ISPRA

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 500

NUORO EST

Parte a terra a cura di:
E.A. Sarria[1], **A. Funedda**[2], **G. Oggiano**[3], **L. Carmignani**[4], **P. Calzia**[5], **S. Pasci**[5], **E.D. Patta**[5], **V. Sale**[5]
Parte a mare a cura di:
V. Pascucci[6], **S. Andreucci**[2], **S. Cappucci**[7], **L. Sanna**[8]

Hanno collaborato:
Stratigrafia del Mesozoico: †**P. Scandone**[9], **E. Patacca**[9];
Vulcanologia: **R. Cioni**[10], **F. Mundula**[2];
Stratigrafia del Quaternario e Geomorfologia dell'area continentale: **M. Coltorti**[11];
Carsismo: **J. De Waele**[12];
Cave e miniere: **R. Dessì**[13];
Aspetti climatologici: **Q.A. Cossu**[14];
Pedologia: **G.F. Capra**[15], **S. Vacca**[15];
Dissesto e rischio idrogeologico: **E. Sirigu**[16];
Aree naturali protette e geositi: **E. Benedetti**[13].

1) - Regione Autonoma della Sardegna, ARPAS - Dipartimento Nuoro e Ogliastra, Nuoro; 2) - Dipartimento di Scienze Chimiche e Geologiche, Università di Cagliari; 3) - Dipartimento di Scienze della Natura e del Territorio, Università di Sassari; 4) - Centro di Geotecnologie, Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Siena; 5) - Geologo libero professionista per la Regione Autonoma della Sardegna, ARPAS - Dipartimento Geologico, Cagliari; 6) - Dipartimento di Architettura, Design e Urbanistica, Università di Sassari; 7) - ENEA, Agenzia Nazionale per le nuove tecnologie, l'energia e lo sviluppo economico sostenibile, Casaccia (Roma); 8) - CNR, Istituto di Biometeorologia - Sede di Sassari; 9) - Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Pisa; 10) - Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Firenze; 11) - Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Siena; 12) - Dipartimento di Scienze Biologiche, Geologiche e Ambientali, Università di Bologna; 13) - Regione Autonoma della Sardegna, ARPAS - Dipartimento Geologico, Cagliari; 14) - Regione Autonoma della Sardegna, ARPAS - Dipartimento Sassari e Gallura, Sassari; 15) - Dipartimento Scienze della Terra, Università di Sassari, sede di Nuoro; 16) - Regione Autonoma della Sardegna, ARPAS - Direzione Tecnico Scientifica, Cagliari.

Ente realizzatore **Regione Autonoma della Sardegna**

PROGETTO CARG

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. BOTTA**

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 SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA - ISPRA
Revisione scientifica:
D. Berti, R. Bonomo, R. Graciotti, C. Muraro, M.L. Pampaloni, M. Pantaloni, V. Ricci, L. Vita
Parte a mare: **S. D'Angelo, A. Fiorentino**
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)
M.E. Sitzia, A. Lavena, P. Manca, E. Melis, V. Piras
(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*)
O. Pilloni (*Responsabile della Segreteria Tecnica*)

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

PROGETTO CARG

INDICE

I	**- INTRODUZIONE**	Pag. 11
1.	- CARATTERI GENERALI	» 11
2.	- INQUADRAMENTO GEOGRAFICO	» 12
II	**- STUDI PRECEDENTI**	» 21
1.	- BASAMENTO METAMORFICO PALEOZOICO	» 22
2.	- ASSOCIAZIONI PLUTONICHE TARDO-PALEOZOICHE	» 24
3.	- SUCCESSIONE VULCANO-SEDIMENTARIA PERMIANA	» 26
4.	- SUCCESSIONI CARBONATICHE MESOZOICHE	» 26
5.	- SUCCESSIONI CENOZOICHE	» 29
6.	- DEPOSITI QUATERNARI	» 30
7.	- VULCANISMO ALCALINO PLIO-PLEISTOCENICO	» 32
8.	- TETTONICA E GEODINAMICA MESO-CENOZOICA	» 33
9.	- GEOLOGIA MARINA	» 36
10.	- ASPETTI DI GEOMORFOLOGIA E DI GEOLOGIA APPLICATA	» 36
11.	- PROGETTO GEOPPR PER IL FOGLIO 500 “NÙORO EST”	» 39
III	**- INQUADRAMENTO GEOLOGICO**	» 41
1.	- CARATTERI GENERALI	» 41
2.	- PALEOZOICO	» 42
3.	- TARDO-PALEOZOICO	» 44
4.	- PERMIANO	» 49
5.	- MESOZOICO	» 50
6.	- CENOZOICO	» 53
6.1.	- Stratigrafia	» 53
6.2.	- Tettonica	» 56
6.2.1.	- *Tettonica trascorrente terziaria della Sardegna centro-settentrionale*	» 56
6.2.1.1.	- Settore nord-orientale	» 59
6.2.1.2.	- Settore centrale	» 62
6.2.1.3.	- Settore meridionale	» 62
6.2.2.	- *Contesto geodinamico della tettonica trascorrente*	» 63
7.	- QUATERNARIO	» 67
IV	**- STRATIGRAFIA**	» 69
1.	- CARATTERI GENERALI	» 69
2.	- BASAMENTO METAMORFICO PALEOZOICO	» 72

