVM<sub>1</sub>) dei dintorni di Cagliari. a) località Is Arenas; b) scavo Porto Canale; c) località Calamosca.

Tutti i sondaggi (v. tav.13 cfr. § VI - 3.2.), posti tra 1 m e 2 m s.l.m. dall'alto verso il basso, hanno attraversato per primo il complesso di sabbie incoerenti oloceniche fino a circa  $-6 \div -8$  m sotto il livello del mare; più in basso sono state attraversate arenarie di spiaggia sommersa, variamente cementate grigie e giallognole, fino a circa  $-15 \div -18$  m, corrispondenti agli strati tirreniani dello scavo del Porto Canale contenenti *Persististrombus latus* (fig.63b; Pecorini G. comunicazione orale). Al di sotto, fino a circa  $-30 \div -35$  m è presente un complesso argilloso e sabbioso lagunare e di palude di foce fluviale e infine, a circa  $-35 \div -40$  m, un banco di conglomerati continentali deposti probabilmente durante un periodo regressivo e freddo pre-tirreniano, correlabile quindi ad uno stadio del MIS 6.

Le arenarie tirreniane, sulla base dei sondaggi di nuova esecuzione e di quelli consultati, risalgono gradualmente fino ad affiorare a Sa Illetta, nel Foglio 557 "Cagliari" e nelle aree periferiche al S. Gilla, come peraltro già descritto in precedenti studi (PALA, 1984; SERRA, 1984; BARCA *et alii*, 2005).

Il banco di arenarie giallognole è riferibile alla fase di trasgressione tirreniana sopra una laguna pre-tirreniana. Le sue quote,  $-8 \div -18$  m circa sotto il mare attuale, documentano un deposito della fase trasgressiva tirreniana, debolmente più antica, almeno nella parte bassa, rispetto alle facies di *highstand* affioranti in terra emersa. Tale sedimentazione si è verificata davanti al S. Gilla, cioè alla estremità del Graben del Campidano, perché vi era presente uno spazio disponibile durante la trasgressione tirreniana, non completamente colmato, tanto che le sabbie oloceniche a loro volta si sono potute deporre sopra i sedimenti del ciclo tirreniano.

Gli strati tirreniani e quelli sottostanti più antichi proseguono verso sud, sotto il mare, e costituiscono il substrato della piattaforma continentale prossimale del Golfo di Cagliari che è stata soggetta all'erosione subaerea durante l'abbassamento del livello marino relativo all'ultimo glaciale.

Altri piccoli affioramenti sommersi sono presenti nei dintorni di Marina Piccola, a Cala Mosca, Perd'e Sali e Punta Zavorra. In genere sono costituiti da arenarie ben cementate bioclastiche e terrigene (v.figg.62a, 62b, 62c), fatta eccezione per Punta Zavorra dove è presente una breccia andesitica.

Alcuni di questi affioramenti sommersi (Perd'e Sali e Porto Columbu, v. fig.62d) sono stati adibiti a cave per blocchi da costruzione, probabilmente in periodo punico e romano, infatti le tracce dei lavori si trovano oggi sotto il livello del mare di circa 1-1,5 m e perciò rappresentano dei rari siti che possono documentare la risalita del mare nell'Olocene superiore-attuale come descritto da ORRÙ *et alii*, 2004 e da ANTONIOLI *et alii*, 2007.

L'età del subsistema di Calamosca, sulla base della posizione stratigrafica, delle faune osservate e delle analisi eseguite, è riferibile al Pleistocene superiore (PVM<sub>1</sub>, "panchina tirreniana", *Auct.*; MIS 5e).

#### 4.1.1.2. - Subsistema di Portoscuso (PVM<sub>2</sub>)

Il subsistema di Portoscuso (PVM<sub>2</sub>), già riconosciuto nell'adiacente Foglio 557 "Cagliari", prende nome da depositi continentali del Pleistocene superiore, di età post-tirreniana, affioranti nel Foglio 564 "Carbonia", nella sezione tipo di Portoscuso (Portovesme).

Nell'area del Foglio affiorano in prevalenza depositi di conoide alluvionale (PVM<sub>2a</sub>) provenienti dall'erosione delle valli che incidevano il versante costiero e subordinatamente depositi detritico-colluviali (PVM<sub>2c</sub>) ed eolici (PVM<sub>2b</sub>).

Nel settore occidentale i depositi alluvionali generavano una serie di conoidi coalescenti di dimensioni variabili in funzione dell'importanza della valle. Esse sono prevalentemente costituite da ghiaie grosse e medio-grosse, più raramente da blocchi. I clasti, solitamente a spigoli subangolosi e subarrotondati, raramente arrotondati, mostrano una stratificazione incrociata concava con canali molto piatti e di limitata ampiezza (Gt di MIALI, 1996; loc. Bacchellina).

Questi livelli si alternano a livelli e lenti ghiaiose e sabbiose a stratificazione piano-parallela (Gh-Sh) ed a sottili suoli a profilo poco differenziato (A1k) discretamente arricchiti in ossidi di ferro e con orizzonti calcici (pseudomiceli) più o meno abbondanti (orizzonte k1 di GILE *et alii*, 1966; USDA, 2010). A scala dell'affioramento è anche evidente una stratificazione cuneiforme associata alla progradazione dei sedimenti alluvionali verso E (fig.64).



Fig. 64 - Valle Bacchellina (taglio strada consortile). Ghiaie alluvionali grossolane del Pleistocene superiore ( $PVM_{2a}$ ) a stratificazione da massiva a incrociata concava, con intercalate lenti sabbioso-limose rossastre localmente canalizzate e talora alterate da suoli a profilo A1k (pseudomiceli).

In alcune località (Villa d'Orri, Flumini Binu) i clasti angolosi derivano esclusivamente dall'erosione di rocce del basamento metamorfico paleozoico, mentre altrove (Perda Soritta, Riu de S. Gerolamo, Bacchellina, Su Segretariu, Su Stangioni Perda 'e Sali, Pula) la composizione è eterogenea, con percentuali variabili di clasti subangolosi di quarzo, magmaliti erciniche ( $VLD_c$ ) e/o vulcaniti oligo-mioceniche (MAB), (fig.65).

In prossimità dei versanti si evidenzia un aumento nella dimensione dei clasti e nella percentuale degli elementi spigolosi; la loro prevalenza si localizza solitamente nei settori corrispondenti alle zone apicali delle conoidi, con percentuali decrescenti procedendo verso i settori mediani delle stesse.

Localmente, intercalati entro i depositi clastici massivi, si rinvencono livelli e banchi ghiaiosi in matrice sabbioso-limosa sostenuta (facies Gmm di  $M_{IALL}$ , 1996), probabilmente sedimentati da colate di detrito (*debris flow*) più o meno dense. Questi depositi si presentano sempre fortemente smembrati dall'erosione e terrazzati ai lati dei letti fluviali attuali e/o dei depositi alluvionali olocenici; sono ampiamente dissecati dalle valli attuali, con profili che testimoniano importanti dinamiche di approfondimento vallivo verificatesi durante l'Olocene antico. Le scarpate che li delimitano hanno altezze variabili da qualche metro (Maria Palmas, Bacchellina, Perda Soritta) fino a ca. 8-10 m (Valle Flumini Binu).



Fig. 65 - (a) Villa d'Orri. Ghiaie alluvionali grossolane sia a supporto di matrice che clastosostenute del Pleistocene superiore ( $PVM_{2a}$ ), massive, a clasti monogenici eterometrici del basamento metamorfico paleozoico; b) Lonizzazione S. Girolamo. Ghiaie alluvionali del Pleistocene superiore ( $PVM_{2a}$ ) a clasti eterometrici, subangolosi, di rocce del basamento metamorfico e magmatico paleozoico.

Il contatto di tali depositi con il substrato, quando visibile, mostra alla base una netta superficie di erosione su roccia debolmente inclinata, che testimonia come, prima della fase di aggradazione, i versanti siano stati interessati dal modellamento di *pediment* (o *glacis*) più o meno estesi. In genere i *pediment* costituiscono una superficie di quasi equilibrio in cui prevalgono i processi di trasporto che assicurano lo smaltimento verso valle dei detriti prodotti sui versanti montuosi e sono tipici di condizioni climatiche aride.

Alla sommità di questi depositi sono talora conservati orizzonti relativamente profondi di alfisoli che non raggiungono mai il grado di evoluzione e la rubefazione dei suoli segnalati alla base dei depositi continentali del Pleistocene superiore in altri settori dell'isola (p.e. nel Foglio 564 "Carbonia", PASCÌ *et alii*, in stampa).

Si tratta delle testimonianze dell'alterazione avvenuta sotto copertura forestale e con un clima comparabile a quello attuale durante l'Olocene antico. L'alterazione pedogenetica può infatti evolvere molto rapidamente su questi sedimenti spesso privi o quasi di carbonati. Al passaggio con i depositi alluvionali, e talora sui clasti degli stessi, sono state osservate bande di decolorazione grigiastre in seguito a fenomeni di idromorfia stagionale (fig.66).



Fig. 66 - Villa d'Orri. Alfisuoli (a) ricoprono ghiaie alluvionali del Pleistocene superiore ( $PVM_{2a}$ ) costituite da clasti subangolosi del basamento metamorfico paleozoico, che mostrano sparse bande di decolorazione grigiastra dovute a fenomeni di idromorfia stagionale.

Nel settore compreso tra Cala d'Orri, Su Loi e Campus de S. Atena, la deposizione di tali sedimenti all'uscita dai rilievi ha dato vita a conoidi discretamente appiattite, talora (Tanca Su Scabulu, Villa d'Orri) originando delta-conoidi ciottolosi attualmente modellati dall'erosione costiera (fig.67).



Fig. 67 - a) Canale Riu Imboi, Campus de S. Atena. Alluvioni ghiaiose massive del Pleistocene superiore ( $PVM_{2a}$ ), a clasti di rocce del basamento metamorfico e magmatico paleozoico, talora esposte su ripe litorali (b, Villa d'Orri), modellate dall'erosione costiera attuale e recente.

I depositi delle conoidi alluvionali terrazzate (PVM<sub>2a</sub>) affioranti lungo la fascia pedemontana sono localmente caratterizzati da tracce di alvei fluviali abbandonati, talora fortemente reincisi (fig.68), che denotano il sovralluvionamento di tali depositi conseguentemente a deflussi idrici superficiali di eventi alluvionali anche recenti.



Fig. 68 - Località Cala d'Orri. Ghiaie di conoide alluvionale del Pleistocene superiore (PVM<sub>2a</sub>) fortemente reincise da eventi alluvionali olocenici attuali e sub attuali (b<sub>1</sub>).

A Cala Mosca ed a Marina Piccola ai piedi delle falesie modellate durante la trasgressione tirreniana e sovrapposti ai depositi marini (PVM<sub>1</sub>) si rinvencono depositi eolici (PVM<sub>2b</sub>). Si tratta di depositi sabbiosi in genere ben classificati ma fortemente bioturbati e, almeno nei limitati affioramenti del Porto di Marina Piccola, senza *set* particolarmente evidenti. A Cala Mosca presentano comuni e diffuse concrezioni calcaree in noduli e tubuli verticali intorno alle antiche radici di erbe ed arbusti (fig.69a) e, intercalati alle sabbie, sono presenti clasti angolosi e intercalazioni di livelli detritici a testimoniare la contemporanea attività di processi crioclastici sui versanti limitrofi (fig.69b). A Marina Piccola raggiungono in falesia circa 8 m di spessore. Condizioni aride testimoniate dalla presenza di depositi eolici sono già note nella Sardegna occidentale (VARDABASSO, 1956; OZER *et alii*, 1980; OZER & ULZEGA, 1981; ULZEGA *et alii*, 1980; KINDLER *et alii*, 1997).

I depositi eolici rinvenuti all'interno del Foglio ed in tutta la Sardegna orientale, legati a condizioni climatiche aride, non presentano estensione comparabile a quella che si osserva sul versante occidentale dell'Isola.



Fig. 69 - Baia di Cala Mosca. a) radicoliti ( $PVM_{2b}$ ) messe in evidenza dall'erosione; b) sabbie eoliche ( $PVM_{2b}$ ) con intercalazioni di livelli detritici a clasti angolosi ( $PVM_{2c}$ ).

Non sono stati osservati all'interno del Foglio, entro i depositi eolici e/o detritici, paleosuoli sepolti che sono invece stati segnalati in altre aree della Sardegna, sebbene alcuni autori (VARDABASSO, 1956; OZER *et alii*, 1980; ULZEGA & HEARTHY, 1986) abbiano segnalato la presenza di un suolo a Marina Piccola di Cagliari.

Colluvi rossastri da sciolti a poco cementati (PVM<sub>2c</sub>) e detriti di pendio con clasti di calcare miocenico ricoprono il versante retrostante la spiaggia della baia di Cala Fighera, mascherando i sedimenti miocenici delle arenarie di Pirri (ADP). Entro questi depositi si rinvennero faune continentali a gasteropodi polmonati (*Helix cf. aperta*; *Pomatia elegans*; *Rumina cf. decollata*; fig.70).



Fig. 70 - Cala Fighera. Particolare sulle faune a gasteropodi polmonati (*Helix* sp.) rinvenute nei colluvi fortemente arrossati (PVM<sub>2c</sub>), affioranti sul versante retrostante la baia.

Sui versanti del rilievo del Faro S. Elia e del fortino Sant'Ignazio e sul versante occidentale del M. S. Elia, sono abbondanti i depositi detritico-colluviali fortemente cementati da carbonati (fig.71a). Si tratta di detriti con clasti di calcari miocenici di dimensioni pluricentriche, in matrice arenacea talora fortemente arrossata, con subordinati elementi del basamento metamorfico paleozoico (PVM<sub>2c</sub>).



Depositi colluviali simili affiorano alla base del versante sud occidentale del M. S. Elia, il cui contenuto detritico, oltre ai carbonati miocenici e a scarsi clasti del basamento metamorfico paleozoico, comprende anche clasti centimetrici di calcari nerastri fetidi; la scarsa componente fossilifera è data da faune continentali a gasteropodi polmonati (*Rumina decollata*) e minuscoli frammenti ossei (fig.71b).



Fig. 71 - Colluvi stratificati, fortemente cementati da carbonati e talora arrossati ( $PVM_{2c}$ ), ricoprono estesamente i versanti lungo la strada per il Faro S. Elia (a) e caratterizzano il versante sud-occidentale del M. S. Elia (b) ove localmente si rinvencono gasteropodi polmonati e minuscoli frammenti ossei.

Stratigrafie di sondaggi geognostici eseguiti a fine anni '80 presso la caserma RIS (zona S. Bartolomeo), (GEOSARDA snc, fonte M. Pompei), confermano la prosecuzione fino a 3-4 m di profondità di depositi colluviali osservati in superficie ("Terre rosse" in BARROCCU & CRESPELLANI, 1979; "dc" in PALA & SIRIU, 1997).

Depositi detritici originati dalle rocce del basamento, sono presenti invece ai piedi dei versanti dove originavano *talus* più o meno estesi e di spessore variabile sebbene una approfondita analisi delle caratteristiche stratigrafiche e tessiturali è stata impedita dalla limitatezza delle sezioni. In corrispondenza di canali si originavano anche cono di detrito.

Tali depositi, in larga parte erosi durante l'approfondimento delle valli *post-glaciali*, affiorano talora in aree limitate e non cartografabili alla scala del rilevamento.

La cronologia della deposizione dei depositi eolici è effettuata sulla base di datazioni radiometriche con il  $^{14}\text{C}$  eseguite su depositi eolici affioranti sia nel Foglio Carbonia, dove è stata istituita la località tipo di questo sistema, sia nel vicino Foglio Cagliari e, più recentemente, in diversi settori della Sardegna (MELIS *et alii*, 2002; ANDREUCCI *et alii*, 2006; 2009; COLTORTI *et alii*, 2010), e di altre isole del Tirreno (CREMASCHI & TROMBINO, 1998; D'OREFICE *et alii*, 2007) e del balearico (ROSE *et alii*, 1999).

Le osservazioni stratigrafiche hanno permesso di stabilire che questi sedimenti fluviali, detritici ed eolici:

- a) costituiscono l'unità alluvionale precedente l'Olocene;
- b) sono stati messi in posto in condizioni aride e fredde che seppelliscono un *sediment* il cui modellamento è associato a condizioni climatiche aride.

È dunque plausibile, anche in mancanza di elementi cronologici nel Foglio 566 "Pula", la loro attribuzione al Pleistocene superiore. Si segnala comunque che datazioni OSL in alcuni depositi chiave della Sardegna occidentale abbiano dato età rientranti sia nel Pleistocene superiore che nella parte finale del Pleistocene medio (ANDREUCCI *et alii*, 2006; 2009; THIEL *et alii*, 2010), sebbene siano talora in disaccordo con datazioni  $^{14}\text{C}$  (COLTORTI *et alii*, 2010). Questa incongruenza tra depositi datati con il radiocarbonio e con OSL allo stato attuale delle conoscenze non è stata ancora risolta.

Pleistocene superiore

#### 4.2. - DEPOSITI OLOCENICI

Sono rappresentati sia dai sedimenti attuali sia da sedimenti messi in posto durante le modificazioni dell'ambiente fisico olocenico e, dunque, caratterizzate da gradi variabili di inattività e seppellimento. Questi depositi includono alluvioni terrazzate poste a quote inferiori rispetto ai depositi terrazzati pleistocenici. Si tratta di depositi di conoide e di pianura alluvionale e depositi di versante, la cui natura e relazioni laterali tra le varie facies possono risultare più o meno complesse.

#### 4.2.1. - *Depositi alluvionali terrazzati ( $\mathbf{b}_n$ )*

Si tratta di depositi alluvionali grossolani ( $\mathbf{b}_{na}$ ) ad elementi di quarzo, metamorfiti paleozoiche e magmatiti erciniche con vario grado di elaborazione, a cui si intercalano subordinate lenti e livelli di sabbie e di ghiaie fini a stratificazione incrociata concava, localmente massivi.

Questi depositi, posti ai lati dei letti attuali ed in genere non interessati dalle dinamiche fluviali in atto nel letto ordinario, possono localmente essere interessati da fenomeni di esondazione durante eventi idrometeorici eccezionali. È quanto si è verificato in alcune località del foglio (Riu de S. Gerolamo) durante l'evento idrometeorico straordinario dell'ottobre 2008. La rarità di tali eventi ha fatto venir meno la necessaria attenzione verso queste aree a rischio che sono state e tuttora sono oggetto di intensa espansione edilizia. Le antiche pianure alluvionali, molto più estese di quelle attuali, forniscono informazioni certe su importanti eventi idrometeorici avvenuti in passato, che hanno riattivato settori molto ampi delle pianure e delle conoidi alluvionali. In molti casi questi sedimenti hanno rappresentato i letti di piena straordinaria fino al secolo scorso.

Data la vicinanza al mare del versante, e la limitatezza dell'estensione di questi depositi, raramente essi si presentano suddivisi in terrazzamenti minori. In alcune aree però (Riu Pula, Flumini Binu, Riu de S. Gerolamo), a quote progressive sul *thalweg*, sono presenti scarpate di erosione fluviale, che testimoniano come l'approfondimento delle valli sia stato interrotto da brevi fasi di aggradazione di sedimenti grossolani verosimilmente durante uno o più eventi straordinari.

Lo spessore dei sedimenti è, in genere, difficilmente valutabile, ma lungo alcune scarpate di erosione fluviale sono stati osservati sino a 4-5 m di depositi.

Olocene

#### 4.2.2. - *Depositi di versante ( $\mathbf{a}$ ) e di frana ( $\mathbf{a}_1$ )*

I depositi di versante ( $\mathbf{a}$ ), costituiti da clasti angolosi in genere di spessore limitato (alcuni metri), si rinvencono sulle pendici dei rilievi calcarei del promontorio di S. Elia, su quelli andesitici del settore di Sarroch e sui limitrofi rilievi del substrato paleozoico. La loro messa in posto è verosimilmente da attribuire a processi gravitativi e termoclastici e alla reptazione da pascolo favoriti dall'intensa deforestazione che aveva interessato tutti i versanti dell'area sino alla parte iniziale del secolo scorso.

Depositi di frana ( $\mathbf{a}_1$ ) riferibili all'Olocene caratterizzano alcune zone del Foglio; i più importanti per estensione e volume sono quelli dovuti a processi litorali presenti nel promontorio di S. Elia e nel settore di Cala Fighera.

Nella baia di Cala Fighera sono presenti accumuli gravitativi caotici a blocchi eterometrici di calcari massivi e calcareniti appartenenti ai calcari di Cagliari ( $CGI_c$ ,  $CGI_b$ ), con matrice da sabbiosa a ghiaiosa scarsamente compatta o sciolta. Nell'insieme si tratta di antiche frane di crollo e/o scivolamento (fig.72).

Nelle falesie del promontorio di S. Elia, esposte tra il porticciolo di Marina Piccola e la Torre del Poetto, i calcari di Cagliari ( $CGI_c$ ,  $CGI_b$ ) poggiano su litotipi arenaceo sabbiosi delle arenarie di Pirri (ADP). Queste ultime, più facilmente erodibili, sono soggette a scalzamento per erosione costiera causando frane di crollo lungo le falesie, ove sono presenti evidenze significative di movimenti in atto. L'ultimo episodio franoso importante è avvenuto negli anni ottanta con attivazione di un vistoso crollo dal versante a valle della Torre del Poetto (fig.73).

Un fenomeno d'instabilità con deformazione gravitativa profonda di versante (DGPV) viene identificato nel settore della Sella del Diavolo; esso avrebbe isolato il blocco comprendente il torrione e la Torre del Poetto dal restante blocco carbonatico di M. Sant'Elia. Data la mancanza di monitoraggio è di estrema difficoltà stabilire se questo fenomeno sia attualmente quiescente o evolva con tassi di movimento estremamente lenti e, dato che nel movimento sono coinvolti e basculati i depositi conglomeratici fossiliferi del Pleistocene superiore ( $PVM_1$ ) affioranti alla base della falesia, è comunque accertata una attività Olocenica.

Olocene



Fig. 72 - Cala Fighera. Depositi in frana ( $a_{1a}$ ) lungo il versante della falesia orientale della baia.

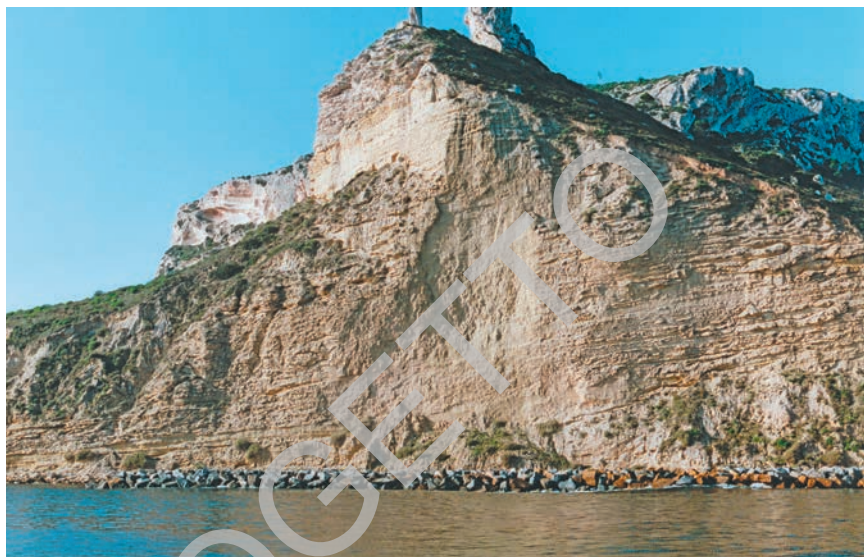


Fig. 73 - Promontorio della Sella del Diavolo. Panoramica sulle arenarie di Pirri (ADP) esposte in falesia, ove è ancora visibile la zona di distacco della frana avvenuta negli anni ottanta.

#### 4.2.3. - Coltri eluvio-colluviali (b<sub>2</sub>)

Si tratta di depositi derivanti principalmente dalla degradazione fisica del substrato, in cui sono presenti percentuali variabili di sedimenti fini (sabbia e *silt*) più o meno pedogenizzati, talora arricchiti in frazione organica, mescolati con sedimenti detritici più grossolani.

La presenza di colluvi, sciolti e/o più o meno costipati, risulta rilevante lungo i pendii di tutti i rilievi del foglio, in particolare sui versanti delle vulcaniti andesitiche oligo-mioceniche tra Sarroch e Pula ove ricoprono depositi del Pleistocene superiore localmente ben esposti in falesia (v. fig.9).

Olocene

#### 4.2.4. - Depositi di spiaggia (g<sub>2</sub>)

Sulla base delle disposizioni del Servizio Geologico Nazionale, le sigle di alcuni depositi quaternari utilizzate nel Foglio 566 “Pula” sono state rivisitate e modificate rispetto a quelle utilizzate per il limitrofo Foglio 557 “Cagliari”.

I depositi di spiaggia s.s. sono cartografati nel Foglio 566 “Pula” con la nuova sigla  $g_{2a}$  e corrispondono ai depositi di spiaggia cartografati con la sigla  $g_2$  nel Foglio 557 “Cagliari”. I depositi dei cordoni litorali dell’Olocene vengono invece cartografati nel Foglio Pula con la nuova sigla  $g_{2b}$ , che corrisponde solo in parte alla vecchia sigla  $g$  utilizzata nel Foglio Cagliari, dove con tale sigla si ritengono accorpati sia cordoni litorali dell’Olocene antico sia cordoni litorali del Pleistocene superiore ( $PVM_1$ ).

Allo stato attuale l’attribuzione cronologica dei depositi del cordone litorale più interno (Is Arenas) cartografati nel Foglio Cagliari, è ancora oggetto di accesa discussione scientifica.

I depositi di spiaggia ( $g_{2a}$ ) e dei cordoni litorali ( $g_{2b}$ ) si rinvennero lungo tutta la fascia costiera del Golfo di Cagliari, che borda il promontorio di S. Elia e la Laguna di Santa Gilla, fino alla foce del Riu Pula.

I depositi di spiaggia ( $g_{2a}$ ) sono costituiti da sedimenti sabbiosi medio-gros-si, estremamente ben classati al Poetto-Marina Piccola, che divengono sabbiosi medio-fini, talora fortemente bioclastici, lungo il litorale della Plaia e nella Rada di Sant’Efisio più a S, fuori dai limiti del Foglio.

In diversi settori, lungo il litorale occidentale del Foglio (Villa d’Orri, Tanca su Scabulu, Porto Foxi, Perd’e Sali), i sedimenti di spiaggia attuale si mostrano ghiaioso-sabbiosi, con clasti anche grossolani (1-10 cm). In genere sono ben evidenti le creste di berma ordinaria (Villa d’Orri, Porto Foxi, Su Stangioni Foxi Niedda, Punta Zavorra, Perd’e Sali), mentre sono raramente preservate le creste di berma di tempesta (Punta Zavorra). In queste località si ha in genere il rimaneggiamento dei materiali provenienti dai corsi d’acqua attuali, dall’erosione dei depositi alluvionali antichi o di rilievi vulcanici (fig. 74).

I depositi dei cordoni litorali subattuali ( $g_{2b}$ ) sono presenti lungo le coste, a ridosso delle spiagge attuali. Tra questi sono compresi i depositi sabbiosi di spiaggia alta del Poetto e della Plaia.

Nella zona più interna della spiaggia della Plaia, nella parte nord occidentale del Golfo di Cagliari, a quota tra 1-2 m si affiorano sedimenti sabbiosi fini, grigio chiari, fossiliferi, che divengono progressivamente sabbie grosse e medie nell’area del pontile della Rumianca.

Queste sabbie, talora ben costipate, contengono gusci e frammenti fossili sia di ambiente lagunare (*Solen* cfr. *marginatus*, *Cardium glaucum*) che marino litorale (*Arca noae*, *Cerastoderma edule*, *Spondilus gaederopus*, *Glycymeris glycymeris*, *Thais* cfr. *haemastoma*, *Columbella rustica*, *Murex trunculus*, *Conus ventricosus*, *Venus verrucosa*, *Cerithium vulgatum*, etc.) sia di fauna analoga a quella attuale sia rimaneggiata da depositi litorali marini più antichi.

Con la sigla  $g_{2b}$  nel Foglio Pula sono stati cartografati anche i depositi delle fasce dunali cui talora si intercalano depositi stagnali di interduna ( $e_5$ ).



Fig. 74 - Particolari dei depositi di spiaggia attuali (g<sub>2a</sub>).  
 (a) Litorale La Plaia: spiaggia sabbiosa fortemente bioclastica per gusci di molluschi interi e in frammenti (*Loripes lacteus*, *Mysia undata*, *Tellina*, *Pecten*, *Cardium*,...); (b) Porto Foxi: spiaggia ciottolosa a elementi subarrotondati di rocce metamorfiche paleozoiche e vulcaniche oligo-mioceniche, con ciottoli talora incrostati da vermetidi e localmente ricoperti da resti di *Posidonia oceanica*.



La recente intensa urbanizzazione delle coste, specie nel settore occidentale del Foglio, ha quasi totalmente obliterato questi affioramenti, di cui localmente è stato possibile riconoscere le facies solo con l'ausilio di aerofotogrammetria storica (lottizzazioni Frutti d'Oro, Torre degli Ulivi, Su Loi, Villa d'Orri, Porto Foxi).

In alcuni tratti di costa scarsamente antropizzata (Cala d'Orri) è ancora possibile l'osservazione di depositi sabbiosi fossiliferi (*Murex trunculus*, *Cerithium vulgatum*, *Mysia undata*, *Venus verrucosa*, *Cardium edule*, etc.) sebbene parzialmente rimaneggiati per la realizzazione della viabilità rurale locale.

Piccoli dossi dunari sabbiosi, stabilizzati da vegetazione arbustiva a lenticcio, sono presenti alle spalle della spiaggia attuale, in corrispondenza della foce del Riu Flumini Binu.

Depositi sabbiosi sono presenti nella zona di retrospiaggia prossima alla foce del Riu Pula. Si tratta di sabbie grigie con scarsi gusci disarticolati di Molluschi (*Donax trunculus*) localmente soggette a rielaborazione eolica in bassi dossi dunari (Su Stangioni Foxi Niedda), parzialmente colonizzati da vegetazione psammofila, che isolano brevi zone depresse più interne, talora paludose ( $e_3$ ), a vegetazione alofila (salicornia?); localmente (Su Stangioni Foxi Lino) costituiscono invece dossi più rilevati e addossati ai versanti vulcanici.

I cordoni litorali indicano una rapida sedimentazione olocenica, di materiali provenienti dalla rielaborazione di depositi alluvionali e/o deltizi antichi da parte dei corsi d'acqua attuali, un fenomeno osservato anche nella maggior parte delle coste italiane (BELLOTTI, 2000; PRANZINI, 2001; BELLOTTI *et alii*, 2004). La genesi di tali cordoni litorali nell'area in esame viene associata alla rapida progradazione olocenica indotta dalla sedimentazione delle conoidi. La genesi dei cordoni ha isolato il tratto dello Stagno di Cagliari tra S. Simone e La Plaia, e probabilmente ha favorito la formazione di un tombolo che univa la terraferma a Capo S. Elia.

Olocene superiore - Attuale

#### 4.2.5. - Depositi lagunari ( $e_1$ )

La parte sommersa della Laguna di S. Gilla, denominata in carta Stagno di Cagliari, costituisce un ambiente naturale soggetto a diverse attività antropiche. La parte più interna occidentale è occupata dalle saline di Macchiareddu, la parte centrale è stata separata da quella orientale da diversi decenni a causa dell'inquinamento industriale e vi è stato costruito il Porto Canale. Solo la parte orientale è attualmente in comunicazione libera col mare tramite un ampio canale e viene utilizzata come peschiera e per la mitilocoltura. La sedimentazione attuale è pertanto fortemente condizionata da queste attività e non è più rappresentativa degli equilibri naturali. La parte di laguna che ricade in questo Foglio, suddivisa in numerosi specchi d'acqua, può essere attribuita ancora ad un ambiente di laguna microtidalica grazie alla presenza di diverse bocche a mare che consentono una seppure limitata alimentazione di acqua marina che ne evita il disseccamento estivo. La profondità è in genere inferiore al metro e consente nelle zone periferiche e in piccole isole lo sviluppo di vegetazione alofila, attorno alla quale si depongono sabbie bioclastiche, per la proliferazione di molluschi lagunari, e una matrice limosa per la sedimentazione di fanghi neri riccamente organici.

Alcuni sondaggi geognostici eseguiti 500 m oltre il limite del Foglio, poco a N di Villa Aresu, hanno attraversato 2 ÷ 3 m di limi grigio scuri, con intercalati feltri di resti di *Posidonia oceanica* e letti di 2 ÷ 5 cm di conchiglie lagunari a *Cardium edule* in matrice limosa (fig.75).



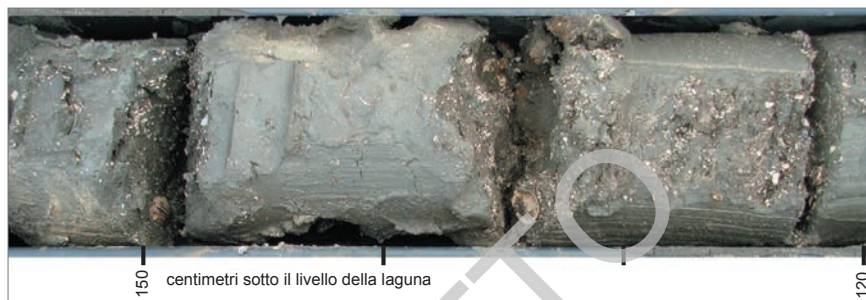


Fig. 75 - Limi grigio scuri con feltri di resti di *Posidonia oceanica* e letti di conchiglie lagunari a *Cardium edule* (Laguna di S. Gilla).

Tali fanghi verso il basso stratigrafico passano a sabbie che, a circa -3 ÷ -4 m, poggiano su arenarie di spiaggia grigia e giallognole riferibili alla parte alta della sequenza dell'interglaciale MIS 5e ("Tirreniano" Auct.).

Olocene superiore - Attuale

#### 4.2.6. - Depositi palustri (e<sub>5</sub>)

Questi sedimenti caratterizzano gli Stagni di S. Gilla e delle ex Saline di Capoterra, che risentono degli apporti rispettivamente del Rio Flumini Mannu e del Rio S. Lucia.

Si tratta di sedimenti fini, costituiti da sabbie limose, limi sabbiosi con abbondante frazione organica e frammenti conchigliari di *Cardium edule*, *Cerithium vulgatum* (fig.76), a luoghi sabbioso-ciottolosi (Ponti Beccius) per episodi di tempesta o eventi alluvionali eccezionali, talora parzialmente stabilizzati e colonizzati dalla vegetazione.

Lungo la zona costiera di Cala d'Orri, sono presenti argille limose grigio verdastre a componente ciottolosa, con faune a *Cardium edule* e *Mysia undata*, la cui osservazione è resa possibile grazie al dragaggio per la realizzazione di un canale di deflusso idrico. Questi sedimenti affiorano ai piedi di depositi alluvionali terrazzati (PVM<sub>2a</sub>), e sono talora ricoperti da depositi grossolani di tempesta. Nel piazzale interno del nuovo Borgo di S. Elia, localizzato nella parte settentrionale del Foglio, la presenza di un bacino idrico, delimitato da cumuli di materiale di riporto, permane a testimonianza di una più vasta zona paludosa, attualmente bonificata con detriti di riporto, che si estendeva dal vecchio porticciolo di Punta dell'aliga, a N dell'ex Lazzaretto, fino all'area attualmente occupata dalle strutture dello stadio Amsicora.



Fig. 76 - *Stagno di Cagliari. Sabbie limose di paludi attuali con faune a Cardium edule e Cerithium vulgatum.*

Verso W, le parti isolate dal mare e dai fiumi a seguito dei vari interventi antropici, costituiscono delle paludi persistenti (e<sub>3</sub>) per l'infiltrazione dell'acqua vadosa e per le piogge, dove si depongono sedimenti limosi ricchi di resti organici e di materiali antropici oltre a fanghi di torbide fluviali per esondazione delle piene.

Olocene superiore - Attuale

#### 4.2.7. - *Depositi alluvionali (b)*

La maggior parte dei corsi d'acqua presenti nell'area rilevata si localizza nel settore occidentale settentrionale del Foglio (Rio Mannu, Riu di Santa Lucia, Riu di San Gerolamo, Riu Masoni Ollastu) e solo uno nel settore occidentale meridionale (Rio Mannu di Pula). Sono tutti di modesta estensione e mostrano carattere tipicamente torrentizio con forti alternanze stagionali. A questi corsi si collegano diversi affluenti minori con grado di attività dell'alveo estremamente variabile.

I sedimenti alluvionali sono costituiti da ghiaie da grossolane a molto grossolane ( $b_a$ ), con locali intercalazioni di lenti sabbiose ( $b_b$ ). La stratificazione varia da piano-parallela a incrociata concava molto piatta, a testimoniare le dinamiche di corsi a canali intrecciati. Un tracciato sinuoso è ancora riconoscibile nel tratto del Riu di Santa Lucia afferente alle saline di Capoterra, dove il tratto finale è stato di recente rettificato, arginandone il corso onde mitigare il rischio idrogeologico sulle lottizzazioni realizzate al bordo dello stagno di Cagliari. Lo spessore di questi sedimenti alluvionali è molto variabile, dal metro sino ai 3-4 m. I depositi ghiaiosi all'interno degli alvei possono essere anche molto grossolani e la dimensione dei ciottoli, solitamente maggiore nei settori a monte, tende a decrescere nei settori a valle, dove localmente si osserva un aumento della componente fine nella matrice.

Depositi ghiaiosi privi di matrice, in parte rielaborati dal moto ondoso in prossimità della costa, caratterizzano la foce del Riu su Spagnolu a Porto Columbu (fig.77). Nella zona a monte del Flumini Binu, poco fuori dal limite occidentale del Foglio, eventi alluvionali recenti a carattere torrentizio hanno accumulato piccoli lobi ghiaiosi grossolani allo sbocco di strette incisioni vallive (fig.78).

Olocene - Attuale



Fig. 77 - Porto Columbu - Perd'e Sali. Ghiaie attuali ( $b_a$ ) a ciottoli del basamento magmatico e metamorfico paleozoico e di vulcaniti oligo-mioceniche, accumulate alla foce del Riu su Spagnolu, in parte rielaborate dal moto ondoso in prossimità della costa.



Fig. 78 - Valle di Flumini Binu, a N di M. Luas. Piccola barra frontale associata ad uno o più eventi ravvicinati nel tempo costituita da ghiaie grossolane accumulate da eventi alluvionali attuali e recenti ( $b_a$ ) allo sbocco di un'incisione valliva, su un substrato di alluvioni oloceniche più antiche ( $b_{na}$ ). Sullo sfondo gli impianti della discarica Tecnocastic sita a valle di un terrazzo alluvionale del Pleistocene superiore ( $PVM_{2a}$ ).

#### 4.2.8. - Depositi antropici (**h**)

Si tratta di depositi artificiali di discarica accumulati in un arco di tempo molto ampio, le cui caratteristiche geotecniche sono estremamente variabili in funzione della loro composizione, del grado di addensamento, periodo e modalità di accumulo ( $h_{1r}$ ,  $h_{1n}$ ,  $h_{1m}$ ,  $h_{1i}$ ); di saline e aree di rispetto lagunare ( $h_2$ ).

Lo sviluppo storico di Cagliari e dintorni ha da sempre favorito la formazione di potenti accumuli di terre di riporto ( $h_{1r}$ ); essi sono molto diffusi, sia in ambito urbano che periurbano, nelle zone limitrofe agli stagni e al mare, dove la necessità di recuperare spazi per l'espansione della città ha incentivato l'opera di bonifica di aree originariamente paludose o malsane.

Il nuovo quartiere di S. Elia, a NW dell'antico borgo, sorge su un substrato di materiale di riporto. La cartografia dei primi del '900 documenta in questo settore un'ampia insenatura costiera occupata fino alla metà del secolo scorso (1954)

dalle ex saline di Stato, la cui bonifica, fatta eseguire dal governo Mussolini, ha interessato tutto il settore costiero attualmente denominato Su Siccu.

Coltri di materiali di riporto di spessore variabile da 0,5 fino a 1,5 m, messi in evidenza da scavi per edilizia urbana e sondaggi di ricerca idrica, sono presenti nel settore compreso tra l'area militare S. Bartolomeo - Monfenera, il Quartiere del Sole e Marina Piccola.

A bordo N del Foglio sono cartografate le coperture antropiche ( $h_{1r}$ ), la cui scelta è evitata dalla presenza di estese aree, bonificate e ricomate a partire dalla metà del secolo scorso (nuovo Borgo S. Elia, stadio S. Elia, canale di S. Bartolomeo), talora fortemente urbanizzate (La Palma, Quartiere del Sole). Tale scelta comporta una evidente discontinuità a bordo Foglio al confronto tra le cartografie geologiche del Foglio 566 "Pula" e del Foglio 557 "Cagliari". Infatti nel Foglio Cagliari si è scelto di privilegiare i depositi del substrato (cartografati con la discussa e ormai abbandonata sigla "g") sebbene non affioranti, la cui scelta è stata guidata dall'ausilio di stratigrafie di vecchi sondaggi a carotaggio e dall'osservazione di tagli per l'edilizia urbana.

Nei terreni a bordo Foglio si ritiene affiorino depositi sabbiosi e limosi riferiti ad un tombolo probabilmente olocenico che sormonta e in parte rielabora depositi marini di cordone litorale più antichi presumibilmente del Pleistocene superiore.

Nelle zone di pertinenza militare non è stato possibile effettuare verifiche sul terreno in quanto non è stato consentito l'accesso agli areali.

Estesi depositi di materiale di riporto caratterizzano i versanti dei rilievi del Faro S. Elia e di M. S. Elia, utilizzati come riempimenti di vecchie zone di cava attualmente dismesse o come contrafforti atti a stabilizzare strade militari in zone a forte pendenza.

Numerose barre di materiali di riporto sono state sistemate lungo i litorali a protezione delle zone costiere maggiormente esposte ai fenomeni erosivi indotti dalle dinamiche litorali (promontorio di S. Elia, Porto Columbu, *etc.*).

Nel promontorio della Sella del Diavolo, data la presenza di falesie scalzate alla base dal moto ondoso, sono state realizzate opere di difesa radenti creando una scogliera di protezione al piede della costa alta, onde mitigare i rischi di frane di crollo.

La morfologia attuale dello Stagno di Cagliari è il risultato di una serie di modifiche avviate negli ultimi due secoli, alcuni ancora in atto. I limiti della Laguna risultano attualmente definiti per la maggior parte da argini artificiali e da riporti detritici che stabiliscono un limite relativamente netto con le attigue componenti ambientali. La maggior parte dei camminamenti dello stagno di Cagliari e delle vecchie saline costiere sul lungomare della Plaia sono realizzati con materiali di riporto (fig.79).



Fig. 79 - Laguna di S. Gilla, Porte Ingresso Saline. Cumuli di materiale di riporto ( $h_{1r}$ ), derivanti sia dai processi di dragaggio dei depositi lagunari ( $e_3$ ), che da materiali di scarto urbano, costituiscono una fitta rete di camminamenti distribuiti sia all'interno che perimetralmente alla Laguna. Essi circoscrivono specchi d'acqua più o meno estesi e la loro presenza consente localmente di contenere le ondatazioni nella piana lagunare circostante.

Materiali di riporto costituiscono il substrato di buona parte dell'agglomerato urbano della Residenza del Sole, realizzato prosciugando zone umide ad W delle saline di Capoterra.

Nel Foglio 566 "Pula" si rinvencono inoltre frequenti cumuli di materiali inerti ( $h_{1n}$ ).

Alcune discariche minerarie ( $h_{1m}$ ) sono presenti a sud di Sarroch, prodotte dalle attività di cava di M. Arrubiu, mentre sui versanti dei rilievi del promontorio di S. Elia, a NW di Capo S. Elia e a NW del Faro S. Elia, permangono cumuli sparsi a testimoniare attività di cava attualmente dismesse.

Discariche industriali ( $h_{1i}$ ), in parte rinverdate (Tecnocasic, valle a N di M. Luas), si localizzano invece in prossimità dei centri industriali della SARAS e della Versalis (ex Polimeri Europa), per le quali sarebbe opportuno valutare gli impatti ambientali sul territorio circostante.

Olocene - Attuale

## 5. - DEPOSITI QUATERNARI DELL' AREA MARINA

### 5.1. - AMBIENTE LITORALE

#### 5.1.1. - *Depositi di spiaggia sommersa (g<sub>8</sub>)*

La spiaggia sommersa antistante i tratti di costa esposti al moto ondoso proveniente dai quadranti meridionali, dove si originano onde fino a 5 m di altezza significativa e fino a 10 s di periodo (AA.VV., 2004b; nodo 39°N/10°E), è caratterizzata da una superficie inclinata debolmente convessa, spesso segnata dalla presenza di una barra e un trugolo paralleli alla costa, che si estende verso il largo fino a profondità di circa 5 ÷ 15 m, priva di vegetazione marina. Tale deposito è sempre presente davanti alle coste basse sede di foci fluviali, mentre davanti alle coste a falesie di P.ta Zavorra e di Capo S. Elia, o anche basse rocciose (Is Mortorius), alla base della falesia spesso si instaurano depositi sabbiosi discontinui che mostrano litofacies simili a quelle delle spiagge sommerse adiacenti.

Il limite inferiore di questi depositi è costituito da una transizione a un'area in cui inizia la colonizzazione della *Posidonia oceanica* e di altre fanerogame. I sedimenti sono costituiti da sabbie, molto grosse o ghiaiose in battigia (fig.80), con gradazione dimensionale all'aumentare della profondità e zonazione circa parallela alla costa, da bene a discretamente classate ( $0,35 < \sigma\Phi < 0,80$ ).

La composizione della componente ubiquitaria delle sabbie è in genere quarzosa e quarzoso-feldspatica, mentre diventa litica nelle frazioni ghiaiose, in relazione con la costa. Le rocce madri sono riferibili alle rocce del basamento metamorfico e cristallino ercinico della Sardegna meridionale o all'erosione di depositi clastici terrigeni terziari e quaternari. Localmente le alimentazioni provengono dalle rocce del Complesso Vulcanico di Sarroch (Sarroch e Pula), dai calcari (CGI) e dalle arenarie (ADP) del Miocene superiore di Cagliari (Capo S. Elia, spiaggia naturale del Poetto). Davanti a tali tratti di costa alta rocciosa le sabbie in prossimità della costa sono litiche-vulcaniche e calcitiche, ma allontanandosi dalla costa le componenti minerali del basamento paleozoico prevalgono dando luogo a sabbie a prevalenza quarzosa. La spiaggia intertidale ha una scarsa componente biogenica; con la distanza tale componente cresce mediante bioclasti di molluschi e altri vari organismi.



Fig. 80 - Sabbia molto grossa, ghiaiosa, quarzoso-feldspatica litica, di spiaggia sommersa (g<sub>8</sub>) prossimale (bennata CK03).

La spiaggia sommersa del Poetto è costituita dalle sabbie ghiaiose bioclastico-rodolitiche e terrigene del ripascimento artificiale del 2002, prelevate da  $g_{16}$  (deposito rielaborato da correnti). La risedimentazione ha selezionato sabbie fini - molto fini e limose quarzoso-bioclastiche.

Sedimenti di delta sono presenti alla foce di alcuni brevi corsi d'acqua (Riu di S. Gerolamo e Riu Pula) a comportamento torrentizio, capaci di alimentare la spiaggia sommersa di sedimenti ghiaiosi e sabbiosi durante le eccezionali e catastrofiche alluvioni. Durante l'ultima di queste alluvioni, verificatasi nell'ottobre del 2008 lungo il Riu di S. Lucia di Capoterra e il Riu di S. Gerolamo, alla foce di quest'ultimo sono pervenuti importanti volumi di sedimenti che hanno prodotto una barra di foce sabbioso-ghiaiosa persistente, nonostante la continua ridistribuzione laterale dei sedimenti per azione del moto ondoso. Attualmente anche il Riu Pula mostra alla foce una piccola ma stabile barra ghiaiosa che costituisce l'apice di un micro delta sommerso ricoperto da sabbie.

I limitati volumi che pervengono lungo la linea di costa durante le piene fluviali, evidenti solo in poche foci, costituiscono dei micro-delta sommersi che per la risalita del livello del mare olocenico sono destinati a continua erosione. I sedimenti sono in genere ghiaie e sabbie ghiaiose che provengono da bacini idrografici impostati maggiormente su rocce metamorfiche e cristalline erciniche e localmente su rocce vulcaniche oligo-mioceniche e sedimentarie terziarie e quaternarie.

Davanti alle foci, la superficie di base di questi depositi, disconforme rispetto alle sottostanti formazioni, è stata elaborata dall'erosione subaerea che si è compiuta durante l'ultima regressione eustatica, concomitante con l'ultimo massimo glaciale (contemporaneo col glaciale Würm delle Alpi). In particolare il Fiume Cixerri-Mannu, il più importante corso d'acqua del Golfo di Cagliari (Foglio 557 "Cagliari") è stato inciso fino a circa -40 m in prossimità della costa attuale (PECORINI, 1986; ORRÙ *et alii*, 2004). Nei piccoli delta, ubicati anch'essi in un tratto di valle incisa in fase di mare basso, la discordanza olocenica è certamente meno profonda per la minor importanza dei fiumi e può ridursi fino a pochi metri per locale presenza del substrato roccioso.

I depositi  $g_8$ , così come i  $g_9$ , che hanno spessori da qualche metro fino a qualche decina di metri, sono diretta conseguenza della trasgressione dell'Olocene medio-superiore, che in questa parte della Sardegna ha raggiunto i livelli di circa -10 m ÷ -2 m, circa 7 ÷ 3 mila anni fa (SOLINAS & ORRÙ, 2004; v. tav.13, tab.4 in cap. VI § 3.2. e fig.136 § 6.5.). Alla trasgressione è associata la superficie di *ravinement* da moto ondoso che costituisce la base delle sabbie di spiaggia sommersa e verso terra si correla con le attuali erosioni responsabili dell'odierno arretramento della linea di costa.

Olocene medio-superiore - Attuale

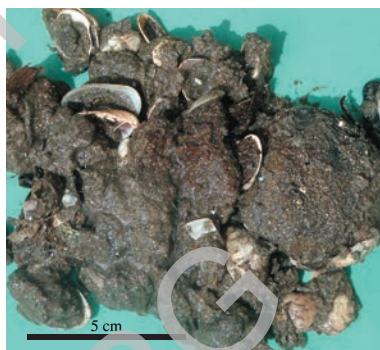


### 5.1.2. - Deposito costiero di bassa energia, golfo (g<sub>9</sub>)

Nella parte più interna del Golfo di Cagliari, davanti alla Laguna di S. Gilla, l'energia del moto ondoso è particolarmente attenuata sia per interferenza negativa tra i fronti incidenti e quelli riflessi e diffratti, sia per l'impedimento che il banco a *Posidonia oceanica* della piattaforma intermedia rappresenta per la propagazione delle onde di tempesta dei quadranti meridionali e infine per la presenza di strutture portuali. Davanti a questa costa i sedimenti assumono i caratteri di un deposito di bassa energia composto da sabbie medio-fini, sabbie limose ricche di resti di *Posidonia oceanica* (foglie, egagropile, rizomi) e gusci di molluschi (fig.81). In tali tratti costieri, spiaggia della Plaia e spiaggia di Cala d'Orri, la superficie del fondo della spiaggia sottomarina si ricopre facilmente di veli limosi e di tappeti organici e la colonizzazione da parte delle fanerogame marine si verifica a minore profondità rispetto alle spiagge meglio esposte al moto ondoso.

Olocene medio-superiore - Attuale

Fig. 81 - Spiaggia sommersa a bassa energia (g<sub>9</sub>): sabbie fangose a resti di *Posidonia* e lamellibranchi (Cala d'Orri).



### 5.1.3. - Deposito di piede di falesia (g<sub>15</sub>)

Durante l'Olocene superiore - Attuale, l'arretramento delle falesie in rocce con vari gradi di litificazione del Complesso Vulcanico di Sarroch e delle basse ripe di erosione in depositi continentali quaternari ha prodotto una piccola falda di blocchi, ghiaie e sabbie che ricopre gli antistanti fondali costieri poco profondi. Questi sedimenti provengono dal distacco di singoli blocchi o da piccoli processi franosi, in seguito trasportati e depositi mediante processi particellari. Le dimensioni dei clasti variano da blocchi metrici, grossi ciottoli e ghiaie monogeniche mal classate, davanti alle coste di andesiti, a ghiaie poligeniche meglio classate di varie dimensioni e sabbie davanti alle ripe in depositi quaternari continentali. Tali sedimenti sono soggetti allo smistamento trattivo per l'azione del moto ondoso che lascia come deposito residuale i clasti di maggiori dimensioni. Una volta depositi, i sedimenti sono soggetti a una irregolare colonizzazione da fanerogame marine e alghe, e intrappolano sabbie terrigene e bioclastiche a cementazione superficiale precoce per opera di organismi incrostanti carbonatici.

Le falesie di Capo S. Elia, costituite da calcari di Cagliari (CGI) e da arenarie di Pirri (ADP), per l'azione del moto ondoso in particolare a carico delle arenarie, arretrano mediante processi di frana che assumono come fascia di arresto l'antistante parte sommersa a bassa profondità. Il fronte maggiormente franoso è ubicato nella parte orientale, sotto la Torre del Poetto dove le arenarie di Pirri, poco coerenti e indebolite da una zona di faglia estensionale, sono spesse fino a circa  $30 \div 40$  m. In questa località una recente frana ha purtroppo causato danni alle persone, pertanto le autorità competenti sono intervenute realizzando un'opera di difesa longitudinale emergente per rallentare l'erosione delle arenarie di Pirri.

I materiali di frana sono costituiti da grossi blocchi di calcare (CGI<sub>c</sub>), da grossi ciottoli delle altre facies (CGI<sub>a</sub> e CGI<sub>b</sub>) e da notevoli volumi di sabbie quarzoso-feldspatiche. Le sabbie vengono facilmente selezionate e trasportate dal moto ondoso che lateralmente dà luogo a un ampio fondale sabbioso, mentre la fascia di arresto viene variamente colonizzata da alghe e fanerogame marine, e stabilizzata da organismi incrostanti e dall'intrapolamento di sedimenti.

Blocchi isolati di calcare (CGI<sub>c</sub>) al livello del mare attuale mostrano solchi di battente ben elaborati, quindi l'età delle frane è certamente pre-Attuale; se l'età di elaborazione di un solco di battente è dell'ordine di 500-1000 anni (PIRAZZOLI, 2005) le frane dovrebbero o avere la stessa età o essere più antiche.

Olocene superiore-Attuale

#### 5.1.4. - Deposito di transizione alla piattaforma (g<sub>11</sub>)

La transizione tra l'ambiente costiero e la piattaforma, si compie in genere nella parte distale della spiaggia sottomarina o dei depositi di piede di falesia, oppure esternamente all'affioramento del substrato roccioso dei settori costieri ben esposti all'azione del moto ondoso. Le fanerogame marine, e numerose specie di alghe, ricoprono in modo discontinuo il fondale dove con la profondità i sedimenti sono controllati maggiormente da fattori fisici e biogeni sottomarini e aumenta la componente bioclastica. Il limite con i sedimenti sabbiosi delle spiagge sommerse (g<sub>8</sub>, g<sub>9</sub>) o col substrato roccioso o con i depositi costieri (g<sub>15</sub>) non è netto e continuo, ma mostra diverse tipologie progressive di transizione di non semplice delimitazione, perchè la parte più prossimale della colonizzazione è irregolare e discontinua per l'azione del moto ondoso di tempesta e di altri fattori, come la litofacies dei sedimenti, che ne controllano l'insediamento e l'accrescimento.

La *Posidonia oceanica*, in associazione con altre fanerogame e alghe nelle varie tipologie e strutture di accrescimento (neo-colonizzazione sparsa della spiaggia sommersa distale (fig.82), cespugli isolati con accrescimenti mammellonari, insediamenti stabili con aggradazione di rizomi e di *detritus* bioclastico e di



Fig. 82 - Spiaggia sommersa distale (-6÷-10): sabbie quarzoso-bioclastiche di varia granulometria, con code di materiali fini e componenti organiche facilmente colonizzate dalla *Posidonia oceanica*, (PIAZZA, 2004).

sedimenti terrigeni intrappolati, areali continui o discontinui con diverse strutture di discontinuità, *etc.*) caratterizza questi fondali sia per il loro significato bioceotico sia per i diversi tipi di prodotto sedimentario associato.

Davanti alla Laguna di S. Gilla (Stagno di Cagliari), la fascia a posidonia insediata su questo deposito è interna e nettamente separata rispetto al banco principale di media piattaforma; tra le due fasce si interpone la depressione di piattaforma interna (cfr. figg. 84 e 85 § 5.2.1.).

I sedimenti, superficiali attuali e quelli sottostanti, che si sono stratificati nell'intervallo temporale della colonizzazione, Olocene medio-superiore - Attuale, in dipendenza della profondità assumono diverse tessiture e diverse composizioni. In questa unità, definita per l'intera fascia parallela alla costa, le facies dei sedimenti sono dipendenti dai settori costieri di alimentazione (quarzose in molti casi, litofacies "andesitiche" davanti a Punta Zavorra, quarzoso-feldspatiche con subordinato litico metamorfico nella parte orientale del Foglio, miste in tanti altri casi, cui si aggiunge la componente bioclastica in varia percentuale, prevalente solo in casi particolari e in limitati areali). L'accrescimento verticale, come per le spiagge sommerso ( $g_8$ ) è modesto, in genere inferiore alla decina di metri, solo in concomitanza di paleo-valli si osservano maggiori spessori.

Nella parte della spiaggia sottomarina dei settori costieri meno esposti all'azione del moto ondoso (spiaggia di La Plaia e spiaggia di Cala d'Orri), a qualche metro di profondità il sedimento viene fissato nella porosità intergranulare da varie componenti organiche cui si associano sparse e basse fanerogame, *Cyrtocarpa nodosa* (Ucria) Ascherson, *Posidonia oceanica*, alghe verdi, *Caulerpa prolifera* (Forsskal) Lamaroux, *Codium vermilara* (Olivieri) Delle Chiaje, *C. bursa* (Olivieri) Agardh e altri organismi superficiali. Verso il largo si stabilizzano matte di *Posidonia oceanica*, generalmente basse, alternate da piccole depressioni chiuse e canali profondi 1 ÷ 2 m riempiti da sedimento sabbioso.