PROGETTO CARG

2.1. - Falde interne - Unità tettonica della Barbagia ..... Pag. 73
2.1.1. - *Filladi grigie del Gennargentu* (**GEN**) ..... » 73
2.1.2. - *Formazione di Monte Santa Vittoria* (**MSV**) ..... » 76
2.1.3. - *Marmi di Arcu Correboi* (**ARR**) ..... » 76
2.2. - Complesso metamorfico di medio grado ..... » 77
2.2.1. - *Filladi di Lula* (**LUL**) ..... » 78
3. - COMPLESSO INTRUSIVO TARDO-PALEOZOICO ..... » 82
3.1. - Unità intrusiva di Monte 'e Senes (**ESE**) ..... » 84
3.1.1. - *Granodioriti tonalitiche. Facies Punta Colòvros* (**ESE$_a$**) ..... » 84
3.2. - Unità intrusiva di Nùoro (**NUO**) ..... » 86
3.2.1. - *Subunità di Monte Cucullìo* (**NUO$_2$**) ..... » 86
3.2.1.1. - Granodioriti. Facies Punta Sant'Onofrio (**NUO$_{2a}$**) ..... » 86
3.3. - Unità intrusiva di Orgòsolo (**ORG**) ..... » 88
3.3.1. - *Gabbri e gabbrodioriti. Facies Monte Nieddu* (**ORG$_a$**) ..... » 88
3.3.2. - *Granodioriti monzogranitiche. Facies Monte Locòe* (**ORG$_b$**) ..... » 89
3.3.3. - *Monzograniti. Facies Fruncu Padùlas* (**ORG$_c$**) ..... » 91
3.3.4. - *Leucomonzograniti. Facies Ponte Gorìnnaru* (**ORG$_d$**) ..... » 91
3.4. - Unità intrusiva di Benetutti (**BTU**) ..... » 92
3.4.1. - *Granodioriti monzogranitiche inequigranulari. Facies Orùne* (**BTU$_a$**) ..... » 92
3.5. - Unità intrusiva di Fonni (**NNI**) ..... » 94
3.5.1. - *Granodioriti monzogranitiche inequigranulari. Facies Pratobello* (**NNI$_a$**) ..... » 94
3.6. - Unità intrusiva di Monte San Basilio (**BLA**) ..... » 95
3.6.1. - *Subunità intrusiva di Monte Isalle* (**BLA$_1$**) ..... » 95
3.6.1.1. - Gabbri. Facies Molimentu (**BLA$_{1a}$**) ..... » 97
3.6.1.2. - Granodioriti a cordierite. Facies Sa Mèndula (**BLA$_{1b}$**) » 97
3.6.1.3. - Monzograniti inequigranulari a cordierite. Facies Monte Su Dòvaru (**BLA$_{1c}$**) ..... » 100
3.6.1.4. - Monzograniti porfirici a cordierite. Facies Punta Biriai (**BLA$_{1d}$**) ..... » 101
3.6.1.5. - Monzograniti a due miche e cordierite. Facies Riu Chindàmu (**BLA$_{1e}$**) ..... » 101
3.6.1.6. - Pegmatiti a cordierite. Facies Punta Lunavèra (**BLA$_{1f}$**) ..... » 102
3.6.2. - *Subunità intrusiva di Cantoniera Lardìne* (**BLA$_2$**) ..... » 102
3.6.2.1. - Granodioriti monzogranitiche a cordierite. Facies Sedda Sa Fèrula (**BLA$_{2a}$**) ..... » 103
3.6.2.2. - Leucomonzograniti porfirici a cordierite. Facies Riu Sa Mela (**BLA$_{2b}$**) ..... » 104

PROGETTO CARG

3.6.3. - *Subunità intrusiva di Oddoène* (**BLA$_3$**) ..... Pag. 105
3.6.3.1. - Leucomonzograniti a cordierite.
Facies Cantoniera Noce Secca (**BLA$_{3a}$**) ..... » 105
3.6.3.2. - Microleucograniti porfirici a cordierite.
Facies Punta Iscacàri (**BLA$_{3b}$**) ..... » 106
3.7. - Unità intrusiva di Monte Ortobene (**OBN**) ..... » 106
3.7.1. - *Subunità intrusiva di Su Redentore* (**OBN$_1$**) ..... » 107
3.7.1.1. - Granodioriti monzogranitiche inequigranulari.
Facies Marrèri (**OBN$_{1a}$**) ..... » 107
3.7.1.2. - Monzograniti inequigranulari.
Facies Caparedda (**OBN$_{1b}$**) ..... » 109
3.7.1.3. - Monzograniti inequigranulari porfirici.
Facies Fàrcana (**OBN$_{1c}$**) ..... » 110
3.7.1.4. - Leucomonzograniti inequigranulari.
Facies Jacu Piu (**OBN$_{1d}$**) ..... » 111
3.7.1.5. - Leucomonzograniti. Facies Ordollài (**OBN$_{1e}$**) ..... » 113
3.7.1.6. - Microleucograniti biotitici.
Facies Cùccuru Nigheddu (**OBN$_{1f}$**) ..... » 115
3.7.2. - *Subunità intrusiva di Irgòli* (**OBN$_3$**) ..... » 115
3.7.2.1. - Monzograniti inequigranulari.
Facies Monte Pranu (**OBN$_{3a}$**) ..... » 115
4. - CORTEO FILONIANO ..... » 116
4.1. - Filoni e ammassi di micrograniti (**mg**) ..... » 116
4.2. - Filoni e ammassi di porfidi granitici (**fp**) ..... » 117
4.3. - Filoni aplopegmatitici (**fa**) ..... » 117
4.4. - Filoni femici (**fb**) ..... » 118
4.5. - Filoni idrotermali a quarzo prevalente (**fq**) ..... » 118
5. - SUCCESSIONE VULCANO-SEDIMENTARIA TARDO-PALEOZOICA ..... » 120
5.1. - Formazione di Rio Su Luda (**LUD**) ..... » 121
5.2. - Rioliti di Castello Pontes (**RCP**) ..... » 123
6. - SUCCESSIONE SEDIMENTARIA MESOZOICA ..... » 124
6.1. - Formazione di Genna Selòle (**GNS**) ..... » 124
6.2. - Formazione di Dorgàli (**DOR**) ..... » 126
6.3. - Formazione di Monte Tulùi (**TUL**) ..... » 128
6.4. - Formazione di Monte Bàrdia (**BRD**) ..... » 130
6.5. - Formazione di Lanaitto (**LAU**) ..... » 136
6.6. - Formazione di Gorròpu (**GPU**) ..... » 138
7. - SUCCESSIONE SEDIMENTARIA CENOZOICA ..... » 140
7.1. - Formazione di Monte Cardìga (**FMC**) ..... » 140

PROGETTO CARG

7.2. - Conglomerati di Cùccuru 'e Flores (**CUR**) ..... Pag. 141
8. - SUCCESSIONE VULCANO-SEDIMENTARIA PLIO-PLEISTOCENICA ..... » 146
8.1. - Formazione di Nuraghe Casteddu (**NCA**) ..... » 146
8.2. - Basalti dei Gollèi (**BGO**) ..... » 148
9. - DEPOSITI QUATERNARI DELL'AREA CONTINENTALE . » 160
9.1. - Depositi Pleistocenici ..... » 161
9.1.1. - *Sintema del Cedrino* (**CDN**) ..... » 161
9.1.1.1. - Subsintema di Cala Luna (**CDN_1**) ..... » 163
9.1.1.1.1. - Ghiaie e sabbie marine ("Panchina tirreniana" *Auct.*) (**CDN_{1a}**) .. » 163
9.1.1.2. - Subsintema di Abba Mèica (**CDN_2**) ..... » 169
9.1.1.2.1. - Ghiaie e sabbie alluvionali (**CDN_{2a}**) ..... » 169
9.1.1.2.2. - Sabbie e arenarie eoliche (**CDN_{2b}**) ..... » 171
9.1.1.2.3. - Detriti di versante tipo *éboulis ordonnées* (**CDN_{2c}**) ..... » 172
9.1.1.2.4. - Depositi di frana (**CDN_{2d}**) ..... » 174
9.2. - Depositi olocenici ..... » 177
9.2.1. - *Depositi alluvionali terrazzati* (**b_n**) ..... » 177
9.2.2. - *Depositi di frana* (**a_1**, **a_{1a}**) ..... » 180
9.2.3. - *Depositi di versante* (**a**) ..... » 185
9.2.4. - *Coltri eluvio-colluviali* (**b_2**) ..... » 186
9.2.5. - *Depositi di spiaggia* (**g_2**) ..... » 186
9.2.6. - *Depositi palustri* (**e_5**) ..... » 186
9.2.7. - *Depositi alluvionali* (**b**) ..... » 187
9.2.8. - *Depositi antropici* (**h_1**) ..... » 189
10. - DEPOSITI QUATERNARI DELL'AREA MARINA ..... » 191
10.1. - Ambiente litorale ..... » 191
10.1.1. - *Deposito di piede di falesia* (**g_{15}**) ..... » 191
10.1.2. - *Deposito di spiaggia sommersa* (**g_8**) ..... » 192
10.1.3. - *Deposito bioclastico* (**g_{12}**) ..... » 192
10.2. - Ambiente di Piattaforma ..... » 194
10.2.1. - *Prateria a fanerogame marine* (**g_4**) ..... » 194
10.2.2. - *Deposito bioclastico* (**g_{12}**) ..... » 195
10.2.3. - *Deposito di piattaforma intermedia* (**g_{20}**) ..... » 195
10.2.4. - *Deposito di piattaforma esterna* (**g_{21}**) ..... » 196
10.3. - Ambiente di scarpata ..... » 196
10.3.1. - *Deposito di scarpata* (**m_2**) ..... » 196
10.4. - Substrato sommerso ..... » 196
10.4.1. - *Affioramenti rocciosi sommersi* (**BGO**, **BRD**, **sri**) ..... » 196

V - TETTONICA ..... » 199

PROGETTO CARG

1. - TETTONICA VARISICA ..... Pag. 199
1.1. - Strutture D1 e D2 ..... » 200
1.2. - Strutture D3 ..... » 201
2. - TETTONICA DEL COMPLESSO INTRUSIVO TARDO-PALEOZOICO ..... » 201
3. - TETTONICA TRASCORRENTE TERZIARIA ..... » 203
3.1. - Strutture ..... » 203
3.1.1. - *Sistemi di faglie* ..... » 206
3.1.1.1. - Faglie transtensive a basso angolo ..... » 206
3.1.1.2. - Faglie transpressive sinistre orientate NE-SW ..... » 208
3.1.1.3. - Faglie trascorrenti destre orientate E-W ..... » 214
3.1.1.4. - Sistema di faglie NNE-SSW ..... » 216
3.1.1.5. - Faglie dirette orientate NW-SE ..... » 217
3.1.2. - *Pieghe connesse alle strutture trascorrenti NE-SW* ..... » 217
3.1.2.1. - Pieghe legate alla trascorrenza ..... » 218
3.1.2.2. - Strutture di P.ta Cusidòre e M. Tuttavista ..... » 219
3.1.3. - *Sintesi evolutiva della tettonica terziaria nel Foglio* ..... » 225
3.2. - Depositi sintettonici ..... » 227
3.3. - Età della tettonica trascorrente ..... » 228

VI - GEOLOGIA MARINA ..... » 231
1. - INQUADRAMENTO GEOLOGICO-STRUTTURALE ..... » 231
1.1. - Margine Continentale Sardo ..... » 232
2. - PIATTAFORMA CONTINENTALE E SCARPATA ..... » 236
2.1. - Distribuzione dei depositi di piattaforma ..... » 237
2.2. - Canyon di Gonòne-Orosèi ..... » 239
3. - ACQUISIZIONE DATI PER LE AREE MARINE ..... » 241

VII - CENNI DI GEOMORFOLOGIA ..... » 243
1. - GEOMORFOLOGIA DELL'AREA CONTINENTALE ..... » 243
1.1. - Versante calcareo costiero ..... » 244
1.2. - Altopiano calcareo del Supramonte di Olièna ..... » 247
1.3. - Depressione del Riu Flumineddu ..... » 247
1.4. - Altopiano modellato sui terreni del basamento ..... » 247
1.5. - Centri eruttivi, plateau e morfologie laviche ..... » 249
1.6. - Pianure alluvionali e depositi terrazzati adiacenti ..... » 250
2. - GEOMORFOLOGIA DELL'AREA MARINA ..... » 252
3. - CARSISMO ..... » 253
3.1. - Carsismo superficiale ..... » 255
3.2. - Grotte ..... » 259

PROGETTO CARG

3.3. - Depositi di origine chimica e fisica ..... Pag. 262
3.4. - Speleogenesi ..... » 264
3.5. - Carsismo nell'area marino-costiera ..... » 267
3.5.1. - *Golfo di Orosei* ..... » 267
3.5.2. - *Risorgiva di Cala Luna* ..... » 268

VIII - GEOLOGIA APPLICATA ..... » 271
1. - ATTIVITÀ ESTRATTIVE ..... » 271
2. - CENNI DI CLIMATOLOGIA ..... » 277
3. - IDROGEOLOGIA ..... » 280
3.1. - Idrografia ..... » 280
3.2. - Unità idrogeologiche ..... » 282
3.2.1. - *Unità idrogeologica a permeabilità bassa* ..... » 283
3.2.1.1. - Complesso idrogeologico metamorfico paleozoico ..... » 283
3.2.1.2. - Complesso idrogeologico basaltico pleistocenico ..... » 283
3.2.2. - *Unità idrogeologica a permeabilità medio-bassa* ..... » 284
3.2.2.1. - Complesso idrogeologico granitoide tardo-paleozoico ..... » 284
3.2.3. - *Unità idrogeologica a permeabilità medio-alta* ..... » 285
3.2.3.1. - Complesso idrogeologico carbonatico mesozoico ..... » 285
3.2.4. - *Unità idrogeologica a permeabilità alta* ..... » 286
3.2.4.1. - Complesso idrogeologico alluvionale quaternario ..... » 286
3.3. - Dighe ..... » 287
3.3.1. - *Diga di Pedra 'e Othòni* ..... » 287
3.3.2. - *Diga di Cumbidanovu* ..... » 289
3.4. - Geotermia e idrotermalismo ..... » 291
4. - PEDOLOGIA ..... » 292
4.1. - Basamento metamorfico paleozoico ..... » 292
4.2. - Granitoidi ..... » 293
4.3. - Successione vulcano-sedimentaria tardo-paleozoica ..... » 294
4.4. - Successioni sedimentarie prevalentemente carbonatiche ..... » 296
4.5. - Successione vulcano-sedimentaria plio-pleistocenica ..... » 299
4.6. - Depositi Quaternari ..... » 301
5. - DISSESTI ..... » 303
5.1. - Dissesti di versante ..... » 304
5.2. - Rischio di frana ..... » 305
5.3. - Dissesti idraulici ..... » 307
5.4. - Rischio Idraulico ..... » 316
6. - AREE NATURALI PROTETTE ..... » 318
6.1. - Monumenti Naturali ..... » 318