La composizione dei sedimenti è in prevalenza terrigena, col quarzo dominante che proviene dagli apporti fluviali del *Graben* del Campidano; la componente bioclastica, costituita maggiormente da gusci di molluschi, è sempre presente anche se subordinata.

Nel pendio interno distale della depressione della piattaforma interna antistante la Laguna di S. Gilla sono presenti depositi di transizione senza fanerogame marine perché queste ultime, presenti verso costa, si diradano con l'aumento della profondità e si instaurano sparse colonie algali o tappeti organici discontinui. I sedimenti sono in genere sabbie fini e molto fini con curve granulometriche irregolari, bimodali e polimodali, per la presenza di bioclasti di molluschi (cardidi, mitilidi, pettinidi, e meno frequenti gasteropodi, fig.83). In subordinate sono presenti foraminiferi, briozoi, frammenti di echinidi, rari noduli algali e *fecal pellet*. La componente limosa biogenica viene deposta per decantazione di torbide di minuscoli resti di *Posidonia oceanica*.



Fig. 83 - *Facies bioclastiche della transizione alla piattaforma, senza fanerogame, a lamellibranchi e alghe verdi.*

Rispetto alle unità più costiere, nei sedimenti aumenta la componente limosa, il colore diviene grigio o grigio scuro e talvolta è presente una laminazione millimetrica.

In questi sedimenti talvolta sono presenti ciottoli fluviali relitti, che documentano una sedimentazione olocenico-attuale discontinua, che in alcune aree lascia parzialmente esposti depositi più antichi. La base di questi sedimenti è costituita dalla prosecuzione a maggior profondità della superficie di *ravinement* olocenica rilevabile nei profili ecografici 3,5 Khz. Lo spessore dei sedimenti varia da circa 5 - 10 m a massimi di 20 m nella parte più profonda di transizione al fondo della depressione della piattaforma interna.

Olocene medio-superiore - Attuale

## 5.2. - AMBIENTE DI PIATTAFORMA

### 5.2.1. - Deposito di piattaforma interna (g<sub>19</sub>)

Due singolari depressioni, disposte circa parallelamente alla linea di costa indotte dal controllo dell'infrastruttura miocenica sulla sedimentazione plio-quadernaria, sono presenti nella parte più interna della piattaforma di Cagliari, a E e a W del Capo S. Elia. Tali depressioni risultano protette dalle tempeste dei quadranti meridionali grazie alla presenza del banco principale a *Posidonia oceanica* della piattaforma intermedia. Il fondo della depressione del settore occidentale, privo di fanerogame probabilmente a causa della presenza delle torbide fluviali dei fiumi Mannu e Cixerri oltre che della profondità (-27 m), ha una morfologia planare di regime subcritico cui si associa una sedimentazione limosa o sabbiosa (figg.84 e 85).

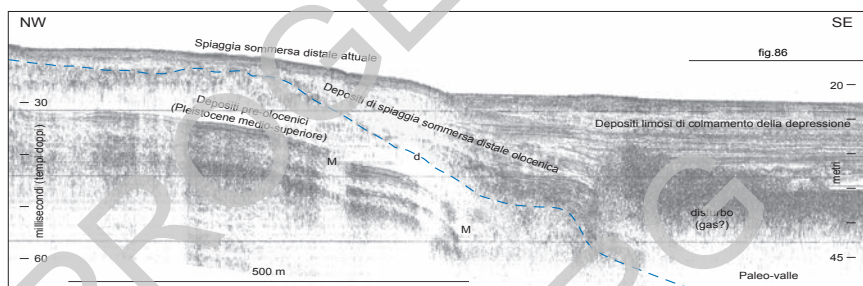


Fig. 84 - Transizione tra il prisma litorale senza fanerogame e la depressione interna (profilo ecografico 3,5 KHz); d: discordanza pre-Olocene - Olocene; M: riflessione multipla. Ubicazione in fig.123.

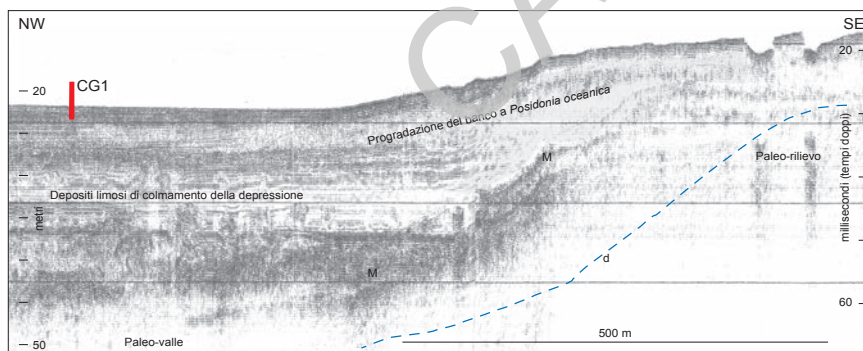


Fig. 85 - Transizione tra la depressione interna e il banco principale a *Posidonia oceanica* (profilo ecografico 3,5 KHz); d: discordanza pre-Olocene - Olocene; CG1: carotaggio di fig.87; M: riflessione multipla. Ubicazione in fig.123.

La depressione orientale mostra invece il fondo colonizzato da fanerogame marine probabilmente sia per la minor profondità (-22 m) e sia per la presenza di sedimenti sabbiosi e meno limosi per una maggior esposizione al moto ondoso e per l'assenza di torbide fluviali.

La depressione occidentale, sede di questo peculiare deposito di piattaforma interna, è una parte della paleo-valle del fiume Mannu-Cixerri incisa durante le fasi in cui il mare è stato più basso dell'attuale, come la massima regressione dell'ultimo glaciale (circa 110 ÷ 120 m di eustatismo relativo in questa piattaforma continentale). Verso terra la depressione prosegue chiaramente nella paleo-valle colmata da sedimenti olocenici nella parte orientale della Laguna di S. Gilla (PE-CORINI, 1986; ORRÙ *et alii*, 2004; autori dell'area marina in BARCA *et alii*, 2005; PORCU, 2006). Questa stessa depressione, verso W si sovrappone ad un tratto di paleo-valle sepolta e sommersa che verso terra prosegue verso i fiumi torrentizi di Capoterra (Riu di S. Lucia, Riu di S. Getolamo).

Durante la trasgressione *post-glaciale* - olocenica i volumi di sedimenti sono stati insufficienti a colmare la composita paleo-valle e pertanto si è instaurato un ambiente transizionale chiuso, estuarino e lagunare, a sedimentazione limoso sabbiosa. Nei profili ecografici 3,5 Khz si riconoscono sedimenti stratificati con spessori massimi nella parte centrale di circa -30 ÷ -40 m, suddivisi in una parte inferiore correlabile con la fase pre-trasgressione olocenica, una aggradazione correlabile con l'innalzamento del livello del mare dell'Olocene medio, una *flooding surface* e infine un deposito di stazionamento alto dell'Olocene superiore (fig.86 e v. tav.14 in cap. VI).

I sedimenti ben stratificati, piano-paralleli e sub-orizzontali, riconoscibili nei profili ecografici e attraversati in sondaggi geognostici, nella parte alta risultano costituiti da una alternanza di facies sabbiose variamente limose e da limi (fig.87). Sono presenti locali risposte ecografiche e strutture riconducibili al gas derivato dalla componente organica della stessa sequenza di sedimenti (fig.86). La parte più alta in genere mostra un aumento di resti di *Posidonia oceanica*, corrispondente allo sviluppo areale di questa fanerogama nella piattaforma di Cagliari durante l'Olocene medio-superiore.

I sedimenti attuali del fondo sono limoso-sabbiosi (fig.88a), talvolta del tutto limosi, ricchi sia di componenti argillose (mica illite e kaolinite) portate dalle piene del Rio Mannu e del Fiume Cixerri, che di resti di posidonia di dimensioni maggiori (decimetriche, rizomi e foglie) o minori (fili provenienti dalle foglie e particelle sub-millimetriche).

Una parte di questi sedimenti viene trasportata probabilmente dalle mareggiate da S che a loro volta la prelevano dal banco a *Posidonia oceanica* della piattaforma intermedia. Sono presenti inoltre una frazione di *silt* silicoclastico e numerosi *fecal pellet* (fig.88b).

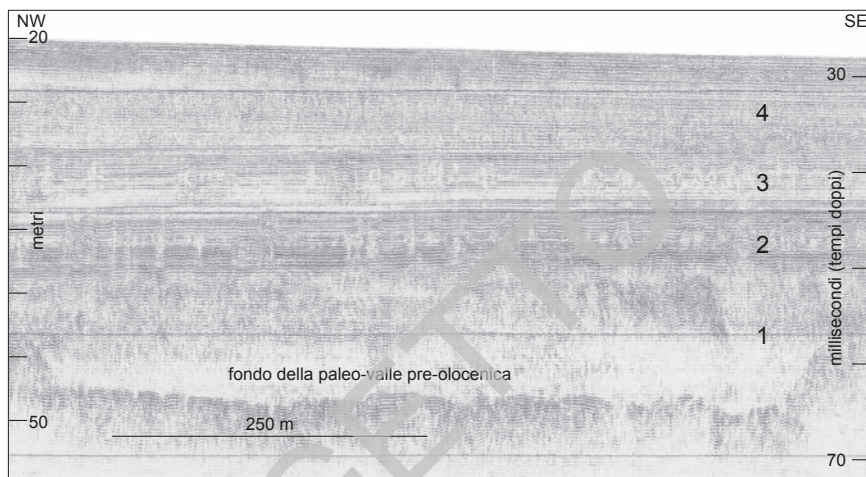


Fig. 86 - Sequenza di colmamento della depressione interna, (profilo ecografico 3,5 KHz). Si riconoscono: 1) deposito estuario-lagunare; 2) transgressive systems tract; 3) maximum flooding surface; 4) highstand systems tract. Nella parte bassa si riconosce la morfologia irregolare subaerea. Diffusamente si osservano strutture e risposte ecografiche associate alla presenza di gas (piccole iperboli e blanking). Ubicazione in fig.84 (proiettata) e in fig.123.

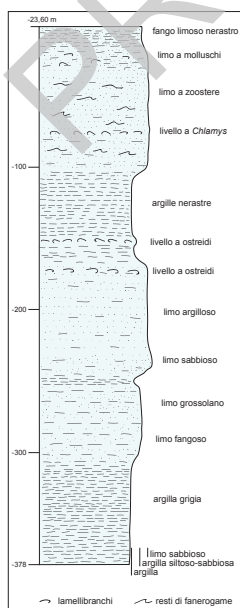


Fig. 87 - Sedimenti del fondo della depressione della piattaforma interna. Carotaggio a gravità C1, 508808,74/4333550,71 (da Di NAPOLI ALLIATA et alii, 1970, modificato).

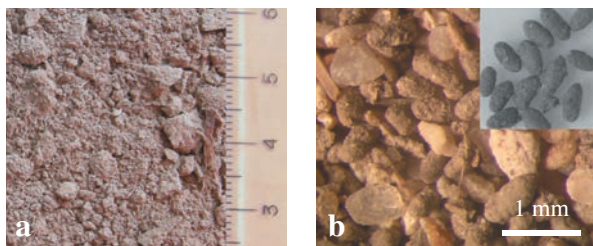


Fig. 88 - Sedimenti del fondo della depressione: a) sabbie limose; b) sabbie limose a fecal pellets.

La bassa energia è documentata da una laminazione millimetrica di argille nere e di sabbia molto fine osservata direttamente sui campioni di fondo, attribuibile all'alternanza di fasi di decantazione di limi di bel tempo, ricchi di materia organica, e di lamine sabbiose correlabili con eventi trattivi di tempesta. La componente bioclastica è scarsa o assente, benché sia presente una componente di *calcisilt*, valutata mediante calcimetria intorno al  $20 \div 25\%$ , anch'essa probabilmente proveniente dall'adiacente banco a posidonia della piattaforma intermedia.

Le condizioni riducenti di questo ambiente sono documentate da una fauna talvolta limitata a piccoli bivalvi e foraminiferi, al di sotto dell'interfaccia acquasedimento, e dalla presenza di bioclasti subattuali con la parte interna del guscio annerita a causa del seppellimento nel fango.

Sono presenti inoltre granuli di origine antropica, probabili scarti di combustione delle navi a vapore e rari granuli aggregati da bitume.

Sul lato meridionale la depressione è parzialmente colmata dalla progradazione del banco principale a *Posidonia oceanica* (g<sub>4</sub>; v. fig.85 e tav.14 in cap. VI). Il pendio di questa progradazione, e altri areali isolati, sono colonizzati in modo discontinuo o sono talvolta del tutto spogli. Questi fondali pur essendo costituiti da una facies di piattaforma interna più sabbiosa, diversa da quella descritta per il fondo della depressione, vengono cartografati anch'essi come depositi di piattaforma interna perché costituiscono i versanti che chiudono la depressione verso la quale hanno una transizione graduale, inoltre non possono essere inclusi nell'adiacente prateria a posidonia per la bassa percentuale di colonizzazione. I sedimenti sono misti perché nella piattaforma intermedia, oltre alle componenti bioclastiche provenienti dalla biocenosi a posidonia, dalla infauna e epifauna, sono dispersi anche sedimenti terrigeni relativi a livelli eustatici olocenici più bassi dell'attuale. Il rapporto tra il terrigeno e il bioclastico varia in dipendenza di fattori superficiali locali e hanno una transizione al banco a posidonia che può essere soggetta anche a variazioni annuali.

Olocene inferiore-medio - Attuale

### 5.2.2. - Prateria a fanerogame marine (g<sub>4</sub>)

La piattaforma intermedia di Cagliari, che sovrasta una culminazione morfo-strutturale miocenica e sedimentaria pliocenica, è sede del Banco principale a *Posidonia oceanica* (L.) Delile limitato verso terra da un netto pendio di transizione alle depressioni, mentre verso il largo prosegue con un debole pendio esterno fino a circa -40 m. Lo si denomina principale per distinguerlo dalla prateria a posidonia costiera, che invece colonizza la parte alta del deposito di transizione alla piattaforma (g<sub>11</sub>, § 5.1.4.).



La *Posidonia oceanica*, in associazione con altre fanerogame e alghe domina questa parte della piattaforma intermedia fino a  $-30 \div -35$  m e si dirada e scompare tra i  $-30 \div -40$  m. Questa pianta fanerogama (*Angiospermae*, *Monocotyledonae*, fig.89), specie di grande importanza ecologica (PÈRÈS & PICARD, 1964; LEGOVIC *et alii*, 1977) consente lo sviluppo di una complessa biocenosi di alghe, molluschi, foraminiferi, briozoi *etc.* che a loro volta divengono sabbie ghiaiose bioclastiche. Inoltre la *Posidonia oceanica*, grazie al suo denso apparato radicale e all'effetto di smorzamento dell'idrodinamica sul fondo del moto ondoso, stabilizza i fondali sabbiosi incoerenti sui quali essa stessa cresce e favorisce la crescita sedimentaria per aggradazione delle *matte* e per riempimento delle depressioni.



Fig. 89 - Fondali sabbiosi a S di Capo S. Elia, con depositi di semi germogliati e foglie di *Posidonia oceanica* ( $-7,5 \div -8,5$  m; PIAZZA, 2004).

La prateria a *matte*, alte  $3 \div 4$  m con relativi canali e depressioni, occupa la parte alta e prossimale del banco, da circa  $-10 \div -15$  m fino a circa  $-25$  m presentando diverse tipologie (figg.90 e 91) tra le quali è tipica la geometria “a terrazzi” (fig.92), con ampi ripiani debolmente inclinati verso terra e gradini rivolti verso il largo, probabilmente dovuti all'erosione prodotta dai vortici in prossimità del fondo indotti dal moto ondoso di tempesta. Analogamente alla prateria interna delle depressioni la struttura appare distalmente più continua e omogenea, evidentemente per diminuzione dell'energia idrodinamica, per poi diradarsi e scomparire tra i  $-30$  e i  $-40$  m.



Fig. 90 - *Posidonia oceanica* e sabbie quarzoso-bioclastiche interne alla parte iniziale del banco a S di Capo S. Elia, ( $-6 \div -10$  m; PIAZZA, 2004).

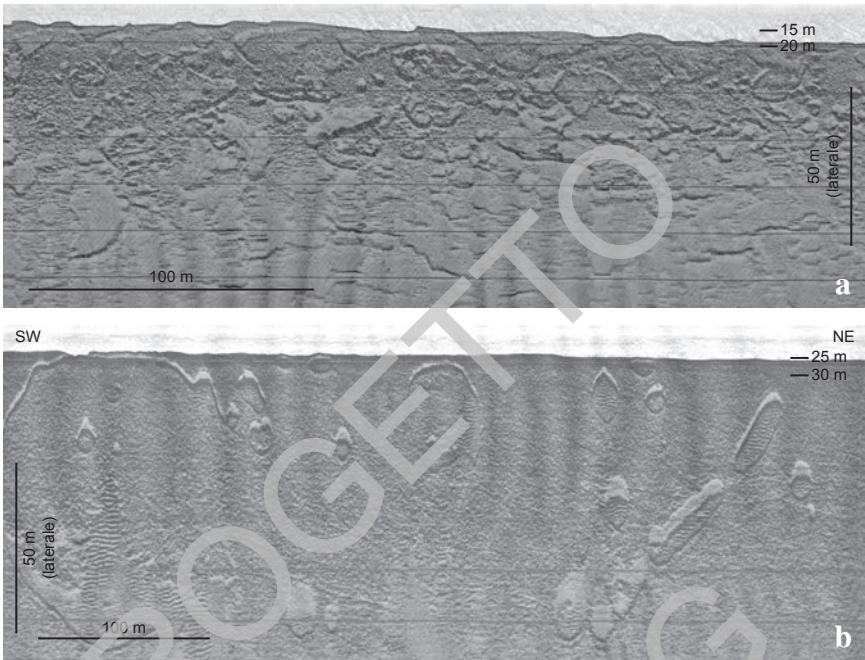


Fig. 91 - Tipologie di prateria discontinua della parte del banco principale in prossimità della depressione interna (profili Side Scan Sonar) a W di Capo S. Elia: a) a prevalenti gradini erosionali; b) con isolate depressioni e gradini erosionali.

La prateria maggiormente continua (fig.92) occupa un'areale compreso tra i -20÷-25 m, fino circa -30 m che costituisce il limite inferiore ottimale attribuibile al fattore luminosità. Alla scala dell'intero banco si osserva che la presenza della posidonia determina un accumulo debolmente progradante verso il largo, con spessori complessivi dell'ordine di 10-15 m, costituito dai sedimenti bioclastici variamente sommati a componenti terrigene di provenienza costiera o relitte, oltre che dai notevoli volumi di resti della stessa posidonia. La progradazione è evidenziata anche all'interno del banco dove i profili ecografici 3,5 KHz rilevano riflettori con geometrie di *top lap* a basso angolo interpretabili come un accrescimento ancora in atto (v. fig.133 in cap. VI). La superficie di base della progradazione, nei limitati casi in cui è rilevata dai profili 3,5 KHz, consente di riconoscere la presenza di piccoli rilievi sepolti appartenenti a depositi, forse anche continentali, riesumati dall'erosione della trasgressione olocenica. I primi depositi sovrastanti, attribuibili a una paleo-spiaggia sommersa, sono precedenti alla completa colonizzazione del banco che si è compiuta nell'Olocene superiore.

La componente terrigena costituita da quarzo, feldspato, litoclasti del basamento metamorfico e arenarie quaternarie in ghiaie fini e in frazioni sabbiose, è quasi sempre presente nelle campionature dei sedimenti attuali. La sua presenza è attribuibile sia al sedimento quarzoso-feldspatico e litico che prevale in tutta la piattaforma continentale sarda e che diviene ubiquitario, sia agli apporti e all'erosione attuale, che a paleo-sedimenti ancora incoerenti depositi durante la trasgressione olocenica sui quali la *Posidonia oceanica* cresce.

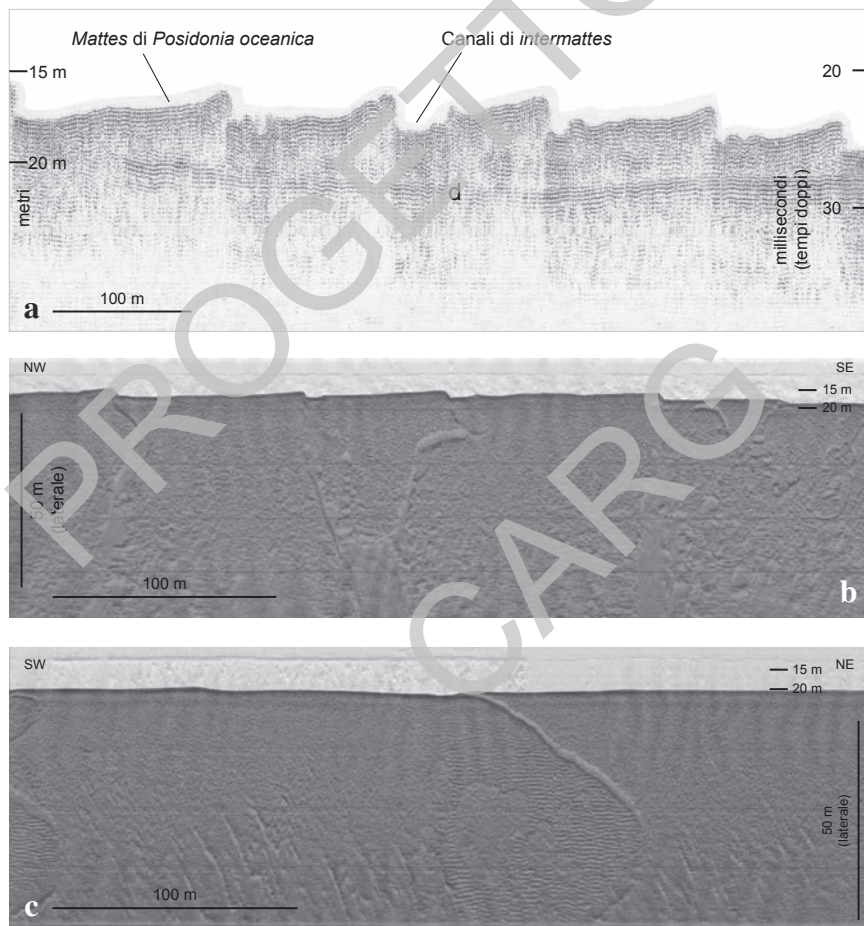


Fig. 92 - a) Strutture a terrazzo del banco principale a *Posidonia oceanica* a SW di Capo S. Elia; d) discontinuità intra olocenica (profilo 3,5 Khz); b & c) posidonie del banco principale quasi continue, a terrazzi, con depressioni occupate da sabbie a mega ripples (profili Side Scan Sonar).

Nonostante l'oggettiva presenza della componente terrigena, i sedimenti attuali del banco sono caratterizzati dalla importante e spesso prevalente componente bioclastica costituita da lamellibranchi, piccoli gasteropodi, briozoi, foraminiferi bentonici e vari organismi della biocenosi a posidonia. Se la componente bioclastica venisse considerata solo come percentuale in peso verrebbe sottovalutata, anche perché spesso non prevale; la sua rilevanza viene meglio evidenziata se si tiene conto che costituisce il sedimento di nuova produzione in media piattaforma e che consente di definire questa parte di piattaforma a sedimentazione mista terrigeno-carbonatica olocenica.

Dal punto di vista morfologico il banco a *Posidonia oceanica* può essere considerato indistinto, ma dal punto di vista della sedimentazione attuale conseguente alla percentuale della posidonia una distinzione sarebbe necessaria. In carta non è stato possibile rappresentare questa variabilità perché, oltre alla incertezza di dettaglio dovuta alla micro-morfologia delle *matte* e delle zone a terrazzi, all'interno del banco viene individuata una tipologia di fondo con colonizzazione molto discontinua verso il limite con le depressioni. In queste parti del banco la posidonia si impoverisce in modo significativo, fino a scomparire e lasciare superfici spoglie con depositi sabbiosi misti a prevalenza terrigena cartografati come  $g_{19}$  e  $g_{11}$ .

Olocene medio-superiore - Attuale

### 5.2.3. - Deposito bioclastico ( $g_{12}$ )

Sabbie attuali ghiaiose mal classate, composte in prevalenza da materiale bioclastico derivato dagli organismi della prateria a posidonia, si depongono nelle numerose depressioni di varia forma ed estensione ubicate all'interno del banco principale a posidonia. La componente bioclastica è caratterizzata da molluschi di varie specie, briozoi, foraminiferi bentonici, tra le quali è singolare la *Miniacina miniacia* (Pallas) di colore rosso, e altri organismi della biocenosi a posidonia (fig.93).

Gli spessori sono inferiori al metro. Oltre alla componente bioclastica, in genere sono presenti anche limitate frazioni di sedimento terrigeno relitto e subordinati apporti di sedimento terrigeno attuale. Le curve granulometriche dei campioni mostrano un aspetto irregolare, talvolta bimodale e i sedimenti appaiono nel complesso mediocrementemente o poco classati con abbondante *silt* carbonatico.

In carta sono stati riportati solo gli affioramenti di maggiori dimensioni, ma si sottolinea che queste superfici prive di posidonia sono molto diffuse e costituiscono il fondo delle depressioni, di dimensioni molto variabili, funzionali alla dinamica del banco stesso, come le depressioni a terrazzo, quelle canaliformi e tante altre tipologie che si rilevano nel banco a posidonie mediante i profili *Side Scan Sonar*.

Olocene superiore - Attuale

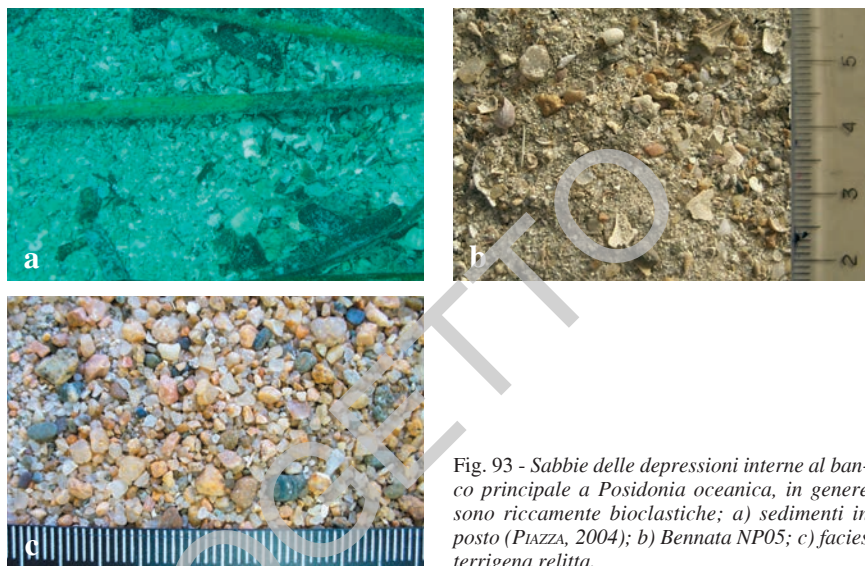


Fig. 93 - Sabbie delle depressioni interne al banco principale a *Posidonia oceanica*, in genere sono riccamente bioclastiche; a) sedimenti in posto (PIAZZA, 2004); b) Bennata NP05; c) facies terrigena relitta.

#### 5.2.4. - Deposito di piattaforma (g<sub>18</sub>)

In questa unità viene cartografato il pendio esterno del banco principale a *Posidonia oceanica* caratterizzato da fondali progressivamente privi di posidonie o con isolate e basse colonizzazioni algali. Questa parte costituisce la convessità del banco rivolta verso il largo, che può essere considerato come un *fore bank* di una piattaforma mista carbonatico-silicoclastica. Gli spessori sono sempre modesti ma considerando l'intera sequenza olocenica si raggiungono valori massimi di circa 20 ÷ 30 m (fig.94). Lo strato più esterno, cioè il più recente, è riferibile alla fase di stazionamento alto dell'Olocene superiore - Attuale.

I sedimenti sono misti con percentuale bioclastica prevalente (circa il 55 ÷ 60 %), (fig.95). La fauna bioclastica campionata in questo settore di piattaforma è sia indigena che proveniente dall'ecosistema del banco a posidonie, come indica la presenza di *Miniacina miniacea*, che vive sulle radici, rizomi e foglie della posidonie. Il fondale ospita una biocenosi, probabilmente instabile e discontinua, costituita da molluschi, briozoi, tra i quali *Cellepora pumicosa* (Pallas) e *Lichenopora radiata* (Audouin), numerosi foraminiferi bentonici di dimensioni fino a 1000 µm, diverse specie di miliolidi, echinidi, gasteropodi e alghe rosse ramificate.

Da segnalare inoltre la presenza di ostracodi, ornati e lisci, brachiopodi, di *fecal pellet* nella frazione 500/250 µm e di qualche raro esacorallo.

Da circa -35 m si inizia a osservare in alcuni campioni l'influenza di una tipologia di sedimento silicoclastico più grosso, talvolta arrotondato e opaco, di origine relitta (probabilmente depositi continentali pleistocenici), che diventa molto abbondante e comune nell'ambiente sedimentario più profondo della zona delle *sand wave*.

Olocene medio-superiore - Attuale

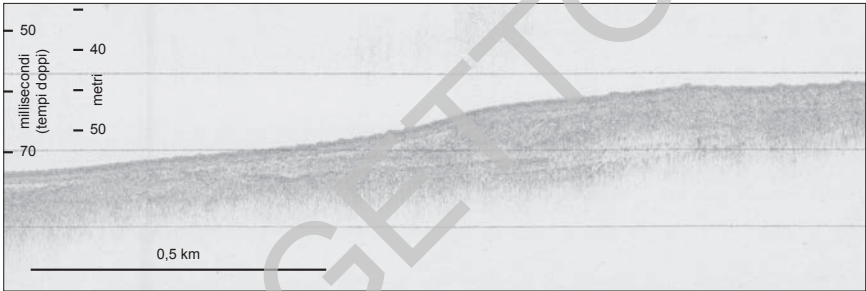


Fig. 94 - Pendio esterno del banco principale a *Posidonia oceanica* (profilo ecografico 3,5 KHz).

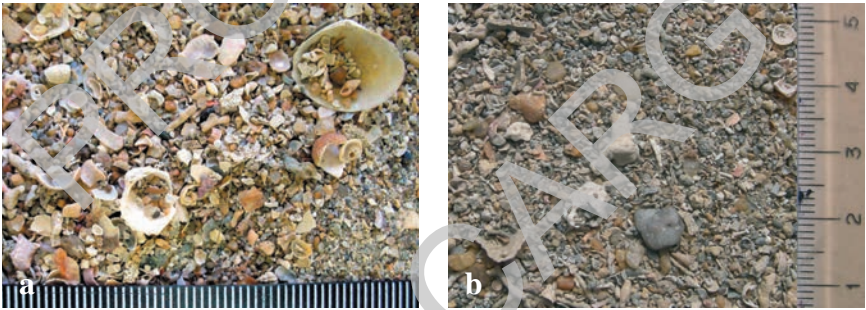


Fig. 95 - Sabbie in prevalenza bioclastiche del pendio esterno del banco principale a *Posidonia oceanica* (a); e sabbie con abbondante sedimento relitto risedimentato (b).

### 5.2.5. - Deposito rielaborato da correnti (**g<sub>16</sub>**)

Tutta la piattaforma, ad eccezione della depressione della piattaforma interna, mostra strutture di fondo da corrente subcritiche di piccole dimensioni come *ripple* e *megaripple*, ma esternamente al banco si osserva una fascia che oltre a queste piccole strutture di fondo è caratterizzata da ondulazioni del fondo 3D e 2D di dimensioni pluri-decametriche.

Questo non deve essere considerato come una conseguenza di maggiori velocità delle correnti indotte dal moto ondoso di tempesta, infatti le profondità sono maggiori, bensì un maggior effetto idrodinamico e una maggior rilevanza delle strutture per la disponibilità e la facilità di movimento sul fondo dei sedimenti disponibili.

Nei profili ecografici e particolarmente in quelli *Side Scan Sonar* si osservano tipiche riflessioni costituite da alternanze di maggiore e minore riflessione del segnale acustico, interpretate come *sand wave*. La variazione di intensità della riflessione del segnale ecografico indica il cambiamento tessiturale tra le creste con riflessioni meno intense e i cavi con riflessioni più intense. Questa struttura della risposta ecografica consente di interpretare che l'energia idrodinamica seleziona il sedimento più fine nelle creste e più grosso nei cavi delle *sand wave*. Le strutture si orientano in relazione al gradiente energetico legato alle tempeste da SE formando allineamenti di creste sub-paralleli alle isobate (LECCA *et alii*, 1998; COSSELLU, 2007). La profondità appare come il fattore di controllo delle forme e delle loro dimensioni; le *sand wave* più ampie, cui si sovrappongono *megaripple*, si incontrano a profondità minori mentre verso il largo sono presenti solo piccole *sand wave* con dimensioni decrescenti fino alla loro scomparsa dalle registrazioni ecografiche a profondità di -50÷-55 m circa in piattaforma intermedia ( $g_{20}$ ).

Nella parte più prossimale, cioè meno profonda, le strutture 3D, hanno lunghezza d'onda di 50÷200 m e altezza di 1÷3 m, sono più brevi lateralmente (fino a 200÷300 m), e terminano lateralmente in modo irregolare. Distalmente le *sand wave* assumono progressivamente forme 2D e lunghezza d'onda fino a qualche decina di metri, una altezza nettamente inferiore al metro e lateralmente possono persistere anche fino al chilometro.

La fascia interessata dalle *sand wave* è costituita da sedimenti misti bioclastico-terrigeni della piattaforma intermedia tra circa -30 e -55 m.

Le facies non sono uniformi, nella parte più interna prevalgono i sedimenti terrigeni relitti ghiaioso-sabbiosi, affiancati da componenti bioclastiche, mediocrementemente o poco classati ( $0,85 < \sigma\Phi < 1,50$ ), mentre verso il largo e verso W inizia a comparire le facies ad alghe rosse.

La componente terrigena relitta (ghiaie fini - molto fini e sabbie molto grosse), più abbondante verso E, evidenzia un basso grado di elaborazione dei granuli e alterazioni superficiali quali arrossamento e rivestimento di sottili patine di ossidazione (fig.96). Sono presenti inoltre granuli di arenaria cementata, anch'essi intensamente arrossati.

L'effetto della corrente sul fondo causa sia lo smistamento idrodinamico dei sedimenti deponendo sabbie medio-fini con prevalenza delle componenti fini nelle parti in rilievo delle *sand wave*, sia il trasporto dei sedimenti algali che mostrano solo pochi individui vivi *in situ*.

Anche nella parte più profonda le forme, rilevabili maggiormente nelle registrazioni *Side Scan Sonar* e meno nelle ecografie 3,5 KHz, si mantengono parallele alle isobate ma diminuiscono progressivamente di dimensioni, mentre nei sedimenti aumenta la componente sabbiosa medio-fine nonostante la presenza di locali coperture ad alghe rosse.

Olocene medio-superiore - Attuale

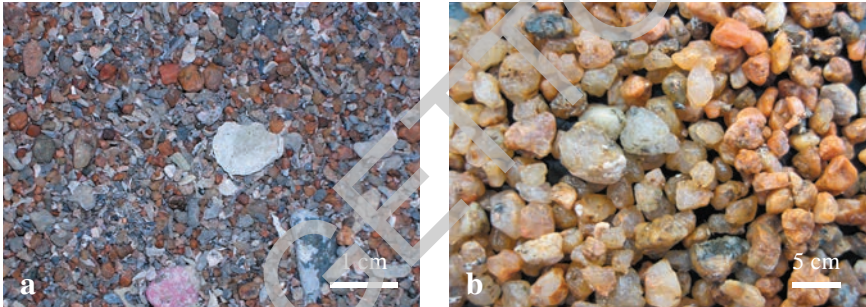


Fig. 96 - a) Sedimento misto bioclastico-terrigeno della fascia a sand wave (bennata CM015); b) sedimento essenzialmente terrigeno relitto.

### 5.2.6. - Deposito di piattaforma intermedia (g<sub>20</sub>)

Nella parte esterna della piattaforma intermedia (-55÷-65 m circa) l'energia idrodinamica sul fondo si riduce notevolmente e la luminosità è così bassa che solo le alghe rosse crescono in modo ottimale. Non tutti i fondali sono ricoperti dalle facies ad alghe rosse ma si può dire che vi dominano nettamente. La morfologia è regolare e continua lateralmente con fondali quasi planari relativi a flussi idrodinamici nettamente sub-critici. Nei profili ecografici, al di sotto di questi depositi talvolta si osservano paleo-valli di regressione colmate, che il banco a posidonia impediva di osservare a minori profondità.

Gli spessori sono sempre modesti, in genere meno di 10 m, solo nelle paleo-valli si arriva a valori dell'ordine di circa 15 m. Le facies ad alghe rosse sono riferibili solo alle condizioni di stazionamento alto del mare tardo-olocenico e non costituiscono una copertura spessa e continua; infatti lateralmente passano a sabbie limose e localmente a limi sabbiosi che colmano paleovalli di regressione (fig.97).

Sotto questi sedimenti superficiali si osservano diverse altre lito-facies; infatti un carotaggio a gravità di circa 2 m, ubicato a -60 m (DI NAPOLI ALLIATA *et alii*, 1970: fig.98), ha attraversato limi superficiali a foraminiferi nella parte alta e sabbie medie e molto grosse a lamellibranchi nella parte bassa.



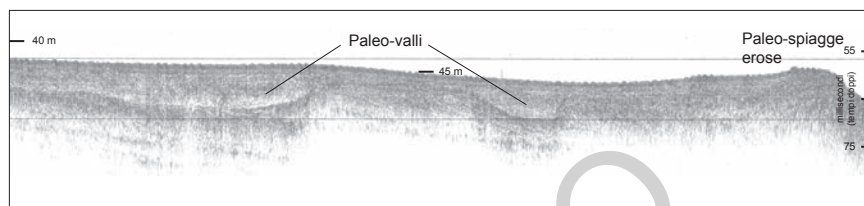


Fig. 97 - Incisioni subaeree colmate e ricoperte dai sedimenti olocenici (registrazione ecografica 3,5 Khz).

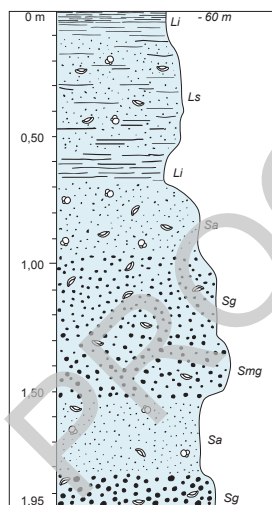


Fig. 98 - Sedimenti della parte distale della fascia a sand waves, costituita da una alternanza di limi e sabbie. Carotaggio a gravità C10, 520598,92/4331599,94 (da Di NAPOLI ALLIATA et alii, 1970, modificato). Li: limi molto fini; Ls: limi sabbiosi a foraminiferi; Sa: sabbie medie a foraminiferi e lamellibranchi; Sg, Smg: sabbie grosse e molto grosse bioclastiche.

Qualche metro sotto questi ultimi, a circa -65 m, è presente la superficie di trasgressione dell'Olocene inferiore documentata nei profili ecografici 3,5 Khz (v. fig.97). La transizione verso l'alto a facies più distali e più fini a foraminiferi, è attribuibile alla risalita del livello del mare olocenico, mentre la intercalazione delle facies più sabbiose può essere associata alla migrazione delle sand wave attivate dalla base delle onde di tempesta.

Le facies superficiali attuali ad alghe rosse e foraminiferi si estendono fino alla transizione alla piattaforma esterna, oltre le paleo-spiagge dei -50÷-65 m circa. La composizione è in molti casi totalmente bioclastica, tuttavia nelle parti più interne le facies divengono miste per la presenza delle componenti relitte al di sotto dei sedimenti biogenici attuali (fig.99).

La componente dominante è costituita da frammenti e individui algali di diversi millimetri, prevalentemente ramificati come *Lithophyllum racemus* (Lamarck) Foslie e altre forme *loose branching* (sensu JOHNSON, 1962; JOHNSON & ADEY, 1965; ADEY & MACINTYRE, 1973) indeterminate, cui si associano foraminiferi, frammenti di molluschi, di echinidi e di briozoi. Tra -55 e -65 m di profondità sono regolarmente presenti alghe rosse vive e questo fatto induce a pensare che i fondali in molte parti siano ricoperti in modo quasi continuo da alghe molto produttive. Questa facies ad alghe rosse prosegue anche attorno ai rilievi delle paleo-spiagge (*beach rock* g<sub>10</sub>), dove è presente una ricca biocenosi attuale.



Fig. 99 - *Facies ad alghe rosse*: a) *facies miste sub-attuali*: *alghe rosse calcaree ramificate e foliacee con incrostazioni nella parte sciafila, foraminiferi, molluschi, echinidi, rari frammenti di gusci di artropodi, ostracodi e spicole di spugne silicee nelle frazioni più fini*; b) *facies attuale costituita da varie specie calcificate e non calcificate*.

I sedimenti sono mediocrementemente classati ( $0,90 < \sigma \Phi < 1,25$ ) perché conservano le dimensioni di accrescimento, documentando l'assenza di flussi trattivi selettivi. Oltre alla componente biogenica, nei fondi non colonizzati di questa parte distale a bassa energia è presente una componente di sabbia molto fine limosa, quarzosa e carbonatica, con piccole quantità di limo organico. Il limite batimetrico inferiore di questo deposito si individua oltre le paleo-spiagge, dove un piccolo gradino erosionale viene ricoperto da un accrescimento sigmoidale olocenico (-60 ÷ -80 m circa) costituito da facies sabbiose e limose a lamellibranchi.

Olocene inferiore - Attuale

### 5.2.7. - Deposito di piattaforma esterna ( $g_{21}$ )

La piattaforma esterna è poco ampia perché l'infrastruttura del Golfo di Cagliari non consente una progradazione volumetricamente e arealmente efficiente in fase di basso eustatico. I sedimenti vengono infatti trasportati lungo il pendio o all'interno dei *canyon* e dispersi verso il fondo del Bacino di Cagliari fino a profondità di  $-600 \div -900$  m e pertanto costituisce un volume incolmabile in tempi brevi.

Il limite interno viene posto alla fine della convessità deposizionale olocenica ( $-60 \div -80$  m circa) che poggia sulle paleo spiagge più profonde, mentre il limite esterno è definito dal netto bordo in sedimentazione progradante inclinata ubicato a circa  $-125$  m, dove i profili ecografici 3,5 Khz mostrano i *toplap* della progradazione dell'ultimo stazionamento basso del livello del mare correlato al LGM ( $20-21$  ka), ricoperto dai sedimenti del tardo Pleistocene-Olocene.



Fig. 100 - Sabbie della piattaforma esterna, bennata CM026.

La fascia batimetrica di questa parte della piattaforma è la più bassa della base del moto ondoso di tempesta e quindi diminuisce la selezione dei sedimenti e aumenta la componente limosa. I sedimenti superficiali attuali sono costituiti da sabbie fini bioclastiche (fig.100) discretamente-moderatamente classate ( $0,75 < \sigma \Phi < 1,15$ ).

Localmente, nella parte nord-orientale, esternamente alle paleo-spiagge, a profondità di circa  $-80$  m sono presenti anche ghiaie e sabbie grosse terrigene relitte; probabilmente queste facies potrebbero essere presenti lungo tutta la piattaforma esterna al di sotto dei sedimenti sabbioso-limosi olocenici.

La componente bioclastica è rappresentata da piccole conchiglie di bivalvi, da foraminiferi sia bentonici che planctonici, talvolta riempiti da minerali autigeni, e in minor quantità da radioli e frammenti di echinidi irregolari. La componente silicoclastica è rappresentata da sabbie fini quarzose a spigoli vivi e sparsi minerali pesanti.

Un carattere esclusivo della piattaforma esterna è rappresentato dai numerosi paleo-alvei sepolti in prosecuzione delle testate dei *canyon* attuali, i quali durante le varie fasi di stazionamento basso possono aver accentuato l'erosione retrograda e inciso la piattaforma esterna.

Durante le successive trasgressioni e le fasi di stazionamento alto queste paleo-incisioni vennero colmate da sedimenti di piattaforma (v. fig.125).

Lungo la piattaforma esterna si osservano due comportamenti tettonici che sono condizionati dalla infrastruttura mio-pleiocenica. La parte sud-occidentale è debolmente subsidente, infatti mostra tre fasi di stazionamento basso sovrapposte e progressivamente abbassate, mentre nella parte nord orientale le paleo-spiagge poggiano su strati di probabile età pliocenica.

Pleistocene superiore - Attuale

### 5.2.8. - *Beach rock* (g<sub>10</sub>)

Nel Golfo di Cagliari diverse paleo-spiagge sono state rilevate dalla profondità di circa -65 m fino a circa -1 m. Quelle più profonde sono le più continue e sono evidenti fino a 30 km di lunghezza, orientate NE-SW, parallelamente all'attuale bordo della piattaforma e verso terra parallelamente alla costa.

Rispetto al fondo costituiscono dei rilievi di circa 4-5 m allungati parallelamente alle isobate. Sono costituite da conglomerati poligenici eterometrici e da quarzo-areniti ed arcose con frequenti e locali passaggi a lito-areniti, tutte a cemento calcitico; talvolta presentano deboli percentuali di matrice interstiziale e bioclasti.

Gli affioramenti rilevati sono spesso caratterizzati da variazioni laterali e verticali di facies, granulometriche e composizionali, a cui si associa una differente coesione e cementazione delle lamine e degli strati. Sono state osservate strutture gradate *fining up*, *cross lamination* e piano parallele. Sulla superficie di strato sommitale si riscontrano diffusamente morfologie erosive riconoscibili come marmitte e solchi di erosione e rotazione. Le giaciture degli strati in posto sono poco inclinate, ma nelle parti periferiche sono presenti blocchi molto inclinati, probabilmente per l'erosione subita durante la trasgressione olocenica (figg.101, 102 e 103). Gli affioramenti sono caratterizzati dalla presenza di fratture circa ortogonali all'asse di allungamento dell'affioramento, normali alla direzione degli strati. (fig.104). Gli affioramenti più consistenti sono correlabili a livelli del mare di circa 45 ÷ 60 m più bassi dell'attuale (ULZEGA *et alii*, 1986), ma i paleo-livelli del mare documentati sono numerosi (-65 ÷ -45, -30, -25 ÷ -20, -15 ÷ -1) (SEGRE, 1968; ULZEGA *et alii*, 1986; DE MURO & ORRÙ, 1998; LECCA *et alii*, 1998), inoltre molti altri segmenti di paleo-spiagge o paleo-coste sono deducibili dall'interpretazione dei dati ecografici (COSSELLU, 2007).

Questi depositi sono stati denominati *beach rock* e in genere ritenuti come testimonianza della risalita del mare olocenico (ULZEGA *et alii*, 1986; DE MURO & ORRÙ, 1998). Trattandosi di arenarie e conglomerati di spiaggia con diverso grado di litificazione, il termine *beach rock* può essere mantenuto nel suo significato più

ampio di deposito di spiaggia litificato. Ma se s'intendesse in senso stretto, cioè una litificazione precoce quasi contemporanea alla sedimentazione, non sarebbe un termine sempre appropriato perchè in alcuni casi nelle registrazioni 3,5 Khz risultano documentate chiare superfici di erosione e quindi fasi di diagenesi subaeree non plausibili con la risalita del mare olocenico (LECCA *et alii*, 1998).

Allo stato attuale delle conoscenze l'attribuzione di questa serie di paleo-spiagge sfugge ancora a precise attribuzioni. Con lo scopo di avere almeno qualche età di riferimento, sono state eseguite diverse analisi  $^{14}\text{C}$  (tab.1) sui bioclasti delle arenarie conglomeratiche della paleo-spiaggia di -45 m (bennata SC001 in figg.101 e 105) e su un *Pecten jacobaeus* (L.) del conglomerato (SC002 in fig.101) sottostante le sabbie bioclastico-terrigene prelevate per il ripascimento del Poetto nella zona a *sand wave*.

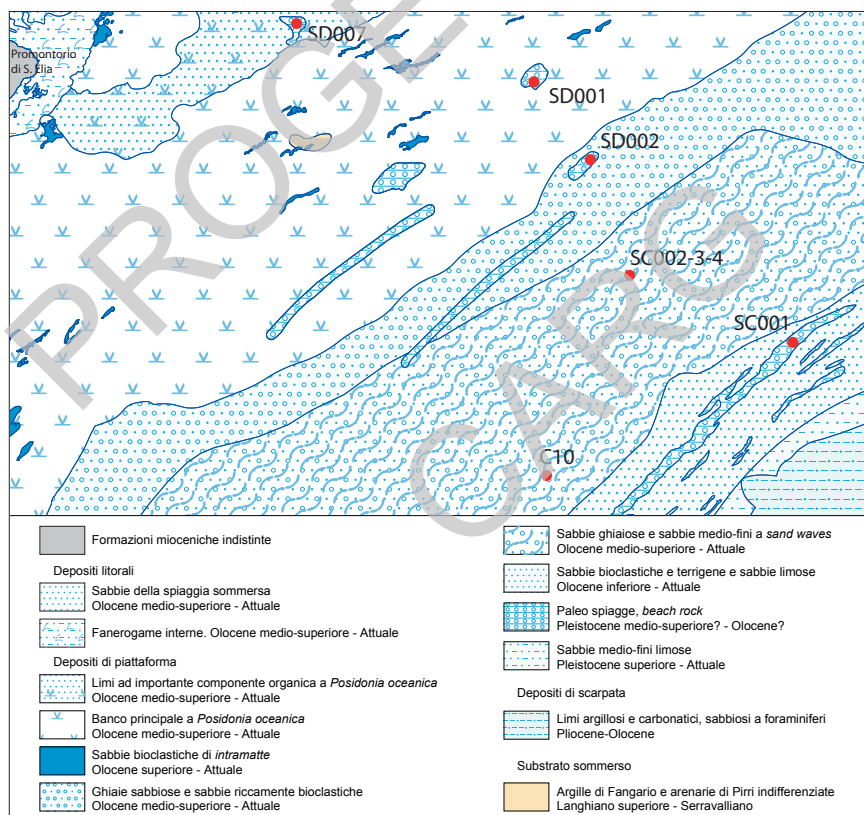


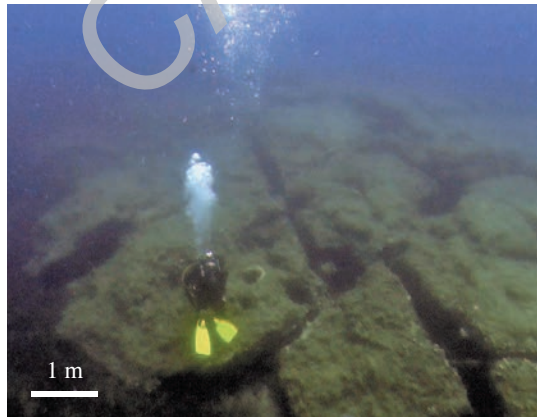
Fig. 101 - Ubicazione delle campionature delle paleo-spiagge e della carota C10.

Fig. 102 - Arenarie medio-grosse quarzoso-feldspatiche bioclastiche, con livelli a ciottoli e bioclasti centimetrici della paleo-spiaggia di -20 m di profondità (SD001, 521488,54/4337602,38); ubicazione in fig.101.



Fig. 103 - Conglomerato fossilifero in matrice arenacea di un paleo-deposito costiero di -10 m di profondità (SD007, 518158,72/4338437,36); ubicazione in fig.101.

Fig. 104 - Arenarie stratificate e ben litificate della paleo-spiaggia a -26 m; sono evidenti due sistemi di fratture che isolano blocchi di diversi metri soggetti all'erosione sottomarina; (SD002, 522028,35/4336564,41); ubicazione in fig.101.



Inoltre sono stati datati una *Cladocora caespitosa* (L.) e un *Vermetus triquetrus* Bivona-Bernardi (SC003, SC004 in fig.101) contenuti nel sedimento dell'anzidetto ripascimento.

I risultati (tab.1) consentono di assegnare all'Olocene inferiore i sedimenti sabbioso-ghiaiosi sovrastanti le paleo-spiagge. La determinazione del paleo-livello del mare è condizionata dalla paleo-profondità di vita del *Vermetus triquetrus*; se si attribuisce un valore di  $5 \div 10$  m, e una profondità di campionamento di -42 m si deduce un paleo-livello del mare di  $-37 \div -32$  m nell'intervallo 9.036÷9.296 CAL BP, ben compatibili con i precedenti risultati di ORRÙ *et alii*, 2004 nella paleo-valle del Fiume Mannu-Cixerri.

Le paleo-spiagge di -45 m (figg.105 e 106) invece avrebbero un'età di circa  $42.630 \div > 50.000$  CAL BP. Quindi l'età è pre-olocenica, ma essendo tali età vicine al fondo scala del metodo  $^{14}\text{C}$ , le paleo-spiagge potrebbero essere attribuite a un imprecisato Pleistocene superiore precedente l'ultimo massimo glaciale, probabilmente MIS 3 - MIS 5, ma non si possono escludere età più antiche.

Pleistocene medio-superiore? - Olocene?

Tab. 1 - Datazioni al radiocarbonio, ubicazione dei campioni in fig.86; età calibrate secondo HUGHEN *et alii*, 2004; REIMER *et alii*, 2009.

CAMPIONE	FOSSILE	CODICE DEL LABORATORIO CEDAD	ETÀ RADIOCARBONIO (BP)	ETÀ CALIBRATA (BP)
SC001	Bioclasti di lamellibranchi indeterminabili in arenaria della paleo-spiaggia di -45 m	LTL4998A	$38.815 \pm 400$	$43.055 \pm 425$
SC002	<i>Pecten jacobaeus</i> in arenaria del sedimento per Poetto, circa -45 m	LTL4995A	$> 48.000$	$> 50.000$
SC003	<i>Cladocora coespitosa</i> in sedimento per Poetto, circa -45 m	LTL4997A	$8.534 \pm 60$	$9.138 \pm 112$
SC004	<i>Vermetus triquetrus</i> in sedimento per Poetto, circa -45 m	LTL4996A	$8.557 \pm 50$	$9.188 \pm 108$

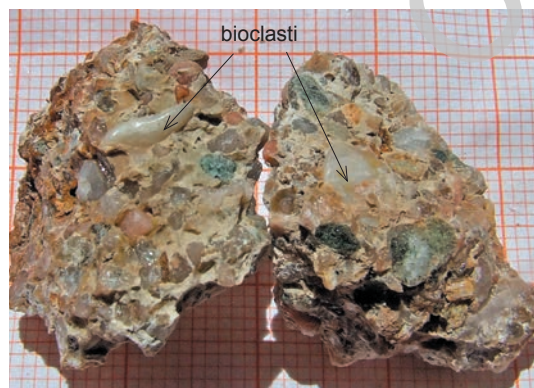


Fig. 105 - Microconglomerato arenaceo di spiaggia, bennato a -47 m di profondità (SC001, 544769,03/4333923,98, ubicazione in fig.101, in prossimità delle campionature di ULZEGA *et alii*, 1986) contenente i bioclasti utilizzati per la datazione  $^{14}\text{C}$  (LTL4998A  $43.055 \pm 425$  CAL BP).

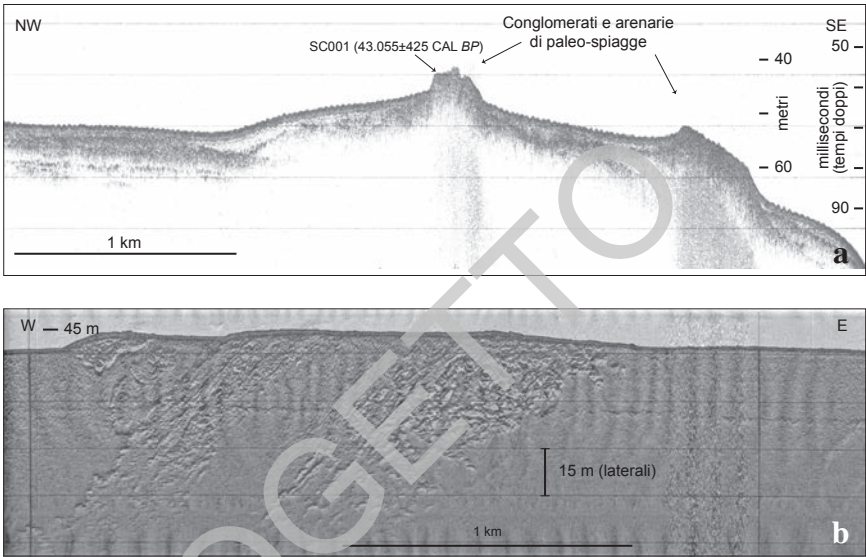


Fig. 106 - Paleospiegge di -45 e di -60 m circa: a) registrazione ecografica 3.5 KHz; b) registrazione Side Scan Sonar (ULZEGA et alii, 1986).

### 5.3. - AMBIENTE DI SCARPATA

#### 5.3.1. - Deposito di scarpata continentale ( $m_2$ )

Superato il limite della piattaforma esterna si passa alla parte superiore del pendio che raccorda la piattaforma continentale di Cagliari al Bacino di Cagliari. In questo pendio i sedimenti transitano in diverse forme di trasporto e i volumi di sedimenti superficiali depositi nel Pleistocene superiore - Olocene, sono esigui principalmente a causa dell'elevata pendenza (fino a circa 15%).

I sedimenti campionati nella parte superficiale del fondo sono dei limi debolmente sabbiosi a foraminiferi (figg.107a, 107b) e subordinati bioclasti (piccoli lamellibranchi, radioli di echinidi irregolari, spicole silicee, fili di *Posidonia oceanica*).