PROGETTO CARG

6.1.1. - *Colata basaltica sui graniti, Gollèi (Dorgàli-Olièna)*..... Pag. 318
6.1.2. - *Su Suercòne (Orgosolo)*..... » 318
6.1.3. - *Sorgente Su Gologòne (Olièna)*..... » 319
6.1.4. - *Grotte litoranee di Baunèi-Dorgàli*..... » 320
6.2. - Parco Nazionale del Golfo di Orosèi e del Gennargentu..... » 320
6.3. - Rete Ecologica Natura 2000..... » 323
6.3.1. - *Supramonte di Olièna, Orgòsolo e Urzulèi - Su Sercòne*..... » 323
6.3.2. - *Golfo di Orosèi*..... » 324
6.3.3. - *Monte Ortobene*..... » 326

BIBLIOGRAFIA..... » 327

EXTENDED ABSTRACT..... » 359

LEGEND OF GEOLOGICAL MAP..... » 375

PROGETTO CARG

PROGETTO
CARG

I - INTRODUZIONE

1. - CARATTERI GENERALI

Il Foglio 500 "Nùoro Est" della Carta Geologica d'Italia in scala 1:50.000 è stato realizzato nell'ambito del Progetto CARG (Legge 226/99 e cofinanziamento regionale per la parte a terra; finanziamento 2004 APAT- ISPRA e cofinanziamento regionale per la parte a mare) mediante convenzioni tra il Servizio Geologico d'Italia - ISPRA e la Regione Autonoma della Sardegna - Assessorato dell'Industria.

Il coordinamento scientifico del Foglio è stato espletato da G. Oggiano (Univ. Sassari) e L. Carmignani (Univ. Siena) per la parte a terra, V. Pascucci (Univ. Sassari) per la parte a mare; la Direzione del Rilevamento da A. Funedda (Univ. Cagliari) ed E.A. Sarria (ARPAS ex-Progemisa) per le aree emerse; V. Pascucci (Univ. Sassari) per le aree sommerse. Completano il gruppo di lavoro i rilevatori P. Calzia, M. Murtas, S. Pasci, E.D. Patta, V. Sale, V. Uras per le aree a terra, S. Andreucci, S. Cappucci , L. Sanna per le aree a mare, insieme a collaboratori specialisti provenienti da varie sedi accademiche.

Il riconoscimento in questo settore di un articolato insieme di intrusioni tardoerciniche multiple e polifasiche (Ghezzo & Orsini, 1982; Progemisa S.p.A., 1990a; Elter *et alii*, 1992) e di una complessa strutturazione terziaria (Alvarez & Cocozza, 1974; Carmignani *et alii*, 1991) ha imposto una completa revisione della precedente cartografia geologica dello Stato, riassunta nei fogli geologici in scala 1:100.000 realizzati negli anni '50-'60 del XX secolo dal Servizio Geologico d'Italia, Fogli: 194 "Ozieri" (Carapezza *et alii*, 1972a; 1972b), 195 "Orosèi" (Calvino *et alii*, 1967; 1972), 207 "Nuoro" (Cavinato *et alii*, 1976), 208 "Dorgàli" (Amadesi *et alii*, 1967).

PROGETTO CARG

I nuovi rilevamenti sono eseguiti in scala 1:10.000, utilizzando come base topografica la Carta Tecnica Regionale della Sardegna, e riportati sulla cartografia IGMI in scala 1:25.000 (serie 25), che nel Foglio comprende le sezioni 500 I "Galtellì", 500 II "Dorgàli", 500 III "Oliena", 500 IV "Nùoro Est".

Il lavoro di campagna nell'area terrestre si è svolto tra dicembre 2004 e febbraio 2008, con revisioni e integrazioni tra novembre 2009 e aprile 2012. Per l'area marina si sono utilizzati dati di campagne di ricerca realizzate negli anni '90, integrate da rilevamenti a mare effettuati tra gennaio 2005 e dicembre 2006. Analisi, elaborazioni e sintesi dei dati sono stati completati nel 2012; allestimento per la stampa e banca dati sono stati approvati nel 2017.

La definizione delle unità cartografate si è basata essenzialmente sul criterio litostratigrafico. I diversi insiemi litologici sono stati distinti in unità litostratigrafiche fondamentali o formazioni, a loro volta suddivise, quando necessario, in unità di rango inferiore, membri e/o litofacies.

Le formazioni del basamento metamorfico sono state raggruppate in Unità tettoniche, come in uso nella cartografia geologica delle catene a falde. I granitoidi, analogamente agli altri fogli del Progetto CARG in Sardegna, sono stati raggruppati in unità intrusive e, talora, in ulteriori distinzioni di rango inferiore (sub-unità intrusive e facies intrusive).

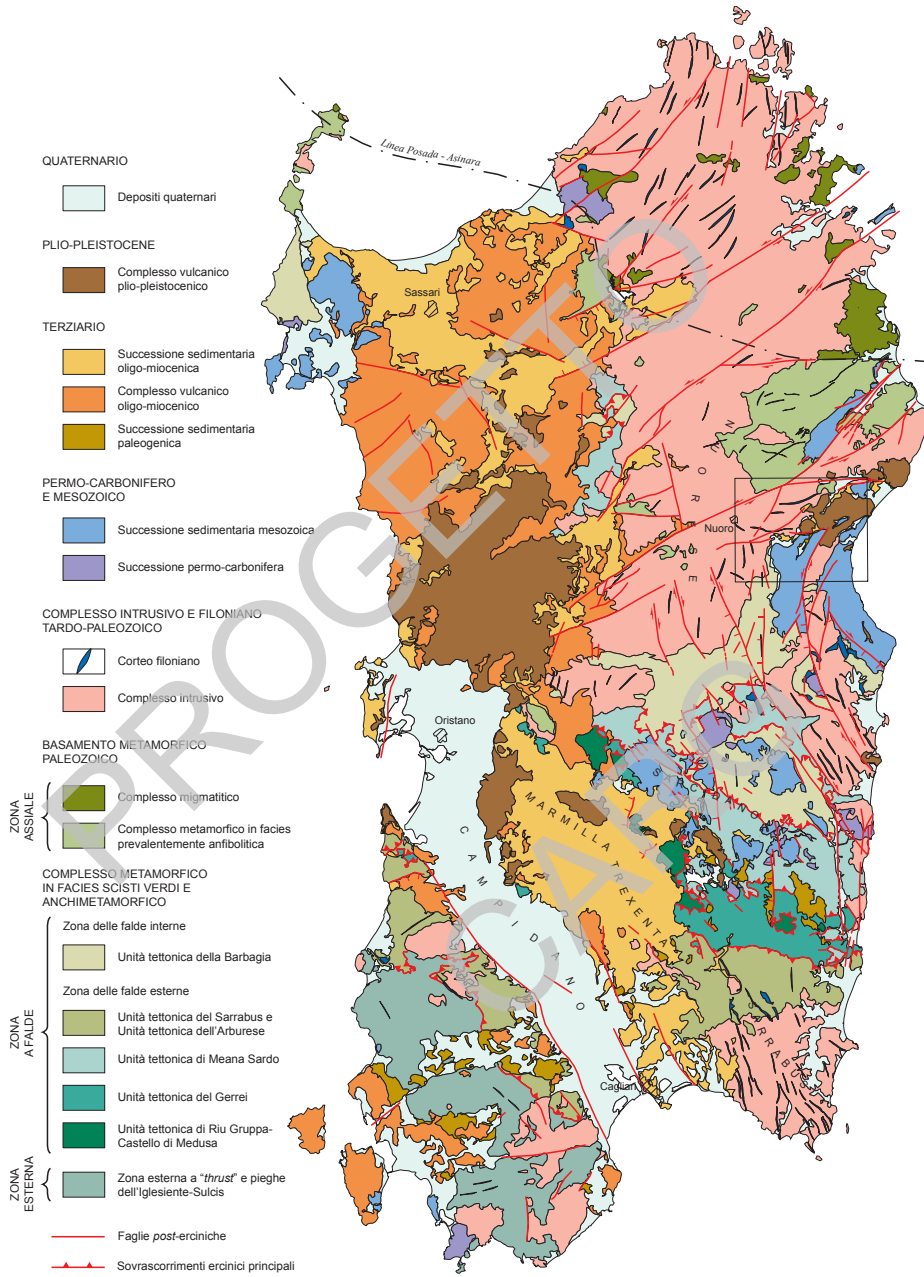
Durante il rilevamento è stata eseguita una estesa campionatura (n° 285 campioni) integrata con analisi petrografiche, chimiche, sedimentologiche, paleontologiche, e n° 4 datazioni radiometriche. I risultati sono stati archiviati mediante il *software* ASC del Servizio Geologico d'Italia.

La scala geocronologica di riferimento utilizzata è l'*International Stratigraphic Chart* dello *IUGS-ICS* con recenti integrazioni relative al Quaternario (Ogg, 2009; I.C.S., 2013; Cohen *et alii*, 2015). Sono state prese in considerazione anche la scala geocronologica pubblicata sul n°1, serie III, dei Quaderni del Servizio Geologico d'Italia, la *Global Stratigraphic Chart* dell'*IUGS*, la *Geologic Time Scale* di Harland *et alii* (1982; 1990) e la *Echelle numérique des temps géologiques* di Odin & Odin (1990) adottata dalla Società Geologica Francese.

2. - INQUADRAMENTO GEOGRAFICO

Il Foglio 500 "Nùoro Est" è ubicato nella Sardegna centro-orientale (tav.1), ed include un breve tratto di costa tirrenica. Ricade in gran parte nella provincia di Nùoro e parzialmente in quella dell'Ogliastra; comprende il capoluogo provinciale Nùoro ed altri quattro capoluoghi comunali: Dorgàli, Galtellì, Olièna, Orgòsolo, oltre a territori dei comuni di Irgòli, Lòculi, Lula, Onifài, Orosèi, Orùne, Baunèi, Urzulèi (gli ultimi due appartenenti alla provincia dell'Ogliastra).

PROGETTO CARG



PROGETTO CARG

Tav. 1 - *Schema geologico-strutturale della Sardegna (da* PROGEMISA S.P.A., *2009, modificato). Il rettangolo indica l'ubicazione del Foglio 500 "Nùoro Est".*

Le principali vie di comunicazione sono la SS.131 d.c. “Abbasanta-Olbia”, la SS.125 “Orientale Sarda”, la SS.129 “Centrale Sarda” e numerose strade provinciali che collegano i principali centri abitati. Frequenti sono le strade secondarie, spesso a fondo naturale, alcune delle quali attraversano le zone montuose interne. Ciononostante le aree del “Supramonte” calcareo, circa un terzo del Foglio, sono accessibili quasi esclusivamente con sentieri.

Il Foglio interessa una superficie complessiva di 630 kmq, di cui circa 595 kmq di terre emerse che costituiscono l’entroterra del Golfo di Orosèi e, sul bordo sud-orientale, circa 35 kmq di aree marine che includono una modesta porzione del suddetto Golfo.

L’area a terra è costituita principalmente da granitoidi tardo-varisici (32%, 204 kmq) che affiorano nella parte occidentale (M. Ortobene, 955 m), da coperture calcareo-dolomitiche mesozoiche (20%, 118 kmq) nell’area del “Supramonte” (fig.1: settore centro-meridionale, M. Corràsi, 1463 m; P.ta Solitta, 1206 m; M. Tulùi, 917 m), e da basalti plio-pleistocenici (15%, 87 kmq) nel settore nord-orientale dove costituiscono il distretto vulcanico di Dorgàli (P.ta Argiadores, 384 m; M. S. Elena, 514 m), (tav.2).

Metamorfiti del basamento paleozoico affiorano solo negli estremi N (P.ta Sa Rosale, 509 m) e S del Foglio (M. Osposìdda, 919 m). Estese coltri detritiche pleistoceniche-oloceniche occupano le zone pedemontane e le principali aste fluviali nelle piane del Fiume Cedrino e del Rio Marrèri-Isàlle-Sòlogo.