Su cinque campioni, prelevati tra i -200 e i -500 m, analizzati (A.M. Porcu, Dipartimento Scienze della Terra dell'Università di Cagliari) sono stati riconosciuti esemplari di foraminiferi sia bentonici, con gusci ialini, porcellanacei e agglutinanti molto ben conservati, che planctonici, sia di grandi che di medie e piccole dimensioni.



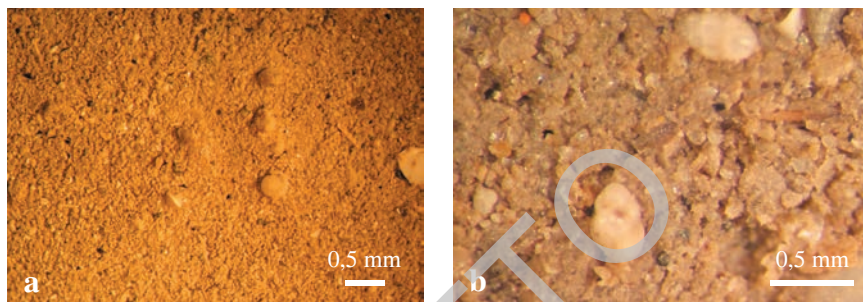


Fig. 107 - Depositi della scarpata continentale: limi a foraminiferi: (a) *Globorotalia truncatulinoides*, *Triloculina* sp.; (b) *Uvigerina mediterranea*.

Le forme planctoniche sono risultate dominanti rispetto alle bentoniche. Alcune specie sono state rinvenute in tutti i campioni, non sempre con la stessa frequenza ma in genere sempre ben rappresentate. Esse sono: *Amphycorina scalaris* (Batsch, 1791), *Bigenerina nodosaria* (d'Orbigny, 1826), *Bolivina alata* (Seguenza, 1862), *Bulimina marginata* (d'Orbigny, 1826), *Cassidulina carinata* (Silvestri, 1896), *Globigerina bulloides* (d'Orbigny, 1826), *Globigerinoides ruber* (d'Orbigny, 1839), *Globorotalia inflata* (d'Orbigny, 1839), *Globorotalia truncatulinoides* (d'Orbigny, 1839), *Hyalinea baltica* (Schroeter, 1783), *Lenticulina* sp., *Melonis pompilioides* (Fichtel & Moll, 1798), *Orbulina universa* (d'Orbigny, 1839), *Quinqueloculina seminula* (Linnaeus, 1758), *Uvigerina mediterranea* (Hofker, 1932), *Valvulineria bradyana* (Fornasini, 1900).

Alcune analisi semiquantitative sugli stessi cinque campioni hanno evidenziato un rapporto argilla/silt circa 1/1, mentre la sabbia è in genere inferiore al 5%, ma può raggiungere anche il 15% ed eccezionalmente 34%. Nella componente argillosa il  $\text{CaCO}_3$  ha valori di circa 20-25%, l' $\text{SiO}_2$  circa 20%, il resto (circa il 60%) è costituito da clinocloro e mica-illite. Precedenti analisi hanno riscontrato percentuali totali di  $\text{CaCO}_3$  di circa il 40% (PICCAZZO *et alii*, 1981).

Al di sotto dei depositi olocenici di scarpata nei profili ecografici 3,5 Khz e *Sparker* 1kJ si rileva una spessa sequenza la cui parte bassa deve essere attribuita al Pliocene. Il contesto della sua genesi deve essere riferito a tempi successivi alla deposizione dei calcari di Cagliari (CGI) del Tortoniano-Messiniano, quando all'interno della parte meridionale del *Rift* sardo la crescita sedimentaria marina si interruppe a seguito della regressione messiniana (Crisi di salinità *Auct.*; Hsü *et alii*, 1977; CITA, 1982 *cum bibl.*). Tale regressione fu conseguente all'evaporazione di gran parte del Mare Mediterraneo cui seguì l'emersione di tutto il margine continentale superiore della Sardegna. Come in tutto il Mediterraneo occidentale, la sedimentazione marina riprese con la trasgressione del Pliocene inferiore.

Nella parte meridionale del Campidano, col progredire della sedimentazione verso SW si instaurò una successione maggiormente continentale (formazione di Samassi: PECORINI & POMESANO CHERCHI, 1969; CHERCHI & MURRU, 1985) mentre a SE si depose una sequenza plio-quadernaria di piattaforma esterna e di scarpata, progradante verso l'interno del Bacino di Cagliari. Tale sequenza poggia pertanto sui sedimenti erosi del Miocene medio e superiore e cresce, mediante parasequenze a controllo eustatico, con continuità deposizionale fino all'Olocene ( $m_2$ ). I sedimenti, costituiti da limi a foraminiferi, marnosi variamente sabbiosi sotto la piattaforma intermedia, hanno spessori complessivi che raggiungono qualche centinaio di metri, mentre nell'area del depocentro del Bacino di Cagliari aumentano fino a circa 1000 m.

La crescita del pendio risulta molto lenta a causa del grande spazio disponibile nel Bacino di Cagliari e della bassa entità degli apporti sedimentari dalla piattaforma.

La parte alta di tale sequenza plio-quadernaria è interessata da instabilità gravitativa che si manifesta con tipici *slumping* nel pendio superiore, più a W di questo foglio (v. fig. 126 in cap. VI).

All'interno di questo foglio sono presenti delle instabilità gravitative attualmente attive ed evidenziate da gradini nel pendio e da disturbi parallelamente alla stratificazione osservabili nei profili *Sparker* a profondità di diverse decine di metri dalla superficie (fig. 108).

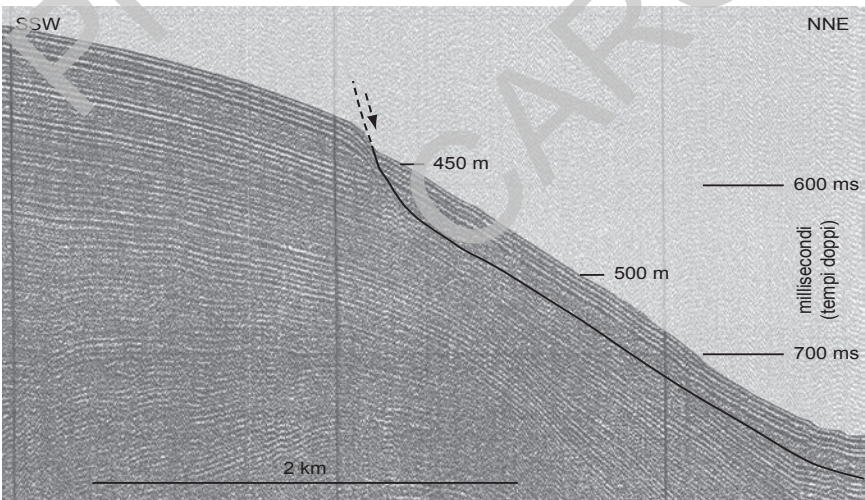


Fig. 108 - Gradino prodotto da uno scivolamento gravitativo in atto che interessa la parte superficiale della sequenza plio-quadernaria (registrazione *Sparker* 1 kJ).

Non sempre tali fenomeni gravitativi sono ben documentati; in alcune aree della piattaforma esterna e del pendio superiore si osserva la mancanza di parti di progredazione interpretabile come conseguenza di scivolamenti avvenuti probabilmente durante il Pleistocene medio-superiore.

La mappatura di questi fenomeni nel Golfo di Cagliari è attualmente in fase di interpretazione (Progetto Magic, Unità operativa Cagliari, Resp. P. Orrù).

Un ben ramificato sistema di valli sottomarine mette in comunicazione il bordo della piattaforma di Cagliari col sistema deposizionale profondo della Piana abissale sardo-algerina; importanti *canyon* incidono tutto il Bacino di Cagliari fino alla Valle sardo-tunisina (v. tav.2 e fig.117).

In questo Foglio ricadono le parti superiori dei due più importanti *canyon* del Bacino di Cagliari (*Canyon* di Sarroch e *Canyon* di S. Elia) e le loro diramazioni terminali (fig.109).

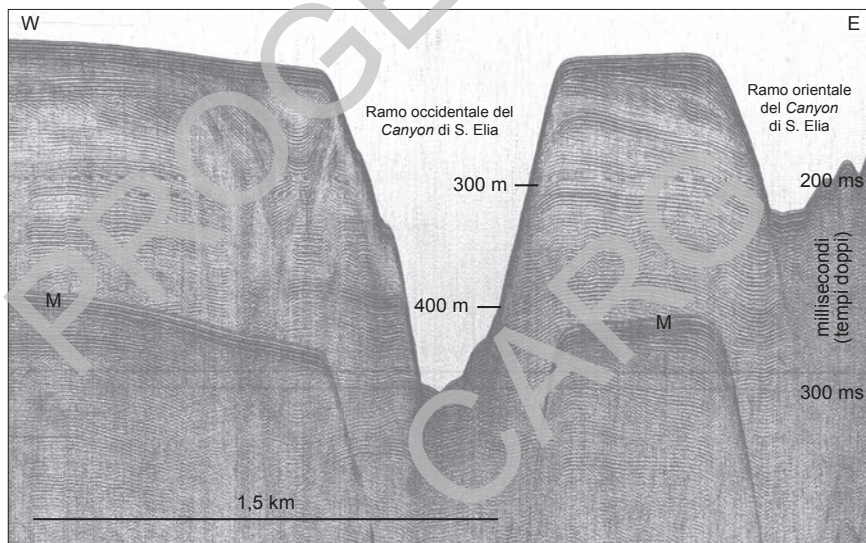


Fig. 109 - Valle del Canyon S. Elia in erosione retrograda nel Pleistocene-Olocene che incide profondamente la piattaforma esterna costituita da sedimenti plio-quadernari (registrazione Uniboom 500J). M: multipla.

Nonostante le condizioni attuali siano quelle di alto eustatico, il sistema è attivo, infatti le valli a forma di ampia V sono quasi prive di sedimenti e sono interessate da incisioni laterali minori; tutte le testate si mostrano in erosione e il *Canyon* di Sarroch mostra anche una reincisione priva di sedimenti sul fondo (fig.110 e v. fig.129 in cap. VII § 2.).

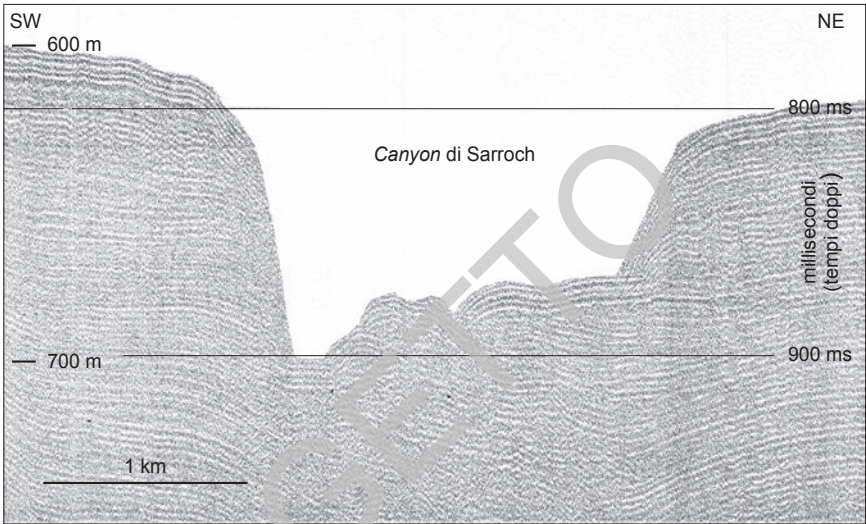


Fig. 110 - Valle del Canyon di Sarroch nella parte meridionale del Foglio (registrazione Sparker 1 kJ) che erode i sedimenti plio-quadernari.

L'attività del Canyon di S. Elia induce una importante erosione nella parte nord orientale della piattaforma esterna e un bordo in arretramento.

Lo spostamento della parte alta di questo sistema nei tempi pleistocenici, probabilmente più accentuata in fase di basso eustatico, è documentata dalla presenza di paleo-testate sepolte sia nella piattaforma esterna che nel pendio.

Pliocene - Quaternario

## V - TETTONICA

Nel basamento ercinico della Sardegna sono state individuate tre zone parallele alla catena (CARMIGNANI *et alii*, 1982; 1992), caratterizzate da un metamorfismo regionale variabile dall'anchizona attraverso la facies degli scisti verdi, alla zona a biotite, fino alla facies anfibolitica (RICCI, 1992).

Il basamento paleozoico del Foglio 566 "Pula" è costituito da limitati affioramenti, preservati in scaglie pluri-ettometriche, di rocce metamorfiche di anchizona-epizona.

Da un punto di vista strutturale, tali terreni appartengono prevalentemente all'Avampaese autoctono dell'Iglesiente-Sulcis, Zona esterna dell'orogene ercinico sardo, e rappresentano la prosecuzione orientale della formazione di Pala Manna (PMN), affiorante estesamente nel limitrofo Foglio 565 "Capoterra", a cui si rimanda per approfondimenti.

Al metamorfismo regionale è sovrainposto un metamorfismo termico, localmente accentuato, legato alle intrusioni granitiche tardo-erciniche (VLD<sub>c</sub>, M. Luas).

Il basamento terziario è costituito invece da:

- vulcaniti del ciclo oligo-miocenico (complesso andesitico di Sarroch: EDD, ONI, MAB);
- sedimenti del Miocene superiore marino (arenarie di Pirri, ADP; calcari di Cagliari, CGI)

Questi depositi registrano lineamenti strutturali ereditati da una tettonica fragile prevalentemente a carattere disgiuntivo.

## 1. - TETTONICA ERCINICA

La struttura fondamentale del basamento paleozoico della Sardegna sud-occidentale, in cui ricade anche il Foglio Pula, è da riferire sicuramente all'Orogenesi ercinica che si è manifestata con una complessa tettonica polifasica associata ad un metamorfismo in facies di scisti verdi (CARMIGNANI *et alii*, 1982; 1992). L'età di questa tettonica viene riferita al Carbonifero inferiore-medio (post-Tournaiano e pre-Stefaniano). L'evoluzione della tettonica ercinica per il basamento metamorfico autoctono della Sardegna sud-occidentale prevede l'esistenza di tre fasi plicative (CARMIGNANI *et alii*, 1982):

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

Negli affioramenti paleozoici del Foglio Pula permangono scarse testimonianze di tali eventi deformativi; tuttavia sono localmente registrati raccorciamenti molto modesti, osservabili nel rilievo col N.ghe Antigori a S di M. Luas, con piegamenti di direzione e stile variabile come pieghe isoclinali, alla scala dell'affioramento, con blanda scistosità di piano assiale e *kink* (fig.111).



Fig. 111 - Rilievo col N.ghe Antigori, a S di M. Luas. Deformazioni plicative (*kink*) con assi N-S e piani assiali suborizzontali nelle metarenarie silicizzate della formazione di Pala Manna (PMN).

## 2. - TETTONICA POST-ERCINICA

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

I principali lineamenti appartengono ad un sistema di faglie dirette, talora a componente trascorrente, orientate prevalentemente N-S e NW-SE, subordinatamente E-W e NE-SW, che interessa la maggior parte delle formazioni geologiche presenti nel foglio.

L'intensa fratturazione in prismi centimetrici che caratterizza gli affioramenti del substrato metamorfico (PMN) denota l'interazione e/o sovrapposizione di sistemi di frattura N-S ed E-W (v. fig.2).

L'andamento N-S è ben figurato dal sistema filoniano permiano (v. fig.7a); tale andamento è stato successivamente ripreso dal corteo filoniano oligo-miocenico a quarzo (oq) e talora a calcite (oc), sebbene questi ultimi assumano talora direzioni NNW-SSE e NNE-SSW.

Dal punto di vista strutturale nell'area di studio sono stati osservati sistemi di faglie, sia sin-sedimentarie che post sedimentarie.

I lineamenti tettonici più importanti sono costituiti dalle faglie di direzione NW-SE, che dislocano con rigetti variabili i calcari di Cagliari (CGI) affioranti nel promontorio S. Elia. Un sistema di faglie dirette orientate circa NW-SE, di cui la faglia principale immerge verso ENE e le faglie coniugate verso WSW, ha dislocato e basculato i calcari di Cagliari (CGI<sub>a</sub>, CGI<sub>b</sub>, CGI<sub>c</sub>) esposti nel torrione della Sella del Diavolo, rispetto alle sottostanti arenarie di Pirri (ADP), (fig.112).

Le giaciture che risultano da questi dislocamenti hanno più o meno la stessa direzione della faglia principale (circa N160) ma immersione opposta, verso SW. Queste faglie sono sicuramente *post-tortoniane* in quanto coinvolgono anche la parte alta dei calcari di Cagliari (CGI<sub>c</sub>). La loro genesi è probabilmente da ricondurre all'apertura del bacino tirrenico ed alla formazione del *Graben* del Campidano durante il Plio-Pleistocene.

Si presume che alcune di queste faglie siano state riattivate durante l'Olocene, talora originando fenomeni gravitativi profondi di versante (DGPV). La faglia principale che attraversa la Sella del Diavolo potrebbe essere associata ad un fenomeno gravitativo profondo di cui è evidente, sebbene attualmente molto erosa, la trincea che separa il torrione dai carbonati di M. S. Elia. Inoltre, i depositi di spiaggia tirreniana presenti alla base della falesia miocenica di Marina Piccola, solitamente posti ad 1 m s.l.m. poco oltre il porticciolo omonimo, raggiungono progressivamente la quota di circa 6-7 m a partire dall'impluvio fino all'estremità del promontorio di Sant'Elia, evidenziando il basculamento recente di tutto il blocco verso NW.

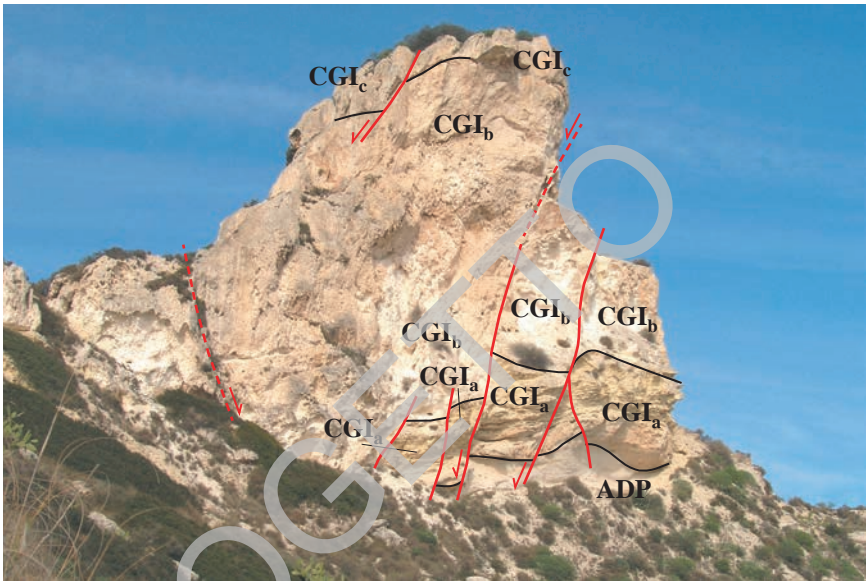


Fig. 112 - Sella del Diavolo. Panoramica sul torrione ove è esposta la sequenza dei calcari di Cagliari (Pietra Cantone:  $CGI_a$ , Tramezzario:  $CGI_b$  e Pietra Forte:  $CGI_c$ ) sovrastanti le arenarie di Pirri (ADP), i cui contatti risultano variamente dislocati da un sistema di faglie dirette a debole rigetto, orientate circa N160 e immergente a SSW, coniugate alla faglia principale passante per la sella, con la stessa orientazione ma immergente a ENE.

Nello stesso settore, associati a piani N145/70°NE, è talora possibile osservare piccoli specchi di faglia con strie di movimento (*slikenside*) disposte secondo la massima pendenza (fig.113). Nelle zone interne dei colli del promontorio, estese zone cataclastiche con diffuse ossidazioni ferrose limonitiche e/o ematitiche sono prodotte da un sistema di faglie dirette, subverticali, orientate N140-160E, visibili sui fronti di dismesse attività di cava sul versante orientale del colle col fortino S. Ignazio e sul versante occidentale del M. S. Elia (campo Atletica M.M.); sui piani di faglia sono talora preservate le breccie di contatto e, localmente, le strie di movimento (*slikenside*) delle faglie (v. fig.51).

Una importante faglia diretta, probabilmente associata ad un sistema di faglie, orientata circa N160 e immergente ad E, attualmente sepolta sotto coltri coluviali oloceniche nella valle di Is Mesas presso Calamosca, sarebbe responsabile della dislocazione, con basculamento, dei terreni miocenici del promontorio S. Elia, isolando il blocco col M. S. Elia ad E, dal rilievo col fortino di Sant' Ignazio ad W, e ponendo a contatto tettonico le arenarie di Pirri (ADP) con le facies Tramezzario ( $CGI_b$ ) e Pietra Forte ( $CGI_c$ ) dei calcari di Cagliari.



Nel Foglio 566 "Pula", la strutturazione dei depositi carbonatici terziari si sarebbe manifestata già a partire dal Tortoniano superiore, con una iniziale fase di *uplift* in preludio alla generalizzata crisi del Messiniano e, particolarmente, in risposta alle fasi iniziali dello sprofondamento del settore del Campidano ad W di tali depositi, culminato poi durante il Pliocene con la formazione del *Graben* del Campidano (CASULA *et alii*, 2001) e con l'apertura del Tirreno ad E dell'Isola.



Fig. 113 - Sella del Diavolo. Strie di movimento verticali (*slikenside*) in corrispondenza di una faglia di direzione N145/70°NE, che disloca, con debole rigetto, i depositi del Tramezzario (CGI<sub>1</sub>) esposti sulla falesia sotto la Torre di Sant'Elia, a q.90 m s.l.m.

Tra la Baia di Cala Fighera e la Sella del Diavolo, la sequenza dei calcari di Cagliari registra deformazioni a carattere fragile, ben visibili in falesia dal mare, ma non visionabili a terra data la ripidità delle pareti. Queste deformazioni interessano in prevalenza i depositi del Tramezzario nella parte medio-sommitale della sequenza, deformando localmente il contatto basale con i depositi della Pietra Cantone. Non è possibile definire con certezza l'età di queste strutture come *post-tortoniane* in quanto non sono evidenti i rapporti con la sovrastante facies della Pietra Forte (fig.114).



Fig. 114 - Strutture deformative entro i calcari di Cagliari (CGI) esposti in falesia nel Promontorio di S. Elia.

Un carattere tettonico compressivo è stato talora osservato nei calcari esposti presso la Stazione Radio Maritele della Marina Militare, che registrano la presenza di strie di movimento orizzontali (fig.115) originate da una faglia trascorrente destra, diretta N010/subverticale.

Sulle falesie tra il Faro S. Elia e Torre Perdusemmini la sequenza miocenica mostra disturbi tettonici legati a faglie dirette sin-sedimentarie con giacitura compresa tra N175/82°WSW e N063/79°NW, solitamente con deboli rigetti.

Queste faglie dislocano i depositi calcarenitici della *facies* Tramezzario ponendoli a contatto tettonico con depositi di mare più profondo, intercalati nella stessa *facies*, ma sedimentologicamente simili ai depositi della Pietra Cantone (“Pietra Cantone *like*” nel testo).

Nel settore occidentale del Foglio, i lineamenti tettonici sono spesso mascherati dalle coperture alluvionali del Quaternario.

Un sistema di faglie dirette, con direzione variabile da N030 subverticale a N040/82°SE, è tuttavia riconoscibile per brevi tratti a SE di M. Luas a valle del rilievo col N.ghe Antigori, lungo la strada consortile retrostante il comparto industriale del C.A.S.I.C. (E.N.I., Polimeri Europa).



Fig. 115 - Loc. Stazione Radio Maritele della Marina Militare. Strie di movimento (slikenside) orizzontali registrate sullo specchio di una faglia trascorrente destra, diretta N010, subverticale.

Queste faglie, di cui si evince un rigetto notevole sebbene non misurabile con certezza, pongono a contatto le siltiti eoceniche della formazione del Cixerri (CIX) rispettivamente con le metarenarie eocarbonifere della formazione di Pala Manna (PMN), e con le andesiti di Monte Arrubiu del ciclo vulcanico oligo-miocenico (v. fig.8a, 8c). Tali lineamenti strutturali si sono attivati sicuramente dopo l'Oligocene superiore in quanto coinvolgono le vulcaniti di questa età; tuttavia non è dato sapere se essi abbiano riattivato lineamenti più antichi, né, data l'assenza di depositi del Neogene, se possano essere stati riattivati in tempi successivi (Terziario?, Quaternario?).

Per quanto concerne i movimenti del blocco andesitico di Sarroch, esso registra lineamenti e fratturazioni molto variabili da NW-SE a NE-SW, a N-S, a ESE-WSW, in parte dovuti alla messa in posto delle vulcaniti stesse, in parte da ricollegare alla strutturazione pliocenica del *Graben* del Campidano, sebbene alcuni autori non siano concordi (MANZONI *et alii*, 1981).

La strutturazione della linea di costa compresa tra Sa Cruxi 'e Marmuri e Punta Zavorra, si sarebbe originata dalla prosecuzione verso S degli allineamenti NNW-SSE ereditati dalle direttrici del *Graben* campidanese (Faglia di Sarroch).

Tali allineamenti avrebbero delimitato verso E la prosecuzione sia dei graniti ercinici che delle vulcaniti andesitiche oligo-mioceniche, attualmente sepolte, al largo della costa di Pula, sotto circa 1700 m di depositi quaternari e terziari (Pozzo Marcella 1-E.R8.AG/1-AGIP).

I depositi clastici alluvionali quaternari del Foglio 566 “Pula” non registrano lineamenti di alcun tipo; tuttavia non si esclude che la loro sedimentazione sia stata, almeno in parte, favorita dalla creazione di spazio dovuta a riattivazione di lineamenti più antichi.

## VI - GEOLOGIA MARINA

### 1. - METODOLOGIA

Nel Golfo di Cagliari, trascurando le campagne batimetriche e le iniziali indagini ecografiche e di campionatura, le prime significative linee sismiche sono state eseguite per la ricerca del petrolio (AGIP, 1968, *Aquapulse*); seguirono indagini ecografiche e sismiche con finalità scientifiche (SEGRE, 1968; FANUCCI *et alii*, 1976) e numerose crociere del Progetto Finalizzato Oceanografia e Fondi Marini - *Placers* (C.N.R., Unità Operativa Geologia del Dip. Sc. Terra - Univ. Cagliari, Resp. A. Ulzega) denominate *Placers* (78/1, 78/4, 78/5, 79/1, 79/3, 81/1 e 81/2) durante le quali vennero rilevate sistematiche linee *Sub Bottom Profiler* (3,5 Khz), *Side Scan Sonar*, *Sparker/Uniboom* 800-500 J. In seguito, durante le campagne denominate “Margini Continentali Sardi” (1983, 85, 87, 88, 89, 90, 91, Resp. L. Lecca), furono eseguite altre linee *Sub Bottom Profiler* e *Sparker* 1-3,5 kJ con lo scopo di individuare le relazioni tra i bacini neogenici della Sardegna emersa e quelli del margine.

Di recente, una quasi totale copertura *Side Scan Sonar* della piattaforma continentale interna fino a circa -40 m, di cui si è avuta disponibilità in formato *bitmap*, è stata realizzata per il progetto “Mappatura della prateria a *Posidonia oceanica* lungo le coste della Sardegna e delle piccole isole circostanti” (MINISTERO AMBIENTE, 2001). Con la finalità di individuare eventuali instabilità gravitative, la piattaforma continentale esterna e il pendio superiore del Golfo di Cagliari, nel 2010, sono stati rilevati mediante una copertura integrale *multibeam* (Progetto MAGIC, U. O. Cagliari P. Orrù responsabile, DEIANA *et alii*, 2012), i cui risultati sono ancora in corso di interpretazione.

Le prime campionature dei sedimenti risalgono agli anni '60-'70 eseguiti mediante "Campagne Nave Oceanografica Bannock" (DI NAPOLI ALLIATA, 1968; DI NAPOLI ALLIATA *et alii*, 1970; CAVARRETTA *et alii*, 1972; FIERRO *et alii*, 1974; NERONI, 1974). Sistematiche campionature (bennate e carotaggi a gravità) furono eseguite durante le numerose campagne *Placers* (CARTA *et alii*, 1986), mentre durante le campagne "Margini Continentali Sardi" vennero prelevate isolate campionature in piattaforma e in scarpata.

L'ampio *dataset*, comparato tra le diverse tipologie di dato, ha consentito di riconoscere le caratteristiche dei diversi livelli strutturali del *Rift* sardo: infrastruttura oligocenica superiore - miocenica, sequenza vulcanica e sedimentaria dell'Oligocene superiore - Miocene, sua riattivazione tardo miocenica - plio-quaternaria e, infine, parte superficiale del riempimento di età principalmente Pleistocene superiore - Olocene. Per la realizzazione della parte marina di questo Foglio e della sua stratigrafia è stata eseguita una campionatura del fondo marino distante dalla costa e della parte peri-costiera (fig.116).

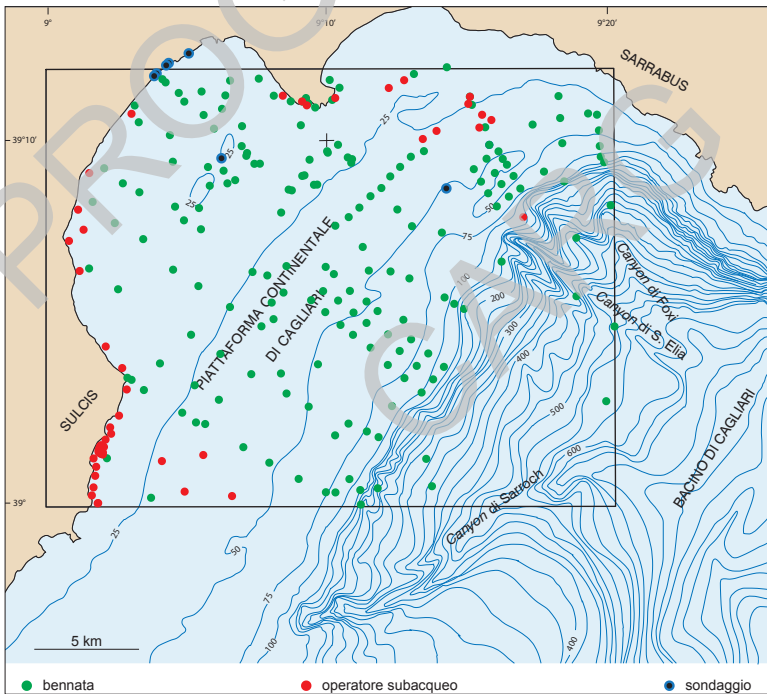


Fig. 116 - Ubicazione dei campioni analizzati: in prevalenza prelevati *ex novo* e, in subordine, da bibliografia e/o riesaminati.

In prevalenza i campioni sono costituiti da bennate, in subordine da prelievi in immersione subacquea ed inoltre mediante carotaggi a rotazione fino a -40 m lungo la spiaggia della Laguna di S. Gilla. Tale nuova campionatura, integrata con numerosi dati provenienti da studi precedenti (DI NAPOLI ALLIATA, 1968; DI NAPOLI ALLIATA *et alii*, 1970; AGUS *et alii*, 1974; PICCAZZO *et alii*, 1981; PITTAU DEMELIA & LOI, 1982) e da sondaggi geognostici inediti (Pecorini G., comunicazione orale; AA.VV., 2009), ha consentito di pervenire a una esauriente conoscenza della distribuzione sia delle litofacies oloceniche, che ricoprono quasi interamente la piattaforma e la scarpata, sia della stratigrafia pre-olocenica.

## 2. - INQUADRAMENTO GEOLOGICO

La parte marina del Foglio Pula, ubicata all'interno del Golfo di Cagliari, dal punto di vista geologico ricade nella terminazione meridionale del ramo principale del *Rift* sardo (fig.117) e nella sua prosecuzione nel margine superiore dove si è instaurato un più recente bacino di scarpata, il Bacino di Cagliari (fig.118).

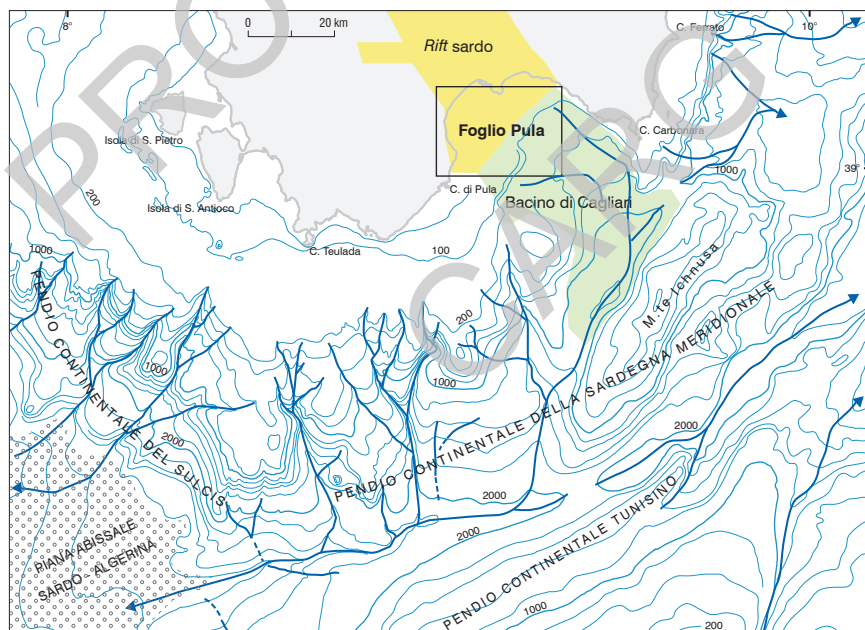


Fig. 117 - Ubicazione del Foglio 566 "Pula" nell'ambito del margine continentale della Sardegna meridionale (LECCA *et alii*, 1998: modificato) batimetria da: AA.VV., 1987).

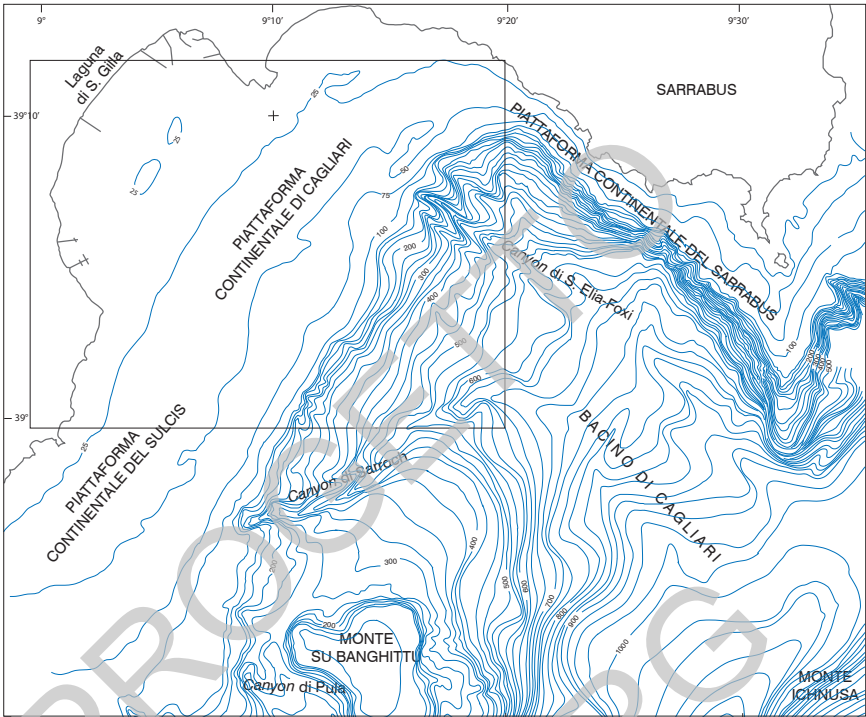


Fig. 118 - Batimetria del Golfo di Cagliari e del Bacino di Cagliari e ubicazione del Foglio 566 "Pula" (LECCA *et alii*, 1998: ridisegnato).

Tale bacino appartiene al composito margine continentale della Sardegna meridionale, controllato dalla tettonica estensionale tardo miocenica-pleistocenica. Questa tettonica, correlata all'apertura del Tirreno meridionale, si è sovrapposta a quella oligocenica superiore e miocenica che diede origine al *Rift* sardo, a sua volta correlata all'apertura del Mediterraneo occidentale. L'infrastruttura tettonica di questa parte del *Rift* sardo è costituita da blocchi di crosta metamorfica e granitoidale dell'Orogenesi Ercinica (CARMIGNANI *et alii*, 2001a; 2001b), variamente dislocati dai movimenti terziari in prevalenza distensivi e in subordine transtensivi.

Dal punto di vista sedimentario, nel Bacino di Cagliari pervengono i contributi dalla piattaforma continentale del Sarrabus, di Cagliari e del Sulcis meridionale. Un reticolo di valli sottomarine a sua volta trasporta i sedimenti terrigeni, unitamente ai sedimenti di piattaforma continentale e di pendio, verso il raccordo con la piana abissale sardo-algerina situata a SW del margine meridionale della Sardegna (v. fig.117 e fig.141 in cap. VII § 2.).



## 2.1. - STRUTTURA E STRATIGRAFIA DEL BACINO DI CAGLIARI

Dall'insieme delle conoscenze e da un riesame dei dati disponibili risulta che la parte meridionale del *Rift* sardo, prosegue in mare all'interno del Golfo di Cagliari, con sovrimposto il *Graben* del Campidano nella piattaforma interna e con sovrimposto un altro piccolo bacino nella parte più profonda sbarrata distalmente dal Monte sottomarino *Ichnusa*. A tale sub-bacino oligo-miocenico - pliocenico-quadernario viene attribuita la denominazione di Bacino di Cagliari (tav.10 e v. figg.117 e 118).

Per la documentazione della stratigrafia della successione di riempimento del *Rift* sardo meridionale, assieme alla sua ridefinizione pliocenica, sono di basilare importanza, anche se non ricadono all'interno del Foglio, i tre pozzi ubicati nel *Graben* del Campidano (Campidano 1, Oristano 1, Oristano 2) ed eseguiti per la ricerca del petrolio nel 1961-64 dalla SAIS (PECORINI & POMESANO CHERCHI, 1969; PALA *et alii*, 1976; 1982).

Il Pozzo Marcella, (figg.119 e 120), eseguito nel 1974 dalla SAIS nella piattaforma del Sulcis meridionale (Pozzo E.R8.AG/1: AGIP, 1974; PALA *et alii*, 1982; CHERCHI & MURRU, 1985) è ubicato circa 10 km a S del Foglio Pula. Questo pozzo (tab.2) fornisce i più diretti riferimenti stratigrafici profondi per il foglio, mentre la sua comparazione col pozzo Campidano 1 (Villasor, tab.3) conferma la rappresentatività delle unità stratigrafiche anche a scala sub-regionale.

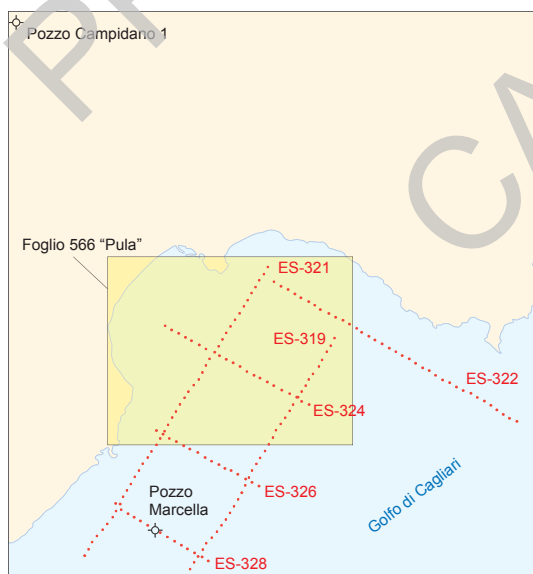
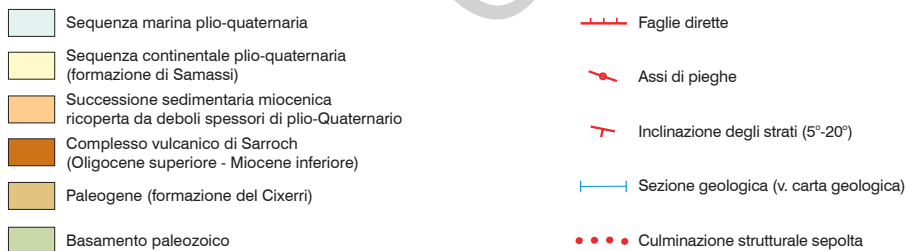
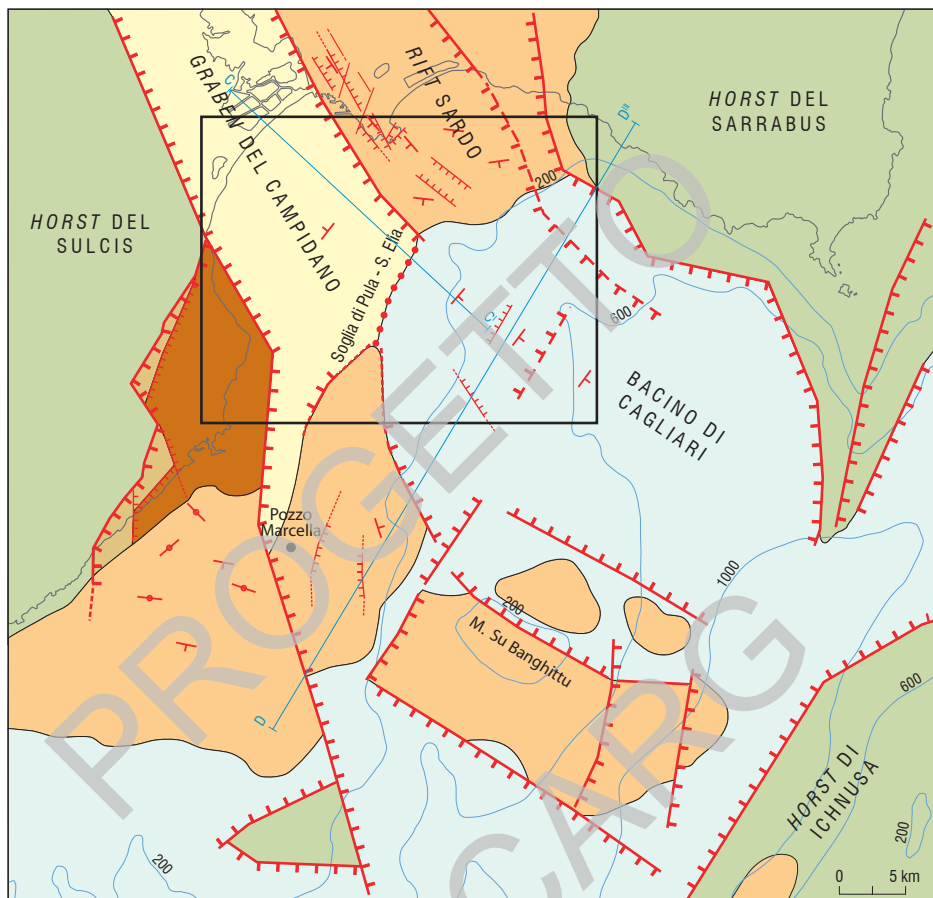


Fig. 119 - Ubicazione delle linee sismiche AGIP e dei pozzi SAIS della Sardegna meridionale.



Tav. 10 - Schema geologico della parte orientale del margine meridionale della Sardegna e ubicazione del Foglio 566 "Pula". Negli alti tettonici le sequenze plio-quadernarie sono state trascurate (TILLOCA, 1984; PISANO, 1985; LECCA et alii, 1998; modificato).

## POZZO MARCELLA (AGIP)

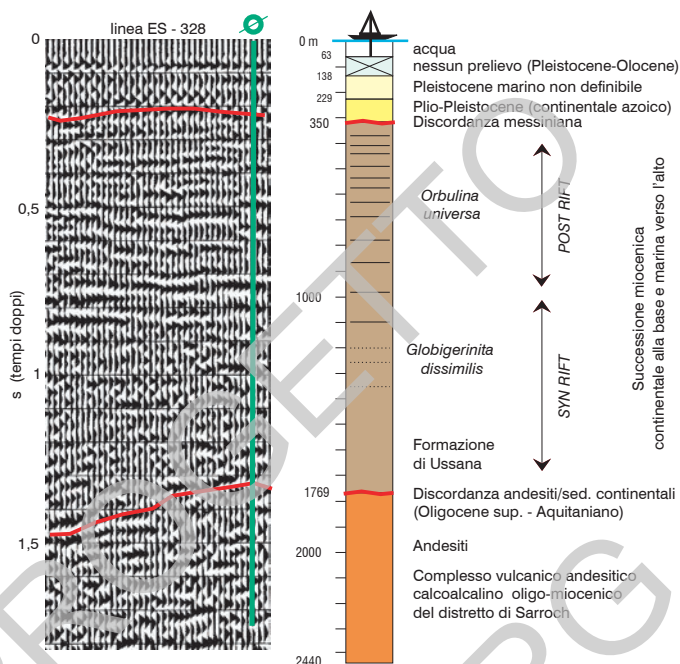


Fig. 120 - Colonna stratigrafica del Pozzo E.R8.AG/1 (AGIP, 1974: Pozzo Marcella reinterpretato e semplificato) e particolare della linea sismica ES 328 nelle immediate vicinanze del pozzo. Ubicazione in fig.119.

Tab. 2 - Stratigrafia del Pozzo Marcella (da Profilo Pozzo: AGIP, 1974).

METRI	DESCRIZIONE STRATIGRAFICA
0 - 63	Acqua.
63 - 138	Sedimenti non campionati.
138 - 229	Sabbia quarzosa da fine a grossolana, fossilifera, talora debolmente cementata, con rari livelli di argilla più o meno siltoso-sabbiosa, tracce di glauconite e lignite (Pleistocene non definibile).
229 - 334	Sabbie e argille continentali (formazione di Samassi).
334	Discordanza messiniana (formazione di Samassi discordante su Miocene).
334 - 1250	Successione miocenica, continentale alla base e marina verso l'alto.
1250 - 1769	Arenarie e argille bruno-rossastre, correlate con la formazione di Ussana.
1769 - 2440	Complesso vulcanico andesitico calcoalcalino oligo-miocenico del distretto di Sarroch.

Tab. 3 - *Stratigrafia del Pozzo Campidano 1 (Villasor) - SAIS (da PALA et alii, 1982).*

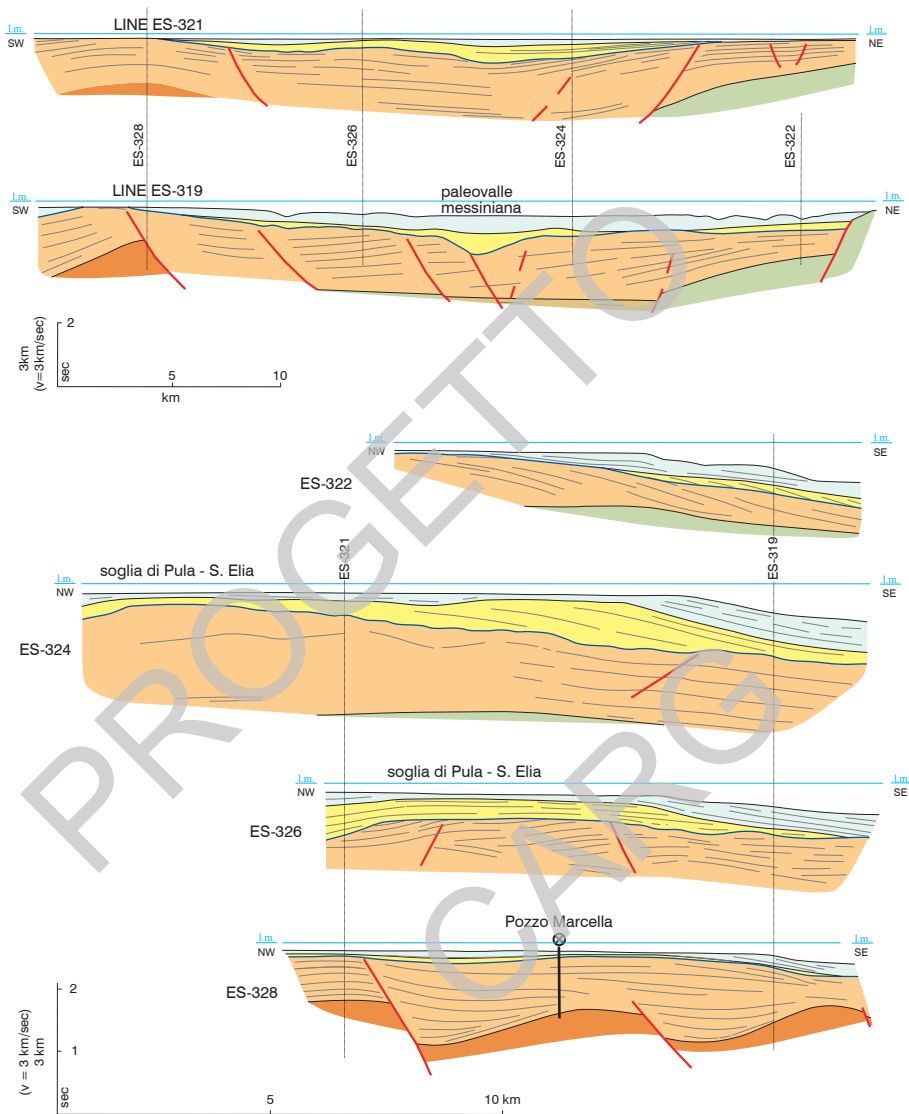
METRI	DESCRIZIONE STRATIGRAFICA
0-18	Depositi alluvionali ciottoloso-sabbioso-argillosi, bruno rossastri, con livelli limo-argillosi e frequenti incrostazioni carbonatiche. Pleistocene.
18-540	Siltiti marnose o arenacee, biancastre, limi argilloso-sabbiosi e crostoni calcarei, con frequenti ciottoli di marne e arenarie mioceniche, talora anche di rocce paleozoiche, a foraminiferi miocenici rimaneggiati. Pliocene (formazione di Samassi).
540	Discordanza messiniana (formazione di Samassi discordante su Miocene).
540-966	Marne siltitiche grigiastre, con rari livelli calcarenitici o arenacei, a foraminiferi e rari lamellibranchi e briozoi. Burdigaliano-Tortoniano.
966-1162	Marne siltitiche e arenarie grigiastre, passanti verso il basso a conglomerati con ciottoli di rocce paleozoiche. Aquitaniano-Burdigaliano (formazione di Ussana e sovrastanti sedimenti marini).
1162-1564	Vulcaniti andesitiche, in facies laviche e piroclastiche, prevalentemente tufaceo-agglomeratiche. Miocene - Oligocene inferiore ?
1564-1686	Arenarie microconglomeratiche e siltiti argillitiche rosso violacee, a clasti di rocce paleozoiche, spesso diaclasate e milonitizzate, con frequenti specchi a strie di scorrimento. Eocene in facies continentale (formazione del Cixerri).
1686-1700	Andesite dura e compatta, grigio-nerastra, in probabile giacitura filoniana.

### 2.1.1. - *Analisi sismostratigrafica*









Le linee sismiche eseguite per la ricerca petrolifera (AGIP, 1968), comparate con le stratigrafie dei pozzi, costituiscono i dati più importanti al fine di descrivere l'architettura del riempimento sedimentario e gli elementi della struttura tettonica di questa parte del *Rift* sardo. I risultati dell'interpretazione delle linee ES dell'Agip, ridiscussi e comparati con dati *Sparker* e con la stratigrafia del Pozzo Marcella (AGIP, 1974; FANUCCI *et alii*, 1976; TILOCCA, 1984; PISANO, 1985; LECCA *et alii*, 1988; 1998; CASULA *et alii*, 2001; FINETTI *et alii*, 2005; COSSELLU, 2007), consentono di ricostruire le sezioni geologiche del bacino (tav.11).

Le unità sismostratigrafiche più basse, sismicamente non risolte (facies sismiche caotiche o con segnale troppo basso, strutture interne geometricamente complesse, bassi coefficienti riflessione, superfici "diffrattanti"), sono attribuibili al basamento paleozoico, alle vulcaniti andesitiche e nella parte più bassa del bacino, con dubbio, alla formazione del Cixerri (Eocene - Oligocene inferiore, *sensu* PECORINI & POMESANO CHERCHI, 1969).

Trasversalmente, in direzione NE-SW (linea ES-321), il *Rift* mostra un assetto complessivo di semi-*graben* col depocentro verso NE e la *master fault* ubicata a NE, al limite occidentale col Blocco del Sarrabus.



#### LEGENDA

- |  |   |
|--|---|
|  Sequenza del Pliocene medio - Quaternario      |  Formazione del Cixerri?           |
|  Sequenza del Pliocene inferiore-medio          |  Basamento paleozoico del Sarrabus |
|  Sequenza dell'Oligocene superiore - Miocene    |  Faglie                            |
|  Vulcaniti andesitiche dell'Oligocene superiore |  Discordanza messiniano-pliocenica |

Tav. 11 - Sezioni geologiche schematiche interpretate lungo le linee sismiche ES-Agip 319 (v. sez. D-D<sup>III</sup> in Carta geologica), 321, 322, 324, 326, 328, vedi la fig.119 per l'ubicazione delle linee rispetto al Foglio 566 "Pula".

Tale semi-*graben* rappresenta la prosecuzione in mare del *Rift* sardo, tuttora oggetto d'interpretazioni non del tutto concordanti. Le diversità d'interpretazione hanno come motivo il ruolo e l'età di deformazioni compressive con maggiori attenzioni alla Sardegna centro-settentrionale, il loro significato geodinamico e il loro contributo alla genesi e all'evoluzione del *Rift* sardo (CARMIGNANI *et alii*, 1994; 1995; ASSORGIA *et alii*, 1995; OGGIANO *et alii*, 1995; LECCA *et alii*, 1997; CASULA *et alii*, 2001; FACENNA *et alii*, 2002; AA.VV., 2005; SAU *et alii*, 2005; DIENI *et alii*, 2008; DIENI & MASSARI, 2011; OGGIANO *et alii*, 2011). In questa parte del margine della Sardegna meridionale i sedimenti miocenici ricoprono anche le parti basse degli *horst*, costituendo un notevole allargamento del dominio del *Rift* sardo, qui antistante al dominio dell'Orogene magrebino.

Oltre agli studi sulle relazioni Blocco sardo-corso - Orogene magrebino e a recenti studi petrologici (THOMAS, 1986; THOMAS *et alii*, 1988; TRICART *et alii*, 1994; MASCLE *et alii*, 2004), è nota la presenza di deformazioni compressionali (blande pieghe e faglie inverse) a S di Pula, nella piattaforma continentale del Sulcis meridionale (LECCA *et alii*, 1986; LECCA & TILOCCA, 1990), che interessano la parte bassa della successione miocenica e devono essere correlate alla fase *syn-rift*. Tali blande pieghe e faglie inverse ricadono più a S di questo foglio e più a W della Faglia di Sarroch, quindi sarebbero correlabili a un evento in cui il Blocco del Sulcis e i sovrastanti sedimenti del Miocene inferiore sono stati coinvolti in una convergenza con l'avampaese africano (MASCLE *et alii*, 2004). Ma le deformazioni compressionali sono ubicate all'esterno del semi *graben* attraversato dalla ES 321, mentre al suo interno non sono evidenti chiare strutture compressive, probabilmente perché a E del Sulcis si è verificato il movimento transtensionale che ha aperto questa parte del *Rift*.

La successione miocenica che colma la parte più meridionale del *Rift* sardo (Golfo di Cagliari) può essere suddivisa in una fase *syn-rift* e una *post-rift* (v. sezione geologica D-D<sup>III</sup>: Linea ES-319, Carta geologica).

La *master fault* della fase *syn-rift* oligo-miocenica è ubicata sul lato NE del semi *graben*, il suo funzionamento è ben evidenziato dall'architettura asimmetrica della sequenza che indica il depocentro a NE. A SW, le faglie tardive che sbloccano sia il *syn-rift* che il *post-rift* sono invece correlabili con le fasi tettoniche che segmentano la piattaforma tortoniano-messiniana di Cagliari e danno origine al *Graben* del Campidano.

La sequenza *syn-rift* mostra parasequenze e facies condensate sismicamente ben contrastate. Nel lato occidentale del semi-*graben*, sopra una discordanza correlabile alla base della formazione di Ussana (USS), si osserva la superficie regolare e riflettente associabile a calcari stratificati di piattaforma del Miocene inferiore (probabilmente VLG), ricoperti in concordanza da parasequenze marnose meno riflettenti (probabilmente MRL).

Verso E, dove il colmamento si approfondisce e s'ispessisce, le superfici riflettenti sono discontinue e meno contrastate, indicando un maggior tasso deposizionale. Col progredire della fase *syn-rift* le superfici di riflessione conservano l'immersione verso E e sono più continue, indicando una maggior influenza dei fattori deposizionali ambientali rispetto al tasso di sedimentazione.

La sequenza *post-rift*, che assume una minor asimmetria rispetto al semi *graben*, probabilmente per una diversa distribuzione dei movimenti lungo le faglie tardive che tendono a spostare il depocentro a SW, è caratterizzata da superfici riflettenti continue correlabili a parasequenze marnoso-arenacee di piattaforma esterna o di pendio piattaforma-bacino e a intercalazioni piroclastiche (correlabile con GST).

Le linee ES 324 e 326 in direzione NW-SE, documentano chiaramente la presenza di una debole soglia strutturale NE-SW (Soglia di Pula - S. Elia, v. tav.10), delineata dalla culminazione di blocchi costituiti dalla stessa serie miocenica di colmamento del *Rift* e definiti da movimenti tettonici *post-rift* e pre-messiniani. Questa debole soglia, parzialmente erosa durante il Messiniano, in tempi pliocenici e quaternari ha indotto la separazione degli ambienti deposizionali fluviali e transizionali del *Graben* del Campidano ("Formazione di Samassi" *Auct.*) da quelli decisamente più marini del Bacino di Cagliari.