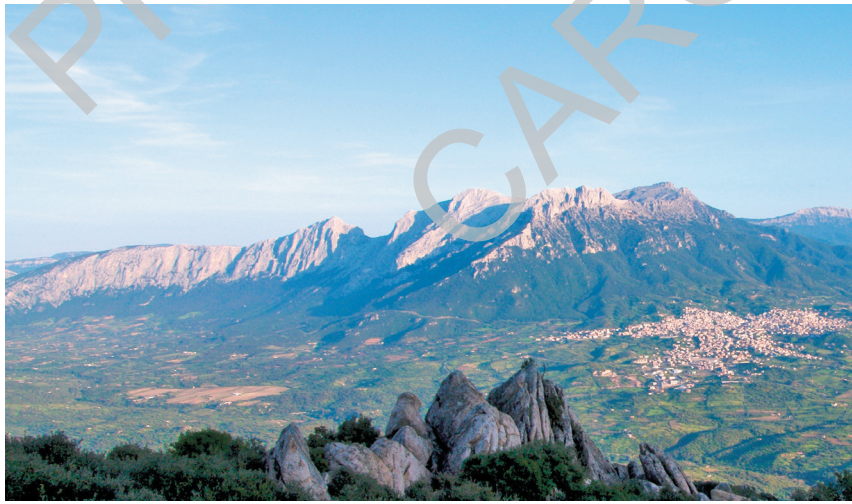
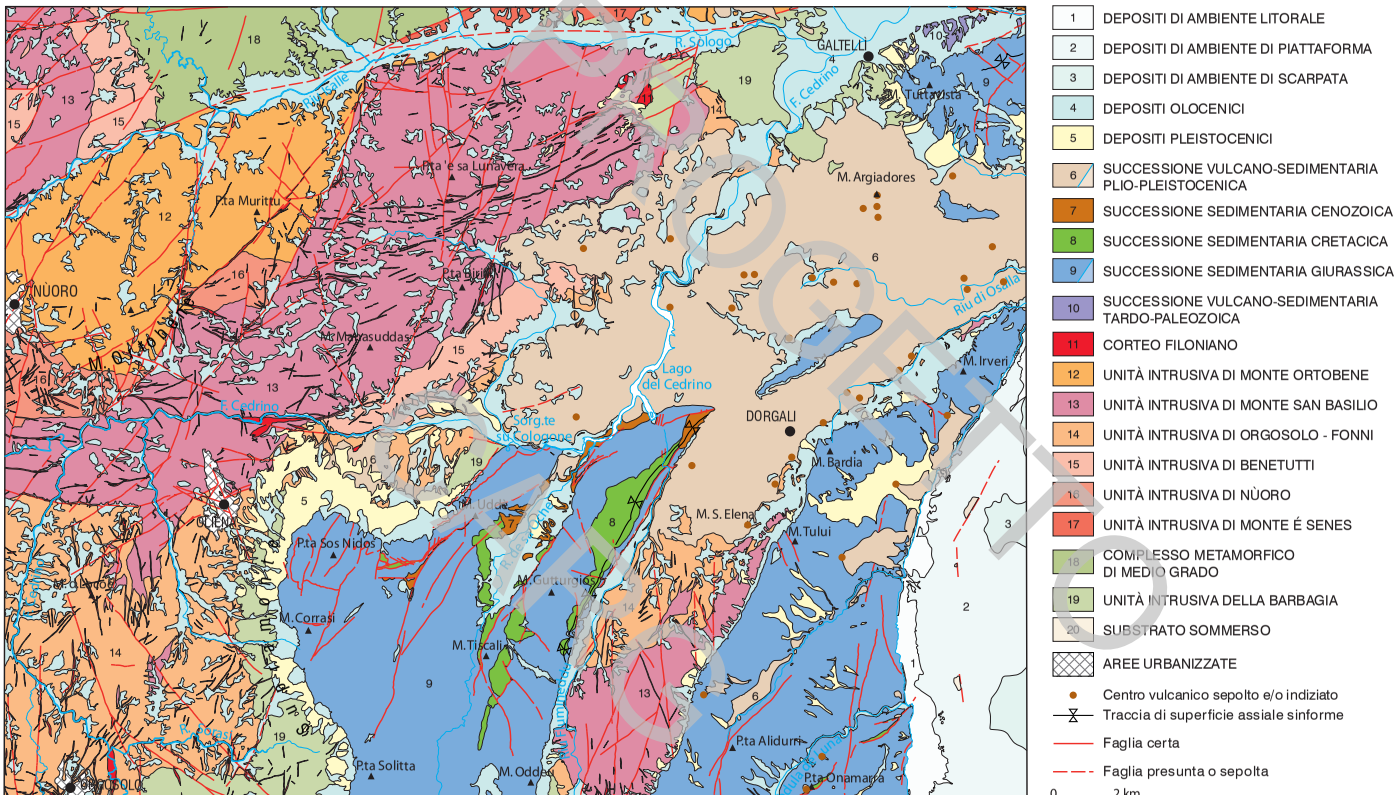


Fig. 1 - *Panorama della vallata del Fiume Cedrino tra Olièna e Su Gologòne e del Supramonte di Olièna-Orgòsolo (vista dalla cima del M. Ortobene).*

PROGETTO CARG



Tav. 2 - *Schema stratigrafico-strutturale del Foglio 500 "Nùoro Est".*

Nel basamento cristallino è da segnalare la complessa strutturazione dei granitoidi tardo-varisici, parte dei quali hanno un marcato carattere peralluminoso. Le coperture mesozoiche, assieme al basamento paleozoico sottostante, sono interessate da un importante sistema di faglie trascorrenti che recentemente è stato messo in relazione con l'evoluzione tettonica collisionale della "Corsica alpina".

Nei suoi tratti generali la parte a terra del Foglio mostra una prevalente morfologia montuosa nelle parti nord-occidentali, orientali e meridionali, in corrispondenza di affioramenti di granitoidi paleozoici (Altopiano di Orùne, Massiccio del M. Ortobene, fig.2) e di carbonati mesozoici (regione del "Supramonte", dove si trova il M. Corràsi, 1463 m, massima elevazione); il paesaggio è aspro, le valli sono profonde, spesso tortuose ed incise.