La tettonica che ha prodotto tale struttura, correlabile almeno inizialmente a una fase estensionale tortoniana associata con l'apertura del Bacino del Tirreno (*sensu MASCLE et alii*, 2004), a scala locale si evidenzia con eventi deformativi progressivi da debolmente trascorrenti a estensionali. Si spiegherebbe così la presenza d'indizi e interpretazioni di singole o di gruppi di faglie trascorrenti (documentate anche nella parte a terra, v. fig.115) o compressive, descritte nelle colline di Cagliari (CHERCHI & TRÉMOLIÈRES, 1984; LECCA *et alii*, 1988; CASULA *et alii*, 2001), ma anche il successivo riassetto estensionale dei blocchi (v. fig.113). Pertanto la coesistenza di tali indicatori cinematici, col prevalere di quelli estensionali, non induce a riconoscere una vera e propria fase di raccorciamento, ma piuttosto porta a interpretare la Soglia di Pula - S. Elia, presente nel substrato della piattaforma (v. tav.10), come una struttura tipo *fault bridge* del Miocene superiore che interessa tutta la successione di colmamento del *Rift*.

La discordanza di maggiore evidenza è correlata alla crisi di salinità del Messiniano (5,96-5,33 Ma, AA.VV., 1999; KRIJGSMAN *et alii*, 1999; LOFI *et alii*, 2008; URGELES *et alii*, 2011) che comportò un abbassamento del mare fino a circa -2000 m rispetto al livello attuale e all'assetto strutturale *post*-pliocenico della crosta continentale sarda (LECCA, 2000).

Durante questa eccezionale "regressione forzata" i sistemi sedimentari terziari si spostarono nella parte bassa del margine, anche se questo poteva essere meno profondo rispetto all'attuale (RYAN, 1976; CITA *et alii*, 1999).

La morfologia valliva, ben evidente nella linea ES 319, è attribuibile a processi di erosione fluviale che hanno interessato la parte alta del margine (fig.121), per quanto il clima dominante potesse essere in prevalenza caldo e poco piovoso (FAUQUETTE *et alii*, 2006).

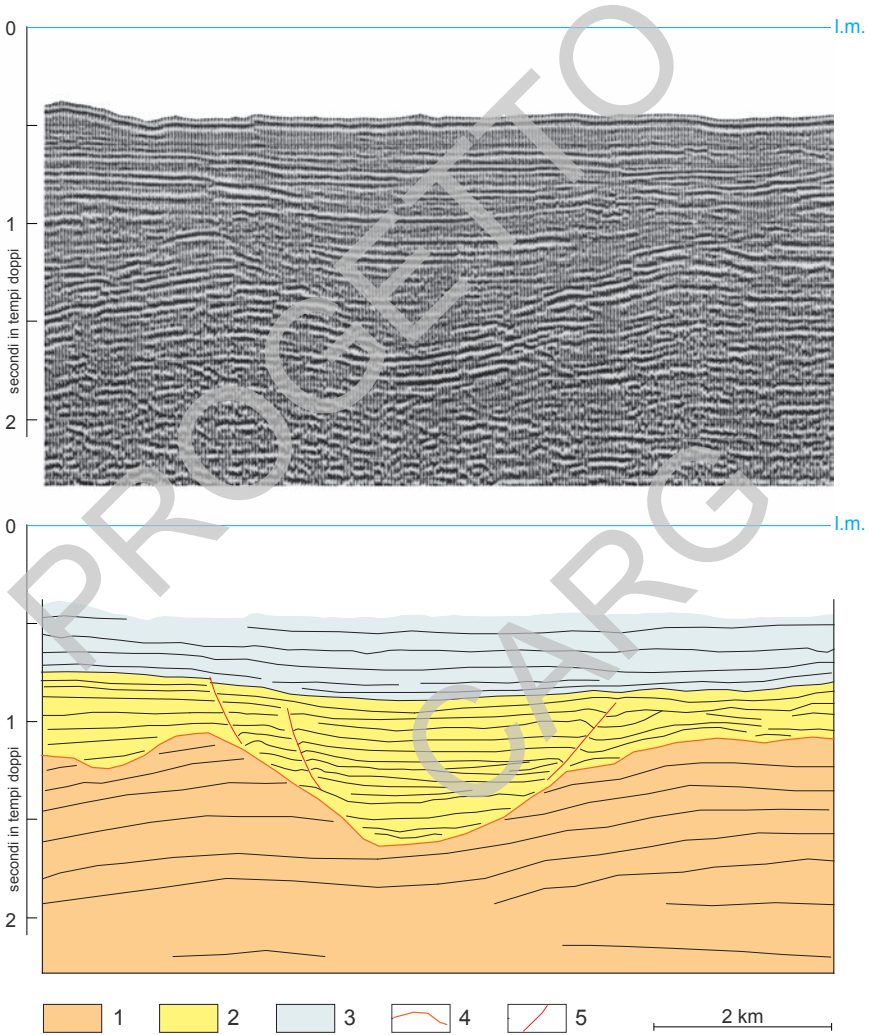


Fig. 121 - Paleo-valle messiniana, interpretazione della linea ES 319 (89-143). 1) sequenza miocenica tardo syn-rift - post-rift; 2) colmamento del Pliocene inferiore-medio?; 3) progradazione del Pliocene superiore - Quaternario; 4) erosione messiniana; 5) faglie sinsedimentarie. Ubicazione in fig.123.



Il successivo ritorno del mare (5,33 Ma; ROVERI *et alii*, 2008) ha dato inizio alla sequenza sedimentaria marina *deepening-upward* del Pliocene inferiore (non rappresentata nelle interpretazioni perché ha un debole spessore). Una volta che la risalita del mare pliocenico è terminata la sedimentazione è proseguita con la sequenza plio-quadernaria (generalmente *shallowing upwards e/o prograding basinwards*) costituita da accrezioni di piattaforma a controllo eustatico e sedimentazione di pendio inclinata verso il depocentro del Bacino di Cagliari.

In sintesi, l'interpretazione sismostratigrafica e la complessiva architettura consentono di riconoscere i seguenti elementi strutturali e sedimentari:

- la parte a mare del Foglio ricade trasversalmente all'interno del *Rift* sardo e alla sua riattivazione tortoniano-pliocenica rappresentata dal *Graben* del Campidano e dal Bacino di Cagliari;
- il *Rift* sardo mostra in quest'area un semi-*graben* limitato da una zona di *master fault* sul bordo E e diverse faglie antitetiche tardive nella parte W;
- l'accrescimento miocenico all'interno del *Rift* sardo progreda verso SE;
- l'infrastruttura miocenica mostra la presenza di una debole convessità strutturale trasversale al *Rift* e allungata NE - SW, denominata "Soglia di Pula - S. Elia", che delimita un basso relativo nella piattaforma interna e che costituisce la parte terminale meridionale del *Graben* del Campidano;
- sulle sequenze marine mioceniche, troncate dall'erosione messiniana, all'interno della Soglia di Pula - S. Elia poggiano la sequenza marina del Pliocene inferiore e i sedimenti fluvio-alluvionali del Pliocene medio - Quaternario ("Formazione di Samassi" *sensu* PECORINI & POMESANO CHERCHI, 1969), mentre all'esterno di tale soglia poggia la sequenza plio-quadernaria marina di piattaforma esterna progredante verso il Bacino di Cagliari;
- nella parte più interna del Golfo di Cagliari, i sedimenti della piattaforma attuale attribuibili al Quaternario medio-superiore poggiano nella parte SW sulle sequenze del Plio-Quaternario in prosecuzione del *Graben* del Campidano, mentre nella parte NE poggiano sugli strati del Miocene medio-superiore che provengono dalla sequenza del Miocene dei dintorni di Cagliari e Quartu.

### 3. - SISTEMA DEPOSIZIONALE PLIO-QUATERNARIO

#### 3.1. - ELEMENTI GENERALI

Le indagini ecografiche e sismiche (fig.122) consentono di riconoscere una complessa piattaforma continentale, un pendio di piattaforma esterna in accrezione ed un bacino di scarpata nella parte più distale che, dal Pliocene, costituiscono la parte più interna del sistema sedimentario del Bacino di Cagliari.

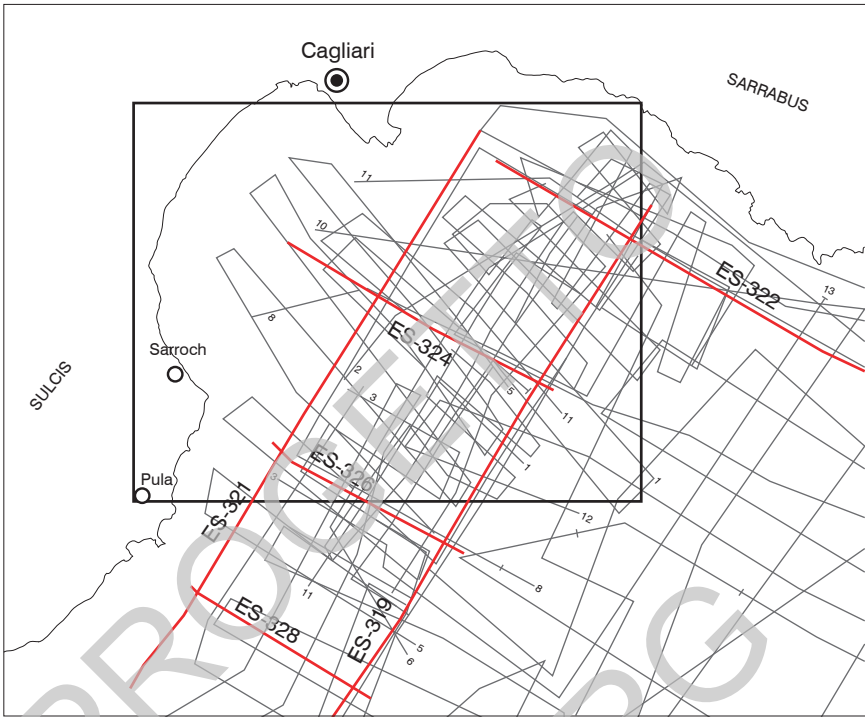


Fig. 122 - Ubicazione dei profili Sparker/Uniboom 0.5-3.6 kJ e Sub Bottom Profiler utilizzate per l'interpretazione sismo stratigrafica del Golfo di Cagliari, Foglio 566 "Pula". OGS-Trieste: (1) Sardegna '70; Ist. Geol. Marina CNR-Bologna, Resp. S. Rossi: (2) 5PL/77/3, (3) 6PL/77/3, 4) 7PL/77/3; Dip. Sc. Terra Univ. Cagliari Resp. A. Ulzega: (5) 2PL/81/1, (6) 3PL/81/1, (7) 6PL/81/1; Dip. Sc. Terra Univ. Cagliari Resp. L. Lecca: (8) 1/MCS/83, (9) 2MCS/85, (10) 11/MCS/85, (11) 11/MCS/87, (12) 5/MCS/88, (13) 7/MCS/88, (14) 10/MCS/89. In rosso le linee Aquapulse ES-Agip.

I sedimenti terrigeni che hanno alimentato la piattaforma continentale di Cagliari e quelle adiacenti del Sulcis meridionale e del Sarrabus (fig.123) sono in prevalenza silicoclastici e provengono dal basamento paleozoico e dalle sovrastanti coperture sedimentarie cenozoiche. Nella piattaforma, durante le fasi eustatiche con livello marino simile a quello attuale (stazionamento di alto eustatico), il terrigeno si è associato ai sedimenti carbonatico-bioclastici dando luogo a una piattaforma mista temperata terrigeno-carbonatica (tav.12).

Durante le fasi di stazionamento di basso eustatico, tutti i sedimenti disponibili nella piattaforma interna e intermedia, divenuta sub-aerea, sono stati ridistribuiti nei sistemi litorali ubicati nella attuale piattaforma esterna la quale progrediva verso il bacino (tav.12 e fig.124).

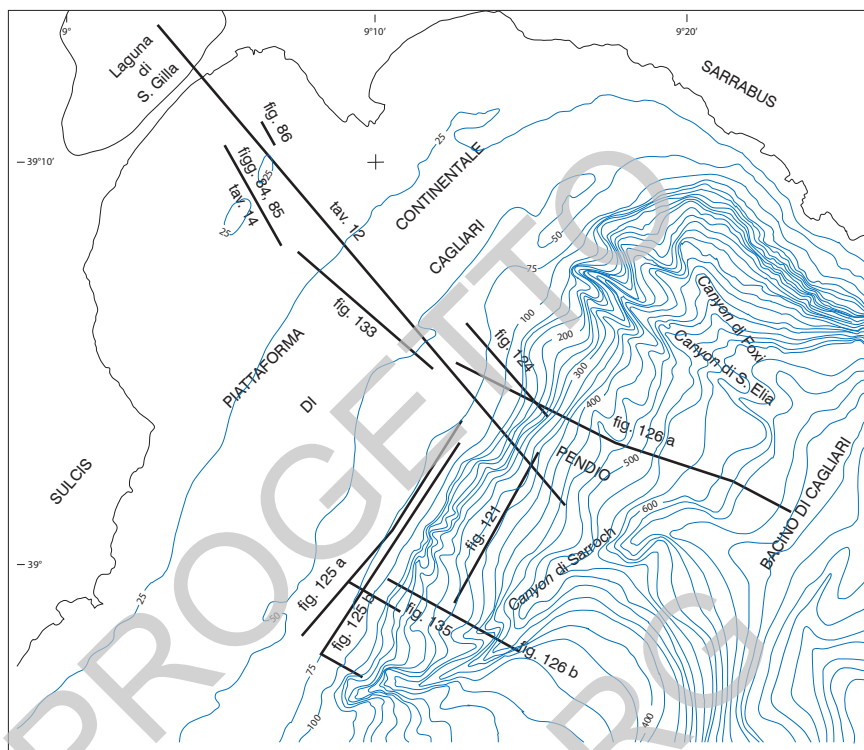


Fig. 123 - Schema batimetrico della piattaforma e della parte interna del Bacino di Cagliari e ubicazione delle sezioni: figg.84, 85, 86, 121, 124, 125a, 125b, 126a, 126b, tavv.12, 14, figg.133, 135.

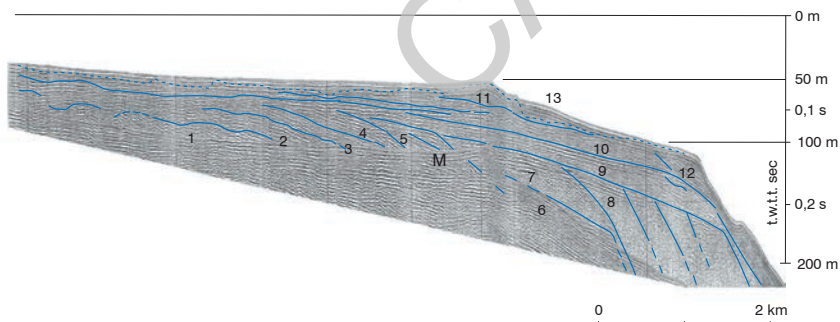


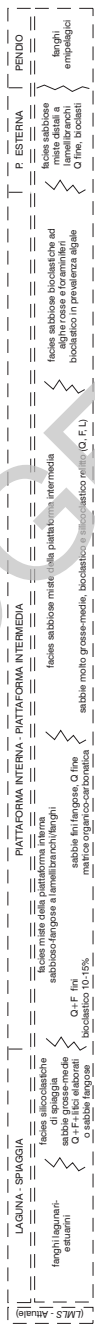
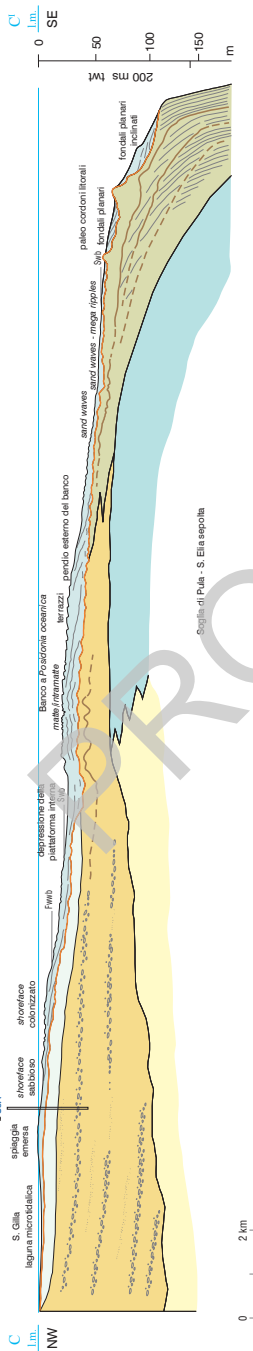
Fig. 124 - Linea Sparker 1 kJ nella piattaforma continentale esterna, ubicata lungo la parte SE della linea ES 324, SE di Capo S. Elia (LECCA et alii, 1998: modificato). Sono distinguibili 13 UNITÀ del sistema deposizionale plio-quaternario progradante prevalentemente per sovrapposizione di unità di low stand. 1: Miocene?, Pliocene?; 2-5: Pleistocene inferiore?; 6-12: Pleistocene medio e superiore; 13: Tardoglaciale - Olocene; M: riflessione multipla. Ubicazione in fig.123.

Al di sotto dei fondali dell'attuale piattaforma, lungo la prosecuzione del *Graben* Campidano e sulla soglia di Pula - S. Elia, il susseguirsi di queste modalità deposizionali nei tempi pliocenici e quaternari ha dato luogo a una sedimentazione che tendeva a colmare la parte più meridionale del Campidano e a progredire verso il Bacino di Cagliari. Nella parte NE della piattaforma, le terminazioni (*coastal onlap*) delle unità progradanti poggiano discordanti sugli strati miocenici che affiorano in terra emersa nei dintorni di Quartu (v. tav.11, linea ES 322).

Una volta che la piattaforma ha assunto la struttura sedimentaria simile a quella attuale, la sedimentazione ha ciclicamente subito regressioni forzate dai minimi eustatici. Le variazioni eustatiche durante il Plio-Pleistocene inferiore sono state di minore entità (probabilmente da qualche decina di metri fino a circa 50-60 m); diversamente durante il Pleistocene medio e superiore hanno avuto ampiezze maggiori (fino a circa 140 m), paragonabili all'ultimo minimo eustatico contemporaneo al *Last Glacial Maximum* (Ultimo Massimo Glaciale, *sensu* OROMBELLI *et alii*, 2005) intorno a 20 ka BP, che ha preceduto l'ultima risalita eustatica tardoglaciale-olocenica.

Gli strati progradanti depositi durante tali variazioni eustatiche, rilevati nelle linee ecografiche e sismiche, non possono essere datati con precisione perchè non sono stati finora campionati, essendo assenti sia in terra emersa, sia in piattaforma interna e presenti solo in piattaforma intermedia-esterna. Il Pozzo Marcella probabilmente li ha attraversati nella parte iniziale non campionata, oppure più in basso nella parte "Pleistocene non definibile" (v. fig.120, tab.2); in ogni caso il pozzo non è ubicato sul fronte progradante, quindi non si tratterebbe delle stesse facies (v. tav.11, ES 328). Solo una nuova perforazione in mare aperto, eseguibile con rilevanti costi, potrebbe campionare questi sedimenti ubicati da qualche decina fino a centinaia di metri sotto il fondo del mare. Pertanto la correlazione cronologica in piattaforma potrebbe essere dedotta solo sulla base delle esistenti curve globali dei *Marine Isotopic Stage (MIS  $\delta^{18}O/^{16}O$ )* e del *Ice-volume-equivalent sea-level* disponibili in letteratura (CHAPPEL & SHACKLETON, 1986; MARTINSON *et alii*, 1987; LAMBECK *et alii*, 2002; LISIENKI & RAYMO, 2005).

I dati disponibili che documentano queste fasi deposizionali sono quindi essenzialmente di tipo sismico (linee *Sub Bottom Profiler* e *Sparker* ubicate nella piattaforma intermedia ed esterna). Le geometrie mostrano numerose chiusure laterali sia deposizionali (*coastal on lap, top lap*) che erosionali (*truncation, cut and fill*; fig.125, v. tav.12 e fig.124). Nella sezione trasversale alla progredazione (v. fig.124), vengono individuate 12 unità sismo-stratigrafiche appartenenti alle parasequenze associate a regressioni forzate e trasgressioni probabilmente del Pleistocene inferiore (2, 3, 4 e 5) e del Pleistocene medio e superiore (6, 7, 8, 9, 10, 11, 12).



**Sistema deposizionale di trasgressione e di alto eustatico (LMLS - Olocene)**

**Arenarie di trasgressione e di alto eustatico (interglaciale MIS 5e, Tirreniano)**

**Progradazione della piattaforma esterna: sistemi deposizionali di regressione forzata e di basso eustatico (Pleistocene medio superiore)**

**Argille lagunari, argille e sabbie fluviali di trasgressione e di alto eustatico, conglomerati continentali a clasti di rocce paleozoiche in lenti e glacis di basso eustatico (Pleistocene medio)**

**LMLS (Last Maximum Low Stand): ultimo minimo eustatico correlato al Last Glacial Maximum (18-20 ka)**

**Sistemi sottomarini del Bacino di Cagliari: sedimenti litorali, di piattaforma e di pendio sottomarino (Pliocene - Pleistocene inferiore-medio)**

**Conglomerati, sabbie e limi marnosi continentali derivati in prevalenza da materiali miocenici ("Formazioni di Samassi" del Graben del Campidano, Pliocene - Pleistocene inferiore-medio, sensu PECORINI & POMESANO CIERCHI, 1989)**

**Ravinement surface (LMLS-Olocene) sovrapposta alla superficie continentale erosionale e deposizionale della regressione eustatica del Pleistocene superiore (MIS 5d - MIS 4-2)**

**Discordanze pre-LMLS (Pleistocene medio? superiore)**

**Fwibw: base del moto ondosio di bel tempo  
Swbt: base del moto ondosio di tempesta**

Tav. 12 - Sintesi dell'interpretazione sedimentologica e sismo-stratigrafica (linea Sparker profilo 11 MCS 87, 1 kl, parallela e qualche chilometro a NE) della piattaforma di Cagliari (parte SW) per il Pleistocene medio-superiore - Olocene (modificato da LECCA et alii, 1998; 2005; COSELLI, 2007). Ubicazione in fig.123.

Il sistema successivo all'ultimo minimo eustatico (18-20 ka - Olocene) è costituito dall'unità più superficiale e da una debole progradazione (13). Nelle sezioni di fig.125, parallele al bordo della piattaforma, vengono individuate 8 unità sismo-stratigrafiche appartenenti al sistema deposizionale progradante all'interno del colmamento della parte alta della paleo-valle messiniana (v. tavv.10 e 11). Le unità deposizionali controllate dalle variazioni eustatiche del Pleistocene medio e superiore risultano separate da superfici erosionali attribuibili all'erosione retrograda dei *canyon* e colmate da sedimenti progradanti della piattaforma esterna.

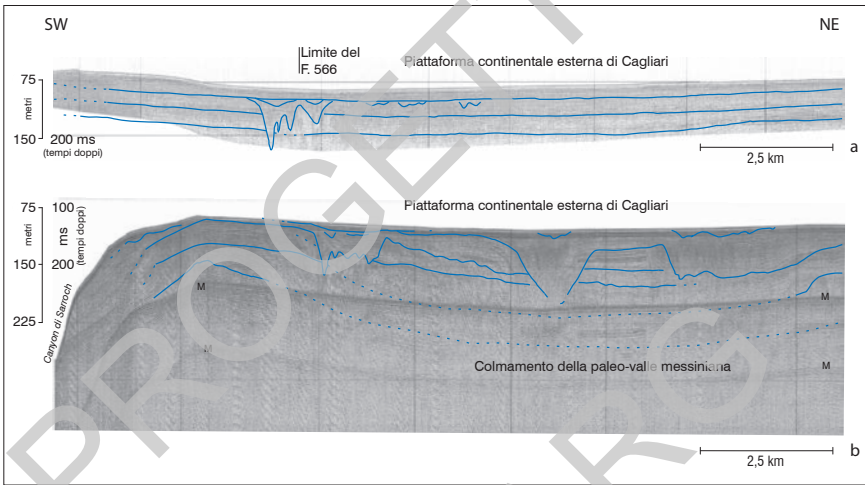


Fig. 125 - Linee sismiche Sparker 1 kJ nella piattaforma continentale esterna (LECCA et alii, 1998: modificato). Sono distinguibili 8 unità sismo-stratigrafiche appartenenti al sistema deposizionale progradante attribuibile al Pleistocene medio - Olocene, interrotto da stasi e incisioni, all'interno della parte alta della paleo-valle messiniana. Il sistema olocenico è compreso nell'unità più superficiale; M: riflessione multipla. Per ubicazione v. fig.123.

Tra il bordo della piattaforma continentale e il fondo del Bacino di Cagliari è presente un pendio in sedimentazione, distinguibile in pendio superiore e pendio inferiore (fig.126a). Al di sotto del sistema progradante del bordo della piattaforma attuale si osserva l'accrescimento plio-quadernario del pendio. La sedimentazione è poco spessa con geometria inclinata, nell'insieme parallela, talvolta interressata da scivolamenti gravitativi.

Un importante transito di sedimenti, verso il Bacino di Cagliari, si compie mediante tre modalità di trasporto:

- uno superficiale non canalizzato, evidenziato dalla stratificazione inclinata e parallela;

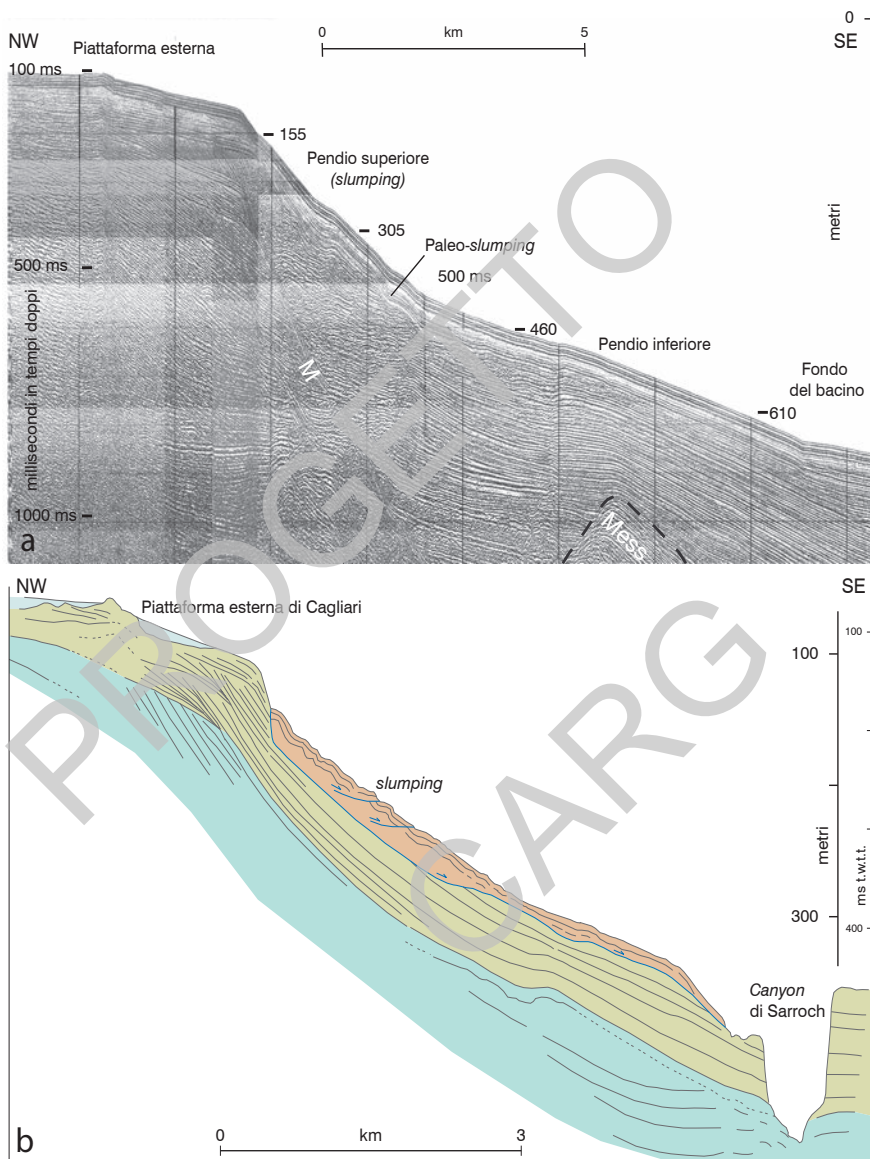


Fig. 126 - a) Pendio tra la piattaforma esterna di Cagliari e il fondo del Bacino di Cagliari con processi di slumping sepolti (LECCA et alii, 1998: modificato); Mess: Culinazione di un blocco la cui sedimentazione più recente è correlabile al Messiniano; M: riflessione multipla. b) slumping attivo ubicato poco a S del Foglio 566 "Pula"; v. legenda in tav.12. Ubicazione in fig.123.

- uno canalizzato evidenziato dal sistema di incisioni del *Canyon* di S. Elia - Foxi e del *Canyon* di Sarroch (v. fig.118)
- uno massivo mediante scivolamenti di sedimenti già stratificati.

Si osservano chiaramente nicchie di frane ancora spoglie o ricoperte da sedimenti progradanti del “Pleistocene superiore” e sedimenti ondulati per scivolamenti, che mostrano la tipica sezione di *slumping* (v. fig.126b), ampi fino a 3 km circa.

Nelle sezioni sismiche sono riconoscibili importanti *paleo-slumping* verificatisi in tempi compresi tra gli ultimi tre accrescimenti della piattaforma esterna, presumibilmente nel Pleistocene medio-superiore. Le masse deformate si osservano nei sedimenti del pendio (v. figg.126a e b) mentre dei piccoli lobi si individuano nel fondo del bacino, oltre il limite S del Foglio Pula.

Sotto il controllo della ciclicità eustatica, i sedimenti della piattaforma esterna, trasferiti tramite un importante sistema di *canyon* (in particolare i *Canyon* di S. Elia - Foxi e Sarroch) verso la parte più profonda del Bacino di Cagliari, divengono infine tributari (tramite la Valle di Teulada) della Piana abissale sardo-algerina (v. figg.117 e 123), situata a SW del margine meridionale.

### 3.2. - STRATIGRAFIA DELLA PIATTAFORMA PROSSIMALE

La lito-stratigrafia della zona più interna del Golfo di Cagliari, nei dintorni del Porto Canale e lungo la spiaggia della Plaia, è nota grazie alle indagini geognostiche preliminari allo scavo del canale navigabile. Un precedente sondaggio documenta le alluvioni della formazione di Samassi (Pliocene - Pleistocene inferiore) a circa -120 m sotto Sa Illetta, formazione già descritta a NW di S. Avendrace (Pecorini G., comunicazione personale; PALA *et alii*, 1982; PECORINI, 1986) e a circa -40÷-50 m sotto il molo foraneo orientale del Porto di Cagliari (PITTAU DEMELIA & LOI, 1982).

Sopra la formazione di Samassi è presente un complesso di argille lagunari e fluvio-deltizie alternate a lenti di ghiaie a sua volta ricoperto dalle arenarie tirreniane, affioranti nella parte N di Sa Illetta, e dai sedimenti del Pleistocene superiore - Olocene (PECORINI, 1986; autori dell’area marina in BARCA *et alii*, 2005, figg. 46, 47; AA.VV., 2009).

Con la finalità di confermare ed estendere alla piattaforma continentale interna la citata stratigrafia, sono stati realizzati cinque sondaggi CARG a rotazione e carotaggio continuo fino a profondità variabili tra 15 e 40 m, ubicati lungo la spiaggia di Giorgino - La Plaia (attuale area del Porto Canale). Questi sondaggi (fig.127 e tav.13) sono risultati decisivi nel verificare e documentare almeno la parte alta della suddetta stratigrafia.



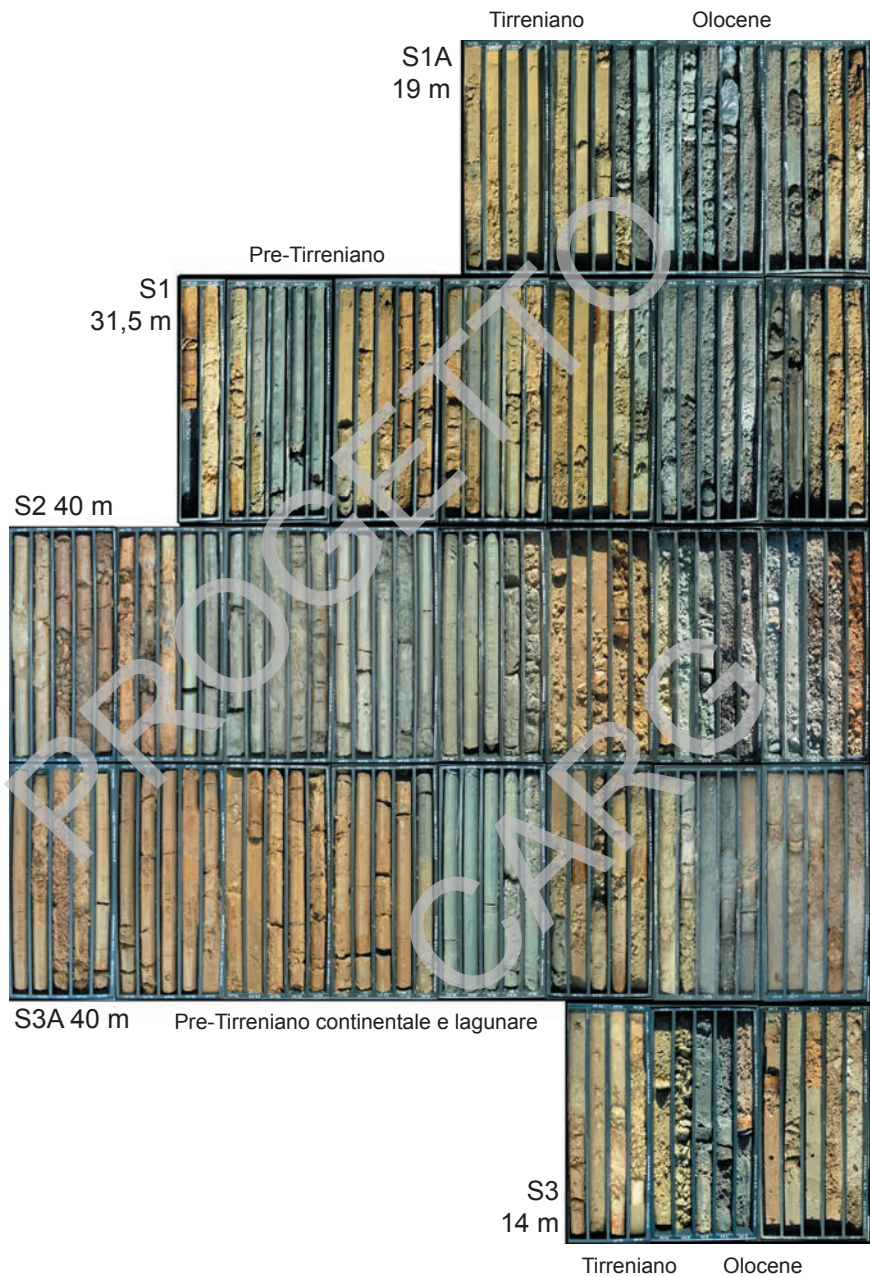
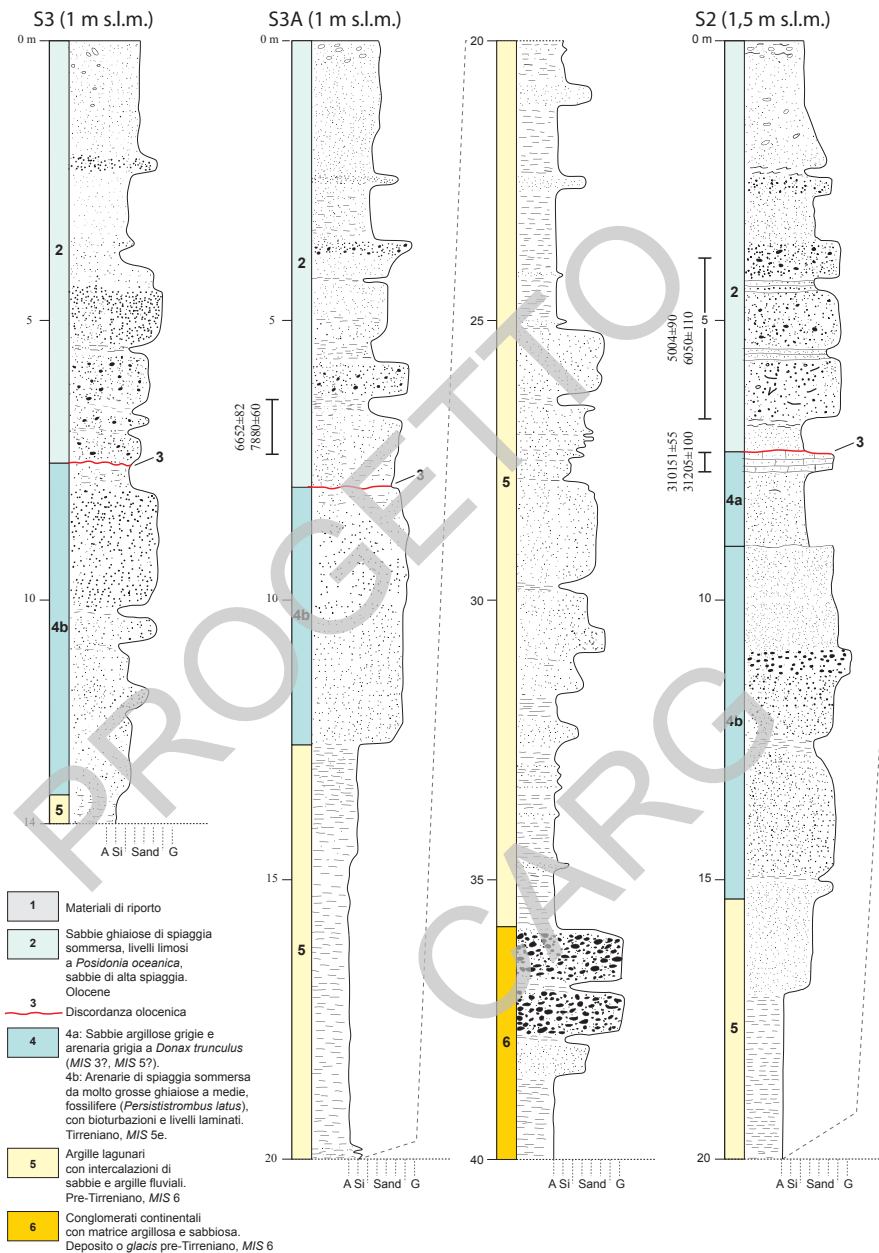
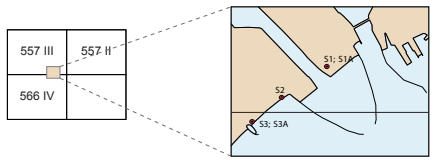
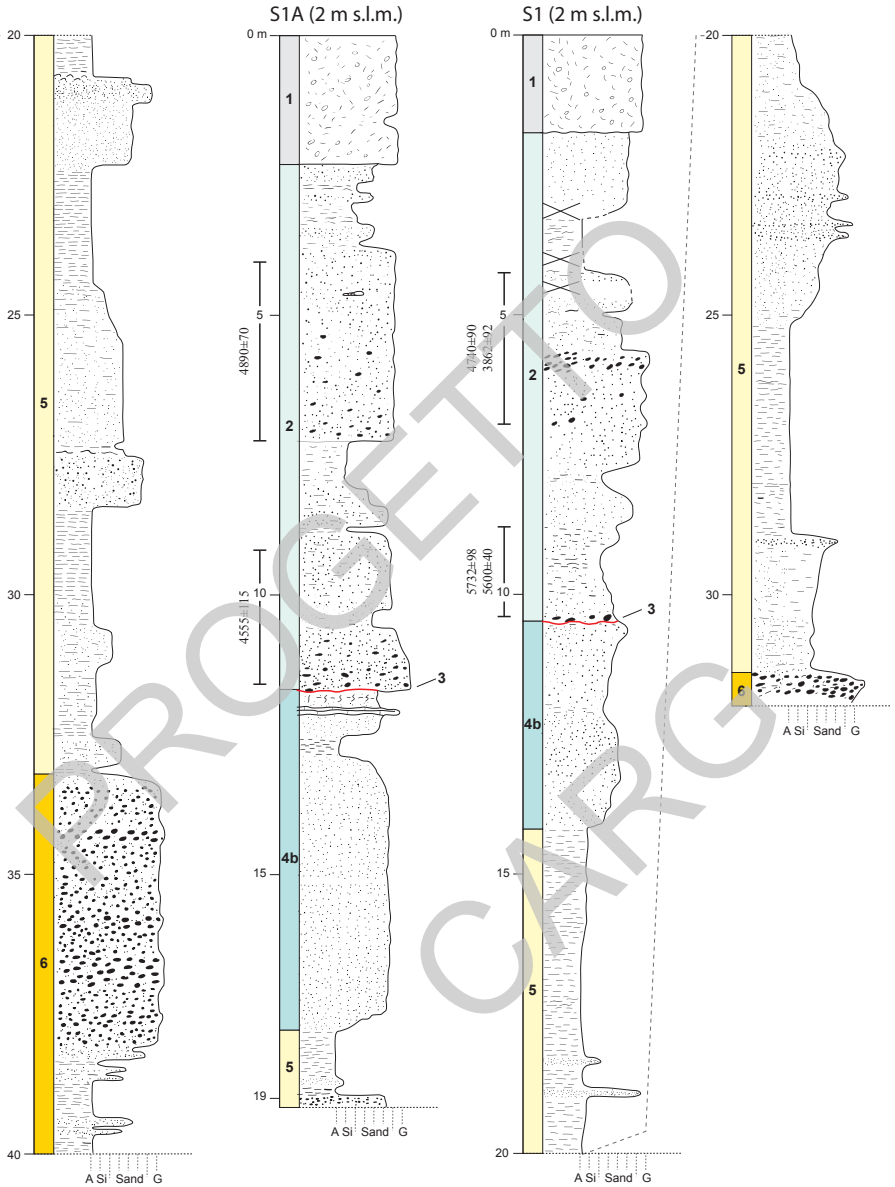


Fig. 127 - Sondaggi di Giorgino - La Plaia: archivio carote.



Tav. 13 - Colonne stratigrafiche dei sondaggi eseguiti lungo la spiaggia di Giorgino - La Plaia, nei pressi del Porto Canale e di Villa Aresu.



Più precisamente, i sondaggi S1 (507235/4339864; -31,5 m) ed S1A (507238/4339867; -19 m) ubicati a circa 2 m s.l.m. nell'antiporto orientale, nei pressi della Chiesa di S. Efisio, hanno raggiunto i sedimenti della ex spiaggia sottomarina di Giorgino a -1 m s.l.m., al di sotto dei materiali di riporto. Gli altri sono posizionati lungo l'attuale alta spiaggia di La Plaia (circa 1,5÷2 m s.l.m.), S2 (506254/4339188; -40 m) nei pressi dell'ex Istituto di Rieducazione, S3 (505550/4338622; -14 m) ed S3A (505549/4338623; -40 m) nei pressi di Villa Aresu, km 5 circa della vecchia SS 195).

Dopo 1-2 m di materiali di riporto o di sabbie dell'alta spiaggia attuale, sono stati attraversati per circa 10 m sabbie grigie a molluschi, alternate a sabbie fangose nerastre con resti di *Posidonia oceanica* e isolati livelli di sabbie debolmente coerenti. Questa prima sequenza è attribuibile all'Olocene superiore per la pertinenza delle facies (sabbie di spiaggia e di retro-spiaggia a bassa energia) con le quote eustatiche dell'Olocene medio-superiore e per contenuto in resti di posidonia e di molluschi non interessati da diagenesi. Nella parte inferiore di questa sequenza le sabbie sono maggiormente ghiaiose, probabilmente in relazione alla fase di trasgressione a circa -7÷-10 m rispetto al livello del mare attuale.

Nella parte inferiore di questa sequenza, le analisi  $^{14}\text{C}$  AMS eseguite dal CEDAD (Università del Salento, Brindisi) su molluschi e *Cladocora caespitosa* (tab.4 e v. tav.13) attestano età calibrate BP comprese tra  $7878 \pm 62$  e  $3862 \pm 92$ ; nella parte superiore si arriva fino ai sedimenti attuali non datati.

Tab. 4 - *Datazioni al radiocarbonio delle sabbie oloceniche attraversate nei sondaggi S1, S1A, S2, S3 e S3A. Età calibrate secondo HUGHEN et alii, 2004; REIMER et alii, 2009.*

N° SONDAGGIO & CAMPIONE	QUOTA DEL FOSSILE SOTTO IL PIANO DI CAMPAGNA	FOSSILE	CODICE DEL LABORATORIO CEDAD	ETÀ RADIOCARBONIO (BP)	ETÀ CALIBRATA (BP)
S1/LL005	5,6 - 6,0	<i>Cerithium vulgatum</i>	LTL6041A	3883 ± 45	3862 ± 92
S1/LL006	5,6 - 6,0	<i>Cerithium vulgatum</i>	LTL6043A	4550 ± 50	4740 ± 90
S1/LL007	10,0 - 10,2	<i>Cerithium vulgatum</i>	LTL6051A	5358 ± 45	5732 ± 98
S1/LL008	10,0 - 10,2	<i>Glycymeris sp.</i>	LTL6052A	5234 ± 45	5600 ± 40
S1A/LL009	4,2 - 4,6	<i>Cerithium vulgatum</i>	LTL6042A	4665 ± 40	4890 ± 70
S1A/LL010	11,0 - 11,5	<i>Cerithium vulgatum</i>	LTL6053A	4405 ± 50	4555 ± 115
S2/LL011	3,9	<i>Cerastoderma edule</i>	LTL6046A	5645 ± 45	6050 ± 110
S2/LL012	6,2 - 6,7	<i>Cerastoderma edule</i>	LTL6045A	5060 ± 45	5400 ± 90
S2/LL013	7,4 - 7,6	<i>Donax trunculus</i>	LTL6049A	26794 ± 100	31205 ± 100
S2/LL014	7,4 - 7,6	<i>Arenaria con Donax t.</i>	LTL6050A	26311 ± 150	31015 ± 155
S3A/LL015	6,3 - 7,5	<i>Cladocora caespitosa</i>	LTL6044A	7424 ± 45	7878 ± 62
S3A/LL016	6,9 - 7,0	<i>Glycymeris sp.</i>	LTL6047A	6201 ± 50	6653 ± 83

L'età dei fossili deve essere considerata più antica degli ultimi eventi che li hanno rideposti perché durante le tempeste i bioclasti vengono più volte trasportati verso terra, quindi il loro significato paleo-batimetrico è purtroppo aperto verso i tempi più antichi (forse di qualche migliaio di anni) e verso le maggiori profondità (forse fino a  $-5 \div -10$  m rispetto alla quota di campionatura). L'ordine delle età non è sempre rispettato probabilmente sia per la complessità dei processi sedimentari della spiaggia sottomarina, sia per i disturbi causati dalle operazioni di carotaggio e di recupero dei sedimenti, quasi completamente incoerenti.

Seppur con tutte le dovute prudenti considerazioni sul loro preciso significato, tali età documentano chiaramente che durante l'Olocene medio nei punti carotati si è verificata la trasgressione marina e la retrocessione chilometrica della costa accompagnata da una superficie di *ravinement* da onda e dalla deposizione dei sedimenti di spiaggia tra circa  $-9$  m e il livello del mare attuale.

Al di sotto dei depositi olocenici e prima delle litofacies tirreniane, nel sondaggio S2 come in numerosi sondaggi geognostici si attraversa una sequenza di circa un metro di sabbie siltoso-argillose grigie e arenarie anch'esse grigie. In S2, a  $-6$  m s.l.m., è presente uno strato di *grainstone* grigio medio-fine, di circa 30 cm, debolmente quarzoso, a piccoli lamellibranchi, *Donax trunculus* L. e altri indeterminabili, foraminiferi bentonici, briozoi, a cemento fibroso isopaco ancora poroso (figg.128a, 128b). Le età  $^{14}\text{C}$  AMS calibrate BP, di  $31.205 \pm 100$  anni per i *Donax trunculus* e di  $31.015 \pm 155$  anni per la roccia totale, escludono la loro appartenenza all'Olocene e li situerebbero all'interno del MIS 3. Ma trattandosi di facies di spiaggia sottomarina, cioè con significato paleo-batimetrico fino a  $-5 \div -10$  m, quindi deposto con un livello del mare tra circa  $-1$  m e  $+4$  m e in congruenza con diverse altre considerazioni, tali età non appaiono compatibili col livello del mare durante il MIS 3 ( $-50 \div -80$  m) riportato nelle curve eustatiche globali (Waelbroech et alii, 2002; Lambeck et alii, 2002; Siddall et alii, 2008; Simms et alii, 2009).



Fig. 128 - Grainstone del sondaggio S2 ( $-7 \div -9$  m; MIS3? - MIS5?); a) litofacies della carota prelevata; b) microfacies a lamellibranchi e foraminiferi bentonici.

Quindi è possibile che le età  $^{14}\text{C}$  AMS risultino più recenti, forse per diagenesi tardiva, in tal caso il deposito potrebbe essere più antico e risalire a un *MIS* 5a-5c, più recente degli strati tirreniani (*MIS* 5e) che infatti si trovano più in basso e hanno diverse facies.

Sotto le sabbie oloceniche, in S2 sotto le arenarie a piccoli lamellibranchi e le sabbie siltoso-argillose grigie, è presente una sequenza di arenarie in prevalenza giallognole debolmente o mediamente cementate.

Tali arenarie, da molto grosse e ghiaiose scarsamente classate a medie discretamente classate, massive con intervalli laminati, sono caratterizzate da un contenuto fossilifero a molluschi, in genere calcitizzati (prevalenti ostreidi e cardidi) e diffuse bioturbazioni (fig.129). Solo nella parte alta di S1A è presente uno strato bioclastico ben cementato. Per l'attribuzione cronostratigrafica di questa sequenza è importante far rilevare che è ricoperta da sabbie sicuramente oloceniche ( $7878 \pm 62 \div 3862 \pm 92$  Cal. BP, v. tab.4) e in S2 è sormontata anche da un *grainstone* sicuramente pre-olocenico ( $^{14}\text{C}$  AMS Cal:  $31205 \pm 100$ ,  $31015 \pm 155$ ) ma probabilmente risalente al *MIS* 5a-c. Inoltre in queste arenarie, durante lo scavo del canale navigabile, sono stati rinvenuti 18 esemplari di *Persististrombus latus* (G. Pecorini comunicazione personale, v. fig.63 in cap. IV § 4.1.1.1.; autori dell'area marina in BARCA *et alii*, 2005, figg. 46 e 47). Numerosi sondaggi geognostici per il Porto Canale hanno attraversato queste stesse arenarie fino al loro affioramento a Sa Illetta, dove è stata determinata l'età U/Th di  $149 \pm 10$  ka (ULZEGA & HEARTY, 1986). Sulla base dei suddetti elementi questa sequenza arenacea viene riconosciuta come l'unità litostratigrafica del Tirreniano (*MIS* 5e) e se ne deduce la sua prosecuzione sotto la piattaforma prossimale in debole pendenza verso SE.

A maggiori profondità (15-20 m) tutti i sondaggi attraversano un complesso di argille lagunari grigio-verdi con transizioni a sabbie e argille beige di paludi fluviali, intercalazioni di sabbie e subordinate ghiaie continentali fino a circa 33 m. Tale complesso lagunare e fluviale pre-tirreniano rappresenta la fase della risalita eustatica *MIS* 6 - *MIS* 5e (terminazione del penultimo periodo glaciale), in un'ampia depressione separata dal mare aperto e protetta dal rilievo della piattaforma interna-intermedia. Al di sotto di questo complesso argilloso è presente un banco quasi continuo di conglomerati continentali, fino a circa -38 m e talvolta anche oltre, come documentano altre stratigrafie consultate. Lo spessore è di circa  $4 \div 5$  m, i clasti sono essenzialmente paleozoici con matrice argilloso-sabbiosa arrossata abbastanza addensata. La loro deposizione è da attribuire a una fase eustatica con livelli del mare inferiori a -40 m rispetto al mare attuale, individuabile con la ampia fase glaciale *MIS* 6. Tale banco di conglomerati e le sabbie associate sono probabilmente dovuti agli apporti dei fiumi Mannu e Cixerri, che durante i minimi eustatici alimentavano una coltre alluvionale che proseguiva sotto l'attuale fondale marino, all'interno di un ampio paleo-bacino S. Gilla, probabilmente lacustrino.

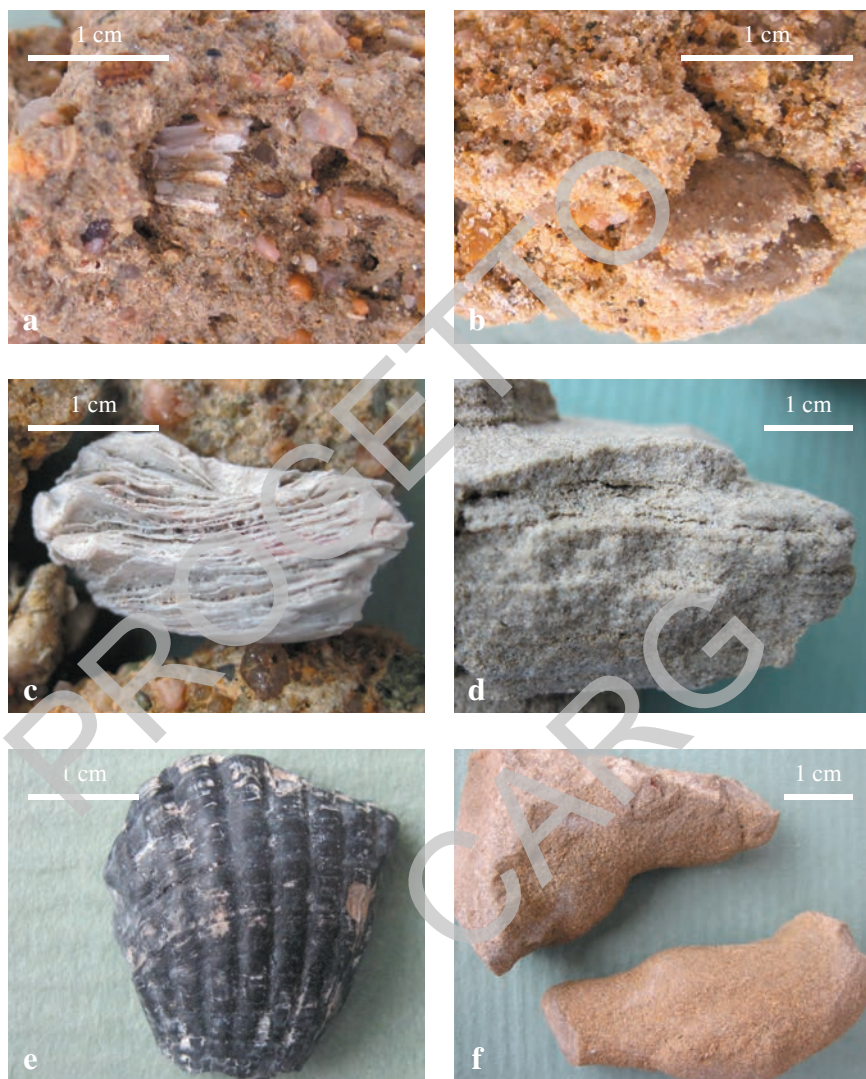


Fig. 129 - Microfacies delle arenarie tirreniane dei sondaggi S3 ed S3A (-10÷14 m). a) arenaria molto grossa ghiaiosa, molto poco classata, quarzoso-feldspatica e litica con frammento di *Cardiidae* calcittizzato; b) arenaria molto grossa, poco classata, quarzoso-feldspatica con modello interno di piccolo lamellibranco; c) arenaria molto grossa ghiaiosa, molto poco classata, quarzoso-feldspatica e litica con frammento di *Ostreidae*; d) arenaria medio-fine quarzosa, discretamente classata, laminata; e) frammento di *Cardiidae* annerito in superficie per seppellimento in ambiente riducente; f) bioturbazioni (tubuli interni cfr. *Thalassinoides*) in arenaria medio-fine.

Sotto i conglomerati si attraversano nuovamente alcuni metri di argille beige e sabbie fluviali che documentano una variabilità interna a tale complesso continentale di regressione eustatica. Infatti a maggiori profondità, al di sopra della formazione di Samassi, sono presenti altri due complessi argilloso-sabbiosi lagunari e fluviali, separati da un altro livello di conglomerati continentali posto a circa  $-55 \div -65$  m (Pecorini G. comunicazione personale).

Più a W, in prossimità del basamento paleozoico, circa 1 km a N di La Maddalena Spiaggia, il sondaggio “Pozzo 20 La Maddalena” (-155 m, AA.VV., 1980) documenta una successione in prevalenza sabbioso-limoso-argillosa fluviale che mostra livelli più grossolani fino a ghiaiosi solo nella parte alta ( $0 \div -50$  m), mentre nella parte bassa ( $-50 \div -155$  m) prevalgono le sabbie e argille limose fluviali, con intercalate argille grigie probabilmente lagunari. Questo sondaggio, nella parte bassa ha probabilmente raggiunto la formazione di Samassi, oppure, tenendo presenti le interpretazioni stratigrafiche di MURRU (1983a) e BALIA *et alii* (2009), potrebbe aver raggiunto anche i sedimenti miocenici. La parte intermedia del sondaggio attesta lo stile deposizionale di questa parte del Campidano, caratterizzato da ambienti di foce fluviale alternati a eventi lagunari. Solo nel Pleistocene medio-superiore pervengono i contributi conglomeratici della conoide alluvionale di Capoterra, la quale durante le fasi di basso eustatico raggiungeva la parte più interna e occidentale della piattaforma del Golfo di Cagliari, sotto l'attuale livello del mare.

L'insieme delle facies attraversate dai sondaggi, integrate da tutti i citati dati bibliografici, conferma che il controllo della sedimentazione nel *Graben* del Campidano meridionale, tra Cagliari e Capoterra, è svolto dall'alto della piattaforma interna e intermedia che a sua volta risente dell'influenza della sottostante struttura della Soglia di Pula - S. Elia miocenica superiore-pliocenica. Questa parte della piattaforma, oggi sede di un esteso banco a *Posidonia oceanica*, ha funzionato da barriera per i livelli del mare più bassi fino a circa -30 m rispetto al mare attuale, inducendo durante i livelli intermedi del mare l'instaurazione in piattaforma interna di una grande laguna estuarina con possibili eventi lacustri, mentre durante le fasi di regressione, cioè da circa -50 m fino alle massime regressioni oltre i -100 m (periodi glaciali), la piattaforma interna diviene sede di falde sabbioso-argillose e conglomeratiche continentali.

Durante i massimi eustatici del Pleistocene medio-superiore - Olocene tale soglia viene invece superata dal livello del mare e dal moto ondoso, causando nella piattaforma prossimale la deposizione di sabbie di spiaggia sommersa ed emersa che sbarrano verso terra una bassa laguna simile a quella attuale.

Diversamente in piattaforma intermedia ed esterna, non condizionata dalla Soglia di Pula - S. Elia e quindi direttamente connessa col mare aperto, dominano invece gli ambienti marini e costieri in diretta relazione col variare del livello del mare.



Per quanto riguarda la stratigrafia della piattaforma prossimale del Golfo di Quartu, in parte compreso nel Foglio 557 “Cagliari”, i dati disponibili provengono dalla fascia costiera emersa e dalle linee sismiche in piattaforma (v. tav.11).

In località Is Arenas di Quartu affiora un ampio deposito ghiaioso-sabbioso di spiaggia discusso dagli autori del Foglio 557 “Cagliari” (BARCA *et alii*, 2005). La prosecuzione di tale deposito verso SE diviene un livello stratigrafico di riferimento per la stratigrafia della piattaforma prossimale a S del Golfo di Quartu. Al fine di individuare la corretta stratigrafia per questo Foglio, sono state pertanto prese in esame le interpretazioni presentate da COLTORTI *et alii* (2007; 2010) che attribuiscono alla paleo-spiaggia di Is Arenas un’età olocenica.

Non sono state riscontrate evidenze eustatiche (v. § 4.5.) compatibili con un abbassamento del livello del mare durante l’Olocene superiore dell’ordine di diversi metri, tale da poter abbandonare i depositi in facies di spiaggia *wave dominated* o di mare protetto, presenti rispettivamente a Is Arenas e a Sa Illetta e in altre parti della Sardegna. In queste due località i depositi di spiaggia contengono tanatocenosi con affinità senegalese. A Is Arenas in particolare, tra gli altri fossili sono stati rinvenuti numerosi esemplari di *Persististrombus latus* (fig.130), tali da costituire alcune ricche collezioni (DESSI, 2006), e clasti litici rivestiti da alghe rosse assenti nelle spiagge sarde dell’Olocene superiore.

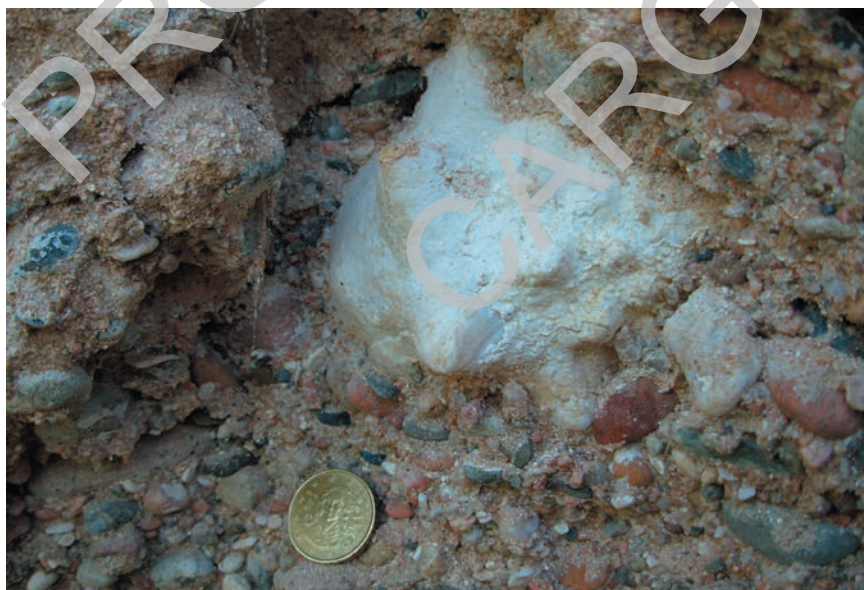


Fig. 130 - *Persististrombus latus* in strato di ghiaie e sabbie di spiaggia. Loc. Is Arenas di Quartu.

Oltre a diversi studi stratigrafici, precedenti analisi cronologiche (amino-cronologia) avevano concluso attribuendo tale deposito all'Eutirreniano che coincide col MIS 5e (BELLUOMINI *et alii*, 1986; ULZEGA & HEARTY, 1986). Inoltre gli strati in oggetto sono interessati da ampie incisioni la cui erosione non può che risalire all'ultimo periodo glaciale, perché sono state colmate da sedimenti olocenici, ritenuti tali sia per analisi stratigrafiche e di facies che per la determinazione di età  $^{14}\text{C}$  di diverse conchiglie (ORRÙ *et alii*, 2004), (tav.14). Al fine di poter ottenere nuovi dati che consentissero di dedurre l'età, non avendo rinvenuto materiali in condizioni ottimali per analisi basate sugli isotopi della serie dell'uranio, sono state eseguite tre datazioni  $^{14}\text{C}$  (laboratorio CEDAD, 2010; tab.5) di due valve di *Cardiidae* e una di *Ostreidae* prelevate nel deposito di spiaggia di Is Arenas di Quartu. I risultati hanno individuato un intervallo di 38-44 ka BP calibrati provando un'età almeno pre-olocenica. Inoltre, se si considera che si è vicini al limite inferiore del metodo  $^{14}\text{C}$  e che la stabilità tettonica è provata dalla curva eustatica per il Golfo di Cagliari (v. fig.136), l'età tirreniana risulta la più plausibile. L'appartenenza della spiaggia fossile di Is Arenas al ciclo MIS 5e, è stata altresì confermata da ORRÙ *et alii* (2011), grazie alla determinazione dell'età col metodo ESR (*Electron Spin Resonance*) di 4 valve di molluschi. Pertanto i sedimenti tirreniani disposti in lenti e depositi variamente stratificati costituiscono un livello guida che si immerge debolmente verso SE nella parte centrale del Golfo di Quartu. Sotto il Tirreniano è presente un complesso deposito argilloso e sabbioso-siltoso lagunare attraversato da diversi sondaggi geognostici fino a 30 m circa, mentre ancora più in basso vengono raggiunti i sedimenti delle arenarie di Pirri (ADP) (comunicazioni personali: Pecorini G., Murru M. e Pistis S.). Quindi, fatta eccezione per un sottile deposito attribuito al Pliocene inferiore (MURRU, 1983b), il complesso fluvio-lagunare con intercalati conglomerati continentali attribuibile al Quaternario e la sottostante formazione di Samassi plio-quadernaria, presenti a W di Cagliari e nella piattaforma prossimale, nel Golfo di Quartu sono assenti. Il motivo è riconducibile al comportamento di minor subsidenza a E di Cagliari e nella antistante piattaforma prossimale, rispetto alla depressione del Campidano meridionale. Tali relazioni stratigrafiche proseguono verso SE nella piattaforma prossimale, ma la presenza della soglia su cui poggia il banco a posidonia gli impedisce di proseguire verso la piattaforma esterna. Infatti in media piattaforma, affiorano le formazioni mioceniche *post-Rift* (GST, AFA, ADP, v. figg.29, 101 e tav.11, ES 322).

Tab. 5 - Datazioni al radiocarbonio della paleospiegia di Is Arenas di Quartu, Foglio 557 "Cagliari" (laboratorio Cedad, 2010), BP calibrate secondo REIMER *et alii*, 2009.

Valva di <i>Cardiidae</i> 1	LL001 (LTL4999A)	43.665 ± 525
Valva di <i>Cardiidae</i> 2	LL003 (LTL9018A)	38.095 ± 705
Valva di <i>Ostreidae</i>	LL002 (LTL5017A)	42.330 ± 360

#### 4. - SEQUENZA DEPOSIZIONALE TARDO-QUATERNARIA

Fatta eccezione per i bassi fondali antistanti le coste in erosione e per le arenarie litorali cementate, attribuibili a fasi col livello del mare più basso dell'attuale (*beach rock* "oloceniche": OZER *et alii*, 1984; ULZEGA *et alii*, 1986; DE MURO & ORRÙ, 1998; LECCA *et alii*, 1998; autori dell'area marina in BARCA *et alii*, 2005), attualmente la piattaforma del Golfo di Cagliari nella parte più superficiale conserva i sedimenti incoerenti dell'ultima risalita eustatica verificatasi tra l'ultimo massimo glaciale e l'Olocene. Alla trasgressione si sono associati lo spostamento verso terra di un ambiente di mare basso terrigeno gradato dal moto ondoso e dell'adiacente ambiente transizionale, la sedimentazione bioclastica di media piattaforma e la sedimentazione condensata distale. Questi sedimenti organizzati in una modesta sequenza stratigrafica, limitata alla base da una discordanza (erosione subaerea e/o sedimenti subaerei e transizionali sormontati da una *ravinement surface* da moto ondoso) seguita da un *Transgressive Systems Tract* e da un *High Stand Systems Tract*, costituiscono la Sequenza Deposizionale Tardo Quaternaria (SDTQ), più precisamente Tardo Pleistocenica - Olocenica.

Di solito il *Transgressive Systems Tract* risulta ricoperto dal *High Stand Systems Tract*, solo localmente si osservano rare "finestre", per erosione o per lacune deposizionali, che consentono di documentare sedimenti del *Transgressive Systems Tract* o ancora precedenti. A causa della quasi completa sovrapposizione stratigrafica ed essendo le facies sismiche poco distinguibili e poco seguibili lateralmente per via del loro esiguo spessore e del basso contrasto di impedenza acustica, le diverse facies di trasgressione e di *high stand* non possono essere rilevate in modo continuo nelle registrazioni *Sparker* e *Sub Bottom Profiler* (fig.131) né arealmente mappate nell'intero Foglio.

La loro distinzione può essere eseguita solo lungo registrazioni che evidenziano le diverse unità e consentono una sufficiente interpretazione sismostratigrafica.

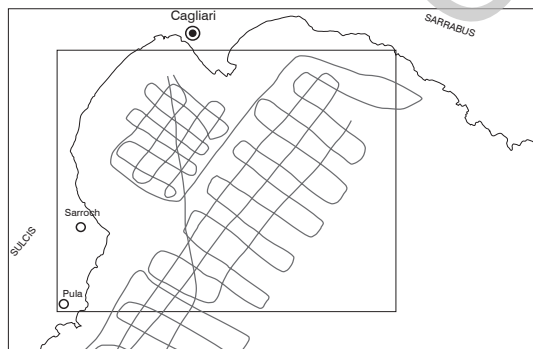


Fig. 131 - Ubicazione dei profili *Sub Bottom Profiler* e *Side Scan Sonar* "analogici" eseguiti durante crociere del P.F. *Oceanografia e Fondali Marini*, resp. *Ulzega A.*

#### 4.1. - SEQUENZA DELLA PALEO-VALLE CIXERRI - FLUMINI MANNU

Grazie a una sufficiente copertura di dati *Sub Bottom Profiler* e *Side Scan Sonar* disponibili (v. fig.131), nella depressione della parte di piattaforma interna antistante la Laguna di Santa Gilla è possibile eseguire una interpretazione dell'intero sistema ivi deposto in facies chiaramente distinguibili e di darne una interpretazione sequenziale utile per l'intera piattaforma (tav. 14).

Questa depressione è stata oggetto di diverse interpretazioni; SEGRE (1968) per primo la spiegò come un "alveo del paleo Cixerri - Flumini Mannu" "pre-Ver-siliano (Würm1 e 1-2)"; successivi studi (CONTU *et alii*, 1982; LECCA *et alii*, 1998; ORRÙ *et alii*, 2004; LECCA *et alii*, 2005; COSSELLU, 2007) non hanno individuato nuove evidenze per mutare questa interpretazione genetica e cronologica, bensì la hanno sempre più arricchita di elementi di dettaglio.

Diversamente COLTORTI *et alii*, 2007 attribuiscono a tale paleo-valle una diversa estensione e una età tardo-glaciale - olocenica.

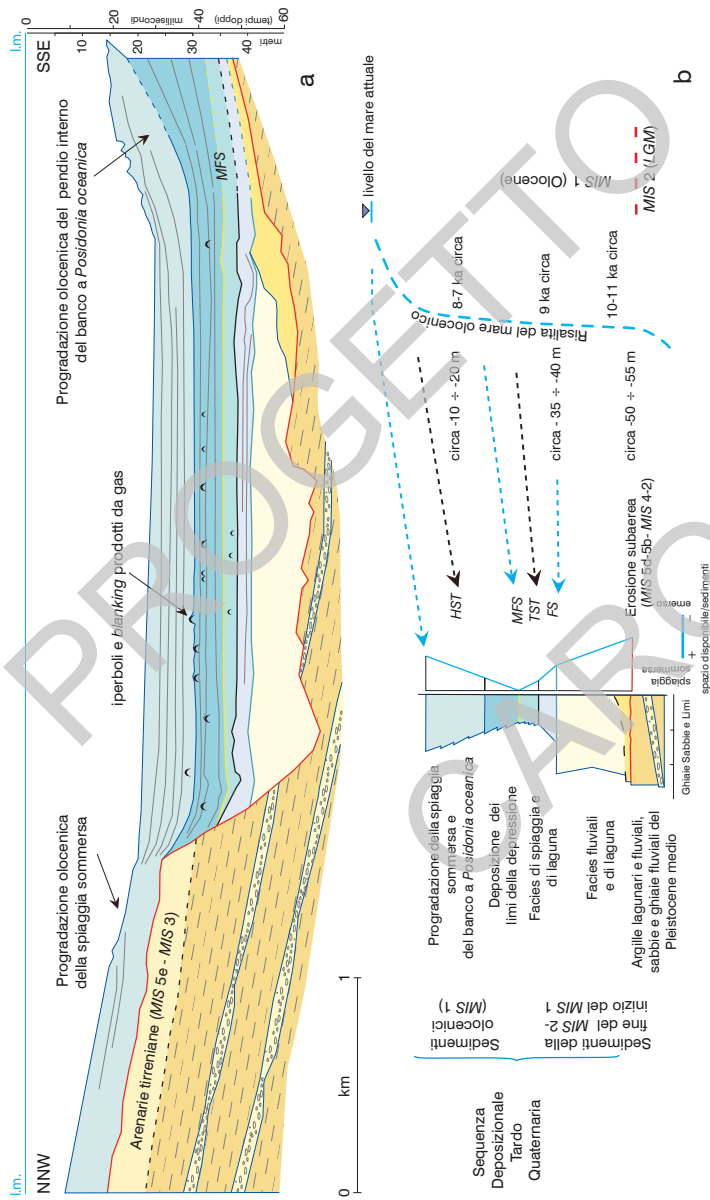
La sequenza di riempimento e le sue geometrie sono documentate chiaramente dai dati ecografici e i suoi sedimenti rientrano in un contesto deposizionale riconosciuto da tempo nei numerosi sondaggi bibliografici (PECORINI & POTESANO CHERCHI, 1969; GANDIN, 1970; 1979; PITTAU DEMELIA & LOI, 1982; SERRA, 1984; PECORINI, 1986; ORRÙ *et alii*, 2005; PORCU, 2006) e confermato dai sondaggi eseguiti per questo Foglio (v. fig. 127, tav.13).

La depressione è controllata da fattori sia evolutivi paleogeografico-eustatico-deposizionali, sia strutturali; infatti i riflettori delle sottostanti sequenze miocenica e pliocenica mostrano in questa parte della piattaforma una chiara immersione verso N (v. tavv.10 e 11).

Durante le fasi di basso eustatico del Pleistocene superiore, e in modo particolare durante l'ultimo minimo eustatico (corrispondente al *LGM*), la depressione è stata sede della prosecuzione del paleo Rio Cixerri - Flumini Mannu. Le pendenze erano deboli, il percorso in piattaforma interna era sub-parallelo alla costa (NE-SW), ma il suo raccordo con la piattaforma intermedia verso SE non è del tutto ricostruibile nei dati ecografici.

Diversamente da quanto interpretato in COLTORTI *et alii* (2007), le superfici stratigrafiche e le geometrie riconoscibili nei *Sub Bottom Profiler* (tav.14: superfici di erosione, di trasgressione o *ravinement surface*, *flooding surface*, *maximum flooding surface*, progradazione del banco della *Posidonia oceanica*) indicano una chiara, seppur debole, risalita del substrato verso SE e quindi una morfologia di paleovalle precedente al riempimento olocenico.

Infatti al di sotto del banco principale a *Posidonia oceanica* è individuabile una serie di culminazioni morfologiche (PUDDU, 2006) che limitano verso S la depressione.



Tav. 14 - a) Interpretazione di una registrazione Sub Bottom Profile (SBP) (80/1, Responsabile A. Ulzega) che attraversa la depressione della piattaforma interna antistante la Laguna di Santa Gilla; b) interpretazione stratigrafico-sequenziale (Lecca et alii, 1998; 2005; modificato). Esagerazione verticale 25x. Ubicazione in fig.123. La SDTQ è costituita dalla sequenza MIS 1, tra la flooding surface e il fondo attuale; inoltre può essere considerata olocenica - MIS 2 pro-parte anche l'unità fluviale-lagunare sottostante che poggia su una superficie di erosione correlabile al Last Glacial Maximum. HST: High Stand Systems Tract; MFS: Maximum Flooding Surface; TST: Transgressive Systems Tract; FS: Flooding Surface. La curva eustatica è indicativa.

Si può pertanto dedurre che durante l'ultimo minimo eustatico, quando il sistema fluviale del Campidano meridionale raggiungeva la piattaforma esterna a circa -100÷-125 m rispetto al livello del mare attuale, la depressione era già presente, con un'ampiezza irregolare dell'ordine di 2-5 km e incideva sia gli strati tirreniani sia quelli del Pleistocene medio per 20-30 m.

Una depressione di piattaforma interna, per certi aspetti analoga ma più piccola, è presente nel Golfo di Quartu e ricade in buona parte nel Foglio 557 "Cagliari". Tale depressione non assume una importanza paragonabile a quella davanti alla Laguna di S. Gilla perchè le registrazioni *Sub Bottom Profiler* non consentono di ricostruirne il riempimento, probabilmente perchè essendo meno profonda vi prevalgono facies sabbiose poco contrastate.

#### 4.2. - SISTEMA DEPOSIZIONALE DI PIATTAFORMA

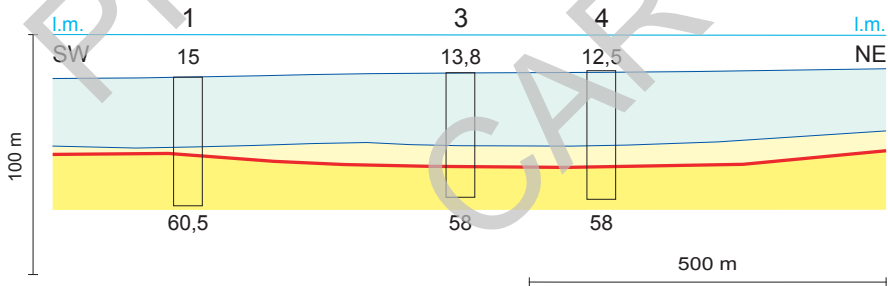
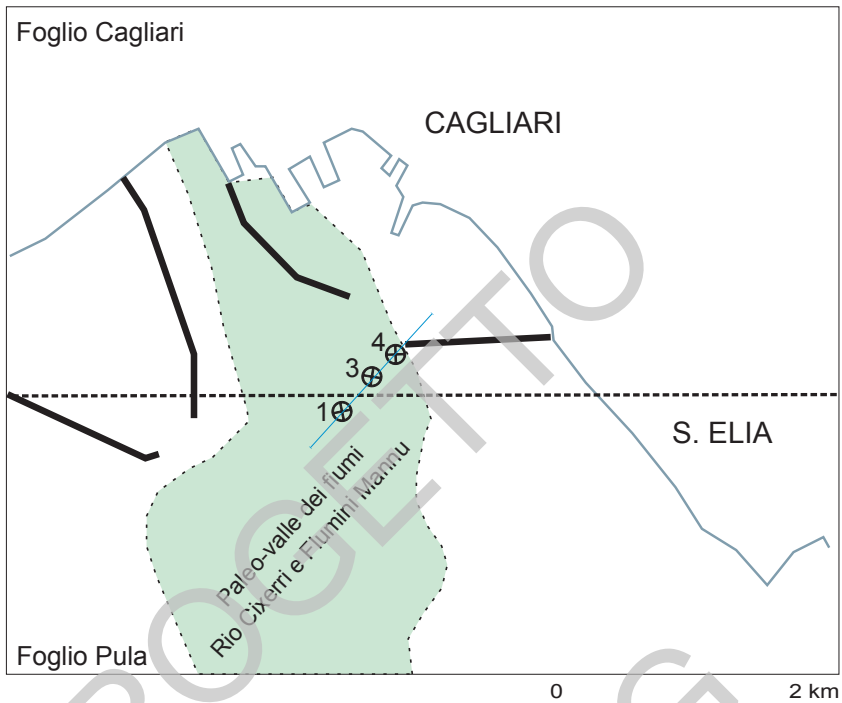
La trasgressione eustatica dell'ultimo minimo eustatico - Olocene, sovrappostasi alla paleogeografia ereditata dalla regressione "Würm" (*MIS* 5d-5b - *MIS* 4-2), ha determinato l'instaurarsi della piattaforma deposizionale olocenica, articolata in ambienti spazio-tempo diversificati in risposta sedimentaria.

I depositi del sistema sedimentario della piattaforma sono stati campionati estesamente sulla superficie del fondo, sia durante precedenti ricerche che durante i rilevamenti eseguiti per questo Foglio.

Tali depositi sono stati inoltre attraversati, nella sequenza della depressione interna, in diversi sondaggi eseguiti per la costruzione del molo Sud dell'attuale Porto di Cagliari (tav.15; GANDIN, 1970; 1979; PITTAU DEMELIA & LOI, 1982).

Altri sondaggi a gravità (DI NAPOLI ALLIATA, 1968) hanno attraversato per diversi metri le facies oloceniche della depressione interna e delle *sand wave* (v. figg.87 e 98).

Durante l'Olocene la piattaforma interna diviene il dominio della ridistribuzione dei sedimenti terrigeno-silicoclastici della Sardegna meridionale, principalmente ad opera del trasporto fluviale, del moto ondoso e delle correnti litorali, ad eccezione del Capo S. Elia dove è presente una componente calcilitica. Diversamente, la piattaforma interna-intermedia è dominata dalla presenza della *Posidonia oceanica* e in subordine di altre fanerogame e di alghe verdi (PERES & PICARD, 1964; *posidonia sub-ecosystem, sensu* LEGOVIC *et alii*, 1977). Questo sub-ecosistema e il suo *detritus*, cioè i sedimenti bioclastico-carbonatici, nelle zone più favorevoli produce un esteso banco che controlla l'attuale funzionamento sedimentario di gran parte della piattaforma, essendo capace di accrescersi seppur lentamente sia verso l'alto che lateralmente verso la piattaforma esterna.



- Fanghi e sabbie argillose di trasgressione e lagunari della trasgressione e dell'*highstand* olocenico: argille e limi argillosi plastici, in genere di colore grigio scuro, contenenti talvolta valve di piccoli lamellibranchi, gasteropodi, filamenti di *Posidonia oceanica* e livelli sabbiosi
- Sedimenti continentali "Wurmiani", in parte risedimentati come ghiaie e sabbie litorali della trasgressione olocenica: ghiaie a grossi ciottoli di scisti paleozoici e marne biancastre (ICOS 1), sabbie grossolane, medie e fini (ICOS 3), sabbie (ICOS 4)
- Formazione di Samassi  
Limi marnosi e argilloso-calcarei giallastri contenenti talvolta abbondante frazione sabbiosa

Tav. 15 - Sintesi degli studi eseguiti sui carotaggi del Porto di Cagliari da GANDIN, 1970; 1979; PITTAU DEMELIA & LOI, 1982; parzialmente reinterpretati).

Il banco principale a posidonia e le sue strutture sono stati rilevati in modo esauriente sia dalle registrazioni analogiche *Sub Bottom Profiler* e *Side Scan Sonar* delle crociere del P.F. Oceanografia e Fondali Marini, (resp. Ulzega A.; figg.132, 133 e v. fig.131), sia dai profili *Side Scan Sonar* realizzati per il progetto “Mappatura della prateria a *Posidonia oceanica* lungo le coste della Sardegna e delle piccole isole circostanti” (MINISTERO AMBIENTE, 2001).

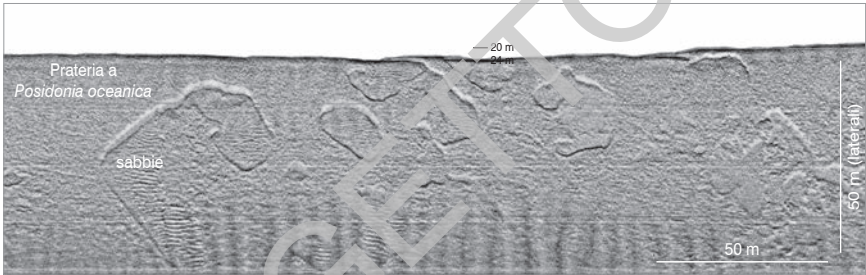


Fig. 132 - Registrazione *Side Scan Sonar* 100 KHz (analogico) del banco a *Posidonia oceanica*. Tipiche strutture a terrazzi e depressioni sabbiose.

Tale banco a *Posidonia oceanica*, singolare per estensione e struttura nell’ambito di tutta la piattaforma continentale circostante la Sardegna, è conseguente al convergere della stabilità tettonica con i fattori eustatici, quelli fisiografici con le limitate quantità di apporti terrigeni.

I riflettori (R1, R2, R3, R4) individuati sotto all’attuale banco sono attribuibili alle variazioni di facies associate al progredire della trasgressione olocenica (fig.133). La piccola sequenza, con spessori da qualche metro a qualche decina di metri, costituisce il sistema deposizionale della media piattaforma. La *ravinement surface* olocenica non è chiaramente risolta dalla sismica, tuttavia la sua presenza viene dedotta dalla giacitura dei riflettori olocenici debolmente progradanti e dovrebbe coincidere con il più basso di questi, RO di fig.133.

Nella piattaforma media distale, cioè esternamente al banco, prevalgono sedimenti sabbiosi, anche sabbie molto grosse, con componenti sia terrigene dovute all’erosione di precedenti depositi continentali o litorali, che bioclastiche ad alghe rosse.

La struttura del fondo evidenzia un’ampia fascia ad ondulazioni interpretate come basse dune (*sand wave*) e *mega-ripple* prodotte dall’azione delle onde di tempesta e delle correnti di fondo. A profondità comprese tra -50 m e -70 m circa, dove si riduce l’energia trattiva delle onde di tempesta e delle correnti, si depongono sedimenti sabbiosi fini con componente siltoso-limosa, localmente in associazione a sabbie relitte e ad alghe rosse attuali.



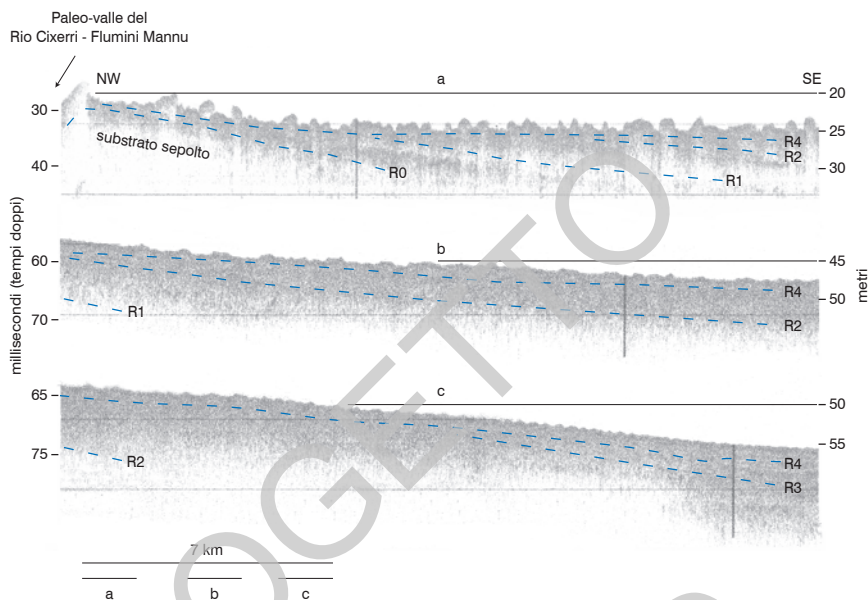


Fig. 133 - Registros Sub Bottom Profiler 3,5 KHz sul banco a *Posidonia oceanica* e sul suo pendio esterno debolmente progradante. Ubicazione in fig.123. I riflettori individuati sono attribuibili a variazioni di facies deposizionali associate alla trasgressione olocenica (R1, R2, R3, R4) e verso il basso (R0) alla ravinement surface olocenica non sempre chiaramente rilevabile (LECCA et alii, 1998: modificato). Si noti che il riflettore piú profondo (R0) evidenzia la risalita del substrato indeterminato pre-MIS 2, il quale limita la paleo-valle (v. tav.14) ubicata poco a NW: a: matte e canali della prateria a *posidonia*; b e c: depositi elaborati da correnti e depositi di piattaforma intermedia.

#### 4.3. - INCISIONI FLUVIALI DEL LOW STAND WÜRMIANO

Alcuni segmenti di valli minori di origine fluviale, colmati dai sedimenti di spiaggia della trasgressione olocenica, sono attribuibili alla paleo-idrografia attiva durante la regressione "Würmiana" (MIS 5d-a -4-3-2). Il loro riconoscimento nelle registrazioni *Sub Bottom Profiler* è difficoltoso e discontinuo a causa del loro riempimento da parte dei sedimenti sabbiosi olocenici o della copertura da parte della prateria a *posidonia*.

Per queste stesse ragioni non è evidente la prosecuzione del paleo-fiume Cixerri-Mannu, mentre nella piattaforma esterna al banco a *posidonia* varie incisioni fluviali sono riconoscibili in diverse parti della piattaforma intermedia-esterna (fig.134) e in particolare quelli disposti parallelamente alle paleo-rive sommerse a circa -50 m.



Fig. 134 - Registrazione Sub Bottom Profiler 3,5 KHz: sezione di due paleovalli nella piattaforma intermedia esterna, al di sotto della fascia a sand waves.

#### 4.4. - SISTEMA DEPOSIZIONALE DELLA PIATTAFORMA ESTERNA - PENDIO CONTINENTALE

La struttura dell'accrescimento sedimentaria della piattaforma esterna (fig.135, v. tav.12 e fig.124) è controllata dai numerosi spostamenti ciclici degli ambienti deposizionali indotti dalle oscillazioni glacio-eustatiche del Pleistocene medio-superiore. Le linee *Sparker* e *Sub Bottom Profiler* mostrano che tale delta marino di regressione è cresciuto mediante il sovrapporsi di unità di *low stand* progredienti verso il pendio, di intercalati depositi di piattaforma dei livelli eustatici intermedi e di strati condensati di *high stand*.

Diverse morfostrutture sommerse, interpretabili come spiagge fossili sabbioso-ghiaiose terrigene, con vario grado di litificazione e con evidenti strutture di erosione, sono osservabili a varie profondità fino a circa -70 m nella parte alta del delta della piattaforma esterna. Quelle più esterne, le più continue e le più lunghe (fino a circa complessivi 40 km), si sviluppano parallelamente all'attuale bordo della piattaforma (NE-SW) e sono attribuibili a livelli del mare di circa -45÷-60 m. Queste paleo-spiagge, interpretate da SEGRE (1968) come "cordone litoraneo più antico ... cata-würmiano" (cioè dal glaciale würmiano verso l'interglaciale attuale), sono state in seguito denominate *beach-rock* relative a fasi di stazionamento della trasgressione olocenica (ULZEGA *et alii*, 1986; DE MURO & ORRÙ, 1998).

L'analisi delle registrazioni *Sub Bottom Profiler* e *Sparker* consente di riconoscere che le morfostrutture non sono costituite da un singolo accrescimento ma piuttosto da diverse unità sovrapposte.

La trasgressione *post-glaciale-olocenica* è ampiamente documentata anche nel Golfo di Cagliari, grazie a precedenti studi e a nuove datazioni  $^{14}\text{C}$  (fig.135, e v. tab.4, LAMBECK *et alii*, 2004; ORRÙ *et alii*, 2004; autori dell'area marina in BARCA *et alii*, 2005; ANTONIOLI *et alii*, 2007).

Durante questa trasgressione le più antiche paleo-spiagge hanno subito erosioni e nuove accrezioni sedimentarie, inoltre possono essere state deposte nuove barre o spiagge, ricongiungendo le sottostanti precedenti paleo-spiagge erose. Le paleo-spiagge più profonde sembrano attribuibili a più fasi pre-oloceniche con minimi relativi di circa  $-45 \div -60$  m (*MIS 5d-a*, *MIS 4-3*) che in seguito sono state soggette a deboli coperture e *infilling* in facies di spiaggia e cementi della trasgressione dell'Olocene inferiore. Questa interpretazione è supportata da due datazioni  $^{14}\text{C}$  di conglomerati di spiaggia (a circa  $-45$  m), sottostanti i sedimenti olocenici, risultate di  $43.055 \pm 425 \div > 50.000$  cal. BP (v. tab.1 in cap. IV § 6.3.2.).

Oltrepassate le spiagge fossili è presente la piattaforma esterna, ampia pochi chilometri e ricoperta in prevalenza da sedimenti attuali sabbiosi medio-fini, fangosi. Le registrazioni *Sub Bottom Profiler* evidenziano che la SDTQ in questa parte della piattaforma è caratterizzata da spessori fino a circa 20 m e costituita da due unità (fig.135). Quella più bassa poggia su di una *toplap surface-wave cut terrace* attribuibile al minimo eustatico del *LGM* e mostra chiare stratificazioni retrogradanti per l'innalzamento eustatico verificatosi tra il *LGM* e lo *Younger Dryas*. Alla sua sommità è individuabile una superficie di *maximum flooding* che la separa dall'unità più alta, priva di stratificazione e costituita da sedimenti olocenici.

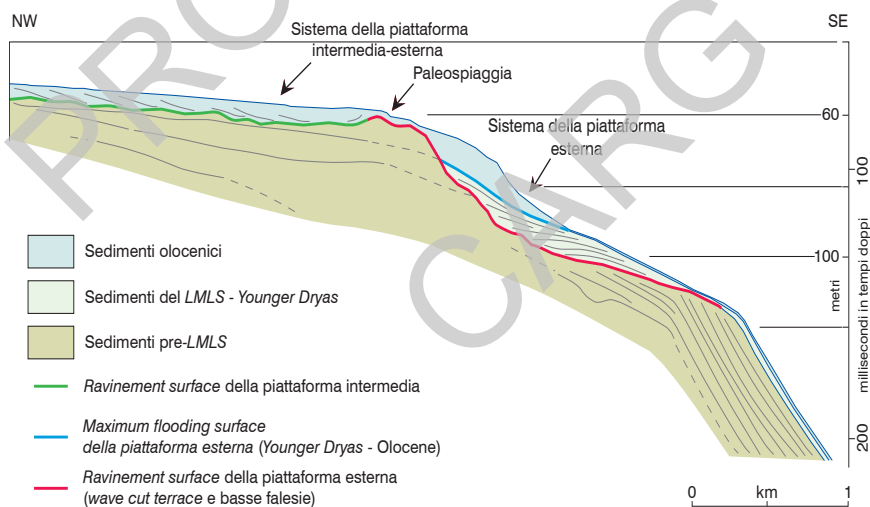


Fig. 135 - Sequenza deposizionale tarso-quaternaria in piattaforma intermedia ed esterna. Interpretazione di *Sub Bottom Profiler*, ubicazione in fig.123. La sezione mostra un'area in cui i sedimenti olocenici di piattaforma esterna ricoprono una paleo-spiaggia. In piattaforma esterna si individua un sistema tarso-pleistocenico - olocenico temporalmente precoce rispetto a quello della piattaforma interna (LECCA et alii, 1998: modificato). LMLS (Last Maximum Low Stand): ultimo minimo eustatico correlato a Last Glacial Maximum di 20-18 ka.

La piattaforma esterna termina con una convessità deposizionale (*toplap surface-wave cut terrace*-pendio) del minimo eustatico, sepolta da un sottile spessore di sedimenti più recenti. Le geometrie interne dell'accrezione frontale sono inclinate parallele, concordanti con tre o quattro sequenze di eccentricità precedenti l'ultimo minimo eustatico (probabilmente: MIS 6, 8, 10, 12), separate dalle *maximum flooding* in genere costituite da sedimenti più trasparenti al segnale acustico (v. fig.124).

#### 4.5. - LITOFACIES DEI SEDIMENTI OLOCENICI SUPERFICIALI

Il rilevamento superficiale del fondo marino ha consentito di descrivere l'attuale zonazione delle diverse facies deposizionali degli ambienti della piattaforma e del pendio, funzionali con l'attuale livello del mare illustrate nel cap. IV § 5. - Depositi quaternari dell'area marina. L'interpretazione delle diverse facies è coerente con la curva di risalita eustatica olocenica nella piattaforma di Cagliari, come nelle altre parti della Sardegna, che evidenzia un regolare innalzamento eustatico relativo, tipico dei margini continentali di blocchi litosferici tettonicamente stabili (PIRAZZOLI, 1996; 2005; DE MURO & ORRÙ, 1998; LAMBECK *et alii*, 2004; ORRÙ *et alii*, 2004; ANTONIOLI *et alii*, 2007; autori area marina in BARCA *et alii*, in stampa: Foglio 528 "Oristano").

Tale curva di risalita eustatica è vincolata da diverse evidenze. Una datazione eseguita per questo Foglio ha documentato il livello del mare di circa 9.130÷9.290 anni cal. BP (Olocene inferiore) a circa 32÷37 m di profondità. Nell'Olocene medio (Atlantico - Sub-boreale) risulta che il mare sia risalito da circa - 25÷-15 m fino a circa - 3÷-2 m (ORRÙ *et alii*, 2004: fig.136).

Altre dieci nuove datazioni eseguite per questo Foglio (v. tab.4 e tav.13) hanno documentato livelli del mare tra circa -18 m e circa -5 m tra 8.000 e 4.000 anni circa. Negli ultimi 2.500 anni (Olocene superiore: Sub-atlantico) l'innalzamento eustatico relativo nel Golfo di Cagliari è stato valutato dell'ordine di 1÷2 m (ORRÙ *et alii*, 2004; ANTONIOLI, 2007; ANTONIOLI *et alii*, 2007). Dato constatato anche durante il rilevamento pericostiero in località Perd'e Sali, dove è presente una cava punica (circa 2.500 anni BP) a -1 ÷ -1,5 m rispetto all'attuale livello del mare (v. fig.62).

La relativa stabilità tettonico-eustatica nei tempi recenti, e quindi il livello finale della trasgressione olocenica, è documentata dai solchi di battente su litologie calcaree in concomitanza con l'attuale livello del mare, presenti nell'intera Sardegna e in particolare nel promontorio di S. Elia, in tempi dell'ordine delle ultime centinaia di anni o dell'ultimo millennio, in funzione del tempo attribuito all'elaborazione dei solchi di battente (circa 1 mm/anno secondo PIRAZZOLI, 2005).

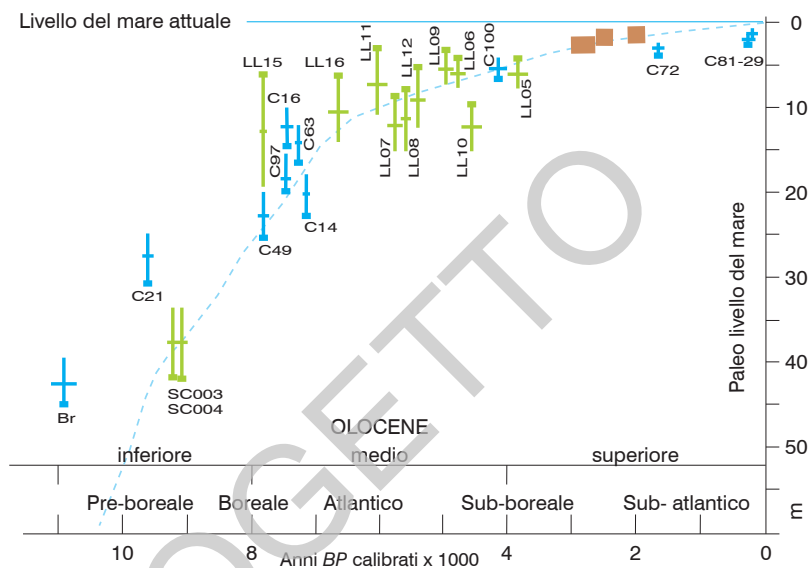


Fig. 136 - Risalita eustatica nella piattaforma continentale di Cagliari. In azzurro: dati  $^{14}\text{C}$  AMS da ORRÙ et alii (2004) ricalibrati secondo HUGHEN et alii, 2004; in verde: nuove età  $^{14}\text{C}$  AMS su materiali della piattaforma (SC003 e SC004, v. tab.1) e su materiali dei sondaggi della zona del Porto Canale (v. tab.4). Il quadrato del simbolo indica la quota di campionatura, la linea l'intervallo paleo-batimetrico attribuito. Rettangoli marrone: dati archeologici, da ORRÙ et alii, 2004. Curva: modello calcolato da LAMBECK et alii (2004).

Pertanto le facies presenti in piattaforma documentano la sedimentazione coerente con questa trasgressione, seppure con variabilità relative alle dinamiche auto-cicliche ed evolutive. Gli ambienti instauratisi in piattaforma tra il minimo eustatico del LGM e l'Olocene inferiore hanno migrato verso terra; in seguito tra l'Olocene medio e superiore si sono instaurati nuovi ambienti, come il banco principale a *Posidonia oceanica* in media piattaforma, le depressioni della piattaforma interna e le spiagge attuali, fino al raggiungimento dell'attuale sistema sedimentario.

#### 4.5.1. - Facies e tipologia sedimentaria della piattaforma

Il sistema completo degli ambienti e delle facies oloceniche, già descritto nel cap. IV § 5., può essere individuato al traverso della parte più interna del Golfo di Cagliari, a SE della Laguna di Santa Gilla dove si riconosce una piattaforma continentale silicoclastica e carbonatica di media latitudine controllata dalla ciclicità eustatica del Pleistocene medio-superiore - Olocene.

I sedimenti silicoclastici attuali sono presenti in piattaforma interna, con facies di sabbie da molto grosse a medio-fini che gradano distalmente a sabbie molto fini e fanghi nella depressione di piattaforma interna.

In piattaforma interna-intermedia la produttività organogena associata al banco a *Posidonia oceanica*, (molluschi, briozoi, alghe rosse, echinidi e foraminiferi, *etc.*) dà luogo a facies bioclastiche e miste per la contemporanea presenza di sedimenti terrigeni relitti derivati dall'erosione del mare in risalita a spese di depositi di precedenti fasi eustatiche. Esternamente al banco, oltre i -35 m circa, il sedimento terrigeno relitto tende a prevalere e il fondo assume strutture sedimentarie ondulate (*mega ripple* e *sand wave*) dovute all'idrodinamica della parte bassa delle onde di tempesta.

Nella piattaforma distale, a profondità maggiori di 50 m l'energia trattiva diminuisce e i sedimenti si arricchiscono di sabbie molto fini e di *silt* limosi. Distalmente e localmente il sedimento carbonatico (alghe rosse, echinodermi e foraminiferi) tende a prevalere anche se sono presenti aree a sedimenti misti in prossimità delle paleo-spiagge. La facies più distale osservata in piattaforma esterna è caratterizzata da sabbie medio-fini bioclastico-quarzose a lamellibranchi, piccoli echinodermi e foraminiferi.

Sul pendio piattaforma-bacino la sedimentazione è limosa (clinocloro e mica-illite) e carbonatica con componenti siltose emipelagiche e foraminiferi.

L'insieme delle litofacies campionate documenta che attualmente l'intera piattaforma ha una sedimentazione mista, terrigena e carbonatica, di mare temperato *sensu* CARANNANTE *et alii* (1988). La componente bioclastica è attribuibile all'attuale produttività in piattaforma interna-intermedia e distale dove sembra prevalente. La componente terrigena proviene dall'alimentazione fluviale e dall'erosione litorale attuale ordinata dal moto ondoso nella spiaggia sottomarina, in piattaforma intermedia e distale da sedimenti terrigeni relitti. Un contesto sedimentologico analogo deve essere attribuito alle precedenti fasi di alto stazionamento eustatico del Pleistocene medio-superiore. Diversamente, durante le precedenti fasi glacio-eustatiche di abbassamento, stazionamento basso e risalita, la piattaforma è stata interessata da sedimentazioni terrigene di ambiente emerso o di spiaggia sottomarina che vengono attualmente ri-sedimentate in piattaforma intermedia e distale.

Pertanto il modello deposizionale di questa piattaforma risulta costituito da fasi terrigeno-carbonatiche durante la risalita del mare e l'alto eustatico, dovute alla diminuzione dell'alimentazione terrigena e al clima mediterraneo caldo e poco piovoso. A queste si alternano fasi maggiormente terrigene, durante l'abbassamento e il massimo basso eustatico, con clima temperato fresco e più piovoso, o freddo durante i pleniglaciali.

## VII - CENNI DI GEOMORFOLOGIA

### 1. - SISTEMA COSTIERO E DINAMICHE EVOLUTIVE

L'area costiera del Foglio 566 "Pula" comprende una serie di ambienti costieri che, a partire dal promontorio di Capo S. Elia, bordano il tratto del Golfo di Cagliari e si estendono ad occidente dell'area urbana di Cagliari. Tali ambienti mostrano una stretta interconnessione, in termini morfologici e dinamici, tra sistema idrografico fluviale ed il sistema marino litorale.

Nel settore settentrionale del Foglio, si localizza la parte più occidentale dello Stagno di Cagliari comprensivo dello Stagno di Capoterra e delle vasche salanti e bacini evaporanti delle attuali Saline di Macchiareddu.

Tale area risulta inserita nell'elenco delle zone umide come "Zona Umida di Importanza Internazionale" ai sensi della convenzione RAMSAR. Si tratta di un sito di interesse comunitario (S.I.C. ITB 000023) con estensione di 3466 ha, sottoposto a protezione speciale (Z.P.S.), proposto dalla Regione Autonoma della Sardegna (R.A.S.) e riserva naturale denominata "Stagno di Santa Gilla" (L.R.31/1989), attualmente tutelata dal Progetto *Life* Natura '96 Gilia.

Lo Stagno di Capoterra occupa una superficie complessiva di circa 70 ha, attualmente ridotto a causa del progressivo interrimento. La profondità dell'acqua è in media sui 0,5 m, con approfondimenti locali fino ad 1 m. La comunicazione col mare è discontinua ed è assicurata da due bocche, protette dai ruderi di una scogliera artificiale in prossimità del ponte Maramura.

L'unico immissario dello Stagno di Capoterra è il Riu di Santa Lucia, che presentava un tracciato sinuoso, successivamente rettificato e regimato in tempi recenti a protezione delle zone urbanizzate limitrofe allo stagno (lottizzazione Sa Maddalena e Residenza del Sole).

Le Saline di Macchiareddu, adiacenti alla zona industriale omonima sita oltre il limite settentrionale del Foglio, sono in parte di proprietà privata ed in parte demaniale. Esse vengono utilizzate per la produzione del sale; occupano complessivamente una superficie di circa 2300 ha. Gli afflussi sono assicurati da un'idrovora che preleva l'acqua dal mare in prossimità di Ponti Beccius. La salinità, sempre uguale o superiore a quella marina, varia in funzione della zona e del periodo dell'anno. Al margine W delle Saline è stato realizzato l'impianto di depurazione e smaltimento dei rifiuti del Consorzio Area Sviluppo Industriale Cagliari (C.A.S.I.C., fig.137).

L'assetto geomorfologico del Foglio Pula riflette quello geologico-strutturale ed è definito da una strutturazione in *horst* e *graben*, responsabile della formazione della fossa subsidente plio-quadernaria del Campidano, di cui l'area emersa



Fig. 137 - Panoramica sullo Stagno di Cagliari (Laguna di S. Gilla), a N delle Porte Ingresso Saline Contivecchi, e sulla vegetazione alofila (*Salicornia*) nelle aree peristagnali con substrati argilloso-limosi. Sullo sfondo l'impianto industriale di smaltimento rifiuti del CASIC.



del Foglio rappresenta la prosecuzione meridionale. Il promontorio di S. Elia ed il fascio di faglie associate costituiscono il bordo nord orientale della depressione principale mentre le faglie del bordo sud occidentale, evidenti nei fogli limitrofi, sono ricoperte da depositi continentali pleistocenici.

I rilievi del settore occidentale del Foglio sono costituiti da rocce del basamento paleozoico (M. Luas) sia metamorfico (PMN) che intrusivo (VLD<sub>c</sub>); i rilievi di Sarroch sono costituiti da rocce terziarie vulcaniche del ciclo oligo-miocenico (EDD, ONI, MAB); i rilievi del promontorio di S. Elia sono dati da rocce sedimentarie terziarie del 3° ciclo miocenico (ADP, CGI<sub>a</sub>, CGI<sub>b</sub>, CGI<sub>c</sub>). Le zone costiere litorali, costituite da sedimenti pleistocenici (PVM<sub>2</sub>, PVM<sub>1</sub>) e olocenici (b<sub>n</sub>, b), rappresentano dunque le ultime fasi deposizionali che marcano il raccordo alle aree transizionali e marino-costiere.

Il settore di Capoterra-Sarroch è caratterizzato da un sistema orografico con quote elevate prossime alla fascia litoranea che, attraverso una fascia pedemontana di conoidi alluvionali, drena direttamente le acque superficiali verso l'area costiera (fig.138).



Fig. 138 - Stagno di Cagliari. Panoramica sul settore occidentale del Foglio: sullo sfondo i rilievi paleozoici (horst) del limitrofo Foglio 565 "Capoterra"; in secondo piano, la borgata di Poggio dei Pini e la Residenza del Sole, adagiate sulle conoidi alluvionali pedemontane del Quaternario che degradano verso la zona lagunare costiera.

Le piane alluvionali pedemontane caratterizzano la zona costiera compresa tra gli abitati di Capoterra (a N del Foglio), Sarroch e Pula. Questi depositi si sono sviluppati all'uscita di strette valli montane e rappresentano la fascia di raccordo tra il sistema orografico locale e la zona costiera. La fascia litorale, oltre ai fenomeni di urbanizzazione diffusa (lottizzazioni Frutti d'Oro 1 e 2, Su Spantu, Torre degli Ulivi), che talvolta hanno ridotto drasticamente gli esigui sistemi di spiaggia esistenti, mostra fenomeni di erosione costiera, come quelli indotti generalmente dalla presenza di manufatti portuali ad uso turistico (Porto Columbu-Perd'e Sali).

La presenza di moli a mare (pontili della Rumianca e della SARAS) ha contribuito all'alterazione degli equilibri dinamici costieri, modificando le correnti di deriva litorale, creando nuove zone di erosione e di accumulo, che si sono manifestate localmente con vistoso arretramento della linea di riva (Ponte Maramura).

Il molo della raffineria SARAS, realizzato trasversalmente al tratto costiero prospiciente la piana alluvionale di Sarroch, ha modificato profondamente la morfologia della linea di riva, determinando un settore di sedimentazione a nord ed una zona di erosione a sud fino alla spiaggia di Porto Foxi.

L'attuale conformazione del cordone litorale di Giorgino e La Plaia che borda il Golfo di Cagliari e raccorda il promontorio di Capo S. Elia all'estremità sud-orientale della fascia pedemontana del Sulcis, è il risultato dell'interazione tra dinamiche costiere e deposizionali che hanno interagito con gli eventi trasgressivi e regressivi avvenuti a partire dal Pleistocene superiore.

Esiste tuttora un acceso dibattito sulla cronologia degli eventi che hanno modellato i cordoni litorali del Golfo di Cagliari. Alcuni ricercatori sostengono che il cordone litorale di Sa Illetta, ubicato alle spalle di quello della Plaia, sia stato generato durante la risalita marina dell'ultimo interglaciale (ORRÙ *et alii*, 2004; ANTONIOLI, 2007; COLTORTI *et alii*, 2010; Autori della parte a mare di questo Foglio) mentre altri sostengono che si tratta di cordoni modellati durante l'Olocene antico (COLTORTI *et alii*, 2007). Si rimanda a questi lavori e al cap. VI § 3. e § 4. per una più approfondita discussione dell'argomento.

È comunemente accettato che il cordone litorale attuale e subattuale, rappresentato dalle spiagge La Plaia e Giorgino, si sia formato durante l'ultima fase trasgressiva olocenica, dopo 6-8 ka fa. Tali spiagge, unitamente alle zone umide retrostanti, rappresentano un complesso sistema di interazione fluviale e marino costiero.

Il tratto costiero tra La Maddalena spiaggia e Sarroch ha uno sviluppo lineare generato da scarpate di erosione costiera, in genere di limitata altezza, modellate a spese di sedimenti sabbioso-ciottolosi appartenenti ad antiche alluvioni terrazzate (fig.139).

La conformazione del litorale risente delle dinamiche del moto ondoso e degli apporti solidi dei corsi d'acqua in gran parte brevi e ad elevata energia.



Fig. 139 - Cala d'Orri, ripa strutturata sulle conoidi alluvionali ghiaiose, eterometriche e poligeniche, del Pleistocene superiore ( $PVM_{2a}$ ).

Nella spiaggia attuale non si hanno apporti detritici cospicui in quanto i corsi d'acqua esistenti non contribuiscono, con le portate solide, al ripascimento naturale. Negli ultimi decenni sono scomparse le dune di retrospiaggia che si estendevano ai bordi del Poetto, in prossimità di Marina Piccola: esse risultano attualmente sostituite da strutture ed infrastrutture urbane e balneari.

L'imponente intervento di ripascimento artificiale condotto nel 2002 sull'arenile del Poetto, dal porticciolo di Marina Piccola fino al settore prossimo all'Ospedale Marino vecchio, ha contribuito a definire una nuova conformazione complessiva al sistema di spiaggia, attualmente in fase di evoluzione (fig.140).

Il promontorio di S. Elia contribuisce solo limitatamente al ripascimento del sistema Poetto. Sulla falesia presente in quest'area affiorano infatti anche le arenarie di Pirri (ADP). La composizione prevalentemente quarzosa e l'abbondanza di clasti metamorfici nelle sabbie del cordone di Is Arenas testimoniano infatti come la maggior parte dei sedimenti provengano dal settore settentrionale ed in particolare dall'erosione e redistribuzione dei sedimenti del delta conoide del Rio Corongiu.



Fig.140 - M. S. Elia. Panoramica sul litorale del Poetto e sul ripascimento artificiale condotto nel 2002 fino al porticciolo di Marina Piccola, a destra nella figura. È ancora molto evidente la fascia di acque torbide lungo la costa.

Dal punto di vista paesaggistico la Sella del Diavolo rappresenta uno dei simboli morfologici più noti della zona costiera dell'area urbana di Cagliari. Per la particolarità delle caratteristiche naturali, il promontorio di S. Elia è tutelato con vincolo paesaggistico (decreto legislativo n. 42/2004 e D.M. 26 aprile 1965) ed in parte con vincolo idrogeologico (regio decreto n. 3267/1923 e successive modifiche ed integrazioni), ed è individuato come sito di importanza comunitaria - S.I.C. "Sant'Elia - Cala Mosca - Cala Fighera" (codice ITB002243) e futura riserva naturale regionale "Capo Sant'Elia" (legge regionale n. 31/1989). L'area è tuttora in parte demanio militare (ramo Esercito e ramo Marina, artt. 822 e ss. cod. civ.). Nel nuovo piano urbanistico comunale questa zona è stata classificata come zona "H" con possibilità di interventi di "valorizzazione turistica".

All'estremità della baia di Cala Fighera si apre una grotta naturale nota come "Grotta dei Colombi", localizzata ad appena un metro sul livello del mare nella parete a strapiombo sulla falesia. L'ingresso è accessibile solo dal mare ed in condizioni nautiche favorevoli. Questa zona è ancora interdetta al transito e alla navigazione sottocosta per il pericolo rappresentato dalla caduta di massi dalle pareti a strapiombo sul mare. Si tratta di un'ampia cavità di forma circolare, con un diametro di una trentina di metri per circa venti di altezza, ben illuminata dalla grande apertura di ingresso quasi triangolare, citata dal canonico Spano nel 1861, e prende nome dalla grande quantità di colombi selvatici che per secoli vi si sono annidati.

## 2. - SISTEMA SOTTOMARINO

Il Golfo di Cagliari si apre a S verso il margine continentale della Sardegna meridionale dove è attivo un sistema sedimentario composto da una complessa piattaforma continentale, una scarpata distinta in pendii deposizionali, subordinate scarpate strutturali e diversi bacini di scarpata. Alla scala dell'intero margine meridionale diversi *canyon*, tra i quali il *Canyon Sarroch* e il *Canyon S. Elia - Foxi*, sono tributari della Valle sardo-tunisina (fig.141, v. fig.117).