PROGETTO CARG



Fig. 2 - *Panoramica del M. Ortobene, versante occidentale; in primo piano la periferia meridionale della città di Nùoro.*

Spostandosi verso il centro si passa rapidamente ad un sistema collinare medio-basso fino alle morfologie sub-pianeggianti della valle del Fiume Cedrino. Nell'angolo NE il M. Tuttavista (806 m s.l.m.) (fig.3) si eleva dalla Piana del Cedrino sovrastando gli altopiani basaltici (noti col toponimo locale di "gollèi") posti tra Galtellì e Dorgàli e a N di Orosèi.



Fig. 3 - *Versante settentrionale del M. Tuttavista. Sullo sfondo a sinistra M. Irveri, a destra il versante NE di M. Corrasi.*

PROGETTO CARG

La zona prospiciente il mare è costituita da aspri rilievi asimmetrici formanti piccole dorsali disposte NNE-SSW, immergenti verso SSE, che culminano con il M. Tulùi (917 m). Lungo le coste rocciose, spesso a strapiombo, si aprono piccole cale sabbiose allo sbocco delle "còdule", toponimo locale che identifica le valli profonde che incidono i massicci carbonatici nel Supramonte.

Nelle aree dove predominano i litotipi granitoidi sono frequenti macroforme tipiche quali *inselberg* o strutture a cupola, *tor*, picchi, e microforme ricorrenti come tafoni, nidi d'ape, vacuoli e cavità di varia dimensione.

Il "Supramonte" calcareo (fig.4) rappresenta uno dei paesaggi più caratteristici della Sardegna, sede di importanti geotopi; tra questi si ricordano la vallata di Lanaitto con le Grotte de su Bentu e de sa Oche, le doline di Tìscali, di Su Sercòne e di Campu Donanìgoro e, lungo la costa, la Grotta del Bue Marino, Cala Luna e Cala Sisìne, per ricordare le località più note.

Questi territori sono compresi entro il perimetro del Parco Nazionale del Gennargentu, istituito mediante Intesa Stato-Regione del 28/12/1995 e successivo DPR del 30/3/1998, ed attualmente in attesa di definizione amministrativa.



Fig. 4 - *Panoramica del Supramonte di Olièna-Dorgàli. In primo piano la Gola di Gorròpu; sullo sfondo, a sinistra, P.ta Cusidòre.*

PROGETTO CARG

L'area marina è fortemente caratterizzata dalla porzione prossimale del *Canyon* di Gonòne-Orosèi, importante morfostruttura regionale che taglia il margine continentale orientale sardo per circa 20 km, incidendo la piattaforma continentale a partire dalla profondità di circa -50 m; nel Foglio Nùoro Est è compresa la testata del ramo meridionale, denominato *Canyon* di Gonòne.

La piattaforma continentale antistante presenta un'estensione estremamente limitata (3-4 km) ed è profondamente incisa da *canyon* attivi. Il suo bordo, ben evidente, presenta una netta rottura di pendio con aree in progradazione molto limitate, dove lo spessore massimo dei sedimenti non supera i 20-30 m. In quest'areale è invece ben evidente la tendenza all'arretramento della testata del *canyon*, che in alcuni casi porta in affioramento il substrato roccioso.

Il clima di questo territorio è tipicamente mediterraneo, con estati asciutte e calde, e con periodi di massima piovosità in autunno inoltrato ed in primavera, nelle zone montuose interne anche in estate. Il corso d'acqua più importante è il Fiume Cedrino che attraversa l'intero Foglio andando a sfociare in mare nell'adiacente Foglio 501 "Orosèi".

Al pari del resto dell'Isola, anche quest'area soffre di una perenne carenza idrica, nonostante la presenza del grande bacino idrogeologico dei carbonati mesozoici del "Supramonte", attualmente sotto-sfruttato rispetto alle potenzialità finora accertate. Degna di rilievo è la sorgente carsica di Su Gologòne con la sua portata media di 500 lt/sec.

Al fine di regimare le piene, spesso particolarmente dannose, il corso del Cedrino è contrassegnato da briglie e traverse ed è interrotto a valle della sorgente di Su Gologòne dalla diga di Pedra 'e Othòni, che genera il lago artificiale omonimo. Un'altra diga è in costruzione lungo il Cedrino in località Cumbidanòvu, immediatamente a N dell'abitato di Orgòsolo.

La vegetazione presenta una discreta variabilità (fig.5). Le zone altimetricamente elevate sono spesso molto vegetate, con specie arboree boschive d'alto fusto (rovere e leccio) e macchia arbustiva mediterranea. Le zone a quote inferiori sono a macchia mediterranea, spesso degradata per impoverimento progressivo dovuto ad errate utilizzazioni boschive.

PROGETTO CARG



Fig. 5 - *Supramonte di Orgòsolo, versante occidentale, da P.ta Solitta verso M. Corràsi.*

Nel Supramonte di Orgòsolo si rinviene una foresta d'alto fusto, pluriseco-lare, a leccio, tasso, ginepro, agrifoglio e fillirea cui si associano numerose specie arbustive ed arboree spesso endemiche. Lungo i torrenti e vicino alle sorgenti si incontra la tipica vegetazione riparia a prevalenza di ontano nero e salice, oltre a tasso, agrifoglio e acero minore. Estese zone a copertura boschiva (principalmente leccio) interessano anche l'areale del M. Ortobène - M. Isalle, a ENE di Nùoro.

L'intensa attività antropica, prevalentemente di tipo agro-pastorale, la deforestazione e gli incendi hanno innescato in questo territorio, in particolare nell'area del "Supramonte", fenomeni di erosione della copertura pedologica e dissesti idrogeologici che ne alterano in maniera sensibile il delicato equilibrio. Per questo motivo già da diversi anni vaste aree dei territori comunali sono soggette ad estese opere di rimboschimento, realizzate a base di conifere (*Cedrus atlantica*, *Pinus pinaster* e *P. nigra*) o in consociazione con leccio, roverella e altre latifoglie.

Il Foglio è sede di importanti e diffuse attività agro-zootecniche e comprende un capoluogo di provincia (Nùoro), la maggiore concentrazione urbana della Sardegna centrale. La zona costiera è molto urbanizzata solo presso la località balneare di Cala Gonòne, ma nell'insieme ha conservato le sue caratteristiche naturali, con siti costieri di grande interesse naturalistico, quali Cala Luna, Cala Sisìne, Cala Cartòe (quest'ultimo immediatamente a N).

Nell'area del M. Tuttavista (806 m) si concentra l'attività estrattiva sui calcari del Mesozoico utilizzati come pietre ornamentali (tipo commerciale "Marmo Biancone Tirreno"). Più dispersa e meno significativa è la coltivazione dei basalti pliocenici-pleistocenici, destinata essenzialmente alla produzione di inerti per conglomerati bituminosi.