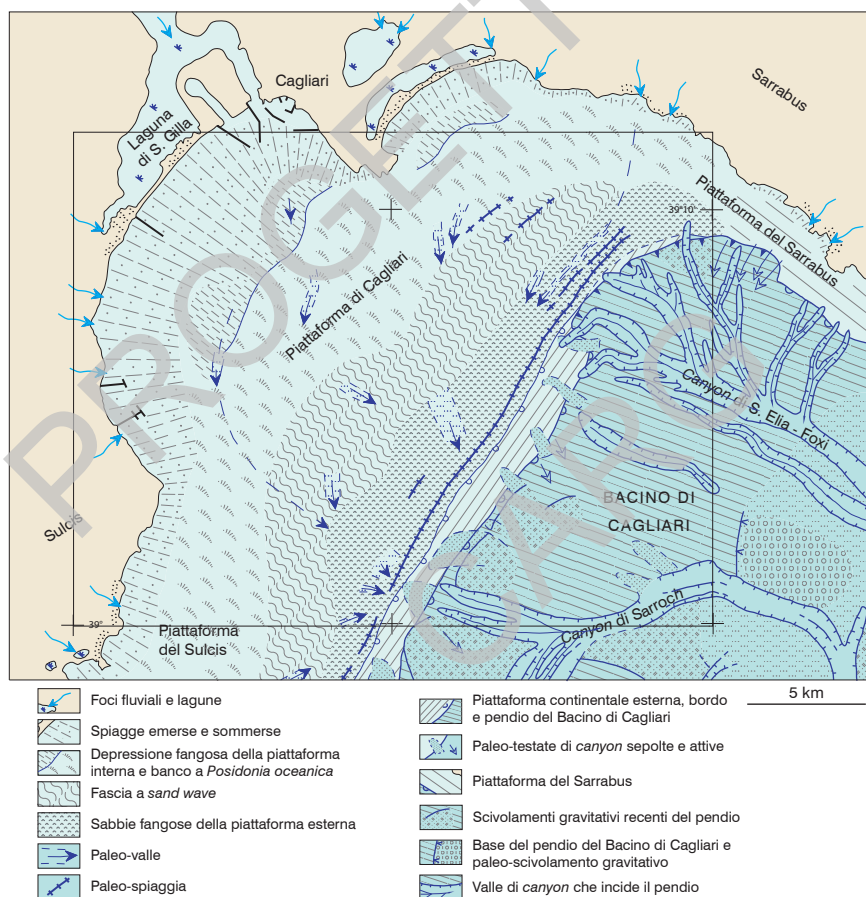


Fig. 141 - Schema dei processi deposizionali ed erosionali olocenici della piattaforma - bacino di Cagliari che evidenzia la relazione tra piattaforma, pendio, canyon e fondo del bacino (LECCA et alii, 1998; modificato). Il rettangolo indica i limiti del Foglio 566 "Pula".

La Valle sardo-tunisina a sua volta, allo sbocco nella Piana abissale sardo-algerina, alimenta una bassa conoide sottomarina profonda (v. fig.117).

Nella parte più interna di tale sistema sedimentario sono ubicati la piattaforma continentale del Golfo di Cagliari e il Bacino di Cagliari (bacino di scarpata), che rappresentano la prosecuzione sottomarina del *Rift* sardo meridionale e delle strutture conseguenti alla sua riattivazione verificatasi durante il Miocene superiore e il Plio-Quaternario. Il Bacino di Cagliari è separato dalla parte meridionale del *Graben* del Campidano per mezzo della Soglia di Pula - S. Elia, costituita da una risalita del substrato di sedimenti miocenici del *Rift* sardo sbloccati da faglie. Tale soglia, rispetto al Sulcis e ai blocchi della serie miocenica di Cagliari e dei dintorni di Quartu, è anch'essa subsidente, anche se in minor misura rispetto al *Graben* del Campidano.

La piattaforma del Golfo di Cagliari è impostata sopra questi diversi subdomini del *Rift* sardo meridionale e pertanto ne è condizionata, essendo sovrapposta, in senso NW-SE, nella parte più interna alla terminazione meridionale del *Graben* del Campidano e agli strati miocenici di Cagliari e Quartu, mentre la piattaforma intermedia ed esterna poggiano sulla progradazione marina del Bacino di Cagliari.

Essendo disposta trasversalmente al *Rift* sardo, i cui rapporti morfo-strutturali dominano tuttora, la Piattaforma del Golfo di Cagliari risulta costituita, in senso SW - NE, da tre diversi segmenti: verso SW, la terminazione orientale della Piattaforma del Sulcis disposta sulla prosecuzione sottomarina dell'*Horst* del Sulcis, verso NE, la stretta piattaforma dell'*Horst* del Sarrabus e, tra le due, la Piattaforma di Cagliari s.s.. Il fatto che quest'ultima, compresa all'interno di questo foglio, si sovrapponga alle parti più subsidenti della riattivazione plio-quaternaria del *Rift* sardo, fa sì che i fondali quaternari e attuali evidenzino processi prevalentemente deposizionali durante le fasi di alto stazionamento eustatico del Pleistocene e dell'Olocene.

Durante le fasi di regressione, e dei minimi stazionamenti eustatici, i processi erosionali (continentali e costieri) e di trasporto emerso e sommerso lungo i *Canyon* S. Elia - Foxi e Sarroch (fig.142), contribuiscono a erodere sensibilmente la piattaforma. Gli ingenti volumi di sedimenti erosi vengono sottratti al bilancio della piattaforma e spostati verso il depocentro del Bacino di Cagliari, perennemente sommerso durante il Pliocene e il Quaternario.

Nella fascia costiera a prevalente comportamento erosionale, per l'azione del moto ondoso, sono presenti fondi rocciosi in prosecuzione degli affioramenti costieri emersi. Verso il largo le unità morfologiche in sedimentazione sottomarina si avvicendano parallelamente alla costa e seguono i fattori di controllo della sedimentazione al variare della profondità, cioè dell'energia del moto ondoso sul fondo e della luminosità.

Nella parte SE del foglio è presente la parte alta del pendio di 500-600 m che connette il bordo della piattaforma continentale col fondo del Bacino di Cagliari, che raggiunge oltre 1000 m di profondità circa 20 km a SE del Foglio.

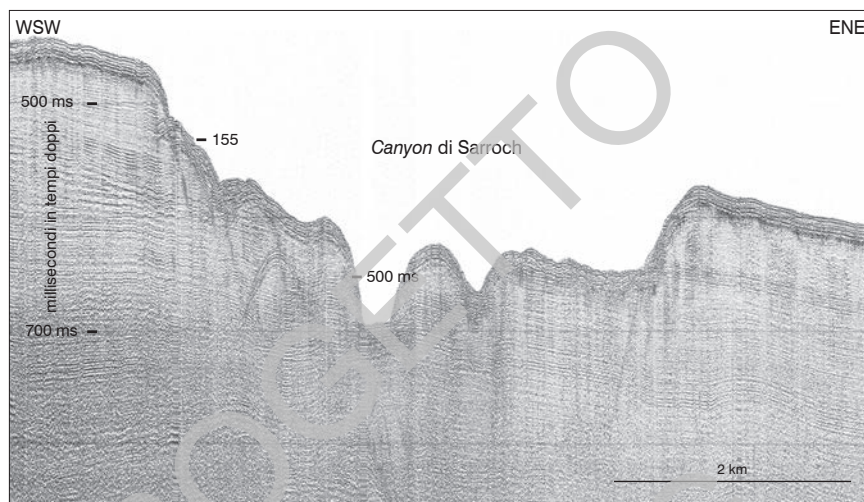


Fig. 142 - Ampia incisione del Canyon di Sarroch qualche chilometro a S del limite del Foglio (registrazione Sparker 1 kJ), che erode i sedimenti plio-quadernari.

## 2.1. - UNITÀ MORFOLOGICHE DELLA PIATTAFORMA CONTINENTALE DI CAGLIARI

La piattaforma di Cagliari mostra una zonazione costituita da fasce quasi regolari a profondità crescente e unità morfo-deposizionali (ambienti o sub-ambienti) lateralmente quasi continue (v. fig.141) che in genere evidenziano diverse litofacies.

La spiaggia sottomarina costituisce l'unità più costiera, debolmente convessa e spoglia di vegetazione sottomarina nella parte prossimale inclinata, mentre nella parte distale è variamente colonizzata da fanerogame marine.

Nella parte antistante la Laguna di S. Gilla, la presenza di una depressione lunga circa 7 km (v. tav.14) causa una interruzione della progressiva colonizzazione della spiaggia sottomarina distale da parte della posidonia. Nella parte più profonda di tale depressione,  $-20 \div -27$  m, la posidonia scompare forse per la torbidità e per la ridotta ossigenazione nell'acqua e nei sedimenti fangosi. Pertanto si produce una singolare doppia fascia di colonizzazione, una costiera e una in aperta piattaforma.

La culminazione della piattaforma intermedia, per l'ottimale profondità (-15÷-25) e per la limpidezza delle acque essendo separata dalla costa, diviene sede del banco principale a *Posidonia*, che verso il largo prosegue con un debole pendio esterno. Verso terra il banco è limitato da un netto pendio di transizione alle depressioni. All'interno del banco possono essere individuate diverse tipologie della distribuzione areale della *Posidonia*, in relazione con l'idrodinamismo conseguente del moto ondoso delle tempeste. Tipica è la struttura terrazzata con ampi ripiani e gradini rivolti verso il largo (v. fig.92). Analogamente alla prateria interna delle depressioni, la colonizzazione è distalmente più continua e omogenea, evidentemente per la diminuzione dell'energia idrodinamica. Questa fascia continua occupa un areale compreso tra i -20÷-25 m, fino circa -30 m dove si dirada per il diminuire della luminosità.

Dal banco principale verso la piattaforma esterna, la zonazione mostra un regolare avvicendamento di unità costituite dal pendio esterno al banco, dalla fascia a *sand wave*, da una parte di transizione alla piattaforma esterna con fondali debolmente ondulati o planari fino a profondità di circa -60÷-65 m.

In questa parte della piattaforma, di transizione tra quella intermedia e quella esterna, è presente il gruppo più importante delle *beach rock* (paleo-spiagge) che costituisce una unità morfologica in debole rilievo rispetto alla piattaforma intermedia. Tali *beach rock* al largo della Laguna di S. Gilla si rinvergono a maggiori profondità rispetto alla parte antistante il Golfo di Quartu, verosimilmente perchè quella parte della piattaforma è debolmente più subsidente per cause tettoniche e probabilmente per costipamento dei sedimenti plio-quadernari della valle messiniana.

Le paleo-spiagge, verso il largo, mostrano un gradino probabilmente prodotto dall'erosione da parte del moto ondoso dei livelli di mare basso e loro passaggi in regressione e in trasgressione. Questo ridotto versante è ricoperto da un accrescimento sigmoide fangoso olocenico (-60÷-80 m circa), seguito verso il largo da una fascia a debole pendenza che termina con un bordo a circa -125 m a sedimentazione progredante inclinata (v. fig.135).

La rottura di pendio della stretta piattaforma esterna nella parte nord-orientale avviene a circa -90 m per attività erosionale retrograda del *Canyon* di S. Elia - Foxi (v. fig.109), mentre nella piattaforma del Sarrabus è individuabile a circa -70 m per erosione retrograda delle testate dei *canyon* e per l'arretramento del bordo della piattaforma.

Oltre il bordo della piattaforma inizia il pendio di raccordo col fondo del Bacino di Cagliari con pendenze tra 3% e 15%. Tali pendenze consentono solo lenti accrescimenti deposizionali di limi sabbiosi che danno luogo a una clino-stratificazione parallela, spesso interessata da scivolamenti gravitativi (v. figg.126 e 141).



Il pendio deposizionale è profondamente inciso da numerosi *canyon* tra i quali il *Canyon* di S. Elia-Foxi, nella parte orientale, e il *Canyon* di Sarroch (v. figg.110 e 142), nella parte occidentale, si distinguono per la rilevanza delle incisioni, la complessità e la continuità del reticolo. Il *Canyon* di Sarroch incide profondamente il pendio ma si esaurisce all'interno dello stesso Bacino di Cagliari dopo circa 20 km di percorso, mentre il *Canyon* di S. Elia - Foxi prosegue fino ad assumere il nome di Valle sardo-tunisina e raggiunge la Piana abissale sardo-algerina, dopo un percorso di oltre 200 km (v. fig.117).

## 2.2. - MODIFICAZIONI ANTROPICHE

Nelle aree sommerse del Golfo di Cagliari sono presenti diverse attività antropiche che hanno modificato i fondali marini naturali con lo scopo di realizzare strutture portuali e industriali, o per facilitare la navigazione di grandi navi.

Le parti maggiormente interessate sono quelle antistanti le zone industriali di Sarroch e di Capoterra, e quelle del Porto di Cagliari e del Porto Canale. In genere si constata la presenza di canali dragati, facilmente riconoscibili per la presenza di orli di scarpata antropica, e fondali che non presentano le normali facies sedimentarie perché hanno subito lo spostamento dei sedimenti naturali o il deposito di materiali antropici.

Un altro intervento che ha implicato la modificazione di alcuni tratti di fondale è stato quello dell'area di cava sottomarina dalla quale sono stati prelevati i sedimenti per il ripascimento della spiaggia del Poetto. L'area del prelievo è ubicata nella piattaforma intermedia, circa 6 km a S di Flumini di Quartu. Il ripascimento aveva lo scopo di accrescere la spiaggia originale, in chiaro arretramento, perciò i nuovi sedimenti sono stati disposti in modo tale da ricoprire verso costa i precedenti sedimenti. La composizione dei sedimenti attualmente campionabili in questa spiaggia emersa prossimale risulta pertanto correlabile a quella dei sedimenti misti della fascia a *sand wave* della piattaforma intermedia. Allontanandosi dalla riva si rinvengono i nuovi sedimenti, più o meno risedimentati o amalgamati ai sedimenti preesistenti; questi ultimi possono essere campionati solo nella spiaggia sommersa distale.

PROGETTO

CARG

## VIII - GEOLOGIA APPLICATA

### 1. - IDROGEOLOGIA

Nel settore ad W del Foglio 566 “Pula”, la permeabilità scarsa o nulla che caratterizza i terreni del substrato paleozoico affioranti nel limitrofo Foglio 565 “Capoterra”, favorisce un drenaggio idrico superficiale che mantiene elevata la sua energia fino alla foce, rendendo i territori a valle e in prossimità della costa particolarmente esposti ai fenomeni alluvionali.

Le litologie affioranti nel Foglio 566 “Pula” possono essere assegnate a classi di permeabilità alquanto differenti, di cui:

- la permeabilità alta per porosità caratterizza i depositi alluvionali e i detriti di falda del Pleistocene-Olocene; i depositi sabbiosi delle arenarie di Pirri (ADP) del Miocene superiore;
- la permeabilità media/medio-bassa caratterizza i granitoidi del Complesso intrusivo tardo-paleozoico (VLD<sub>c</sub>) e il complesso magmatico filoniano associato; le rocce vulcaniche e i depositi epiclastici della successione vulcano-sedimentaria dell'Oligocene-Miocene; i calcari bioclastici della facies “Tramezzario” (CGI<sub>b</sub>) e i calcari massivi della facies “Pietra Forte”(CGI<sub>c</sub>);
- la permeabilità bassa caratterizza i depositi dell'Eocene-?Oligocene della formazione del Cixerri (CIX); i calcari marnosi della facies “Pietra Cantone” (CGI<sub>a</sub>).

## 1.1. - IDROGRAFIA

Il settore occidentale del Foglio 566 “Pula” è attraversato da tre corsi d’acqua principali, tutti a carattere torrentizio, che nascono dai rilievi del Foglio 565 “Capoterra” e scorrono nelle piane costiere del Foglio Pula nei loro tratti terminali, attraversando in prevalenza depositi alluvionali del Quaternario recente (tav.16).

Il Riu di S. Lucia si localizza nella parte settentrionale del Foglio e sfocia nello Stagno di Capoterra, il più meridionale del complesso di lagune e stagni costieri che compongono lo Stagno di Cagliari. Durante l’alluvione del 1986, la piena del Riu di S. Lucia fu responsabile dell’inondazione della piana di Capoterra-Poggio dei Pini-saline Contivecchi-Maddalena spiaggia. In seguito a tale evento ed in previsione della realizzazione di una megalottizzazione prevista lungo il bordo occidentale dello stagno il suo alveo venne sensibilmente modificato. A protezione di tale lottizzazione, in parte attualmente già realizzata (Cooperativa 100, Residenza del Sole, albergo, scuole, centro commerciale “I Gabbiani”), circa 18 anni fa venne rettificato il tracciato finale dell’alveo scavando una sezione artificiale con sponde a 45° rivestite con mantellate in rete metallica e sezione al fondo trapezoidale più incassata rispetto alla gola interna agli argini.

Il Riu di S. Gerolamo ed il suo affluente Riu Masoni Ollastu, si localizzano poco più a S, sfociando in un settore densamente urbanizzato della piana (lottizzazioni Rio S. Gerolamo, Frutti d’Oro 1 e 2, Torre degli Ulivi). A seguito dell’alluvione del 1999, l’alveo del Riu di S. Gerolamo è stato risistemato, realizzando argini artificiali, nel tratto di valle dal mare fino alla confluenza tra il Riu di S. Gerolamo e il Riu Masoni Ollastu (quello di Su Loi) e tra la Sulcitana 195 e la scuola materna di San Gerolamo in corrispondenza del ponte. Tale risistemazione non ha retto l’evento alluvionale del 2008.

Il Riu Pula si localizza nella parte meridionale del Foglio e raggiunge il mare in località Foxi Durci, di fronte all’Isola di San Macario. Il suo alveo, largo 50 m e regimato da robusti muraglioni alti una decina di metri, ha subito in un passato anche recente, diverse ondate di piena, talora disastrose, provenienti dai rilievi del Foglio 565 “Capoterra”, dove tale torrente cambia il nome in Riu Manu e Riu Lilloni rispettivamente nelle parti mediana e apicale del corso.

I settori pedemontani e costieri, grazie alle favorevoli condizioni morfologiche e stratigrafiche, date da prevalenti depositi alluvionali pleistocenici ( $PVM_{2a}$ ) e olocenici ( $b_n$ ; b), sono sede di importanti acquiferi sia profondi che superficiali. Le diffuse risorgive (*tuerras*) degli acquiferi superficiali caratterizzano alcuni territori del foglio. Tali acquiferi, in seguito all’espansione agricola e all’incremento della popolazione residente e turistica, sono stati oggetto di un eccessivo sfruttamento con conseguente depauperamento e peggioramento, in termini di quantità e qualità, della risorsa idrica sotterranea a causa dei diffusi fenomeni di intrusione marina.



Tav. 16 - Schema idrogeologico del Foglio 566 "Pula".

Nella parte nord-orientale del Foglio, la struttura idrogeologica del promontorio di S. Elia ricalca quella dell'area urbana di Cagliari, con un acquifero principale (PALA & SIRIU, 1997) che interessa le litologie sabbioso-arenacee delle arenarie di Pirri (ADP). Tali depositi, solitamente incoerenti e con facies grossolane, contengono localmente livelli più costipati ed intercalazioni lapidee debolmente argillose che determinano significative variazioni della permeabilità e fanno assumere locali caratteristiche di salienza alla falda.

Acquiferi secondari sono impostati in livelli nella facies calcarea organogena ("Pietra Forte", CGI<sub>a</sub>) dei calcari di Cagliari, nei depositi marino-litorali del Quaternario, nei depositi litoranei olocenici e attuali, nei depositi definiti di epoca storica, nei materiali di discarica e nei detriti di cava.

La facies basale calcareo-marnosa dei calcari di Cagliari ("Pietra Cantone", CGI<sub>a</sub>) costituisce il locale substrato impermeabile degli acquiferi presenti nelle facies mediana ("Tramezzario", CGI<sub>b</sub>) e sommitale ("Pietra Forte", CGI<sub>c</sub>). Nell'evoluzione storica dell'area urbanizzata di Cagliari, risulta di particolare interesse l'acquifero presente all'interno della facies "Pietra Forte", discretamente permeabile per fessurazione, e sfruttato mediante pozzi profondi in epoca romana.

Attribuito a questa epoca è noto nel Promontorio di Sant'Elia un pozzo prospiciente la Torre omonima, visitabile lungo il sentiero naturalistico ed archeologico della Sella del Diavolo, promosso dalle associazioni ecologiste "Gruppo d'Intervento Giuridico" e "Amici della Terra".

## 1.2. - CARATTERIZZAZIONE DEGLI ACQUIFERI

I dati illustrati in questo paragrafo sono ricavati da studi e ricerche, in parte non pubblicati, eseguiti da A. Pala (Università di Cagliari).

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

Dal rilevamento delle piezometrie dei pozzi esistenti nel settore si ricava un'oscillazione stagionale media di 2,20 m. Inoltre, la variazione della spaziatura delle isopiezometriche evidenzia un aumento della permeabilità in coincidenza del limite tra le alluvioni antiche e quelle più recenti.

Un importante asse di alimentazione era rilevabile un tempo lungo il corso del Riu di S. Lucia ma, a seguito della realizzazione di una traversa sull'alveo che impedisce quasi totalmente il deflusso naturale, l'interscambio tra acque su-

perficiali e sotterranee è diminuito notevolmente. I gradienti idraulici rilevati in diverse zone hanno fornito valori compresi tra 1,5‰ e 3,5‰ (PALA, 1984).

Un altro importante asse di alimentazione è dato dal bacino del Riu di S. Gerolamo, il cui corso è sbarrato da due piccole dighe, la prima in terra l'altra in cemento, che danno vita a due invasi per uso irriguo. Verso SW si localizza il bacino del suo maggiore affluente, il Riu Masoni Ollastu.

In questo settore, il drenaggio idrico superficiale mantiene elevata la sua energia fino alla foce, rendendo i territori a valle e in prossimità della costa particolarmente esposti ai fenomeni alluvionali.

Nell'area prossima alla costa l'acquifero è costituito dalle alluvioni antiche e recenti, caratterizzate da una permeabilità medio bassa (CIABATTI, 1989).

Nel bacino del Riu Pula l'acquifero principale è ancora costituito dalle alluvioni ciottolose e sabbiose oloceniche recenti ( $b_n$ ) e da quelle, talora ferrettizzate, del Pleistocene superiore (PVM<sub>2a</sub>). La potenza dell'acquifero è limitata e difficilmente supera i 10 m in quanto la pianura alluvionale costituisce il riempimento di una conca assai ristretta che ha per substrato impermeabile le vulcaniti oligo-mioceniche, i graniti e, in parte, i depositi della formazione del Cixerri. L'oscillazione media dei livelli idrostatici è di -90 cm.

L'elemento di maggior evidenza che si trae dallo studio delle isopiezometriche è dato dall'asse di drenaggio lungo il corso del rio che si determina in tutte le stagioni. Ciò sta ad indicare una falda di discrete dimensioni che regola i deflussi superficiali in tutto l'arco dell'anno. La diminuzione della spaziatura nelle isopieze, al passaggio tra le alluvioni più antiche a quelle recenti, indica un aumento della permeabilità in tal senso.

Il gradiente idraulico nelle alluvioni recenti risulta variabile tra il 3‰ e l'8‰, nelle alluvioni antiche è invece mediamente l'1,8‰. Si tratta di un ulteriore elemento che evidenzia la maggiore permeabilità delle alluvioni recenti ed un profilo iperbolico di depressione della falda (ARU, 1997).

La carta delle curve isofreatiche (v. tav.16) è stata implementata inoltre con i dati derivati dagli studi idrogeologici a corredo del POR Sardegna 2006 eseguiti nell'area industriale di Sarroch, finalizzati ad interventi di indagine e monitoraggio di siti inquinati nell'ambito del Piano di Caratterizzazione e della Messa in Sicurezza d'Emergenza (MISE) nelle aree di competenza degli stabilimenti della SARAS S.p.A. e della Versalis S.p.A. (ex Polimeri Europa). Nell'area della SARAS S.p.A. la ricostruzione piezometrica effettuata dalla SARTEC (2005) tramite l'elaborazione di dati stratigrafici e piezometrici, ha messo in evidenza la presenza di due spartiacque sotterranei laterali, costituiti da alti strutturali della vulcanite andesitica che determinano un notevole restringimento della sezione del bacino idrogeologico in corrispondenza dell'abitato di Sarroch, ubicato su un promontorio di vulcanite andesitica sub-affiorante.

Tale restringimento comporta un locale aumento medio della velocità di flusso della falda, che diminuisce di nuovo nella zona “fronte mare” dove si ha un ulteriore allargamento della sezione del bacino idrogeologico. Nella zona “fronte mare” gli assi di drenaggio sotterraneo sono impostati sugli assi mediani di antichi paleo-alvei. In questo settore l’acquifero quaternario presenta spessori con valore medio sui 7 m.

Nell’area di Versalis S.p.A. (ex Polimeri Europa) l’acquifero quaternario poggia generalmente su un livello a permeabilità bassa-nulla, costituito dal livello di alterazione delle vulcanite, avente spessore variabile, che localmente può annullarsi in relazione sia a morfologie di tipo erosivo (paleoalvei), sia all’andamento della morfologia dei materiali vulcanici sottostanti.

L’acquifero sottostante, localmente confinato, di maggiore capacità e persistenza, è impostato sulle rocce vulcaniche fratturate. La permeabilità dell’acquifero, dedotta da prove di permeabilità in foro effettuate su piezometri all’interno dell’area Versalis S.p.A. (ex “Polimeri Europa S.p.A.”), spinti sino alla profondità massima di 18 m dal p.c., è risultata essere compresa tra  $10^{-5}$  e  $10^{-6}$  m/s (DAMES & MOORE, 1998).

Per il settore di Villa d’Orri sono state considerate le isofreatiche derivate da CIABATTI (1989; tesi inedita), relative allo studio della falda compresa nel settore esteso tra Poggio dei Pini (fuori foglio) e Villa d’Orri.

Studi di caratterizzazione, monitoraggio e gestione della bonifica di falde contaminate in siti industriali di interesse nazionale realizzati, su commissione dell’ENI, da Petitta nel 2013 (DST La Sapienza Roma; MASTROCICCO *et alii*, 2011; COLOMBANI *et alii*, 2011) hanno consentito di calibrare, in regime stazionario, un modello numerico di flusso, costantemente aggiornato con i dati di campo, che consente di simulare la circolazione idrica sotterranea nell’area dello Stabilimento Versalis S.p.A..

In questo modello, la correlazione tra piezometria simulata e piezometria misurata evidenzia scarti inferiori al 6%, rendendo tale modello un valido strumento per le attività di monitoraggio e bonifica, che mira alla gestione della nuova barriera idraulica che intercetta la porzione superficiale dell’acquifero e al controllo dei deflussi provenienti da monte, la cui efficienza richiede il controllo delle perdite delle reti idriche di stabilimento.

Per questo settore, i dati relativi alla porzione superficiale dell’acquifero evidenziano valori di conducibilità idraulica variabili da  $10^{-4}$  m/sec (zone prossime ai paleoalvei di Riu Antigori e Riu Bacchellina) a valori minimi dell’ordine di  $8 \times 10^{-7}$  m/sec, mentre nella porzione profonda dell’acquifero la conducibilità idraulica varia da  $10^{-5}$  m/sec nella zona centrale dello stabilimento, a valori di  $7 \times 10^{-8}$  m/sec nell’area centro occidentale dello stesso. Nel complesso, le oscillazioni stagionali della falda risultano limitate.



In tutto il settore le vulcaniti andesitiche sono sormontate dai depositi pedemontani pleistocenici di natura sedimentaria sia alluvionale che detritico-colluviale, che, a causa della forte componente argillosa, danno luogo ad una copertura stratigrafica impermeabile della falda su tutto l'areale di affioramento delle conoidi, tanto da determinare locali fenomeni di artesianità.

Nella porzione di bacino idrografico prospiciente il mare il controllo strutturale del substrato di vulcaniti andesitiche viene oscurato dall'antica morfologia costiera costituita da importanti paleo-alvei. In questa zona il substrato andesitico si approfondisce rapidamente fino a circa 13 m sotto il livello del mare, mettendo in comunicazione verticale le vulcaniti andesitiche fratturate ed i soprastanti depositi clastici costieri.

In tale settore, vista l'esigua estensione superficiale dell'acquifero quaternario ed il forte controllo strutturale del basamento andesitico subaffiorante, la capacità di immagazzinamento dell'acquifero risulta piuttosto limitata.

### 1.3. - PARAMETRI IDRODINAMICI

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

Di fondamentale importanza per la ricostruzione della geometria dell'acquifero sono le stratigrafie 19 e 20 eseguite dalla CAS.MEZ. (1984). La prima a NE di Capoterra (fuori Foglio) ha raggiunto una profondità di 99,50 m, la seconda ubicata nei pressi di Tanca Todde, a circa 1 km dal litorale di Maddalena Spiaggia, è profonda 155 m.

Così pure le stratigrafie di tre sondaggi, ubicati in località Tuerra nei pressi di Tanca Nissa, utilizzati in passato dalla SARAS per l'approvvigionamento idrico per uso industriale (tab.6).

Notevole interesse rivestono anche la stratigrafia del pozzo comunale, in località Maddalena Spiaggia, e quelle dei sondaggi in località Is Coddus e Senna Manna, poiché durante la perforazione sono stati rilevati molto dettagliatamente i livelli acquiferi.

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

Tab. 6 - *Stratigrafie dei sondaggi ubicati in Tanca Nissa (da PALA, 1984).*

SONDAGGIO N°1
0-5,6 m - Argille palustri 5,6-29 m - Strati alternati di argilla sabbiosa, sabbia mista a ghiaia ed argilla 29-60 m - Sabbia argillosa 60-69 m - Argilla Il livello statico della falda è coincidente con il piano di campagna; il livello dinamico si trova a -5,70 m. La portata è di 48 l/sec.
SONDAGGIO N°2
0-6 m - Torba 6-24,5 m - Alternanza di sabbia, argilla e ciottoli 24,5-56 m - Sabbia argillosa 56-68 m - Argilla Il livello statico della falda è coincidente con il piano di campagna; il livello dinamico si trova a -8,40 m. La portata è di 20 l/sec.
SONDAGGIO N°3
0-7 m - Torba 7-26 m - Alternanza di sabbie, argille e ciottoli 26-56 m - Argilla 56-60,7 m - Argilla sabbiosa Il livello statico della falda è a -2 m; il livello dinamico si trova a -11 m. La portata è di 15 l/sec.

Nella prova eseguita nel pozzo comunale in località Maddalena Spiaggia, con portata di 2,5 l/sec, la Trasmittività rilevata è di  $2 \times 10^{-3}$  mq/sec; mentre in località Maddalenedda, presso il centro residenziale "Coop. Mille", con portata di 5,6 l/sec, si è determinata una Trasmittività di  $1,1 \times 10^{-3}$  mq/sec (POMODORO, 1999).

Nel Podere N.1, ubicato a NW di Tanca Nissa (località Bau de Sisinni Fad-da), una prova con portata di 20 l/sec ha dato una Trasmittività di  $3,3 \times 10^{-3}$  mq/sec; in un'altra prova eseguita nel pozzo di Case Melis, con una portata 10 l/sec la Trasmittività è stata di  $2,5 \times 10^{-3}$  mq/sec. In entrambi i casi i valori riguardano le alluvioni recenti.

Nel bacino del Riu Pula le prove eseguite in due pozzi perforati nelle alluvioni antiche presso la località Bau de Casteddu, fuori Foglio, hanno dato valori di trasmittività di 2 e di  $3 \times 10^{-2}$  mq/sec, che appaiono elevate per quel tipo litologico.

Le prove eseguite in pozzi scavati nelle andesiti sono numerose; si tratta in genere di pozzi poco profondi che forniscono portate da 0,8 a 3 l/sec; i valori di trasmittività rilevati vanno da  $2 \times 10^{-3}$  a  $7 \times 10^{-5}$  mq/sec (CAS.MEZ., 1983; 1984).

Nel bacino del Riu di S. Gerolamo, in un pozzo della profondità di 30 m intestato nelle alluvioni attuali in località Frutti d'Oro, è risultato un valore di trasmittività di  $7,9 \times 10^{-5}$  mq/sec, con una portata continua di 0,4 l/sec.

#### 1.4. - SERBATOI ARTIFICIALI

Nella piana tra Sarroch e Pula, a causa della esiguità delle riserve sotterranee, sono stati realizzati venticinque anni fa numerosi invasi artificiali di modeste dimensioni per uso irriguo, perché tutta l'area ha visto svilupparsi nell'ultimo quarto di secolo un'attività agricola sempre più specializzata e moderna. Tra questi, il serbatoio di Perd'e Sali ha una capacità di 100.000 mc per un bacino imbrifero di 1,8 kmq; il cui sbarramento, realizzato in terra, è localizzato lungo il Canale Peppino, nella parte centro-meridionale del Foglio.

#### 1.5. - BILANCIO IDROLOGICO

I bacini idrografici del Foglio Pula rappresentano la parte terminale dei bacini idrografici ampiamente estesi nel limitrofo Foglio Capoterra. Il calcolo del bilancio idrologico di tali bacini si avvale dei dati già forniti per il Foglio 565 "Capoterra", al quale si rimanda per approfondimenti.

Si è calcolato il bilancio idrologico per ciascun bacino idrografico presente nell'area del Foglio, sebbene si tratti di un bilancio di massima poiché non sempre sono noti i parametri del deflusso superficiale. Il valore degli afflussi meteorici e delle temperature sono stati elaborati con il metodo dei topoieti e della media aritmetica; i valori dell'evapotraspirazione reale sono stati calcolati con il metodo di *Thornthwaite* (THORNTHWAITE, 1948).

Il bacino del Riu di S. Lucia comprende le stazioni termo-pluviometriche di Capoterra (54 m s.l.m.), Is Cannoneris (716 m s.l.m.), Pantaleo (240 m s.l.m.) e Rosas (326 m s.l.m.), tutte localizzate nel limitrofo Foglio Capoterra.

La lama d'acqua affluita sul bacino è risultata di 789 mm, mentre l'evapotraspirazione reale è di 493 mm. Il deflusso globale presunto è perciò pari a 296 mm. Utilizzando un coefficiente d'infiltrazione presunta, che è stato valutato pari al 32%, si ottiene un'infiltrazione di 95 mm ed un ruscellamento superficiale di 201 mm.

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

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

Nel bacino del Riu di S. Gerolamo, la stazione pluvio-termometrica utilizzata è quella di Capoterra (54 m s.l.m.), ad W del Foglio. La pluviometria è di 539,5 mm e la media termometrica di 18,3°C (le temperature si riferiscono agli anni '89-'92 non essendo stata la stazione attiva prima di questo periodo). L'evapotraspirazione reale è 448,9 mm ed il deflusso globale presunto di 90,6 mm. In questo caso si può ammettere un coefficiente d'infiltrazione presunta del 20% (buona parte del bacino è impostata sui graniti) per cui risulta un'infiltrazione di 18 mm.

## 2. - GEOLOGIA AMBIENTALE

### 2.1. - DISSESTI

Nell'area del Foglio 566 "Pula" i fenomeni di dissesto interessano prevalentemente il substrato costituito dalle coperture sedimentarie di età terziaria (ADP, CGI) e quaternaria (PVM<sub>2</sub>, b<sub>n</sub>, b), mentre risparmiano le rocce metamorfiche (PMN) ed intrusive (VLD<sub>c</sub>); a tali fenomeni si aggiunge un'antropizzazione in forte crescita che ha prodotto nel territorio modificazioni ambientali di un certo rilievo.

Infatti, i dissesti osservati nell'area del foglio sono legati sia alla normale evoluzione di processi naturali in atto (frane di crollo), sia alle modificazioni indotte dall'uomo sull'ambiente fisico.

#### 2.1.1. - Fenomeni franosi

Tra i fenomeni franosi, dovuti a processi naturali, sono da includere i dissesti che interessano le falesie del promontorio di S. Elia. Piccole frane di crollo (*rock fall*) e distacchi di blocchi interessano alcune cornici rocciose impostate su litologie carbonatiche mioceniche dove, localmente, sono tuttora in atto fenomeni gravitativi che coinvolgono i calcari miocenici della "Pietra Forte", consistente e tenace, e del "Tramezzario", più tenero e talora incoerente.

Una zona ad alto rischio di frana è quella di Cala Fighera, come testimoniano i depositi franati (a<sub>1a</sub>), adagiati alla base della falesia sinistra della baia omonima (v. fig.72) sulla quale, nonostante l'instabilità delle pareti e dei rischi (nell'aprile 2005 rimase ferito uno sportivo precipitato per una decina di metri), ogni fine settimana si allenano numerosi appassionati dell'arrampicata (*free climber*).

Tra le zone considerate ad elevato rischio di frana rientrano le falesie del promontorio della Sella del Diavolo, dove frane di crollo e di scoscendimento hanno coinvolto localmente le arenarie di Pirri (ADP) o l'insieme dei litotipi miocenici affioranti (ADP, CGI), talora con perdite umane (v. fig.73).

In questo settore, la maggior parte degli scogli presenti lungo la costa alla base delle falesie, sono costituiti da blocchi calcarei franati dalle pareti rocciose in epoca attuale e recente.

Nella spiaggia di Cala Mosca, in seguito a diversi episodi di frane di massi dalla scogliera del Faro S. Elia, è stata periodicamente vietata la balneazione.

Tra i fenomeni franosi influenzati dalle modificazioni indotte dall'uomo nell'ambiente fisico, sono da includere fenomeni di crollo sui fronti di scavo impostati sui depositi alluvionali pleistocenici ( $PVM_{2a}$ ) in località Su Segretariu e Bacchellina (fig.143).



Fig. 143 - Località Valle Bacchellina. Frana di crollo indotta da modificazioni antropiche nei depositi del Pleistocene superiore ( $PVM_{2a}$ ).

### 2.1.2. - Pericolosità da inondazione e dissesto idrogeologico

Più frequenti dei fenomeni franosi sono invece quelli di dissesto idrogeologico causati dalle inondazioni ad opera dei piccoli corsi d'acqua, tutti a regime torrentizio, che attraversano il territorio del foglio. Le aree interessate sono generalmente quelle situate allo sbocco in pianura delle valli, generalmente più o meno incassate. Il fenomeno è quasi sempre accompagnato da trasporto e deposito di materiale solido e rappresenta la naturale evoluzione dei processi torrentizi.

Nel territorio del Foglio 566 “Pula” sussistono situazioni di grande pericolosità da inondazione nei settori pedemontani di Capoterra-Sarroch.

Dall’analisi storica degli eventi verificatisi di recente nell’area (Capoterra, 1999; bacino del Riu di S. Gerolamo e del Riu Masoni Ollastu, 2008), si evince come l’inondazione dei territori posti in adiacenza dei corsi d’acqua comporti una serie di effetti quali:

- la tracimazione di argini o sponde con esondazione delle acque nelle campagne e distruzione o danneggiamento di colture e manufatti aziendali (serre, *etc.*);
- la distruzione e/o danneggiamento delle infrastrutture (strade, ponti), (fig.144);
- i danni a residenze, edifici commerciali e industriali, con rischio per l’incolumità delle persone;
- infine, ma non ultima, la modifica della natura del suolo in conseguenza al deposito del materiale solido trasportato dalla piena.

Il problema del dissesto idrogeologico connesso ai fenomeni alluvionali si manifesta principalmente con episodi alluvionali connessi con i processi di



Fig. 144 - Loc. Flumini Binu, a NW di M. Luas. Dissesto idrogeologico con frana di una arteria stradale secondaria per forte erosione regressiva durante l’evento alluvionale del 1999.

ruscellamento sia diffuso che incanalato, i cui processi risultano particolarmente attivi anche sulle ampie superfici mediamente inclinate delle alluvioni terrazzate che caratterizzano questo settore fino alla costa.

La progressiva urbanizzazione delle aree di pianura e delle zone costiere, continua a creare localmente evidenti condizioni di vulnerabilità per residenze ed infrastrutture, che necessiterebbero di una più attenta valutazione da parte delle autorità responsabili, al fine di evitare il ripetersi di danni e di minacce per la pubblica incolumità.

Oltre ai Rii di S. Gerolamo e Masoni Ollastu, le aste fluviali maggiormente interessate sono il Riu Flumini Binu e i corsi d'acqua minori che attraversano l'area industriale di Sarroch.

Nell'area di Pula, i più gravi problemi di inondazione nella piana di Pula - Villa S. Pietro possono considerarsi, se non risolti, almeno limitati dall'effetto laminazione operato dalla diga Sa Stria sul Riu M. Nieddu e dalla traversa di sbarramento sul Riu Lilloni, localizzate entro il territorio del limitrofo foglio 565 "Capoterra".

L'intensità di alcuni eventi alluvionali a carattere eccezionale, mina localmente la stabilità di strutture viarie, anche imponenti, realizzate lungo il corso dei fiumi (fig.145).

### 2.1.3. - *Evento alluvionale del 22 ottobre 2008*

Nell'ambito degli aspetti relativi alla pericolosità da inondazione, un ruolo particolare spetta all'evento alluvionale che nella giornata del 22 ottobre 2008 ha interessato l'area vasta cagliaritano. In quest'area compresa tra Capoterra, Decimomannu, Sestu e Cagliari, tale evento ha coinvolto diverse aree esterne (Poggio dei Pini) ed interne al Foglio 566 "Pula", tra cui i bacini del Riu di San Gerolamo e del Riu Masoni Ollastu, e le lottizzazioni di Riu di S. Gerolamo e di Frutti d'Oro 1 e 2 (fig.146).

Le precipitazioni, di carattere eccezionale, si sono concentrate in un arco di tempo di poche ore caratterizzate da una persistente forte intensità, registrando valori complessivi tra 372 mm e 276,4 mm, con massima intensità nelle 4 ore tra le 6 e le 10 del mattino.

La notevole massa di acqua, fango e detriti riversata, ha trascinato fino alla costa tutto ciò che incontrava al suo passaggio (fig.147), causando una grande devastazione su tutto il territorio attraversato, creando ingenti danni alle abitazioni, alle infrastrutture e ai beni mobili. Durante tale evento quattro persone hanno perso la vita. Gli effetti dell'alluvione, nell'evoluzione naturale del paesaggio, sono valutabili soprattutto lungo il corso del Riu di S. Gerolamo.



*Fig. 145 - Ponte sul Riu Pula, periferia NE dell'abitato. (a) Fenomeni di erosione fluviale con sovraescavazione e locale destabilizzazione strutturale; (b) piloni del ponte. Foto del Geol. M. Pompei.*





Fig. 146 - (a) Borgata di Riu di S. Gerolamo sulla S.S.195, "Sulcitana" in corrispondenza dei Km 12 e 13, con ponti dell'ANAS sul vecchio e nuovo tracciato della statale; (b) lottizzazione Frutti d'Oro2, coinvolte nell'evento alluvionale del 22 ottobre 2008.



Fig. 147 - *Frutti d'Oro2. Detriti e autovetture trasportati e abbandonati sulla costa dall'evento alluvionale del 22 ottobre 2008.*

Le fotografie da elicottero relative alle fig.146a, 146b, e 147 sono state messe a disposizione dall'Assessorato per la Difesa dell'Ambiente della Regione Sardegna.

## 2.2. - ARCHEOLOGIA RURALE E MILITARE

Nel promontorio di S. Elia sono state rinvenute diffuse testimonianze archeologiche di età dal Neolitico antico fino al Bronzo recente (grotte di S. Elia, del Bagno Penale, di S. Bartolomeo, dei Colombi), alcune attualmente franate, che hanno restituito parecchi manufatti antropici molti dei quali conservati presso le strutture museali di Cagliari.

Nel territorio sono presenti inoltre testimonianze di archeologia rurale di epoca punica e romana, tra cui il tempio di *Ashtart* (Venere Ericina, luogo della "prostituzione sacra"), una cisterna romana a sezione tronco conica di diametro sui 5 m, la cui imboccatura è protetta da una grata metallica, a lato della quale è

visibile il sistema di vasche e canalette di raccolta idrica; più a valle è presente un'altra cisterna, punica, di 27 m di lunghezza e 6 m di altezza.

Al medioevo sono invece riferiti i resti del monastero, abitato dai monaci vittorini nell'XI secolo, e la chiesa benedettina di S. Elia.

Lungo le coste del Foglio, sono numerose le torri di avvistamento realizzate durante il medioevo a difesa dei litorali.

Tra questi monumenti, sebbene danneggiati dal tempo e dagli avvenimenti bellici, sono presenti i ruderi della Torre di S. Elia, realizzata dai Pisani nel 1282, di forma tronco conica, alta 6 m e larga 5 m; tale torre sorge sul M. S. Elia vicino a una base della Marina Militare, a 139 m s.l.m.

Poco distante, sul promontorio della Sella del Diavolo a 87 m s.l.m., domina la Torre del Poetto (*Pouhet*: "pozzetto"), a struttura tronco conica alta 7 m per 5 m di diametro, semidiroccata, risalente al XVII secolo.

Sulla collina del Faro, oltre il borgo di S. Elia, a 34 m s.l.m. sorge la Torre "Perdusemini" (del prezzemolo), nota anche come Torre di Capo Bernat, o di Cala Bernat, o del Lazzaretto; di forma tronco conica, è alta 7 m per 4 m di diametro alla base; attualmente è a rischio crollo su un substrato fortemente fratturato.

Nel settore W, sorge la Torre Su Loi, costruita da Carlo V, per la difesa dalle incursioni barbaresche, la cui realizzazione viene considerata anteriore al 1572.

Nel promontorio di S. Elia sono numerosi inoltre gli edifici di archeologia militare, tra questi il settecentesco Forte di S. Ignazio, baluardo contro l'invasione francese del 1793 e la Torre dei Segnali (o della Lanterna), sulla collina col Faro.

Durante la II guerra mondiale, il promontorio ospitò inoltre numerose postazioni anti-aeree a difesa del territorio di Cagliari (fig.148).

Per le particolari caratteristiche naturali, la zona del promontorio di S. Elia è stata tutelata con vincolo paesaggistico (D.lgs. 42/2004 e D.M. 26 aprile 1965) ed in parte con vincolo idrogeologico (R.D. 3267/1923 e successive modifiche ed integrazioni).

Tale promontorio viene individuato, inoltre, come sito di importanza comunitaria - S.I.C. "S. Elia - Cala Mosca - Cala Fighera" (codice ITB002243) e futura riserva naturale regionale "Capo Sant'Elia" (L.R. 31/1989).

Tale area, in parte ancora demanio militare (ramo Esercito e ramo Marina: artt. 822 e ss. cod. civ.), è stata classificata come zona "H" nel nuovo piano urbanistico comunale, con possibilità di interventi di "valorizzazione turistica".

La sensibilità verso la preservazione dei beni naturali e culturali del territorio ha portato alcune associazioni ecologiste ("Gruppo d'Intervento Giuridico" e "Amici della Terra") a predisporre un itinerario sul promontorio di S. Elia ("percorso Natura della Sella del Diavolo") in cui, oltre a godere del panorama naturalistico, si possono visitare molte delle testimonianze archeologiche citate.



Fig. 148 - Colle S. Ignazio. a) Ruderi del fortino di S. Ignazio; b) bunker con postazioni militari della 2ª guerra mondiale.

### 2.3. - IMPIANTI INDUSTRIALI

A partire dalla seconda metà del secolo scorso, l'industrializzazione di vaste aree del Foglio 566 "Pula" ha provocato ampi mutamenti produttivi ed occupazionali nella zona, contribuendo alla chiusura di grandi aziende agricole che si trasformarono in terreni da lottizzare, richiamando nuovi abitanti dalle zone circostanti.

Lungo la zona costiera occidentale del Foglio, si localizzano diversi impianti industriali, consorziati negli ultimi 20 anni nel C.A.S.I.C. (Consorzio Area Sviluppo Industriale Cagliari), di recente convertiti in Consorzio provinciale:

- la SARAS S.p.A., il più noto tra gli impianti, è una raffineria di petrolio che opera a Sarroch da oltre trentacinque anni; occupa circa 1000 dipendenti che lavorano e trasformano il petrolio greggio in benzina, GPL, gasolio, olio combustibile (fig.149a);
- la AIR LIQUID Impianti Gassificazione s.r.l. è presente a Sarroch dal 1972, produce ossigeno, azoto e argon per usi industriali e terapeutici e ossigeno gassoso per l'impianto IGCC Sarlux. A partire dal 2006 Air Liquide Italia ha iniziato il processo di certificazione dei propri siti produttivi e, attualmente, tale impianto mantiene un sistema di gestione ambientale conforme alla norma UNI EN ISO 14001:2004 (fig.149b);
- negli stabilimenti della LIQUIGAS S.p.A. e ENI si effettua lo stoccaggio, la movimentazione, l'imbottigliamento in bombole e la commercializzazione di Gas di Petrolio Liquefatto (GPL), il cui approvvigionamento avviene prevalentemente dall'adiacente Raffineria SARAS;
- gli impianti della SASOL Italy S.p.A. ricevono la materia prima dalla SARAS e da SASOL Augusta per produrre intermedi per la detergenza e basi per oli lubrificanti sintetici;
- gli impianti della VERSALIS S.p.A. (ex POLIMERI EUROPA S.p.A.) ricevono le materie prime dalla adiacente raffineria SARAS e le utilizzano per produrre intermedi destinati all'industria delle plastiche.

Sebbene tutti gli stabilimenti dell'area industriale di Sarroch siano tenuti al rispetto delle leggi e delle normative in tema di sicurezza e di salvaguardia dell'ambiente attualmente vigenti (Piano di assetto idrogeologico; P. regionale per l'energia e l'ambiente; P. per la risorsa idrica; P. di tutela delle acque; P. della qualità dell'aria; P. paesaggistico regionale), la loro esistenza impone la necessità, da parte delle amministrazioni locali e regionali, di promuovere un maggiore controllo del territorio, con il monitoraggio periodico dei livelli di inquinamento prodotti nell'area di Sarroch, in quanto talora negli impianti accade di superare la soglia di sicurezza consentita per le emissioni, come quella verificatasi nel 2008 per le emissioni di idrogeno solforato, con conseguenze che possono risultare dannose sia per l'ambiente che per la popolazione residente.



Fig. 149 - Piana di Sarroch. Zona industriale del Consorzio CASIC: a) Impianti della SARAS (raffineria petrolio) e della VERSALIS S.p.A. (ex POLIMERI EUROPA); sullo sfondo i pontili di attracco per le navi che trasportano gli idrocarburi; b) stabilimento della AIR Liquid, impianto per la produzione, mediante processo di frazionamento dell'aria, di ossigeno, azoto ed argon ad uso tecnico, medicinale e alimentare.

### 3. - GEOPEDOLOGIA

Vengono di seguito descritte le principali proprietà, fisiche e chimiche, dei suoli che caratterizzano i diversi paesaggi presenti nel Foglio.

Poiché in fase di realizzazione del Foglio non è stato previsto alcun rilevamento pedologico, tale descrizione è basata esclusivamente su fonti bibliografiche (ARANGINO *et alii*, 1986; ARU *et alii*, 1990; 1991).

La classificazione dei suoli, riportata tra parentesi nel testo, è in accordo con le *Keys to Soil Taxonomy* (USDA, 2010).

#### 3.1. - SUOLI DEI PAESAGGI DELLE METARENARIE E METASILTITI DEL PALEOZOICO

I suoli di questi paesaggi manifestano una variabilità nei loro caratteri principali, determinata sia dalla natura del substrato sia dalle diverse condizioni morfologiche e vegetazionali che si alternano nell'area in esame.

La tessitura di questi suoli varia dalla sabbioso-franca alla franca; il contenuto in scheletro è quasi sempre molto elevato e la permeabilità è da elevata a normale, in funzione della tessitura.

La capacità di ritenzione idrica, influenzata dal contenuto in scheletro e dalla tessitura, è da molto bassa a media. Il pH è quasi sempre da subacido a neutro, mentre la capacità di scambio cationico ed il grado di saturazione in basi presentano generalmente valori da bassi a medi.

Nei versanti con scarsa copertura arbustiva ed arborea i suoli sono da sottili a mediamente profondi, prevalentemente con profilo del tipo A-Cr e subordinatamente del tipo A-Bw-Cr (associazione di *Dystric* e *Lithic Xerorthents* e *Typic Dystroxerepts*).

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

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

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

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

### 3.2. - SUOLI DEI PAESAGGI DEL COMPLESSO INTRUSIVO TARDO-PALEOZOICO

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

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

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

La morfologia del territorio influenza soprattutto lo spessore dei suoli.

Sui versanti meno acclivi e nelle aree a morfologia ondulata si rinvencono suoli più profondi, generalmente con profilo del tipo (O)-A-Cr o (O)-A-Bw-Cr (associazione di *Dystric* e *Lithic Xerorthents* e *Humic* e *Typic Dystraxepts*). In queste aree il profilo di tipo (O)-A-Cr prevale laddove la copertura vegetale è scarsa o degradata.

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

I suoli dei paesaggi del complesso intrusivo non sono fertili, anzi presentano notevoli carenze sia nei caratteri fisici che in quelli chimici.

Il rischio di degrado di questi suoli è estremamente elevato, specie ad opera dei processi erosivi. In questo tipo di suoli, caratterizzati da una granulometria grossolana e da una struttura debole o moderata, il vero elemento aggregante è la sostanza organica.

Quando i rapporti di equilibrio tra suolo e vegetazione vengono alterati attraverso interventi di vario tipo (tagli, incendi, arature, *etc.*), sui suoli si innescano processi erosivi che, in funzione delle condizioni morfologiche, ne possono anche causare l'asporto completo e mettere a nudo vasti affioramenti rocciosi.

A causa di tali fenomeni è molto frequente riscontrare in questi paesaggi suoli troncati, in cui affiora l'orizzonte B o addirittura il C.

### 3.3. - SUOLI DEI PAESAGGI DELLA SUCCESSIONE SEDIMENTARIA PALEOGENICA

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



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

Le principali limitazioni d'uso sono a tratti la profondità e la permeabilità, sia del suolo sia del substrato.

Una migliore gestione e produttività di questi suoli è legata pertanto ad interventi che garantiscano il drenaggio e migliorino la fertilità generale.

Un eventuale uso irriguo richiede particolare attenzione sul sistema, sui volumi e sull'intensità.

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

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

Il profilo prevalente è del tipo A-Cr. Solo nelle condizioni morfologiche più dolci possono essere presenti profili di tipo A-Bw-Cr.

I suoli sono sempre poco profondi, con tessitura da franco-argillosa ad argillosa, permeabilità da media a bassa, pH neutro, capacità di scambio cationico da media ad elevata e grado di saturazione in basi elevato.

#### 3.5. - SUOLI DEI PAESAGGI DEI DEPOSITI SEDIMENTARI DEL MIOCENE

Sulle superfici ondulate ed in particolare sulle sommità dei rilievi si riscontrano suoli con profili del tipo A-Cr o A-R, e subordinati A-Bw-Cr o A-Bk-Cr, di solito con profondità inferiore ai 50 cm, pietrosità e rocciosità elevate, talvolta prevalenti rispetto al suolo (associazione di *Lithic Xerorthents*, *Rock Outcrop* e subordinatamente *Lithic Haploxerepts* e *Lithic Calcixerepts*).

La tessitura va da franco-sabbiosa a franco-argillosa e la permeabilità è buona. La reazione è subalcalina e si hanno accumuli di carbonati; la capacità di scambio cationico è media e la saturazione in basi è elevata.

Questi suoli sono soggetti ad elevato rischio di erosione, che spesso ne impedisce la messa a coltura.

La destinazione ottimale è il rimboschimento con particolari specie resistenti all'aridità.

### 3.6. - SUOLI DEI PAESAGGI DEI DEPOSITI QUATERNARI

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

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

I caratteri morfologici, in particolare la presenza di orizzonti argillici con noduli di ferro e screziature dovute a processi di ossido-riduzione, e chimici di questi suoli testimoniano una pedogenesi molto lunga, avvenuta sotto l'influenza di climi diversi dall'attuale, probabilmente del Pleistocene superiore o precedente.

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

La presenza di un orizzonte argillico (Bt) testimonia tempi pedogenetici relativamente lunghi, mentre profili del tipo A-C caratterizzano i depositi più recenti. I caratteri fisici e chimici sono estremamente variabili, in funzione della natura dei depositi e della loro età. I suoli formati su buona parte dei depositi quaternari mostrano uno sviluppo pedogenetico talmente spinto da farli ritenere più antichi dell'Olocene.

## BIBLIOGRAFIA

- AA.VV. (1980) - *Studio organico delle risorse idriche della Sardegna - Fase II: Prog. Cassa Mezz. 25/96, All. 5/III (Sondaggi)*. Fac. Agraria, Ist. Geoped. Geol. Appl., Univ. Sassari.
- AA.VV. (1983) - *North American Stratigraphic Code*. A.A.P.G. Bull., **67** (5): 841-875, Tulsa.
- AA.VV. (1987) - *Neotectonic Map of Italy*. (CNR, Sheet 5). Litografia Artistica, Firenze.
- AA.VV. (1999) - *Cycles, events, sea levels in Messinian times*. In: M.B. CITA & J.A. MCKENZIE (Eds.). Mem. Soc. Geol. It. **54**: 1-159, Roma.
- AA.VV. (2004a) - *High-resolution record of Northern Hemisphere climate extending into the last interglacial period*. Nature, **431**: 147-151, London.
- AA.VV. (2004b) - *Wind and Wave Atlas of the Mediterranean Sea. Statistical results B15*. ISBN-2-11-095674-7.
- AA.VV. (2005) - *Crop Deep seismic exploration of Mediterranean and Italy*. In: I.R. FINETTI (Ed.): «*Atlases in Geoscience*». Elsevier Science Ltd, 250 pp., Amsterdam.
- AA.VV. (2009) - *Autorità Portuale di Cagliari - Nuovo Piano Regolatore Portuale, Indagini Geologiche eseguite dal 1970 al 2008, carta e sezioni geologiche*. A cura di G. Tilocca, collaboratori: Mascia B., Mascia V., Vigo A., Cagliari.
- AA.VV. (2011) - *Idromare*. ISPRA, <http://www.idromare.it/>, Roma.
- ADEY W.H. & MACINTYRE I.G. (1973) - *Crustose coralline algae: a re-evaluation in the geological sciences*. Geol. Soc. Am. Bull., **84**: 883-904, Boulder.
- AGIP (1968) - *Profili sismici ES (Western Geophysical, Sardinia Area)*. AGIP Direzione Mineraria, Servizio Geofisico, Milano.
- AGIP (1974) - *Profilo del Pozzo E.R8.AG/1 (Marcella)*. Compilatore E. Montis. AGIP S.p.A. Attività Minerarie, Milano.
- AGIP (1979) - *Rilievo aeromagnetico della Sardegna e del Mare Circostante*. Ente Minerario Sardo, anno 7, **73** (4), Cagliari.
- AGUS M., ALFANO G.B., CARBINI P., CICCÙ R., DEL FA C., GHIANI M. & MASSACCI P. (1974) - *Risultati del campionamento delle spiagge litoranee della Sardegna. Prime indicazioni sulle ricerche e valorizzazioni possibili*. Studi geominerari e mineralurgici CNR, 38-61, Cagliari.
- AGUS M. & PECORINI G. (1978) - *Livelli a Carofite nel carbone della "prima vena" della miniera di Seruci e nel Cixerri*. Rend. Ass. Min. Sarda, **83**: 43-65, Iglesias.

- ALVAREZ W. & COCOZZA T. (1974) - *The tectonics of central-eastern Sardinia and the possible continuation of the Alpine chain to the south of Corsica*. In: A. CHERCHI POMESANO (Ed.): «Paleogeografia del Terziario sardo nell'ambito del Mediterraneo occidentale». Rend. Sem. Fac. Sci. Univ. Cagliari, **43** (1973), (suppl. 5): 5-34, Cagliari.
- ALVAREZ W., COCOZZA T. & WEZEL FORESE C. (1974) - *Fragmentation of the alpine orogenic belt by microplate dispersal*. Nature, **248**: 309-314, London.
- ANDREUCCI S., PASCUCCI V. & CLEMMERSEN L.B. (2006) - *Upper Pleistocene coastal deposits of West Sardinia: a record of sea-level and climate change*. GeoActa (2006), **5**: 79-96, Bologna.
- ANDREUCCI S., PASCUCCI V., MURRAY A.S. & CLEMMERSEN L.B. (2009) - *Late Pleistocene coastal evolution of S. Giovanni in Sinis, west Sardinia (Western Mediterranean)*. Sed. Geol., **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., LAMBECK K., AURIEMMA R., GADDI D., FURLANI S., ORRÙ P., SOLINAS E., GASPARI A., KARINJA S., KOVAČIĆ V. & SURACE L. (2007) - *Sea-level change during the Holocene in Sardinia and in the northeastern Adriatic (central Mediterranean sea) from archaeological and geomorphological data*. Qual. Sci. Revs., **26**: 2463-2486, Oxford.
- ARANGINO F., ARU A., BALDACCINI P. & VACCA S. (1986) - *I suoli delle aree irrigabili della Sardegna. Piano generale delle acque*. Ass. Progr. Bil. Assetto Territorio, Ente Auton. Flumendosa, Reg. Auton. Sardegna, Cagliari, 133 pp., 1 carta in scala 1:250.000, 25 carte in scala 1:100.000, Cagliari.
- ARCA S., CARBONI S., CHERCHI A., FAIS S., FERRARA C., LECCA L., LEONE F. & ULZEGA A. (1979) - *Dati preliminari sullo studio della piattaforma continentale della Sardegna meridionale per la ricerca di placers*. Atti Conv. P.F. Oceanografia e Fondi Marini - CNR, 567-576, Roma.
- ARGNANI A., MARANI M., SAVELLI C. & GALASSI B. (1995) - *Migrazione del vulcanismo di arco cenozoico nel contesto geodinamico intraorogenco del Mar Tirreno meridionale: un riesame*. Atti «Convegno Rapporti Alpi-Appennino», Peveragno 31 Maggio - 01 Giugno 1994, Acc. Naz. Sc., Scritti e Documenti, **14**: 377-397, Torino.
- ARU T. (1997) - *Studio Idrogeologico del Bacino del Rio di Pula*. Tesi di Laurea inedita, Univ. Cagliari.
- ARU A., BALDACCINI P., DELOGU G., DESSENA M.A., MADRAU S., MELIS R.T., VACCA A. & VACCA S. (1990) - *Carta dei suoli della Sardegna, in scala 1:250.000*. Dip. Sc. Terra Univ. Cagliari, Ass. Reg. Progr. Bil. Assetto Territorio, S.EL.CA, Firenze.
- 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 in scala 1:250.000*. Dip. Sc. Terra Univ. Cagliari, Ass. Reg. Progr. Bil. Assetto Territorio, Stef, 85 pp., Cagliari.
- ASSORGIA A., BALOGH K., LECCA L., IBBA A., PORCU A., SECCHI F. & TILOCCA G. (1995) - *Volcanological characters and structural context of Oligo-Miocene volcanic succession from Central Sardinia (Italy)*. In: R. POLINO & R. SACCHI (Eds.): «Rapporti Alpi-Appennino». Peveragno 31 maggio-1 giugno 1994, Torino, Scritti e Documenti, Acc. Naz. Sci., **14**: 397-424, Roma.
- ASSORGIA A., BARCA S. & SPANO C. (1997a) - *A synthesis on the Cenozoic stratigraphic, tectonic and volcanic evolution in Sardinia (Italy)*. Boll. Soc. Geol. It., **116**: 407-420, Roma.
- ASSORGIA A., BARCA S. & SPANO C. (1997b) - *La "Fossa Sarda" nell'ambito dell'evoluzione geodinamica cenozoica del Mediterraneo occidentale*. Libro-Guida e Riassunti, Convegno-Escursione, 19-22 giugno 1997, pp. 163, Villanovaforru (Cagliari).
- ASSORGIA A., BARCA S. & SPANO C. (1997c) - *Lineamenti stratigrafici, tettonici e magmatici del Terziario della Sardegna*. Atti Convegno-Escursione «La Fossa Sarda nell'ambito dell'evoluzione geodinamica cenozoica del Mediterraneo occidentale», 19-22 Giugno 1997, 13-25, Villanovaforru (Cagliari).
- ATZORI P. & TRAVERSA G. (1986) - *Post-granitic permo-triassic dyke magmatism in eastern Sardinia (Sarrabus p.p., Barbagia, Mandrolisai, Goceano, Baronie and Gallura)*. Per. Mineral. **55**: 203-231, Roma.
- AUZENDE J.M., OLIVET J.L. & BONNIN J. (1974) - *Le détroit sardano-tunisien et la zone de fracture nord-tunisienne*. Tectonophysics, **21**: 357-374, Amsterdam.

- BALDELLI C., BIGAZZI G., ELTER F.M. & MACERA P. (1987) - *Description of a Permo-Trias aluminous lamprophyre embedded into the micaschists of garnet-staurolite-kyanite grade of north-eastern Sardinia island*. In: F.P. SASSI & R. BOURROUILH (Eds.): «*International Geological Correlations*». I.G.C.P. Project No. 5, Newsletter, 7: 8-10, Padova.
- BALIA R., ARDAU F., BARRUCCI G., GAVAUDO E. & RANIERI G. (2009) - *Assessment of the Capoterra coastal plain (southern Sardinia, Italy) by means of hydrogeological and geophysical studies*. Hydrogeol. J., 17: 981-997, Heidelberg.
- BARBERA C., SIMONE L. & CARANNANTE G. (1978) - *Depositi circoalatoriali di piattaforma aperta nel Miocene campano, analisi sedimentologica e paleoecologica*. Boll. Soc. Geol. It., 97 (05-06): 821-834, Roma.
- BARBERI F. & CHERCHI A. (1980) - *Excursion sur le Mésozoïque et le Tertiaire de la Sardaigne Occidentale*. Livret-guide, C.I.E.S.M.; C.N.R., Progetto Finalizzato Geodinamica, pubbl.345, pp. 127, Roma.
- BARCA S. (1981) - *Contributo alla stratigrafia del Siluriano-Devoniano del Sarrabus (Sardegna Sud-orientale)*. Boll. Soc. Geol. It., 100: 85-98, Roma.
- BARCA S. (1991) - *Phénomènes de résédimentation et flysch hercynien à faciès Culm dans le "synclinal du Sarrabus" (SE de la Sardaigne, Italie)*. C. R. Acad. Sci. Paris, 313: 1051-1057, Paris.
- BARCA S., COCOZZA T., DEL RIO M. & PITTAU DEMELIA P. (1982) - *Discovery of lower Ordovician Acratarchs in the "Postgotlandiano" sequence of southwestern Sardinia (Italy): Age and tectonic implications*. Boll. Soc. Geol. It., 100 (1981): 377-392, Roma.
- BARCA S. & COSTAMAGNA L.G. (1997) - *Compressive "Alpine" tectonics in Western Sardinia: geodynamic consequences*. C. R. Acad. Sc. Paris, 325: 791-797, Paris.
- BARCA S. & COSTAMAGNA L.G. (2000) - *Il bacino paleogenico del Sulcis-Iglesiente (Sardegna SW): nuovi dati stratigrafico-strutturali per un modello geodinamico nell'ambito dell'orogenesi pirenaica*. Boll. Soc. Geol. It., 119: 497-515, Roma.
- BARCA S., FARCI G. & FORCI A. (1998) - *I depositi sinorogenici ercinici del Sulcis (Sardegna Sud-occidentale)*. Boll. Soc. Geol. It., 117: 407-417, Roma.
- BARCA S., 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 alla scala 1:50.000. Foglio 557 "Cagliari"*. Serv. Geol. d'It., Reg. Auton. Sardegna, S.EL.CA., 240 pp., Firenze.
- BARCA S., PATA E.D., MURTAS M., PISANU G., SERRA M., LECCA L., DE MURO S., PASCUCCI V., CARBONI S., TILOCCA G., ANDREUCCI S. & PUSCEDDU N. (in stampa) - *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000. Foglio 528 "Oristano"*. ISPRA Serv. Geol. d'It., Reg. Auton. Sardegna, 256 pp., 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 Serv. Geol. d'It., Reg. Auton. Sardegna, 208 pp., Roma.
- BARROCCU G. & CRESPELLANI T. (1979) - *Carta geologico-tecnica di Cagliari in scala 1:10.000*. Contr. C.N.R., ctr. E.R.A.S., Grafica STEF, Cagliari.
- BARROCCU G., CRESPELLANI T. & LOI A. (1981) - *Caratteristiche geologico-tecniche del sottosuolo dell'area urbana di Cagliari*. Riv. It. Geotecnica, Anno XV, 2: 98-144, Napoli.
- BASSANI F. (1891) - *Contributo alla paleontologia della Sardegna - Itioliti miocenici*. Atti Acc. Sc. Fis. e Mat. di Napoli, Napoli.
- BASSI D., CARANNANTE G., MURRU M., SIMONE L. & TOSCANO F. (2006) - *Rhodalgabryomol assemblages in temperate type carbonate, channelised depositional systems: the Early Miocene of*

- the Sarcidano area (Sardinia, Italy). In: H.M. PEDLEY & G. CARANNANTE (Eds.): «Cool-water carbonates: depositional systems and palaeoenvironmental control.» Geol. Sco. Spec. Publ. **255**: 35-52, London.
- BASSI D., MURRU M., NEBELSICK J.H. & SIMONE L. (2004) - *Facies a corallinacee in sistemi canalizzati di aree a produzione carbonatica (Miocene, Sardegna meridionale)*. S.P.I. Giornate di Paleontologia 2004, 21-23 Maggio, p. 10, Bolzano.
- BATICCI G., DELLA VEDOVA B., PELLIS G., & TORELLI L. (1983) - *Lineamenti geologico-strutturali del canale di Sardegna e aree limitrofe*. Atti 2° Conv. Geofis. Terra Solida, 725-735, Roma.
- BECCALUVA L., BROTZU P., MACCIOTTA G., MORBIDELLI L., SERRI G. & TRAVERSA G. (1989) - *Cainozoic tectono-magmatic evolution and inferred mantle sources in the Sardo-Thyrrhenian Area*. In: A. BORIANI, M. BONAFEDE, G.B. PICCARDO & G.B. VAI (Eds.): «*The Lithosphere in Italy, advances in Earth Science research*». Atti Acc. Naz. Lincei, **80**: 229-248, Roma.
- BECCALUVA L., CIVETTA L., MACCIOTTA G.P. & RICCI C.A. (1985) - *Geochronology in Sardinia: results and problems*. Rend. Soc. It. Min. Petr., **40**: 57-72, Milano.
- BECCALUVA L., LEONE F., MACCIONI L. & MACCIOTTA G. (1981) - *Petrology and tectonic setting of the Paleozoic basic rocks from Iglesias-Sulcis (Sardinia-Italy)*. N. Jb. Miner. Abh., **140** (2): 184-201, Stuttgart.
- BELLON H., COULON C. & EDEL J.B. (1977) - *Le déplacement de la Sardaigne. Synthèse des données géochronologiques, magmatiques et paléomagnétiques*. Bull. Soc. Géol. Fr., **19**: 825-831, Paris.
- BELLOTTI P. (2000) - *Il modello morfo-sedimentario dei maggiori delta tirrenici italiani*. Boll. Soc. Geol. It., **119**: 777-792, Roma.
- BELLOTTI P., CAPUTO C., DAVOLI L., EVANGELISTA S., GARZANTI E., PUGLIESE F. & VALERI P. (2004) - *Morpho-sedimentary characteristics and Holocene evolution of the emergent part of the Ombrone River delta (southern Tuscany)*. Geomorphology, **61**: 71-90, Amsterdam.
- BELLUOMINI G., BRANCA A., DELITALA L., PECORINI G. & SPANO C. (1986) - *Isoleucine Epimerization Dating of Quaternary Marine deposits in Sardinia, Italy*. Z. Geomorph., N.F., suppl. Bd., **62**: 109-117, Stuttgart.
- BEN AVRAHAM Z., BOCCALETTI M., CELLO G., GRASSO M., LENTINI F., TORELLI I. & TORTORICI I. (1990) - *Principali domini strutturali originatisi dalla collisione neogenico-quadernaria nel Mediterraneo centrale*. Mem. Soc. Geol. It., **95**: 453-461, Roma.
- BERTOLIO S. (1896) - *Contribuzione allo studio dei terreni vulcanici di Sardegna*. Boll. R. Com. Geol. d'It., **27** (2): 181-203, Roma.
- BOCCALETTI M., CIARANFI N., COSENTINO D., DEIANA G., GELATI R., LENTINI F., MASSARI F., MORATTI G., PESCATORE T., RICCI LUCCHI F. & TORTORICI L. (1990) - *Palynospastic restoration and paleogeographic reconstruction of the peri-Tyrrhenian area during the Neogene*. Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol., **77**: 41-50, Amsterdam.
- BOCCALETTI M. & GUAZZONE G. (1972) - *Gli archi appenninici, il Mar Ligure ed il Tirreno nel quadro della tettonica dei bacini di retro-arco*. Mem. Soc. Geol. It., **11**: 201-216, Roma.
- BOCCALETTI M. & GUAZZONE G. (1974) - *Il microcontinente sardo-corso come un arco residuo di un sistema arco-fossa miocenico*. In: C. MAXIA & A. CHERCHI POMESANO (Eds.): «*Paleogeografia del Terziario sardo nell'ambito del Mediterraneo occidentale*». Cagliari, 23-27 Luglio 1973, Rend. Sem. Fac. Sc. Univ. Cagliari, **43**: 57-68, Cagliari.
- BOSCHI E., GUIDOBONI E., FERRARI G., VALENSISE G. & GASPERINI P. (1997) - *Catalogo dei Forti Terremoti in Italia dal 461 A.C. al 1990*. Ist. Naz. Geof., Roma - St. Geof. Amb., Bologna, 644 pp., Roma.
- BOSENCE D.W.J. (1983) - *Coralline algal reef frameworks*. J. Geol. Soc. London, **140**: 365-376, 7 figs, 1 tav., London.
- BOSENCE D.W.J. (1985) - *The "Coralligene" of the Mediterranean - a Recent analog for Tertiary coralline algal limestones*. In: D.F. TOOMEY & M.H. NITECKI (Eds.): «*Palaentology: contemporary research and its applications*». Springer, 216-225, Berlin-Heidelberg.
- BRALIA A., GHEZZO C., GUASPARRI G. & SABATINI G. (1981) - *Aspetti genetici del batolite sardo-corso*. Rend. Soc. It. Min. Petr., **38**: 701-764, Milano.
- BRIDGLAND D.R. & WESTAWAY R. (2008) - *Climatically controlled river terrace staircases: a worldwide quaternary phenomenon*. Geomorphology, **98** (3-4): 285-315, Amsterdam.

- BROECKER W.S. & PENG T.H. (1982) - *Tracers in the sea*. Elgidio, Palisades, N.Y. 690, New York.
- CALDERONI G., COLTORTI M., DRAMIS F., MAGNATTI M. & CILLA G. (1991) - *Sedimentazione fluviale e variazioni climatiche nell'alto bacino dell'Esino durante il Pleistocene superiore*. In: S. TAZIOLI (Ed.): «*Fenomeni di erosione e alluvionamento degli alvei fluviali*». Univ. degli Studi di Ancona, 171-190, Ancona.
- CARANNANTE G., ESTEBAN M., MILLIMAN J.D. & SIMONE L. (1988) - *Carbonate lithofacies as paleolatitudo indicators: problems and limitations*. Sed. Geol., **60**: 333-346, Amsterdam.
- CARANNANTE G., SEVERI C. & SIMONE L. (1996) - *Open-shelf carbonate transport along foramol (temperate-type) open shelf margins: an example from the Miocene of the central-southern Apennines (Italy)*. Mém. Soc. Géol. France, **169**: 277-288, Paris.
- CARANNANTE G. & SIMONE L. (1988) - *Foramol carbonate shelves as depositional site and source area: recent and ancient examples from the Mediterranean Region*. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, **72**: 993-994.
- CARANNANTE G., SIMONE L. & NEUMANN C. (1986) - *Miocene Drowning of Temperate (Foramol) Carbonate Platform: Upper Miami Terrace*. AAP Bull., (1986), **70**, Tulsa.
- 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.
- CARMIGNANI L., BARCA S., CAROSI R., DI PISA A., GATTIGLIO M., MUSUMECI G., OGGIANO G. & PERTUSATI P.C. (1992) - *Schema dell'evoluzione del Basamento Sardo*. In: G.I.D.G. STRUTTURALE (Ed.): «*Struttura della Catena Ercinica in Sardegna*». Guida alla Escursione sul basamento paleozoico della Sardegna, maggio 1992, 11-38, Siena.
- CARMIGNANI L., BARCA S., DISPERATI L., FANTOZZI P., FUNEDDA A., OGGIANO G. & PASCI S. (1994) - *Tertiary compression and extension in the Sardinian basement*. Boll. Geof. Teor. Appl., **36** (141-144): 45-62, Trieste.
- CARMIGNANI L., COCOZZA T., GHEZZO C., PERTUSATI P.C. & RICCI C.A. (1982) - *Lineamenti del basamento sardo*. In: L. CARMIGNANI, T. COCOZZA, C. GHEZZO, P.C. PERTUSATI & C.A. RICCI (Eds.): «*Guida alla Geologia del Paleozoico Sardo*». Guide Geologiche Regionali, Soc. Geol. It., **1**: 11-23, Roma.
- CARMIGNANI L., DECANDIA F.A., DISPERATI L., FANTOZZI P.L., LAZZAROTTO A., LIOTTA D. & OGGIANO G. (1995) - *Relationships between the Tertiary structural evolution of the Sardinia-Corsica-Provençal domain and Northern Apennines*. Terra Nova, **7** (2): 123-137, Oxford.
- CARMIGNANI L., OGGIANO G., BARCA S., CONTI P., SALVADORI I., ELTRUDIS A., FUNEDDA A. & PASCI S. (2001a) - *Geologia della Sardegna. Note illustrative della Carta Geologica della Sardegna alla scala 1:200.000*. Mem. Descr. Carta Geologica d'Italia, Serv. Geol. d'It., **60**: 283 pp., Roma.
- CARMIGNANI L., OGGIANO G., BARCA S., CONTI P., SALVADORI I., ELTRUDIS A., FUNEDDA A., PASCI S. (2001b) - *Carta Geologica della Sardegna, scala 1:200.000*. Serv. Geol. d'It.
- CAROBENE L. & PASINI G. (1982) - *Contributo alla conoscenza del Pleistocene superiore e dell'Olocene del Golfo di Orosei (Sardegna orientale)*. Boll. Soc. Adriatica Sc., **64** (1980): 5-36, Trieste.
- CARTA M., DEL FÀ C., ULZEGA A. & URAS I. (1986) - *La piattaforma continentale sarda, studi geogiacimentologici, geofisici, sedimentologici e di valorizzazione dei minerali contenuti*. In: «*P.F. Oceanografia e Fondi Marini*». Sottoprogetto Risorse Minerarie, Rapporto tecnico finale, CNR, Roma 1986, 1-35, Cagliari.
- CAS.MEZ PROGETTO SPECIALE n°25 (1983) - *Studio organico delle Risorse Idriche sotterranee della Sardegna. Campidano*. II fase (Prog. cassa 25/96), Relazione idrogeologica, **3**: 460 pp., Sassari.
- CAS.MEZ PROGETTO SPECIALE n°25 (1984) - *Studio organico delle risorse idriche sotterranee della Sardegna. Sulcis-Cixerri*. II fase (Prog. cassa 25/96), Relazione Idrogeologica, **4**, Sassari.
- CASSANO E., MARCELLO A., NANNINI R., PRETTI S., RANIERI G., SALVADERI R. & SALVADORI I. (1979) - *Rilievo aeromagnetico della Sardegna e del mare circostante*. Ente Minerario Sardo, **3** (4): 1-30, Cagliari.

- 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*. Mar. Petrol. Geol., **18**: 863-888, Amsterdam.
- CATALANO R., D'ARGENIO & TORELLI L. (1989) - *From Sardinia channel to Sicily strait. A geological section based on seismic and field data*. The Lithosphere in Italy. Acc. Naz. Lincei, Atti conv. Lincei, **80**: 109-127, Roma.
- CAVARRETTA G., FUNICIELLO R., TADDEUCCI A. & TRIGILA R. (1972) - *Magnetic spherules in the Gulf of Cagliari sediments*. Per. Mineral., **41**: 417-443, Milano.
- CHAPPEL J. & SHACKLETON N.J. (1986) - *Oxygen isotopes and sea level*. Nature, **324**: 137-140, London.
- CHERCHI A. (1974) - *Appunti biostratigrafici sul Miocene della Sardegna (Italia)*. Inter. Néogène Médit., Lyon-1971, Mem. B.R.G.M., **78**: 433-445, Paris.
- CHERCHI A. (1979) - *Microfauna aptiano-(?)albiana dei ciottoli urgoniani della Formazione del Cixerri (Sardegna SW) e loro interesse paleogeografico*. Riv. It. Paleont., **85**: 353-410, Modena.
- CHERCHI A. (1985a) - *Introduction to the Geology of Sardinia*. In: A. CHERCHI (Ed.): «19th European Micropaleontological Colloquium», Sardinia, October 1-10, 9-30, Cagliari.
- CHERCHI A. (1985b) - *Oligo-Miocene Basin*. In: A. CHERCHI (Ed.): «19th European Micropaleontological Colloquium», Sardinia, October 1-10, 87-101, Cagliari.
- CHERCHI A. & MONTADERT L. (1982) - *Oligo-Miocene rift of Sardinia and the early history of the Western Mediterranean Basin*. Nature, **298**: 736-739, London.
- CHERCHI A. & MURRU M. (1985) - *Plio-Quaternary Campidano graben*. In: A. CHERCHI (Ed.): «European Micropal. Coll. Sardinia Oct.» 1-10 1985, 105-112, Cagliari.
- CHERCHI A. & TRÉMOLIÈRES P. (1984) - *Nouvelles données sur l'évolution structurale au Mésozoïque et au Cénozoïque de la Sardaigne et leurs implications géodynamiques dans le cadre méditerranéen*. C. R. Acad. Sci. Paris, **298**: 889-894, Paris.
- CIABATTI P. (1989) - *Studio idrogeologico della falda compresa nel Settore tra "Poggio dei Pini" e "Villa D'Orri" (Campidano sud-occidentale)*. Tesi di Laurea inedita, Univ. Cagliari.
- CITA M.B. (1982) - *The Messinian salinity crisis in the Mediterranean: A review*. In: H. BERCKHEMER & L.J. HSÜ (Eds.): «Alpine-Mediterranean Geodynamics», Am. Geophys. Union Geodyn. Series, **7**: 113-140, Washington.
- CITA M.B., RACCHETTI S., BRAMBILLA R., NEGRI M., COLOMBAROLI D., MORELLI L., RITTER M., ROVIRA E., SALA P., BERTARINI L., SANVITO S. (1999) - *Changes in sedimentation rates in all Mediterranean drillsites document basin evolution and support starved basin conditions after early Zanclean flood*. Mem. Soc. Geol. It. **54**: 145-159, Roma.
- COCCO G. (1950) - *Il giacimento di magnetite di S. Leone*. Nota I. Rend. Sem. Fac. Sci. Univ. Cagliari, **20** (3-4): 208-321, Cagliari.
- COLOBANI N., MASTROICICCO M., PETITTA M. (2011) - *From conceptual to numerical modeling of a contaminated complex site in Italy using hydrogeological and hydrochemical characterization*. In: E. HOEHN, T. VOGT, M. SCHIRMER (Eds.): «Groundwater Quality 2010», giugno 2010, IAHS red book, **342**: 176-179, Zurich.
- COLTORTI M. & DRAMIS F. (1995) - *The chronology of Upper Pleistocene stratified slope-waste deposits in Central Italy*. Permafrost and Periglacial Processes, **6**: 235-242, ChichEer.
- 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. & PATTÀ D. (2010) - *Geomorphology, stratigraphy and facies analysis of some Late Pleistocene and Holocene key deposits along the coast of Sardinia (Italy)*. Quat. Int., **222**: 19-35, Oxford.
- COMASCHI CARIA I. (1954) - *Nuovi lembi di Quaternario in Sardegna*. Rend. Sem. Fac. Sci. Univ. Cagliari, **24**: 205-216, Cagliari.
- COMASCHI CARIA I. (1959) - *Macrofauna e stratigrafia del Miocene della zona di Cagliari*. Boll. Soc. Geol. It., **78**: 3-36, Roma.
- COMASCHI CARIA I. & PASTORE R. (1959) - *Fauna del Tirreniano di Margine Rosso (Quartu S. Elena) e di Calamosca (Cagliari)*. Rend. Sem. Fac. Sc. Univ. Cagliari, **29**: 1-10, Cagliari.



- CONTE A.M. (1997) - *Petrology and geochemistry of Tertiary calcalkaline magmatic rocks from the Sarroch district (Sardinia, Italy)*. Period. Min., **66**: 63-100, Roma.
- CONTI L. (1963) - *Lineamenti geopetrografici e giacimentologici delle mineralizzazioni uranifere nei dintorni di S. Leone*. Per. Mineral., **32**: 387-457, Roma.
- CONTIVECCHI G. (1964) - *Le vulcaniti di Pula*. Tesi di Laurea inedita, Fac. Sc. Geol. Univ. Roma; pp 112, Roma.
- CONTU A., LECCA L., LEONE F., MULAS P., SARRITZU G., SCHINTU M. & ULZEGA A. (1982) - *Indagine chimica e geomorfologica nel Golfo di Cagliari*. Atti 5° Congr. Stresa. Ass. It. Ocean. Limnol., 349-364, Pavia.
- COPPA M.G. (1987) - *Les carotages holocènes de la plate-forme continentale sarde*. Rev. Géol. Méditerranéenne, **14**: 3-9, 2 pl, 2 tab, Paris.
- CORNÉE J.J., MAILLARD A., CONESA G., GARCIA F., SAINT MARTIN J.P., SAGE F., & MÜNCH P. (2008) - *Onshore to offshore reconstruction of the Messinian erosion surface in western Sardinia, Italy: implications for the Messinian salinity crisis*. Sed. Geol., **210**: 48-60, Amsterdam.
- COSELLU M. (2003) - *Prima zonazione tessiturale e composizionale dei sedimenti attuali della piattaforma continentale del Golfo di Cagliari*. Univ. Cagliari, Laurea in Sc. Geol., inedita, 1-234, Cagliari.
- COSELLU M. (2007) - *Sedimentologia e processi deposizionali della piattaforma continentale di Cagliari dal Last Maximum all'attuale*. Università degli Studi di Cagliari Dottorato in Scienze della Terra XIX ciclo. Tesi inedita, (Relatori : L. Lecca, S. De Muro), 219 pp., Cagliari.
- CREMASCHI M. & TROMBINO L. (1998) - *Eolianites, Sea Level Changes and Paleowinds in the Elba Island (Central Italy) during Late Pleistocene*. In: A.J. BUSACCA (Ed.): «Dust Aerosols, Loess Soils and Global Change». Washington State Univ. College of Agriculture and Home Economics, Pullman, 131-134. Washington.
- DAMES & MOORE (1998) - *Studio di caratterizzazione ambientale e proposta di intervento per lo stabilimento di Cagliari sito in Sarroch (area Polimeri Europa)*. Enichem S.p.A., Sarroch
- DANSGAARD W., JOHNSEN S.J., CLAUSEN H.B., DAHL JENSEN D., GUNDERSTRUP N.S., HAMMER C.U., HVIDBERG C.S., STEFFENSEN J.P., SVEINBJORNSDOTTIR A.E., JOUZEL J. & BOND G. (1993) - *Evidence of a general instability of past climate from a 250-kyr ice-records*. Nature, **364**: 218-220, London.
- DE BENEDETTI (1933) - *Primi risultati dello studio di rocce effusive della Sardegna sud-occidentale*. Rend. R. Acc. Naz. Lincei, **37**: serie 6, 1 sem., fasc. 8, Roma.
- DE MURO S. & ORRÙ P. (1998) - *Il contributo delle beach-rock post-giaciali sullo studio della risalita del mare olocenico. Le beach-rock della Sardegna nord-orientale*. Il Quaternario, It. Jour. Quat. Sc., **11** (1): 19-39 Roma.
- DELLA VEDOVA B., LUCAZEAU F., PASQUALE V., PELLIS G. & VERDOYA M. (1995) - *Heat flow in the tectonic provinces crossed by the southern segment of the european geotraverse*. Tectonophysics, **244**: 57-74, Amsterdam.
- DEIANA G., ORRÙ P.E., PALIAGA E. & TODDE S. (2012) - *Morfologia e dinamica delle frane sottomarine potenzialmente tsunamogeniche del margine meridionale sardo (Progetto MAGIC)*. Rend. Online Soc. Geol. It., **21** (2): 485-487, Roma.
- DESSI A. (2006) - *Geologia e biostratigrafia della Serie Tirreniana nell'area di Molentargius (Cagliari, Quartu)*. Tesi di laurea inedita Univ. Cagliari, Fac. Sc. M.F.N., Relatore C. Spano & S. Carboni, A.A. 2005-06, 143 pp., Cagliari.
- DIENI I. & MASSARI F. (2011) - *Discussion on «The Sardinia-Corsica microplate and its role in the Northern Apennine geodynamics: new insights from the Tertiary intraplate strike-slip tectonics of Sardinia»*. In: G. OGGIANO, A. FUNEDDA, L. CARMIGNANI & S. PASCİ (Eds.): «Italian Journal of Geosciences», (2009). Soc. Geol. It., **130** (1): 136-138, Roma.
- DIENI I., MASSARI F. & MÉDUS J. (2008) - *Age, depositional environment and stratigraphic value of the Cuccuru 'e Flores Conglomerate: insight into the Palaeogene to Early Miocene geodynamic evolution of Sardinia*. Bull. Soc. Géol. France, **179**: 51-72, Paris.
- DI NAPOLI ALLIATA E. (1968) - *Il Quaternario del Golfo di Cagliari: studio di carote prelevate della piattaforma continentale*. Quaternaria, **10**: 83-93, Roma.

- DI NAPOLI ALLIATA E., STEFANINI S. & FIORAMONTI G. (1970) - *Etude de quelques carottes du plateau et du talus continental de la Sardaigne méridionale*. Boll. Soc. Geol. It., **89**: 209-232, Roma.
- DI SIMPLICIO P., FERRARA G., GHEZZO C., GUASPARRI G., PELLIZZER R., RICCI C.A., RITA F. & SABATINI G. (1975) - *Il metamorfismo e il magmatismo paleozoico nella Sardegna*. Rend. Soc. It. Min. Petr., **30** (1974): 979-1068, Milano.
- DOGLIONI C., MONGELLI F. & PIALLI G. (1998) - *Boudinage of the Alpine belt in the Apenninic backarc*. Mem. Soc. Geol. It., **52**, 457-468, Roma.
- D'OREFICE M., GRACIOTTI R. & CAPITANIO F. (2007) - *Le eolianiti dell'Isola d'Elba: i depositi del promontorio di M. Calamita e del Golfo di Viticcio*. Il Quaternario, **20** (1): 21-44, Roma.
- ESTEBAN M. (1979) - *Significance of the Upper Miocene coral reefs of the western Mediterranean*. Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol., **29**: 169-188, Amsterdam.
- ESTEBAN M. & GINER J. (1980) - *Messinian coral reefs and erosion surfaces in Cabo de Gata (Almería, SE Spain)*. Acta Geologica Hispanica, **15** (O 4): 97-104, Barcelona.
- FACCENNA C., SPERANZA F., D'AJELLO CARACCILOLO F., MATTEI M. & OGGIANO G. (2002) - *Extensional tectonics on Sardinia (Italy): insights into the arc-back-arc transitional regime*. Tectonophysics, **356**: 213-232, Amsterdam.
- FAIS S. & FERRARA C. (1981) - *The sediments of the coastal plain of Roi Pula (Southern Sardinia)*. Atti Ist. Min. Geol. **1**: 151-183, 10fig, 3 tab., Sassari.
- FANUCCI F., FIERRO G., ULZEGA A., GENNESSEPAUX M., REHAULT J.P. & VIARIS DE LESEGO L. (1976) - *The continental shelf of Sardinia: structure and sedimentary characteristics*. Boll. Soc. Geol. It., **95**: 1201-1217, Roma.
- FAUQUETTE S., SUC J.P., BERTINI A., POPESCU S.M., WARNY S., BACHIRI TAOUFIQ N., PEREZ VILLA M.J., CHIKHI H., SUBALLY D., FEDDI N., CLAUZON G. & FERRIER J. (2006) - *How much did climate force the Messinian salinity crisis? Quantified climatic conditions from pollen records in the Mediterranean region*. Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol., **238**: 281-301, Amsterdam.
- FERRARA C. & PALMERINI V. (1974) - *Indagine sulla dinamica della linea di costa in facies sabbiata nel settore centrale del Golfo di Cagliari*. Boll. Soc. Sc. Nat. Univ. Sassari, 55-76, Sassari.
- 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, **58**: 27-35, Roma.
- FIERRO G., MOROZZO DELLA ROCCA A. & PIACENTINO G.B. (1974) - *Analisi vettoriale dei minerali pesanti dei sedimenti di piattaforma continentale e scarpata (Sardegna orientale e meridionale)*. Studi sassaresi, Sez. III, Annali della Facoltà di Agraria, **22**: 259-288, Sassari.
- FINETTI I.R., DEL BEN A., FAIS S., FORLIN E., KLINGELE E., L. LECCA, PIPAN M. & PRIZZON A. (2005) - *Crustal tectono-stratigraphic setting and geodynamics of the Corso-Sardinian Block from new Crop seismic data*. In: I.R. FINETTI (Ed.): «Crop Deep seismic exploration of Mediterranean and Italy». Elsevier, 413-446, Amsterdam.
- FINETTI I. & MORELLI C. (1973) - *L'esplorazione geofisica dell'area mediterranea circostante il blocco sardo-corso*. In: «Paleografia del Terziario sardo nell'ambito del Mediterraneo Occidentale». Rend. Sem. Fac., Univ. Cagliari, **43**: 213-238, Cagliari.
- FONTANA ZANCO F. (1933) - *Nuove osservazioni sul piano tirrenico nei dintorni di Cagliari*. Rend. Sem. Fac. Sc. Univ. Cagliari, **3**: 116-125, Cagliari.
- FORNASINI C. (1887) - *Di alcuni foraminiferi provenienti dagli strati miocenici dei dintorni di Cagliari*. Boll. Soc. Geol. It., **6**, Roma.
- GALILI E., ZVIELY D., RONEN A. & MIENIS H.K. (2007) - *Beach deposits of MIS 5e high sea stand as indicators for tectonic stability of the Carmel coastal plain, Israel*. Quat. Sci. Revs, **26**: 2544-2557, Oxford.
- GANDIN A. (1970) - *Dati preliminari sulle microfaune di tre sondaggi nel Golfo di Cagliari*. Boll. Soc. Geol. It., **89**: 507-512, Roma.
- GANDIN A. (1979) - *Considerazioni ecologiche e stratigrafiche su tre sondaggi nel Golfo di Cagliari*. Giornale di Geologia, s. 2, **43**: 103-136, Bologna.

- GANDOLFI R. & PORCU A. (1967) - *Contributo alla conoscenza delle microfacies mioceniche delle colline di Cagliari (Sardegna)*. Riv. It. Paleont. Strat., **73**: 313-348, Milano.
- GENNESSEAUX M.G. & STANLEY D.J. (1983) - *Neogene to recent displacement and contact of Sardinia and Tunisian margins, Central Mediterranean*. Smithsonian contributions to the marine sciences, **23**: 1-21, Washington.
- 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». Guide Geologiche Regionali, Soc. Geol. It., 165-182, Cagliari.
- GILE L.H., PETERSON F.F. & GROSSMAN R.B. (1966) - *Morphological and genetic sequences of carbonate accumulation in desert soils*. Soil Science, **101** (3): 317-360, Philadelphia PA.
- GIRAUDI C. & FREZZOTTI M. (1997) - *Late Pleistocene glacial events in the Central Apennines, Italy*. Quat. Res., **48**: 280-290, New York - London.
- GORTANI M. (1922) - *Dintorni di Cagliari*. Boll. Soc. Geol. It., **41**: 312, Roma.
- GORTANI M. (1935) - *Appunti su recenti oscillazioni del suolo nella Sardegna meridionale*. Atti XII Congresso Geografico Italiano in Sardegna, 1934, pp. 295-296, Cagliari.
- GUASPARRI G., RICCOBONO F. & SABATINI G. (1984) - *Leucogranites of the sardinian batholith: petrological aspects and their relevance to metallogenesis*. Period. Min., **53**: 17-52, Roma.
- HAQ B.U., HARDENBOL J. & VAIL P.R. (1988) - *Mesozoic and Cenozoic Chronostratigraphy and cycles of sea level change*. In: C.K. WILGUS, B.S. HASTINGS, C.G. KENDALL, H.W. POSAMENTIER, C.A. ROSS & J.C. VAN WAGONER (Eds.): «Sea Level changes: an integrated approach». SEPM, Soc. Econ. Paleont. Mineral., sp. publ. **42**: 39-45, Tulsa.
- HANFORD C.R. & LOUCKS R.G. (1994) - *Carbonate depositional sequences and systems tracts responses of carbonate platforms to relative sea-level changes*. In: R.G. LOUCKS & J.F. SARG (Eds.): «Carbonate Sequence Stratigraphy». AAPG, Am. Ass. Petr. Geol. Memoir **57**: 3-41, Boulder.
- HAYTON S., NELSON C.S. & HOOD S.D. (1995) - *A skeletal assemblage classification system for non-tropical carbonate deposits based on New Zealand Cenozoic limestones*. Sedimentary Geol., Elsevier, **100** (1-4): 123-141, Amsterdam.
- HODELL D.A., MUELLER, P.A. & GARRIDO, J.R. (1991) - *Variations in the strontium isotopic composition of seawater during the Neogene*. Geology, **19**: 24-27, Boulder.
- HUGHEN K.A., BAILLIE M.G.L., BARD E., BAYLISS A., BECK J.W., BLACKWELL P.G., BUCK C.E., BURR G.S., CUTLER K.B., DAMON P.E., EDWARDS R.L., FAIRBANKS R.G., FRIEDRICH M., GUILDERSON T.P., HERRING C., KROMER B., MCCORMAC F.G., MANNING S.W., RAMSEY C.B., REIMER P.J., REIMER R.W., REMMELE S., SOUTHON J.R., STUIVER M., TALAMO S., TAYLOR F.W., VAN DER PLICHT J. & WEYHENMEYER C.E. (2004) - *Marine radiocarbon age calibration, 0-26 cal kyr BP*. Radiocarbon, **46** (3): 1059-1086, Tucson.
- HUGHEN K.A., SOUTHON J.R., LEHMAN S.J. & OVERPECK J.T. (2000) - *Synchronous radiocarbon and climate shifts during the last Deglaciation*. Science, **290**: 1951-1954, New York.
- HSÜ 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.
- IBBA G. (1995) - *Determinazione dei parametri idrogeologici e idrodinamici dell'acquifero compreso tra Assemmini e Capoterra*. Univ. Cagliari, Corso di Laurea Sc. Geol. (1994-95), Tesi di laurea inedita, 1-65, stratigrafie sondaggi, carta geologica e idrogeologica, Cagliari.
- ISSEL A. (1914) - *Lembi fossiliferi quaternari e recenti osservati nella Sardegna meridionale dal Prof. D. Lovisato*. Rend. Acc. Naz. Lincei, Cl. Sc. Fis. Mat. Nat., **23**: 759-770, Roma.
- JOHNSON J.H. (1962) - *The algal genus Lithothamnium and its fossil representatives*. Colorado School of Mines, vol. **57** (1): 1-111, Golden, Colorado.
- JOHNSON J.H. & ADEY W.H. (1965) - *Studies of Lithophyllum and related algal genera*. Colorado School of Mines, vol. **60** (1): 1-105, Golden, Colorado.
- KALB C. (2002) - *Bilancio sedimentario e zonazione dell'area costiera e marina tra Torre de Su Fenugu e Capo Boi*. Tesi di Laurea inedita, Corso di Laurea in Scienze Naturali (Relatore: S. De Muro), Università di Cagliari, 46 pp., Cagliari.

- KALB C. (2008) - *I sedimenti superficiali della piattaforma interna del Golfo di Cagliari. Relazioni tra moto ondoso, correnti indotte e processi di sedimentazione su sistemi di spiaggia campione*. Tesi di Dottorato in Scienze della Terra, XX ciclo, Dipartimento di scienze della Terra, Università di Cagliari, 297 pp., Cagliari.
- KASTEN K. & MASCLE J. (1990) - *The geological evolution of the Tyrrhenian Sea: an introduction to the scientific results of ODP LEG 107*. Proc. ODP, Sci. Results, **107**: 3-26, College Station, TX.
- KINDLER P., DAVAUD E. & STRASSER A. (1997) - *Tyrrhenian coastal deposits from Sardinia (Italy): a petrographic record of high sea level and shifting climate belts during the last Interglacial (isotopic substage 5e)*. Paleo3, **133**: 1-25, Amsterdam.
- KRIJGSMAN W., HILGEN F.J., RAFFI I., SIERRA F.J. & WILSON D.S. (1999) - *Chronology, causes and progression of the Messinian salinity crisis*. Nature, **400**: 652-655, London.
- LA MARMORA A. (1857) - *Voyage en Sardaigne, Troisième partie. Description Géologique et Paléontologique*. Bocca impr. Royale, 2 volumi, 707-782 pp., Torino.
- LAMBECK K., YOKOYAMA Y. & PURCELL T. (2002) - *Into and out of the Last Glacial Maximum: sea-level change during Oxygen Isotope Stages 3 and 2*. Quat. Sci. Rev., **21**: 1-3, 343-360, Oxford.
- LAMBECK K., ANTONIOLI F., PURCELL A. & SILENZI S. (2004) - *Sea level change along the Italian coast for the past 10,000 yrs*. Quaternary Science Revue, **23**: 1567-1598.
- LECCA L. (2000) - *La piattaforma continentale miocenico-quadernaria del margine occidentale sardo: blocco diagramma sezionato*. Rend. Sem. Fac. Sc. Univ. Cagliari, **70** (1): 49-70, Cagliari.
- LECCA L., CARBONI S., FERRARA C., MARCHI M., DEMURO S., PISANO S., TILOCCA G., IBBA A., PANIZZA V., PINTUS C., GALLUS M., MUSCAS A. & PANI D. (1988) - *Report on cruise MCS/87 (Western and southern Margin of Sardinia)*. Rend. Soc. Geol. It., **11**: 73-74, Roma.
- LECCA L., CARBONI S., SCARTEDDU R., SECCHI F., TILOCCA G. & PISANO S. (1986) - *Schema stratigrafico della piattaforma continentale occidentale e meridionale della Sardegna*. Mem. Soc. Geol. It., **36**: 31-40, Roma.
- LECCA L., DE MURO S., COSSELLU M. & PAU M. (2005) - *I sedimenti terrigeno-carbonatici attuali della piattaforma continentale del Golfo di Cagliari*. Il Quaternario (Italian Journal of Quaternary Sciences) 2005, **18**(2): 201-221.
- LECCA L., LONIS R., LUXORO S., MELIS E., SECCHI F. & BROTZU P. (1997) - *Oligo-Miocene volcanic sequences and rifting stages in Sardinia: a review*. Per. Mineral., **66**: 7-61, Roma.
- LECCA L., PANIZZA V. & PISANO S. (1998) - *The sedimentary framework of Cagliari basin: a Plio-Pleistocene underfed rift basin in the southern Sardinian margin*. Il Quaternario, **11** (2): 301-318, Verona.
- LECCA L. & TILOCCA G. (1990) - *Compressive structures on the southern sardinian shelf*. Abstracts. Int. Conf. S.G.I. & E.S.F. Geol. of the oceans, Palermo 1990, 58 pp., Palermo.
- LEES A. & BULLER A.T. (1972) - *Modern temperate-water and warm-water shelf carbonates contrasted*. Mar. Geol., **13**: 67-73, Amsterdam.
- LEGOVIC T., HOPKINS T., DUGDALE R., JEFTIC L. & NIVAL P. (1977) - *Marine ecosystem modelling in the Mediterranean*. Unesco reports in marine science, **2**: 1-100, Paris.
- LEONE F., PONTILLO C. & SPANO C. (1992) - *Benthic paleocommunities of the middle-upper Miocene litostratigraphic units from the Cagliari hills (Southern 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 N.º 276, Newsletter, **5**: 151-158, Siena.
- LETOUZEY J., WANNESON J. & CHERCHI A. (1982) - *Apport de la microtectonique au problème de la rotation du bloc corso-sarde*. C. R. Acad. Sc. Paris, **294**: 595-602, Paris.
- LISIENKI L.E. & RAYMO M.E. (2005) - *A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic  $D18O$  records*. Paleoceanography, **20** (1003): 1-17, Washington DC.
- LOFI J., DÉVERCHÈRE J., GAULLIER V., GILLET H., GORINI C., GUENOC P., LONCKE L., MAILLARD A., SAGE F. & THINON I. (2008) - *Atlas of the Messinian Seismic Markers in the Mediterranean and Black Seas*. Rend. online Soc. Geol. It., **3**: 494-495, Roma.
- LOVISATO D. (1885) - *Il Pliocene non esiste nel sistema collinesco di Cagliari*. Boll. Com. Geol. It., **16**: 11 p., Roma.

- LOVISATO D. (1902) - *Le specie fossili finora trovate nel calcare compatto di Bonaria e di S. Bartolomeo*. Tipo-Litografia Commerciale, 21 pp., Cagliari.
- LOWE J.J., RASMUSSEN S.O., BJÖRCK S., HOEK W.Z., STEFFENSEN J.P., WALKER M.J.C. & YU Z. (2008) - *Precise dating and correlation of events in the North Atlantic region during the Last Termination: a revised protocol recommended by the Intimate Group*. *Quat. Sci. Rev.*, **27**: 6-17, Oxford.
- MACKLIN M.G., FULLER I.C., LEWIN J., MAAS G.S., PASSMORE D.G., ROSE J., WOODWARD J.C., BLACK S., HAMLIN R.H.B. & ROWAN J.S. (2002) - *Correlation of fluvial sequences in the Mediterranean basin over the last 200 ka and their relationship to climate change*. *Quat. Sci. Rev.*, **21**: 1633-1641, Oxford.
- MANTOVANI E., VITI M., BABBUCCI D. & TAMBURELLI C. (2007) - *Major evidence on the driving mechanism of the Tyrrhenian-Apennines arc-trench-back arc system from CROP seismic data*. *Boll. Soc. Geol. d'It.*, **126**, **3**: 459-471, Roma.
- MANZONI M., MARINI A. & VIGLIOTTI L. (1981) - *Structural interpretation of paleomagnetic data from the Sarroch volcanics (Sardinia)*. *Pubbl. C.N.R., P.F. Geodinamica n. 400. Rapp. Comm. int. Mer. Médit.*, **27** (8): 171-172, Roma.
- MARINI A. & MURRU M. (1983) - *Movimenti tettonici in Sardegna fra il Miocene superiore ed il Pleistocene*. *Geogr. Fis. Dinam. Quatern.*, **6**: 39-42, Roma.
- MARTINIS B. (1969) - *Italia. Sardegna (Ricerca petrolifera)*. *Enciclopedia del petrolio, ENI*, **6**, Milano.
- MARTINSON D.G., PISIAS N.G., HAYS J.D., IMBRIE J., MOORE T.C. & SHACKLETON N.J. (1987) - *Age dating and the orbital theory of the Ice Ages: development of a high-resolution 0 to 300.000 year chronostratigraphy*. *Quat. Res.*, **27**: 1-29, New York.
- MASCLE G.H., TRICART P., TORELLI L., BOUILLIN J.P., COMPAGNONI R., DEPARDON S., MASCE J., PECHER A., PEIS D., REKHISS F., ROLFO F., BELLON H., BROCARDI G., LAPIERRE H., MONIÉ P. & POUPEAU G. (2004) - *Structure of the Sardinia Channel: crustal thinning and tardi-orogenic extension in the Apenninic-Maghrebian orogen; results of the Cyana submersible survey (SARCYA and SARTUCYA) in the western Mediterranean*. *Bull. Soc. Géol. France*, **175** (6): 607-627, Paris.
- MASSOLI NOVELLI R. (1965) - *Studio geopetrografico della zona di Sarroch (Cagliari). Nota I - Le andesiti*. *La Ricerca Scientifica*, **35** (II A), **8** (6): 1577-1596, Roma.
- MASSOLI NOVELLI R. (1967) - *Studio geopetrografico dell'area vulcanica di Sarroch. Nota II - I conglomerati vulcanici*. *Rend. Sem. Fac. Sci. Univ. Cagliari*, **37** (1-2): 125-141, Cagliari.
- MASSOLI NOVELLI R. (1969) - *Studio geopetrografico dell'area vulcanica di Sarroch-Pula (Cagliari). Nota III - Su un filone dacitico*. *Rend. Sem. Fac. Sci. Univ. Cagliari*, **38** (1968), (3-4): 203-212, Cagliari.
- MASSOLI NOVELLI R. & PALMERINI V. (1970) - *Studio mineralogico e sedimentologico di alcune litofacies sedimentarie delle zone di Sarroch-Pula e del Cixerri (Sardegna Sud-occidentale)*. *Rend. Sem. Fac. Sc. Univ. Cagliari*, **40** (3-4): 425-451, Cagliari.
- MASTROCICCO M., COLOMBANI N., PETITTA M. (2011) - *Modelling the density contrast effect on a chlorinated hydrocarbons plume reaching the shore-line*. *Water, Air, & Soil Pollution*, **220** (1-4): 387-398, Berlin.
- MAXIA C. (1958) - *Malacofauna oligotipica di età paleogenica della valle del Cixerri*. *Università degli Studi di Roma, Istit. di Geol. e Paleont.*, **35**: 1-19, Roma.
- MAXIA C. & PECORINI G. (1968) - *Il Quaternario della Sardegna*. *Atti del X congresso intern. di Studi sardi-Simposio su Quaternario della Sardegna*. 59-69, Fossataro, Cagliari.
- MAXIA C. & PECORINI G. (1973) - *Il Pleistocene della Sardegna*. In: A. DESIO (Ed.): «*Geologia dell'Italia*», UTET, 709-712, Torino.
- MCARTHUR J.M. (1994) - *Recent trends in strontium isotope stratigraphy*. *Terra Nova*, **6**: 336-358, Oxford.
- MCARTHUR J.M. (1997) - *Strontium isotope stratigraphy*. In: P. DOYLE & M.R. BENNETT (Eds.): «*Unlocking the stratigraphical Records*», 241-242, J. Wiley e Sons, New York.
- MELIS R.T., PALOMBO M.R., MUSSI M. (2002) - *The stratigraphic sequence of Gonnesa (SW Sardinia). Palaeoenvironmental, palaeontological and archaeological evidence*. In: W.H. WALDREN & J.A. ENSENYAT (Eds.): «*World Islands in Prehistory*». *Int. Insular Investigations, BAR Int. Ser.* **1095**: 445-453, Mallorca.

- MENEGHINI G. (1857) - *Paleontologie de l'Île de Sardaigne ou description des fossiles recueillis dans cette contrée par le Général Albert de la Marmora pour faire suite à la troisième partie du Voyage en Sardaigne*. In: A. (DE) LA MARMORA (Ed): «*Voyage en Sardaigne*». Bocca Impr. Royale, 1-584, Torino.
- METALLO A. (1971) - *Correnti marine e temperature delle acque superficiali*. In: R. PRACCHI & A. TERROSU ASOLE (Eds.): «*Atlante della Sardegna*». La Zattera editrice, 17-19, tavv. 9-10, Cagliari.
- MIALL A.D. (1996) - *The geology of fluvial deposits*. Springer Ed., 582 pp., Berlin.
- MINISTERO AMBIENTE (2001) - *Mappatura della prateria a posidonia oceanica lungo le coste della Sardegna e delle piccole isole circostanti*. Ministero dell'Ambiente e della Tutela del Territorio, Servizio Difesa del Mare, Copertura SSS bitmap, Relazione finale, **1**: 1-201, Roma.
- MONTIGNY R., EDEL J.B. & THUZAT R. (1981) - *Oligo-Miocene rotation of Sardinia: K/Ar ages and paleomagnetic data of Tertiary Volcanism*. Earth Planet. Sc. Letters, **54**: 262-271, Amsterdam.
- MOSETTI F. (1977) - *Le acque, il nostro universo*. Utet, 579 pp., Torino.
- MURRU M. (1983a) - *Studio biostratigrafico del pozzo Capoterra (Sardegna sud-occidentale)*. Rend. Sem. Fac. Sc. Univ. Cagliari, **LIII**: 201-207, Cagliari.
- MURRU M. (1983b) - *Presenza di Pliocene inferiore nel sottosuolo di Quartu Sant'Elena (Cagliari)*. Boll. Soc. Sarda Sc. Nat., **22**: 93-98, Sassari.
- MURRU M., FERRARA C. & MELIS R.T. (1990) - *Studio pedologico e sedimentologico della Formazione del Cixerri di Flumentepido (Paleogene - Sardegna SW)*. Boll. Soc. Geol. It., **109** (3): 501-510, Roma.
- MURRU M., SARRIA E., CASULA G., CHERCHI A. & MONTADERT L. (2002) - *Plio-Quaternary Southern Sardinia Campidano Graben, Italy*. Rend. Soc. Paleont. It., **1** (2002): 349 - 352, Modena.
- NERONI G. (1974) - *Indagine geochimica e sedimentologica sui sedimenti recenti del Golfo di Cagliari*. Istituto di Geochimica dell'Univ. degli Studi di Roma, Tesi di laurea inedita, (Relatore A. Taddeucci), Roma.
- OGGIANO G. & FUNEDDA A. (2007) - *The Sardinia-Corsica block and its role in the Northern Apennine geodynamic*. Rend. Soc. Geol. It., nuova serie, **5**: 186-188, Roma.
- OGGIANO G., FUNEDDA A., CARMIGNANI L. & PASCI S. (2011) - *Reply to: Discussion on «The Sardinia-Corsica microplate and its role in the Northern Apennine Geodynamics: new insights from the Tertiary intraplate strike-slip tectonics of Sardinia»*. In: I. DIENI & F. MASSARI (Eds.): «*Italian Journal of Geosciences*». Soc. Geol. It., **130** (1): 139-143, Roma.
- OGGIANO G., PASCI S. & FUNEDDA A. (1995) - *Il bacino di Chilivani-Berchidda: un esempio di struttura transtensiva. Possibili relazioni con la geodinamica cenozoica del Mediterraneo occidentale*. Boll. Soc. Geol. It., **114**: 465-475, Roma.
- OROMBELLI G., RAVAZZI C. & CITA M.B. (2005) - *Osservazioni sul significato dei termini LGM (UMG), tardoglaciale e postglaciale in ambito globale, italiano ed alpino*. Il Quaternario, **18** (2): 147-155, Roma.
- ORRÙ P.E., ANTONIOLI F., HEARTY J.P. & RADTKE U. (2011) - *Chronostratigraphic confirmation of MIS 5 age of a baymouth bar at Is Arenas (Cagliari, Italy)*. Quat. Int., **232** (1-2): 169-178, 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., 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, Padova.
- OZER A., PASKOFF P., SANLAVILLE P. & ULZEGA A. (1980) - *Essai de corrélation du Pléistocène supérieur de la Sardaigne et de la Tunisie*. C.R. Acad. Sc. Paris, **291**: 801-804, Paris.
- OZER A., TUCCI S. & ULZEGA A. (1984) - *Les beach-rocks de Sardaigne, distribution et implications paléogéographiques*. Colloque sur les beach-rocks, Lyon 28-29 novembre 1983, Travaux de la maison de l'Orient Méditerranéen, **8**: 113-124, Lyon.
- OZER A. & ULZEGA A. (1981) - *Sur la répartition des éboulis ordonnées en Sardaigne*. In: «*Compt. rendu du symposium Periglaciaire et Paléogéographie du Quatenaire*». Belgique-Pays-Bas 1978, 259-265.

- PALA A. (1984) - *Studio idrogeologico della Piana di Capoterra (Sardegna meridionale)*. Rend. Sem. Fac. Sc. dell'Università di Cagliari, **53** (1983) (2): 171-196, Cagliari.
- PALA A., PECORINI G. & PORCU A. (1976) - *Struttura idrogeologica della Soglia di Siliqua tra la Fossa del Campidano e la Fossa del Cixerri (Sardegna Meridionale)*. Boll. Soc. Geol. It., **95**: 705-724, Roma.
- 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"*. CNR-PFE-RF, **10**: 87-103, Pisa.
- PALA A. & SIRIU E. (1997) - *Carta Idrogeologica di Cagliari. Scala 1:10.000*. Coedisar Cagliari.
- PALA A. & SIRIU E. (1998) - *Note illustrative alla carta idrogeologica di Cagliari*. Rend. Sem. Fac. Sc. Univ. di Cagliari, **68**: 151-175, Cagliari.
- PALMERINI V. & ZUDDAS P. (1972) - *Ricerca geo-sedimentologica su alcuni sondaggi effettuati negli stagni di Molentargius e Quartu (Cagliari)*. Rend. Sem. Fac. Sc. Univ. Cagliari, **42**: 1-25, Cagliari.
- PANIZZA V. (1988) - *Sismostratigrafia del Golfo di Cagliari*. Tesi di laurea inedita, Univ. di Modena, Corso di laurea in Sc. Geol. (Relatori: R. Gelmini & L. Lecca), 1-157, Modena.
- PARONA C.F. (1887) - *Appunti per la paleontologia miocenica della Sardegna*. Boll. Soc. Geol. It., **6** (3): 289-358, Roma.
- PARONA C.F. (1892) - *Descrizione di alcuni fossili miocenici di Sardegna*. Atti Soc. It. Sci. Nat., **34** (2): 163-177, Milano.
- PASCI S. (1997) - *Tertiary transcurrent tectonics of North-Central Sardinia*. Bull. Soc. Geol. France, **168**: 301-312, Paris.
- PASCI S., CARMIGNANI L., PISANU G., SALE V., ULZEGA A., ORRÙ P., PINTUS C. & DEIANA G. (in stampa) - *Note Illustrative della Carta geologica d'Italia 1:50.000, Foglio 564 "Carbonia"*. ISPRA, Serv. Geol. d'It., Reg. Autom. Sardegna, 272 pp., Roma.
- PAU M. (2003) - *Prima zonazione tessiturale e composizionale dei sedimenti attuali della piattaforma continentale del Golfo di Cagliari*. Univ. Cagliari, Laurea in Sc. Geol., Tesi inedita, (Relatori L. Lecca, S. De Muro), 1-219, Cagliari.
- PECORINI G. (1966) - *Sull'età oligocenica del vulcanesimo al bordo orientale della fossa tettonica del Campidano (Sardegna)*. Atti Acc. Naz. Lincei., **40**: 1058-1065, Roma.
- PECORINI G. (1986) - *Considerazioni geomorfologiche intorno a S'Igia (Stagno di S. Gilla, Cagliari)*. In: «S. Igia, Capitale Giudicale». Ist. Storia Medioevale, Univ. Cagliari, ETS ed. Pisa, 15-20, Pisa.
- PECORINI G. & POMESANO CHERCHI A. (1969) - *Ricerche geologiche e biostratigrafiche sul Campidano meridionale (Sardegna)*. Mem. Soc. Geol. It., **8** (1968): 421-451, Roma.
- PEDDLEY M. & CARANNANTE G. (2006) - *Cool-water carbonate ramps: a review*. In: M. PEDDLEY & G. CARANNANTE (Eds.): (2006) «Cool-water carbonates: Depositional Systems Palaeoenvironmental Controls». Geological Society, Special Publications, **255**: 1-9, London.
- PELLETIER I. (1960) - *Le relief de la Sardaigne*. Rev. Géogr., **13**: 484 pp., Lyon.
- PERÈS J.M. & PICARD J. (1964) - *Nouveau manuel de bionomie benthique de la Mer Méditerranée*. Rec. Trav. sta. Mar. Endoume, Bull., **31**: 47-137, Marseille.
- PIAZZA R. (2004) - *Zonazione bioecotica in un'area della Sardegna meridionale*. Università di Cagliari, Tesi di Laurea in Scienze Naturali, A.A. 2003-04, Relatore: A. Cao, 49 pp.
- PIBIRI M. (1994) - *Geologia e biostratigrafia del Quaternario dello stagno di Santa Gilla (Cagliari)*. Tesi di laurea inedita, Università di Cagliari (Relatore G. Pecorini).
- PICCAZZO M., TEDESCHI D. & VANNUCCI G. (1981) - *Analisi di sedimenti marini superficiali della Sardegna meridionale*. Quaderni dell'Istituto di Geologia della Università di Genova, **2**: 39-60.
- PINNA M. (1971) - *Piovosità e tipi di clima in Sardegna*. In: R. PRACCHI & A. TERROSU ASOLE (Eds.): «Atlante della Sardegna». La Zattera editrice, pagg. 49-57, tav. 26, Cagliari.
- PIRAZZOLI P.A. (1996) - *Sea level changes, the last 20.000 years*. Wiley & Sons, 210 pp., Chichester, UK.
- PIRAZZOLI P.A. (2005) - *A review of possible eustatic, isostatic and tectonic contributions in eight Late-holocene relative sea-level histories from the Mediterranean area*. Quat. Sci. Revs., **24** (18-19): 1989-2001, Oxford.

- PISANO S. (1985) - *Geologia del Bacino di Cagliari*. Tesi di laurea inedita, Univ. Cagliari, Corso di laurea in Sc. Geol., Relatore L. Lecca, 1-132, Cagliari.
- 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. & LOI C. (1982) - *Stratigrafia palinologica dei sedimenti olocenici del Golfo di Cagliari (Sardegna)*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., **5**: 69-74, Torino.
- 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.
- POMAR L. (1991) - *Reef geometries, erosion surfaces and high-frequency sea-level changes, upper Miocene reef complex*. Sedimentology, **38**: 243-270, Mallorca, Spain.
- POMAR L. (2001a) - *Types of carbonate platforms: a genetic approach*. Basin Res., **13**: 313-334, Oxford.
- POMAR L. (2001b) - *Ecological control of sedimentary accommodation: evolution from a carbonate ramp to rimmed shelf, Upper Miocene, Balearic Islands*. Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol., **175**: 249-272, Amsterdam.
- POMODORO M. (1999) - *Studio idrogeologico di un settore compreso nella piana di Capoterra*. Tesi di Laurea inedita, relatori A. Pla e S. Carboni, Fac. Sci. Mat. Nat. Univ. Cagliari, Anno Acc. 1998-99, 115 pp., Cagliari.
- PONDRILLI S., SALIMBENI S., EKSTRÖM G., MORELLI A., GASPERINI P. & VANNUCCI G. (2006) - *The Italian CMT dataset from 1977 to the present*. Phys. Earth Planet. Int., **159** (3-4): 286-303, Amsterdam.
- PORCU A. (1976) - *L'evoluzione geomorfologica degli stagni di Cagliari e loro rappresentazione cartografica dal 1834 ad oggi*. Pubbl. Ist. Geol. Paleont. Geogr. Fis. Univ. Cagliari, **174**: 1-16, Cagliari.
- PORCU A. (2006) - *Analisi dinamica climatica dell'Olocene basata su differenti metodi (biotici e abiotici) di ricostruzione ricavata dagli archivi sedimentari del Golfo di Cagliari*. Tesi di Dottorato in Scienze della Terra, Università di Cagliari, 140 pp.
- PRANZINI E. (2001) - *Updrift river mouth migration on cusped deltas: two examples from the coast of Tuscany Italy*. Geomorphology, **38**: 125-132, Amsterdam.
- PROGEMISA S.p.A. (2009) - *Convenzione per attività di collaborazione e supporto allo sviluppo del P.P.R.: Carta Geologica di Base della Sardegna, scala 1:25.000 - Rendicontazione tecnica finale*. E. SARRIA (coord.), Regione Autonoma Sardegna, Ass. Enti Locali, Finanze e Urbanistica, Ass. Industria, Progemisa S.p.A., 58 pp., Cagliari.
- PUDDU E. (2006) - *I sedimenti terrigeno-carbonatici della piattaforma continentale del Golfo di Cagliari circostante il Capo S. Elia*. Univ. Cagliari, Corso di Laurea in Sc. Geol., Tesi inedita, Relatori: L. Lecca, S. De Muro, 1-121, Cagliari.
- PUTZU M.T. (1995) - *Geologia e biostratigrafia della Serie Tirreniana nell'area di Molentargius (Cagliari - Quartu)*. Tesi di Laurea inedita, Univ. Cagliari, Laurea in Sc. Geol., Relatore G. Pecorini, 1-144, Cagliari.
- RAIMONDI S., BALDACINI P. & MADRAU S. (1996) - *Il clima ed il pedoclima dei suoli della Sardegna durante gli anni 1951-80*. In: A. ARU & D. TOMASI (Eds.): «Il ruolo della pedologia nella pianificazione e gestione del territorio», atti del Convegno, Cagliari, 6-10 giugno 1995. Soc. It. Sc. suolo, Conv. Ruolo della Pedologia, 373 pagg., Cagliari.
- RASMUSSEN S.O., ANDERSEN K.K., SVENSSON A.M., STEFFENSEN J.P., VINTHER B.M., CLAUSEN H.B., SIGGAARD ANDERSEN M.L., JOHNSEN S.J., LARSEN L.B., BIGLER M., RÖTHLISBERGER R., FISCHER H., GOTO AZUMA K., HANSSON M.E. & RUTH U. (2006) - *A new Greenland ice core chronology for the last glacial termination*. J. Geoph. Res., **111**: 15 pp., Washington.
- REHAULT J.P., BOILLLOT G. & MAUFFRET A. (1984) - *The Western Mediterranean Basin geological evolution*. Mar. Geol. **55**: 447-477, Amsterdam.
- REIMER P.J., BAILLIE M.G.L., BARD E., BAYLISS A., BECK J.W., BLACKWELL P.G., BRONK RAMSEY C., BUCK C.E., BURR G.S., EDWARDS R.L., FRIEDRICH M., GROOTES P.M., GUILDERSON T.P., HAJDAS I., HEATON T.J., HOGG A.G., HUGHEN K.A., KAISER K.F., KROMER B., MCCORMAC F.G., MANNING S.W., REIMER R.W., RICHARDS D.A., SOUTHON J.R., TALAMO S., TURNER C.S.M., VAN DER PLICHT J. & WEYHENMEYER C.E. (2009) - *IntCal09 and Marine09 radiocarbon age calibration curves, 0-50,000 years cal BP*. Radiocarbon, **51** (4): 1111-1150, Tucson.



- RICCI C.A. (1992) - *From crustal thickening to exhumation: petrological, structural and geochronological records in the crystalline basement of Northern Sardinia*. In: L. CARMIGNANI & F.P. SASSI (Eds.): «*Contribution to the Geology of Italy with special regard to the Paleozoic basements*». A volume dedicated to Tommaso Coccozza. I.G.C.P. Project No. 276 Newsletter, **5**: 187-197, Siena.
- RISTORI G. (1888) - *Alcuni Crostacei del Miocene medio italiano (S. Bartolomeo di Cagliari)*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., **9**: 212-219, Pisa.
- ROSE J., MENG X. & WATSON C. (1999) - *Palaeoclimate and palaeoenvironmental responses in the western Mediterranean over the last 140 ka: evidence from Mallorca, Spain*. J. Geol. Soc., **156** (2): 435-448, London.
- ROVERI M., MANZI V., GENNARI R., IACCARINO S. & LUGLI S. (2008) - *Recent advancements in the Messinian stratigraphy of Italy and their Mediterranean-scale implications*. Boll. Soc. Paleontol. It., **47** (2): 71-85, Modena.
- RYAN W.B.F. (1976) - *Quantitative evaluation of the depth of the western Mediterranean before, during and after the Late Miocene salinity crisis*. Sedimentology, **23** (6): 791-813, Oxford.
- SARG J.F. (1988) - *Carbonate sequence stratigraphy*. In: C.K. WILGUS, B.S. HASTINGS, C.G.S.C. KENDALL, H.W. POSAMIENTIER, C.A. ROSS & J.C. VAN WAGONER (Eds.): «*Sea-Level Changes*»: An Integrated Approach. Tulsa, OK, SEPM Special Publication No. **42**: 155-182, Tulsa.
- SARTORI R., CARRARA G., TORELLI L. & ZITELLINI N. (2001) - *Neogene evolution of the southwestern Tyrrhenian sea (Sardinia Basin and Western Bathyal Plain)*. Mar. Geol., **175** (1-4): 47-66, Amsterdam.
- SARTORI R., TORELLI L., ZITELLINI N., CARRARA G., MAGALDIA M. & MUSSONI P. (2004) - *Crustal features along a W-E Tyrrhenian transect from Sardinia to Campania margins (Central Mediterranean)*. Tectonophysics, **383**: 171-192, Amsterdam.
- SAU A., LECCA L., LONIS R., SECCHI F. & FERCIA M.L. (2005) - *La seconda fase del Rift Sardo: evoluzione e vulcanismo dei sub-bacini transtensionale di Ardara-Chilivani e di 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)*. Jour. Volcanol. Geoth. Res., **5**: 257-269, Amsterdam.
- SEGRE A.G. (1968) - *Linee di riva sommerse e morfologia della piattaforma continentale italiana relative alla trasgressione marina versiliana*. Quaternaria, **11**: 141-154, Roma.
- SERRA M.S. (1984) - *Il Quaternario nel sottosuolo di santo Gilla (Cagliari-Elmas-Assemini)*. Univ. Cagliari Corso di Laurea in Sc. Geol., Tesi inedita, relatore Giuseppe Pecorini, 1-121. Allegati: stratigrafie dei sondaggi e carta geologica Cagliari.
- SEUFFERT O. (1970) - *Die reliefentwicklung der Grabenregion Sardiniens*. Wurzburger Geogr. Arbeiten, pp.129, Wurzburg.
- SHLAGER W. (1992) - *Sedimentology and sequence stratigraphy of reefs and carbonate platforms*. Am. Ass. Petr. Geol. Continuing Education Course Note Series n. **34**: 71 pp., Oklahoma, Tulsa.
- SIDDALL M., ROHLING E.J., THOMPSON WILLIAM G. & WAELEBROECK C. (2008) - *Marine isotope stage 3 sea level fluctuations: Data synthesis and new outlook*. Revs. Geophys., **46**: 29 pp. Tulsa, Oklahoma.
- SIMMS A.R., DEWITT R., RODRIGUEZ A.B., LAMBECK K. & ANDERSON J.B. (2009) - *Revisiting marine isotope stage 3 and 5a (MIS3-5a) sea levels within the northwestern Gulf of Mexico*. Glob. Planet. Change, **66**: 100-111, Amsterdam.
- SIMONE L. (2003) - *Miocene Foramol carbonate systems as source area and depositional site of more or less reworked skeletal sediments: examples of open-shelf/margin/slope successions from the central-southern Apennines and Sardinia*. In: D. BASSI (Ed.): «*Workshop Oligo-Miocene shallow water carbonates: Biogenic components and Facies*». June 16th-17th, 2003 Ferrara; - Università di Ferrara.
- SIMONE L. & CARANNANTE (1988) - *The fate of foramol ("temperate-type") carbonate platform*. Sed. Geol., (1988), **60**: 347-354, Amsterdam.

- SIMONE L. & CARANNANTE G. (2006) - *Foramol (temperate-type) vs chlorozoan (tropical-type) carbonate platforms: depositional dynamics and architecture of the related depositional systems*. Thirty years of sequence Stratigraphy: Applications, Limits and Prospects. Workshop Bari 2 ott 2006.
- SOLINAS E. & ORRÙ P.E. (2004) - *Santa Gilla: spiagge sommerse e frequentazioni di epoca punica*. In: B.M. GIANNATASIO, C. CANEPA, L. LOGRASSO & E. PICCARDI (Eds.): *Atti del convegno: «Mare, uomini e merci nel Mediterraneo»*. Genova, 9.10.2004, 249-251, Genova.
- SPANO C. (1980) - *Fauna del Tirreniano-tipo di Is Mesas-Calanusca*. «Compte-Rendu Excursion-Table Ronde Tyrrhénien de Sardaigne», 21-28 Avril 1980, 65-101, Cagliari.
- SPANO C. (1993) - *Signification biocœnoïtique et bathymétrique des paléocommunautés pleistocènes des côtes méridionales de la Sardaigne*. Estudios sobre Cuaternario, 27-42, Valencia.
- SPANO C. & BARCA S. (2002) - *Ecobiostratigraphic, lithostratigraphic, depositional and sythemic setting of Cenozoic units in Southern Sardinia (Italy)*. Boll. Soc. Geol. It., **121**: 19-34, Roma.
- TAPPONNIER P. (1977) - *Evolution tectonique du système alpin en Méditerranée: poinçonnement et écrasement rigide-plastique*. Bull. Soc. Géol. Fr., **19**: 437-460, Paris.
- THIEL C., COLTORTI M., TSUKAMOTO S. & FRÉCHEN M. (2010) - *Geochronology for some key sites along the coast of Sardinia (Italy)*. Quat. Int., **30**: 1-12, Oxford.
- THOMAS B. (1986) - *Marges continentales sardes: géologie, géodynamique*. Thèse de doctorat, Univ. Paris, **6**: 1-210, Paris.
- THOMAS B., GENNESSEUX M. & LECCA L. (1988) - *Structuration et morphogenèse de la Sardaigne au Cénozoïque*. C.R. Acad. Sci., **306** (2): 903-910, Paris.
- THORNTHWAITE C.W. (1948) - *An Approach toward a Rational Classification of Climate*. Geogr. Rev., **38** (1): 55-94, New York.
- TILOCCA G. (1984) - *Geologia della Piattaforma Meridionale Sarda dal Golfo di Palmas a Capo Pula*. Univ. Cagliari. Tesi di laurea inedita, Relatore L. Lecca, 1-120, Cagliari.
- TORELLI L., CORNINI S. & MARCHETTI F. (1985) - *Seismic stratigraphy and tectonic-structural setting of sardinia canne (Western Mediterranean)*. In: D.A. GALSON & S. MULLER (Eds.): «Proceedings of second EGT workshop: the southern segment». Venise, 1985, ESF, 241-246, Venezia.
- TRÉMOLIÈRES P., CHERCHI A. & SCHROËDER R. (1984) - *Phénomènes de chevauchements "d'âge pyrénéen" dans le Mésozoïque du Nord-Ouest de la Sardaigne*. C. R. Acad. Sc. Paris, **298**, **18**: 797-800, Paris.
- TRICARI P., TORELLI L., ARGNANI A., REKHISS F. & ZITELLINI N. (1994) - *Extensional collapse related to compressional uplift in the Alpine Chain off northern Tunisia (Central Mediterranean)*. Tectonophysics, **238**: 317-329, Amsterdam.
- ULZEGA A. & HEARTY J.P. (1986) - *Geomorphology, Stratigraphy and Geochronology of Late Quaternary marine deposits in Sardinia*. Z. Geomorph., N.F., Suppl. Bd., **62**: 119-129, Stuttgart.
- ULZEGA A., LEONE F. & ORRÙ P. (1986) - *Geomorphology of submerged Late Quaternary Shorelines on the south Sardinian Continental Shelf*. J. Coastal Res., Columbia Univ., Florida, **1**: 73-82, Fort Lauderdale.
- ULZEGA A. & OZER A. (1982) - *Comptes-Rendus de l'Excursion-Table rond sur le Tyrrhénien de Sardaigne orientale*. INQUA, 110 pp., Cagliari.
- ULZEGA A., OZER A., LEONE F., LECCA L., PECORINI G., SPANO C. & CORDY M.J. (1980) - *Excursion Table-Ronde Tyrrhénien de Sardaigne*. (Livret-guide), INQUA, 21-28 Aprile 1980, 88 pp., Cagliari.
- URGELES R., CAMERLENGHI A., GARCIA-CASTELLANOS D., DE MOL B., GARCÉS M., VERGÉS J., HASLAM I. & HARDMAN M. (2011) - *New constraints on the Messinian sealevel drawdown from 3D seismic data of the Ebro Margin, Western Mediterranean*. Bas. Res., **23** (2): 123-145, Oxford.
- USDA: UNITED STATES DEPARTMENT OF AGRICULTURE (2010) - *Keys to Soil Taxonomy*. Soil Survey Staff, Natural Resources Conservation Service, Eleventh Edition, 338 pp., Washington.
- 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.

- VAIL P.R., TODD R.G. & SANGREE J.B. (1977) - *Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level: Part 5. Chronostratigraphic Significance of Seismic Reflections: Section 2. Application of Seismic Reflection Configuration to Stratigraphic Interpretation*. AAPG, Am. Ass. Petr. Geol. Memoir, **26**: 99-116, Boulder.
- VAN WAGONER J.C., POSAMENTIER H.W., MITCHUM R.M., VAIL P.R., SARG J.F., LOUITT T.S. & HANDBOL J. (1988) - *An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definition*. In: C.K WILGUS, B.S. HASTINGS, C.G.S.C. KENDALL, H.W. POSAMENTIER, C.A. ROSS & J.C. VAN WAGONER (Eds.): «*Sea Level changes: an integrated approach*». Soc. Ec. Paleont. Mineral. (SEPM), Sp. Pubbl., **42**: 39-45, Tulsa.
- VARDABASSO S. (1956) - *Il Quaternario della Sardegna*. Atti IV Congr. Intern. Quat. Roma-Pisa, (1953), **2**: 995-1018, Roma.
- VARDABASSO S. (1962) - *Questioni paleogeografiche relative al Terziario antico della Sardegna*. Mem. Soc. Geol. It., **3**: 655-673, Roma.
- VARDABASSO S. (1963) - *Die ausseralpine taphrogenese im Kaledonisch-variszisch konsolidierten sardischen vorlande*. Sonderdruck aus der Geologischen Rundschau band, **53**: 613-630, Berlin.
- WAELEBROECK C., LABEYRIE L., MICHEL E., DUPLESSY J.C., MCMANUS J.F., LAMBECK K., BALBON E. & LABRACHERIE M. (2002) - *Sea-level and deep water temperature changes derived from benthic foraminifera isotopic records*. Quat. Sc. Rev., **21**: 295-305, Pergamon, Oxford.

PROGETTO

CARG

PROGETTO

CARG

**APPENDIX**

PROGETTO

CARG

## EXTENDED ABSTRACT

### CONTINENTAL AREA

Map Sheet 566 “Pula,” of the Geological Map of Italy (*Carta Geologica d’Italia*), 1:50,000 scale, is a contribution to the *Progetto CARG*, based on a convention (Convention 2004) between the *Servizio Geologico d’Italia* (ex APAT, now ISPRA) and the *Regione Autonoma della Sardegna*. It comprises sections 566 I “La Maddalena”, 566 II “Pula”, at a scale of 1:25,000.

The Map Sheet lies entirely within the province of Cagliari, and includes the municipal territories of Assemini, Capoterra, Sarroch, Pula, Villa San Pietro and Cagliari. The geological mapped units on the 566 “Pula” Map Sheet are:

- a) a metamorphic Paleozoic basement, in which lithostratigraphic successions may be recognized, that have been metamorphosed and deformed during the Hercynian Orogeny;
- b) a Late Hercynian granitic complex, composed of plutons and dykes;
- c) continental Cenozoic volcanics and sedimentary rocks;
- d) Quaternary deposits.

The Paleozoic basement is composed of anchizone-epizone metamorphics of the external Zone (Autochthonous Iglesias-Sulcis Unit). A thermal metamorphism has been imposed, following the regional metamorphism, in relation to the granitic intrusions.

The Autochthonous Iglesias-Sulcis Units is represented in this sheet only by the “*formazione di Pala Manna*” (PMN), the upper part of this unit, which is made of a sedimentary synorogenic foredeep unit (Hercynian Culm - type flysch);

age is likely Early Carboniferous. It is composed of metasandstones, quartzites alternating with metargillites and layered quartzites.

Hercynian deformation phases have been recognized for the Paleozoic autochthonous in Iglesiente-Sulcis, they developed in a low grade metamorphic regime.

In this Map Sheet, a pluton is identified within the Late Paleozoic intrusive complex, named “*unità intrusiva di Villacidro*” (**VLD**), which are whitish to pinkish, varyingly leucocratic bodies.

Characteristics of the plutons are: macroscopically isotropic; emplacement which has intersected the metamorphic basement, and production of varying degrees of thermal aureole metamorphism in the surroundings.

The texture and nature of the outcrops indicates their late intrusive character.

Their exact geochronology is based upon strict correlations with similar intrusives outcropping in other parts of Sardinia (no geochronology was available within the Map Sheet): a Late Carboniferous - Early Permian age is inferred.

The magmatic dykes, mainly hydrothermal quartz (**fq**) dyke systems, intersect both the metamorphic basement and the granitoids. These dykes show a fairly consistent NW-SE to N-S strike, with steep inclinations. They have been mostly assigned to the Permian.

No outcrops of Mesozoic sediments were found within the Pula Map Sheet, likely due to pre-Eocene erosion.

The Early Eocene transgressive deposits have not been identified within this map sheet, although they have been found throughout southern Sardinia.

The Paleogene sediments, identified in red continental deposits of the “*formazione del Cixerri*” (**CIX**), reach thicknesses of several meters, composed of polygenic conglomerates, coarse- and fine-grained sandstones with carbonate cementation, marls and red clays, include burrows.

These clastics have been deposited within an alluvial plain system during the Middle-Late Eocene - ?Oligocene, whose deposition followed an intense phase of erosion triggered by Pyrenean tectonic motion.

The Cenozoic volcanic succession belongs to the Oligocene-Miocene calcalkaline cycle. It is characterized by lavas and pyroclastics which are basic-intermediate and orogenic in character. The intermediate-basic lavas (andesites) are composed of sub-aerial flows, sub-volcanic bodies and dykes (the Sarroch volcanic complex: “*andesiti di Punta Marturedda*”, **EDD**; “*andesiti di Monte Arubiu*”, **MAB**; “*andesiti di Punta Macciaroni*”, **ONI**).

Isotopic dates (K-Ar and Rb-Sr methods) in the Sulcis area, contiguous with this map sheet, show that the volcanism continued over a long time period, from  $28.5 \pm 0.7$  to  $15.5 \pm 0.5$  Ma. This activity is strongly linked to the geodynamic evolution of the western Mediterranean.



A rift system developed between the Golfo di Cagliari and the Golfo dell'Asinara during the Early to Middle Miocene, contemporaneous with rotation of the Sardinian-Corsican Block (in the Burdiglian) and the opening of the Balearic Basin and the central-northern Tyrrhenian. This has been named the "Rift sardo" and sedimentation is primarily marine. No outcrops of early to middle Miocene sediments were found within the Pula map sheet.

The uppermost portions of the succession are in fact characterized by a gradual decrease in inferred bathymetry, which has been linked to a Middle Miocene regression, recognized also in northern Sardinia. Arenaceous-sandy deposits increased during the regression, the succession is represented by the "*arenarie di Pirri*" (ADP). This succession is better exposed and mapped in the Sant'Elia headland.

These deposits have sometimes been deformed by slump structures. A few but important planktonic foraminifera allow the formation to be assigned to the Serravallian.

The carbonate succession of the "*calcari di Cagliari*" (CGI) crops out along the coastline of the city of Cagliari, in the Sant'Elia headland. At the base it is composed of marly limestone ("*Pietra Cantone*", Auct., CGI<sub>a</sub>), overlain by biocalcarenes ("*Tramezzario*", Auct. CGI<sub>b</sub>) and biohermal limestones ("*Pietra Forte*", Auct. CGI<sub>c</sub>). The middle of the sequence ("*Tramezzario*", Auct.) is characterized by angular unconformities, slumps, syndepositional faults, erosional surfaces, and intra-formational breccias. The planktonic foraminifera indicate that this succession belongs to the Tortonian - Lower Messinian age. The lithological, sedimentological and paleontological aspects of these sediments are indicative of some amount of instability within the sedimentary basin, perhaps the instability is concomitant with the regressive episodes of the Messinian.

The Pliocene-Quaternary sediments infilling of the tectonic depression named "*Campidano Graben*" is represented by the "conglomeratic-arenaceous-marly ... complex" ("*formazione di Samassi*"), approximately 500 m in thickness, and shows the importance of both subsidence within the Plio-Quaternary "*Campidano Graben*", and erosion during the Late Pliocene, occurring concomitantly with the deposition and infilling. This formation has not been found inside the Pula Map sheet.

All of Sardinia was affected by a new, major extension phase beginning in the Late Miocene and continuing until the Pliocene-Pleistocene: this tectonic phase is linked to the opening of the north central Tyrrhenian. This opening caused a brief and localized marine ingression in the Early Pliocene. Plio-Pleistocene volcanics, mostly basic in composition, have been related to this extensive tectonic phase. They are found throughout Sardinia, although not within this Map area.

Two Quaternary depositional units have been mapped for this sheet, they are

separated by a major erosional surface which corresponds to intervals of ravinement and terracing.

Morphostratigraphic and pedostratigraphic criteria have been utilized in their identification, assigned according to the UBSU convention (Unconformity Bounded Stratigraphic Units; North American Commission on Stratigraphic Nomenclature), facilitated by the widespread presence of alluvial terrace units situated at various elevations above the river valley bottoms.

Quaternary sediments seen in this Map Sheet are almost exclusively continental facies.

The unit which represents Late Pleistocene deposits is composed of alluvial deposits undergoing pedogenesis or terracing (“*Sintema di Portovesme*” **PVM<sub>2</sub>**), that grade laterally into slope detritus and alluvial fan deposits; secondarily of limited and discontinuous deposits of the marine-littoral “*Panchina Tirreniana*” *Auct.* Facies (**PVM<sub>1</sub>**). The type-location of the *Tirreniano* (“*panchina tirreniana*” *Auct.* **PVM<sub>1</sub>**) is in Calamosca Bay, north of Map Sheet 566 “Pula”.

The units which represents Holocene deposits is well known for its complexity and distinctiveness: these deposits are placed into one large Synthem. This Synthem has been subdivided into sub-units based upon the depositional environment (alluvial deposits: **b**; terraced alluvial deposits: **b<sub>n</sub>**; strandlines (beaches): **g<sub>2</sub>**; lacustrine and palustrine: **e<sub>2</sub>**; eluvium and colluvium: **b<sub>2</sub>**; slope debris: **a**; anthropic deposits: **h**).

## MARINE AREA

The 566 “Pula” Map Sheet of the Geological Map of Italy is located in the inner part of the Cagliari Gulf which is the geographic unit of the underlying southern part of the Oligo-Miocene Sardinia Rift and its Plio-Quaternary reactivation related to the extensional tectonics of the southern Tyrrhenian Basin opening.

The seismo-stratigraphic interpretation has allowed to reconstruct the basin architecture and tectonic features of this sub-regional area. The *Campidano Graben*, in the western inner part of the Cagliari Gulf, is interrupted by a tectonic threshold inside the Oligo-Miocene Sardinia Rift. Toward SE, behind that threshold, an intra-slope basin of the southern Sardinian margin is present, named Cagliari Basin. The *Campidano Graben* and Cagliari Basin, and their depositional systems are outlined and controlled by the two major horst blocks well known in southern Sardinia, Sulcis an Sarrabus, and undersea by Ichnusa and Su Banghittu tectonic blocks of the middle part of continental margin. These two Plio-Quaternary basins (Campidano and Cagliari Basin) belong to the same extensional system, but while the *Campidano Graben* is filled by a continental Plio-Quaternary sequence, in the Cagliari Basin grows an open marine sequence.

The SW-NE cross-section of the southern Sardinia Rift shows a half-graben architecture with a master-fault zone in the NE side, disjointed by upper Miocene-Pliocene high angle normal faults; some low angle normal faults are present.

The large scale depositional features, produced during the Plio-Quaternary, are made up of a continental shelf, a prograding wedge and an intraslope basin.

Sedimentary systems of the shelf and of the slope have been recognized by analyzing numerous data set (littoral, shelf and slope sediments, 3,5 kHz and sparker profiles).

The present continental shelf of the Cagliari Gulf, which constitutes a large part of the 566 "Pula" Map Sheet, is superposed on the tectonic threshold, buried by Plio-Quaternary sediments, and by an unconformity on the Miocene sequence (ADP) in the NE part of the Cagliari Gulf. The age of the shelf with features like the present, may be middle-upper Quaternary in age and the present highstand depositional features of the shelf evolved during the Holocene sea level transgression.

The littoral and inner shelf processes are clearly the continuation of subaerial coastal processes. The Holocene estuarine-delta system shows a transitional environment characterized by estuarine microtidal lagoon, marsh ( $e_1$ ,  $e_5$ ), beach ridge and shoreface.

The wave dominated shoreface ( $g_8$ ) is composed by very coarse - medium sand quartzose-feldspathic with subordinate bioclasts and conglomerates. In the inner part of the Cagliari Gulf the protected shoreface ( $g_6$ ) contains bioclastic muddy sands rich in matter derived from phanerogams. The Holocene littoral sand sheet often lies on deposits related to an antecedent highstand, MIS 5e chiefly ( $PVM_1$ ). These depositional units are observed to be thicker at the on-land boundary of *Campidano Graben*, where sands coming from Cixerri - Flumini Mannu rivers accumulate and along the Quartu Gulf coast eroded in Tertiary marly-arenaceous and volcanoclastic rocks. The 3,5 kHz records indicate an amorphous facies in the shoreface sands, while seaward, around the fair-weather wave base, rare marked reflectors are present.

Beside the major natural processes, human and several natural minor are present and are following briefly mentioned. Sea bottoms and harbour areas are interested by dumps, intense naval traffic, and are modified by shore protections works or other human activities. Around C. S. Elia landslide deposits occur producing blocks, gravels and sands at the base of the cliff ( $g_{15}$ ). The low cliffs or the rocky coast, where the waves erode without landslide events, accumulate sandy gravels and gravelly sands ( $g_{15}$ ). On the upper shoreface, very small deltas, constituted by sandy and gravelly bars are built by floods of torrential rivers.

A broad trough in the SW inner shelf is considered as a pre-Holocene valley of Flumini Mannu - Cixerri paleo-rivers ( $g_{11}$ ,  $g_{19}$ ). It should be noted that another trough is present in the E part of the shelf. The sub-parallel and sub-hori-

zontal reflectors observed in the 3,5 kHz records, show clearly the infilling of the previously incised valley, as an evidence of a fluvial erosion occurred, in the last glacial lowstand, down to -20÷-40 m below the actual sea bottom.

During the Holocene sea level rise, this trough developed from fluvial to estuarine marsh, to estuarine lagoon, to inner shelf environments, with deposition, in the time, of fluvial, muddy and sandy sediments respectively. Reflection free ecographic facies and mud mounds inside the paleo-valley infilling, bear witness to the presence of gas charged sediments.

The seaward prosecution in the middle shelf of this trough has not been recognized yet; the simplest reason could be given by the sandy gravelly sedimentary covers and/or by sea grasses which are characterized by acoustically dissipating behaviour. Note that these troughs, being located landward from the *Posidonia oceanica* (L.) Delile bank and affected by muddy sediments, work like the lower shoreface-transition zone below the fair-weather wave base; during the Late Holocene, the trough works as a kind of separation between the distal shoreface and the *Posidonia oceanica* highly carbonate bank.

*Posidonia oceanica* associated with other marine phanerogams and algae (**g<sub>4</sub>**), colonizes the inner-middle shelf down to depths of -30÷-35 m. This seagrass (Angiospermae, Monocotyledoneae) is a specie of major ecological importance. Indeed the sediments sampled in this part of the shelf show a high percent of carbonate bioclastic components. Moreover the *Posidonia oceanica* meadow traps, stabilizes and binds the skeletal and terrigenous sediments by its roots, rhizomes and leaves. In this way the colonized bands grow and contribute to the aggradation of poorly sorted bioclastic, and mixed sediments, while uncovered areas are subject to tractive currents where ripples and mega ripples develop on mixed terrigenous-bioclastic coarse gravelly sands.

This biocoenosis developed along two bands parallel to the coastline, the first colonizes the lower shoreface (**g<sub>11</sub>**), while the second, separated by the inner-shelf trough, constitutes a main bank (**g<sub>19</sub>**, **g<sub>4</sub>**, **g<sub>12</sub>**) both placed on a previous relief and caused by the *Posidonia oceanica* growth. The spatial features of *Posidonia oceanica* meadow is characterized by *mattes* and *intermatte* channels, “terraced” forms related to storm waves, patches and many other patterns of partial and discontinuous colonization.

In the complete cross-sections the *Posidonia oceanica* bank shows an aggrading growth, slightly prograding (**g<sub>18</sub>**) toward the distal zones giving rise to a carbonate-silicoclastic buildup trending to an on-shelf progradation.

Along the middle shelf, between -35 and -50 m, off the *Posidonia oceanica* bank is a wide sand wave belt where waveheights of 1÷3 m and wavelengths of 70÷200 m are observed (**g<sub>16</sub>**). The sediments are very coarse gravelly sands compound by bioclastic and terrigenous relict components. Locally red algae facies

prevail. Actually the interpretation of the sand waves is inferred only from the superficial forms shown in the 3,5 kHz and Side Scan Sonar profiles, and more detailed data for the internal structure are lacking.

The presence of this bed-form belt witnesses the storm action on the middle shelf and on the fore-slope of the *Posidonia oceanica* bank, while their distal disappearance marks the storm wave base weakening.

Short segments of minor fluvial valleys are related to the hydrographic pattern active during the last glacial lowstand. Their detection is difficult and incomplete because the smallest ones are often buried by littoral sandy sediments and *Posidonia oceanica* related. Other channels, trending southwestwards, are located behind the drowned paleo-shorelines on the NE side of the Cagliari shelf.

Several paleo-shorelines ( $g_{10}$ ) are observed at depths from about -80 m to present coast line. Such structures are related to several sea level below the actual one (about -65÷-45, -30, -25÷-20, -15, -2) and develop parallel to coast and to the present Cagliari shelf break. The more continuous and longer is the deeper one (about 40 km). The attribution of this -65÷-45m paleo-shores to an exact eustatic cycle is still difficult, in fact the analysis of seismic profiles shows that the whole paleo-shore morpho-structure is composed of stacked depositional units related to several low stands.

The latest growth of such paleo-shore complex is related to an eustatic interval preceding the last erosional phase recognizable on the paleo-form itself. At the present time the sequence interpretation is still problematic, but some radiocarbon dating on the well lithified sandstones and conglomerates testifies a pre-Holocene age.

In the middle shelf ( $g_{20}$ ) and its transition to the outer shelf ( $g_{21}$ ), muddy distal fine sands are the dominant facies in two depositional units located below the storm wave base, basinwards to the sand wave belt: the infilling of a shallow paleo-trough and a slightly prograding deposit. Also in this part of the shelf large surfaces of the bottom where the red algae facies prevail are present. The low paleo-trough, placed on the inner side of the drowned shore-lines, was a paleo fluvial valley and lagoon/marsh during the last eustatic lowstand. In particular this trough experienced a ravinement surface with sandy deposits during the early Post Glacial sea level rise.

This slightly prograding deposit lies on the outer side of the drowned paleo-shorelines and constitutes the last depositional unit appearing structurally complete, therefore Holocene in age. The lower part shows gently dipping downlap stratification, probably sandy, witnessing a passage of the sea level in the -80 ÷ -70 m range. In the upper part a more transparent 3,5 kHz facies suggests a more muddy drape related to the late Post Glacial-Holocene sea level rise.

In the central part of the Cagliari shelf, the middle shelf and the outer shelf

join together because of the greater muddy sand thickness and the discontinuities occurring in the drowned paleo-shorelines.

The outer shelf, below a thin sheet of muddy sands, shows a toplap surface-wave cut terrace, on parallel-oblique almost transparent sediments prograding, being the last high energy event, correlated to the last low stand. It is a well defined structure present all along the shelf edge of Cagliari Basin. The more outer drowned barrier complex represents the inner limit of this erosional bench. Under this low stand unconformity, further deeper toplap-erosional buried terraces are observed. These unconformities, and others truncations related to the retrograde erosion of tributary channels, bound at least eight depositional units connected to shelf prograding and paleo-canyon infilling.

On the slope, broadly present in the SE part of the 566 "Pula" Map Sheet, the surface sediment is made by foraminiferal sandy muds, with chlorite, mica illite, calcisilt and rare shelfal bioclasts ( $m_2$ ).

The shelf-basin slope joins the shelf edge, at -100÷-125 m, to the proximal part of the floor of Cagliari Basin, ranging from -500 to -700 m. Because of this deep gap and the moderate sediment supply, the progradation grows very slowly and the progradational seismic reflection pattern is parallel-oblique (3%÷15%). On the NE side of this slope a dip change allows to distinguish an upper slope, a lower slope and a base of slope. The continuous and cyclic stacking of low-stand systems tracts produce the sedimentary accretion and segments of canyons are often buried.

Locally gravity mass flows increase the slope dip giving rise to a by-pass sedimentary behavior. Erosional and mass transport processes, operating along the canyons tributary channels that cut the prograding wedge, convoy the sediments in the deep parts of the basin.

At the present time the shelf-slope prograding wedge is moderately subject to subsidence and/or compaction. This behavior can be inferred from the seismic profiles where the depth of the lowstand toplap-wave cut terraces increases in the time.

Below the wedge, the infilling setting is controlled by a tectonic block made up of a bedded seismic unit that could be related to the Miocene sequence outcropping near to the towns of Cagliari and Quartu.

The shelf edge is faintly prograding, but a retrograding shelf edge, due to the retrograde erosion by tributary channels of canyons and diffuse gravity processes, is observed in the NE side of Cagliari shelf. On the outer side of the Cagliari shelf-slope wedge erosional phenomena produce retrogradation and captures of the canyon heads and the slope becomes a gullied slope.

Usually, channel erosion appears to be active simultaneously to the slope wedge accretion during both low and highstands. However the erosive retrogra-

ation of the channel heads, produced by the shelf-basin bypass currents, acts more mainly during the rise and highstands when sediments in the shelf-basin transition area are starved. On the contrary, during the falling and lowstand events the tributary channel heads could be subjected to partial infilling because of the sediment supply increase, the shelf being much less extensive. After an infilling event the channels could migrate laterally and set up a new network that could migrate basinwards. Several channels buried along the progradational wedge of the Cagliari shelf witness the alternation of these erosional and infilling phases.

Toward the deepest part of the slope wedge the tributary channels connect or evolve into larger canyons. Their sections are “U”-shaped in the proximal sectors, and are characterized by average width of about 1÷2 km and depth of up to 100 m. Very wide forms (up to 3 km), characterized by flanks of some tens of metres, are observed in distal sectors.

The Sarroch Canyon clearly incises the progradational wedge and, at the base of the slope, it shows some channel-in channel erosional structures. In the lower part of the basin the right flank is lacking likely because of slowing down of turbidity currents and its leftward migration. This canyon joins the Carbonara Canyon in distal areas and produces an ill-defined depositional lobe.

The S. Elia - Foxi - Carbonara Canyon shows defined flanks in a well enclosed valley, testifying the continuous activity of tractive currents little related to high-frequency eustatic cycles.

The plastic behaviour of the upper part sedimentary layers of Plio-Quaternary slope sequence (i.e. more or less hydroplastic sandy muds interlayerings showing seismic transparent facies), their progradational parallel-oblique pattern and also their comparative slope dip favoured mass movements. Single events are probably related to the sediment load, increasing water pressure during the rise of sea level or to rare earthquakes. Moreover, single events are triggered by the canyons erosion active in the lower part of the slope. In some seismic-reflection profiles, SW out of this Map Sheet, the typical zones of slumping-related forms can be sometimes recognized, while in some other seismic profiles only the scar and depositional lens at the base of the slope are recognizable.

PROGETTO

CARG



## LEGEND OF GEOLOGICAL MAP

### QUATERNARY DEPOSITS OF THE MARINE AREA

#### **LITTORAL ENVIRONMENT**

##### **Shoreface deposit (g<sub>8</sub>)**

Shoreface sands mainly composed of quartz and feldspar, variously bioclastic; sandbanks in front of the rocky coasts, usually composed of quartz and lithic grains. Locally, gravel and sandy-gravel, modern or relict, are present. The artificial nourishment of the Poetto beach, with sediments dredged in g<sub>16</sub>, produces gravelly and muddy bioclastic sands.

*MIDDLE-UPPER HOLOCENE - PRESENT*

##### **Low energy shoreface deposit, gulf (g<sub>9</sub>)**

Silty sands, rich in materials derived from seagrasses and from shells of molluscs, of the beaches exposed to weak waves in the innermost parts of the Cagliari Gulf.

*MIDDLE-UPPER HOLOCENE - PRESENT*

##### **Base of seacliff deposit (g<sub>15</sub>)**

Sandy gravel and gravelly sands from erosion of low seacliff or rocky coasts. The composition depends on the nature of the cliff, andesitic along coasts on the Sarroch Volcanic Complex, polygenic in front of low cliffs in erosion on Quaternary deposits. Blocks, gravels and sands resulting by gravitational failures along high seacliff, current and recent, sorted and/or colonized by seagrasses and algae. *UPPER HOLOCENE - PRESENT*

##### **Littoral-shelf transition deposit (g<sub>11</sub>)**

Terrigenous and bioclastic mixed sands, irregularly colonized by *Posidonia oceanica* in association with other seagrass and green algae. Towards the trough off the Stagno di Cagliari (Laguna di S. Gilla), in the deepest parts with sparse seagrass and algae, fine and muddy sands bivalves bearing prevail. *MIDDLE-UPPER HOLOCENE - PRESENT*

**SHELF ENVIRONMENT****Inner shelf deposit (g<sub>19</sub>)**

Muds with significant organic component of the deepest part of the trough of the Stagno di Cagliari (Laguna di S. Gilla). Under the modern sub-horizontal sediments, a layered infilling deposited during most of the Holocene is present. Terrigenous and bioclastic mixed sands prevail in the slope that bounds southeastward the trough; here the *Posidonia oceanica* meadow is very irregular, towards the middle shelf becomes better colonized.

*EARLY-MIDDLE HOLOCENE - PRESENT*

**Phanerogams meadow (g<sub>4</sub>)**

Main *Posidonia oceanica* bank. Seabed colonized continuously by *Posidonia oceanica*, in association with other seagrass and green algae; sands derived from the bioclastic production and terrigenous-bioclastic sands for the presence of relict terrigenous components, on which grows the *Posidonia oceanica*. *MIDDLE-UPPER HOLOCENE - PRESENT*

**Bioclastic deposit (g<sub>12</sub>)**

Poorly-sorted bioclastic sands and gravelly sands deposited in furrows in the *Posidonia oceanica* meadow. *UPPER HOLOCENE - PRESENT*

**Shelf deposit (g<sub>18</sub>)**

Sandy gravels and sands bioclastic-rich and terrigenous, faintly prograding, stabilized by low and discontinuous seagrasses and algae, laid on the outer slope of the main *Posidonia oceanica* bank.

*MIDDLE-UPPER HOLOCENE - PRESENT*

**Current reworked deposit (g<sub>16</sub>)**

Sands, gravelly sands bioclastic and terrigenous relict and medium-fine sands and silty sand configured in low sandwaves; the bedforms are irregular in the inner side and regular on the outer side, with strike around NE and wavelengths from about 50-200 to about 200-300 m. The bioclastic component are often made by modern and buried red algae, locally prevailing on the other components. In the outermost side the wavelengths decrease to about 50÷10 m and the sediments become more and more sandy-silt. *MIDDLE-UPPER HOLOCENE - PRESENT*

**Middle shelf deposit (g<sub>20</sub>)**

Outer middle shelf, faintly prograding. Bioclastic and terrigenous sand and silty sand deposited on about planar beds, and their transition to silty sand on planar beds. Discontinuous lenses of red algae rich sediments are present.

*LOWER HOLOCENE - PRESENT*

**Outer shelf deposit (g<sub>21</sub>)**

Medium-fine silty sands, quartz and bioclastic bivalves-bearing, of the outer shelf planar beds, already present in the distal part of the outer middle shelf.

*UPPER PLEISTOCENE - PRESENT*

**Beach rock (g<sub>10</sub>)**

Low elongated reliefs of conglomerates and sandstones deposited along palaeo-shores during the post-glacial - Holocene eustatic sea-level rise and during indistinct previous eustatic phases of the Middle and Upper Pleistocene. *MIDDLE-UPPER PLEISTOCENE? - HOLOCENE?*

## **SLOPE ENVIRONMENT**

### **Continental slope deposit (m<sub>2</sub>)**

Argillaceous and carbonate foraminiferal sandy muds, deposited on the slope between the shelf edge and the Cagliari Basin. The surface sediments are the Holocene layer of a parallel-oblique stratified, prograding, Pliocene and Quaternary sequence resting on the Messinian unconformity. The upper slope, deeply incised by canyons, is affected by gravitational instability.

*PLIO-PEISTOCENE - HOLOCENE*

## **QUATERNARY DEPOSITS OF THE CONTINENTAL AREA**

### **HOLOCENE DEPOSITS**

#### **Anthropic deposits (h)**

Salt and bathtubs of salt settling (**h<sub>2</sub>**), human manufactured products. Mining wastes (**h<sub>1m</sub>**); industrial landfill (**h<sub>1f</sub>**); rubbish dump of inert (**h<sub>1n</sub>**); urban solid wastes (**h<sub>1u</sub>**); fill material and reclaimed areas (**h<sub>1r</sub>**). Thickness from 0,5 up to 1,5 m.

*HOLOCENE - PRESENT*

#### **Active alluvial deposits (b)**

Primarily coarse to very coarse poligenic gravels and lesser sands in lenses (**b<sub>a</sub>**); primarily sands (**b<sub>b</sub>**); primarily silts and clays (**b<sub>c</sub>**). Thickness from 1 up to 3-4 m.

*HOLOCENE - PRESENT*

#### **Lagoons and coastal swamps deposits (e<sub>s</sub>, e<sub>1</sub>)**

Dark gray silts and silty-clays, locally pebbly, darkish carbonaceous muds, often with marine and lagoonal molluscal fragments. *HOLOCENE - PRESENT*

#### **Beaches deposits (g<sub>2</sub>)**

Litoral sands and/or medium to coarse gravels, locally with algal stocks (*Posidonia*) (**g<sub>2a</sub>**). Litoral sands fine to medium, locally coarse gravels, locally with abundant marine molluscal fragments (*Arca noae*, *Cardium (e.) edule*, ...) partially reworked (**g<sub>2b</sub>**). *UPPER HOLOCENE - PRESENT*

#### **Eluvial and colluvial deposits (b<sub>2</sub>)**

Coarse detritus in a fine-grained clays-arenaceous matrix, sometimes less developed soil intercalations, enriched in organic fraction or with continental molluscal fragments. *HOLOCENE*

#### **Debris slope deposits (a)**

Chaotic accumulations of detritus, to angular clasts, sometimes partially cemented, and enriched in a colluvial sandy-silty matrix. *HOLOCENE*

#### **Landslides deposits (a<sub>1</sub>)**

Detrital accumulations related to landslides (*Cala Fighera*, *Marina Piccola*).

*HOLOCENE*

#### **Inactive terraced alluvial deposits (b<sub>n</sub>)**

Primarily poligenic gravels with lesser sands and gravels in lenses and layers, frequently cross stratified. Outcropping thickness up to 4-5 m. *HOLOCENE*

**PLEISTOCENE DEPOSITS****PORTOVESME SYNTHEM (PVM)****Portoscuso Subsynthem (PVM<sub>2</sub>)**

Terraced polygenic, alluvial gravels, lesser sands and gravels with planar cross-stratified figures, slope wash and angular medium-coarse breccias in decimetric layers and lenses (PVM<sub>2a</sub>). Eolian sand deposits, usually well sorted, strongly bioturbated, with calcareous concretions (PVM<sub>2b</sub>). Detrital and reddish colluvial deposits with continental faunas (pulmonate gastropods) (PVM<sub>2c</sub>).

Thickness up to 8-10 m.

**UPPER PLEISTOCENE****Calamosca Subsynthem (PVM<sub>1</sub>)**

Conglomerates, shore gravels and calcareous sandstones, rich in marine molluscs (*Persististrombus latus* Gmelin = *Strombus bubonius* Lamarck, *S. cf. coronatus*, *Conus textudinarius*, *Patella ferruginea*, *Mytilus senegalensis*, *Spondylus gaederopus*, *Astrea rugosa*, *Cantharus viverratus*, *Euthria cornea*, ...) and corals (*Cladocora caespitosa*); sands with bi-directional tidal cross-stratified figures (herringbones), poor in molluscs (*Venus multilamella*). Thickness up to 2 m.

UPPER PLEISTOCENE (stage 5e; "panchina tirreniana", Auct.)

**TERTIARY VOLCANO-SEDIMENTARY SUCCESSIONS****OLIGOCENE-MIOCENE VOLCANO-SEDIMENTARY SUCCESSION****ARENARIE DI PIRRI (ADP)**

Sandstones, marly and silty sandstones, gray and greenish siltstones, yellowish limestones with mollusks (*Pecten revolutus*, *P. aduncus*, *P. benedictus*, *Flabellipecten fraterculus*, *Anomia (A.) ephippium*, *Turritella (T.) tricarinata*, *Conus mercati*), echinoids irregular (*Schizaster* sp., *Spatangus* sp.), algae ("Lithothamnium", "Lithophyllum") and planktonic foraminifera (*O. universa*); whitish sands, lenses of conglomerates with Paleozoic metamorphic clasts, with varying degrees of processing. Outcropping thickness up to 100 m. SERRAVALLIAN

**CALCARI DI CAGLIARI (CGI)**

Massive white limestones, biohermal and bioclastic limestones, sometimes fragmented and partially reworked, rich in encrusting red algae ("Lithothamnium", "Lithophyllum") and molluscs (*Aequipecten macrotis*, *A. submalvinae*, *Gigantopecten latissimus*, *Flabellipecten caralitanus*, *Ostrea edulis lamellosa*, *Lutraria lutraria*, *Glycymeris glycymeris*, *Turritella tricarinata*, *T. Ca-thedralis*), rarely corals. ("Pietra Forte" Auct., Calcari di Bonaria Auct.) (CGI<sub>c</sub>).

Whitish bioclastic calcarenites, sometimes marly, with molluscs (*Mimachamys varia*, *Pecten benedictus*, *Aequipecten opercularis*, *A. submalvinae*, *A. scabriuscula*, *Amusium cristatum*, *Ostrea edulis*, *Pycnodonte* sp.?, etc.), echinoids (*Clypeaster altus*, *Echinolampas hemisphericus*, *Hemiaster (Opissaster) cotteai*, *Schizaster eurinotus*, ..), fishes (*Carcharodon megalodon*), characterized by angular unconformity, sinsedimentary faults, slumps, erosional surfaces and intraformational breccias ("Tramezzario" Auct.) (CGI<sub>b</sub>).

Yellowish sandy and silty marls developing upwards to white-yellowish marly-arenaceous limestones, often bioturbated (Thalassinoides), with molluscs (*Conus mercati*, *Ficus conditus*, *Mimachlamys varia*, *Aequipecten submalvinae*, ...) and echinoids (*Schizaster sp.*). Planctonic Foraminifera (*Globorotalia menardii* zone). (“*Pietra Cantone*” Auct.) (CGI<sub>a</sub>).

Thickness up to 85 m.

*TORTONIAN-MESSINIAN*

## **SARROCH VOLCANIC COMPLEX**

### **DYKE SYSTEM**

Andesitic bodies (oa), hydrothermal quartz (oq) and calcitic (oc) veins and dykes.

### **PUNTA MACCIARONI ANDESITES (ONI)**

Andesitic lavas from dark grey to grey-green-purple in color, displaying a microporphyritic texture, rarely granular, with plagioclase sometimes “patchy zoning”, amphibole-bearing phenocrysts, less pyroxene phenocrysts, in a holocrystalline groundmasse. Local propilitic hydrothermal alteration phenomena. Outcropping thickness up to 200 m.

### **MONTE ARRUBIU ANDESITES (MAB)**

Autobrecciated andesitic lavas from grey to violet in color, displaying a porphyritic texture with plagioclase, amphibole and pyroxene phenocrysts in a microcrystalline groundmass. Intercalations of epiclastic deposits formed by chaotic volcanic conglomerates (MAB). Subvertical dyke dacitic in chemistry (MAB<sub>a</sub>). Widespread propilitic and argillic hydrothermal alteration phenomena. Outcropping thickness up to 50 m.

### **PUNTA MARTUREDDA ANDESITES (EDD)**

Andesitic lavas from grey to black in color, displaying a coarse-grained granular hypidiomorphic texture, rarely porphyritic texture, with plagioclase with crystals are mostly weakly and regularly zoned; two pyroxene-bearing phenocrysts (clino- and ortho-), quartz and opac oxides. Outcropping thickness up to 250 m.

*LATE OLIGOCENE (CHATIAN) - EARLY MIOCENE (AQUITANIAN)*

## **PALEOGENIC SEDIMENTARY SUCCESSION**

### **CIXERRI FORMATION (CIX)**

Quartzitic and quartz-feldspathic greyish sandstones, marls, frequently red siltitic clays and polygenic alluvial conglomerates, rare lacustrine limestones (CIX). *MIDDLE EOCENE-?OLIGOCENE*

## **LATE-PALEOZOIC INTRUSIVE COMPLEX AND DIKE SYSTEM**

### **DYKE SYSTEM**

Hydrothermal quartz bearing bodies (fq). *PERMIAN*

Dykes of intermediate to basic composition: from andesitic to basaltic, undistinguished (fi).

*UPPER CARBONIFEROUS - PERMIAN*

**VILLACIDRO INTRUSIVE UNIT**

Biotite Leucosyenogranite (**VLD**<sub>o</sub>) white-pinkish medium grained from equigranular to poorly inequigranular structure and isotropic texture. Marked porphyritic border facies with microgranular groundmass. Facies Monte Lattias.

*LATE CARBONIFEROUS-PERMIAN*

**GEREMEAS INTRUSIVE UNIT**

Biotite-amphibole granodiorites (**GEA**<sub>o</sub>), coarse grained, inequigranular structure, locally phaneritic-porphyrific for centimetric feldspars, locally with oriented texture. C.I. 20÷30%; very frequent dark microgranular enclaves (amphibole-biotite tonalites) (ø max 40÷50 cm), often elyptoidal and isoriented. Accessory minerals allanite e titanite. Facies Is Mortorius.

*UPPER CARBONIFEROUS-PERMIAN*

**PALEOZOIC METAMORPHIC BASEMENT*****IGLESIENTE-SULCIS EXTERNAL ZONE******POST-SARDINIAN UNCONFORMITY SUCCESSION*****PALA MANNA FORMATION (PMN)**

Metasandstones, metasilites, light and dark layered quartzites.

Outcropping thickness up to 135 m.

*EARLY CARBONIFEROUS*



PROGETTO  
CARG

566 "PULA