PROGETTO CARG

II - STUDI PRECEDENTI

Il Foglio 500 "Nùoro Est" ed i territori circostanti sono areali classici di studio per alcuni temi della geologia della Sardegna, precisamente:

- basamento metamorfico paleozoico e successioni permiane;
- associazioni plutoniche tardo-paleozoiche, in particolare le peralluminose;
- successioni carbonatiche giurassico-cretaciche della Sardegna orientale;
- successioni da marine a continentali terziarie e quaternarie;
- vulcanismo alcalino plio-pleistocenico;
- tettonica e geodinamica cenozoica.

I primi studi geologici nell'area furono eseguiti dal generale e scienziato Alberto De La Marmora (1857; 1860) e riportati nel suo storico "*Voyage en Sardaigne*", realizzato a più riprese tra il 1819 ed il 1857, nel quadro di un lavoro più ampio teso alla descrizione degli aspetti scientifici, storici e sociali dell'Isola. Il primo studio sul materiale paleontologico da lui raccolto fu condotto da Meneghini (1857). Alla fine '800 - inizio '900 risalgono altri contributi alla stratigrafia della Sardegna orientale, in parte validi ancora oggi, dovuti a Lovisato (1896), Deninger (1905; 1907), Artini (1922), Teichmüller (1931).

La relativa scarsità nella produzione scientifica fino a questo periodo, soprattutto se paragonata a quella che contemporaneamente veniva realizzata in altre aree della Sardegna (Sulcis-Iglesiente, Sàrrabus), va addebitata alla mancanza di un analogo interesse minerario e, non secondariamente, alle notevoli difficoltà logistiche che comportava il rilevamento su aree, a quel tempo, poco raggiungibili e ancora meno sicure e praticabili.

PROGETTO CARG

Iniziative di ricerca e relative pubblicazioni, specialmente per le coperture permiane, mesozoiche e cenozoiche, diventano frequenti soltanto nella seconda metà del XX secolo. I lavori scientifici pubblicati a partire da tale periodo, talora utili anche ai fini cartografici, sono veramente notevoli per numero e qualità.

In questo capitolo si citano solo alcuni degli studi più rilevanti selezionati tra quelli più antichi e/o "datati", mentre nel seguito delle Note verranno segnalati i lavori più significativi tra quelli recenti. Per un completo elenco dei vecchi lavori si rimanda sia alle raccolte di Taricco & Sotgia (1922), Maxia (1941), Segre (1964), Nicosia (1968) e Barca *et alii* (1984), che costituiscono un esteso elenco bibliografico dei prodotti scientifici relativi all'intera Isola, sia ad altri lavori che descrivono la geologia di ampi settori dell'Isola ma contengono anche riferimenti scientifici alle aree del Foglio e limitrofe (Cocozza *et alii*, 1974; Carmignani *et alii*, 1982a; 1986a; 2001a; Cherchi, 1985a; 1985b).

1. - BASAMENTO METAMORFICO PALEOZOICO

Un rapido esame dell'evoluzione delle moderne concezioni sulla struttura del basamento della Sardegna centro-orientale può iniziare dai lavori di Calvino (1972). Cocozza *et alii* (1974) e Minzoni (1975), che raccolsero e sintetizzarono i dati cartografici e biostratigrafici esistenti evidenziando i principali problemi da risolvere, e Di Simplicio *et alii* (1974; 1975), che confermarono l'età varisica dei granitoidi e del metamorfismo regionale. Intorno al 1975 era dunque stabilito che la strutturazione fondamentale del basamento sardo era riferibile al ciclo varisico e, grazie a più di un secolo di pazienti ricerche paleontologiche, erano note anche le "grandi linee" della successione paleozoica.

Partendo da questi dati, due gruppi di ricercatori (Carmignani & Pertusati, 1977; Naud & Tempier, 1977), lavorando indipendentemente, documentarono nella Sardegna centro-orientale una tettonica polifasica varisica associata a importanti raccorciamenti con pieghe coricate chilometriche e raddoppi tettonici di importanza regionale. Fino ad allora la presenza di falde nel segmento sardo della catena varisica era stata documentata solo in una limitata area della Sardegna centrale (Bosellini & Ogniben, 1968). Lavori successivi (Carmignani *et alii*, 1978, 1982b; Naud, 1979a; 1979b; 1981; Dessau *et alii*, 1982) dimostrarono che tutta la Sardegna centro-orientale è costituita da una pila di falde di ricoprimento, con senso di trasporto verso SW e W.

Negli anni '70 venne definita anche l'età varisica della strutturazione del basamento metamorfico e del complesso granitoide (Bosellini & Ogniben, 1968; Di Simplicio *et alii*, 1975; Minzoni, 1975). In periodi più recenti, fine anni '70 - primi anni '80, cominciarono ad essere pubblicati, su rivista o su guide ad escursioni

PROGETTO CARG

(Carmignani *et alii*, 1982a; 1986a), alcuni stralci di cartografia geologico-strutturale che permettevano di distinguere le varie unità litostratigrafiche, la presenza di diverse unità tettoniche e quindi il riconoscimento degli stessi motivi strutturali e tettonici (tettonica collisionale varisica) delle aree più orientali (Carmignani & Pertusati, 1977; Carmignani *et alii*, 1978; Naud, 1979a; 1979b; 1981). Una sintesi di questi dati cartografici è pubblicata nella tesi di dottorato di Gattiglio (1988) e successivamente in Carosi *et alii* (1997).

Il basamento varisico presente nell'area del Foglio Nùoro Est non ha avuto la stessa attenzione prestata, da parte dei ricercatori, alla Sardegna centrale e meridionale per analisi prevalentemente stratigrafiche e strutturali, o alla Sardegna settentrionale per analisi di tipo petrografico, tettonico e strutturale.

Infatti, sia l'assenza di *marker* stratigrafici significativi, sia il metamorfismo regionale prograd prossimo alle associazioni paragenetiche tipiche della facies anfibolitica, associati entrambi alla sovraimposizione di un termometamorfismo innescato dalla messa in posto del batolite granitoide tardo-varisico, hanno comportato una forte omogeneizzazione dei litotipi.

Per quanto riguarda il basamento metamorfico dei quadranti meridionali del Foglio, si può quindi fare riferimento solamente a lavori di carattere generale, quali quelli di Carmignani *et alii*, 1982a; 1986a; 2001b; *cum bibl.*). Fanno eccezione gli studi realizzati nei dintorni del Passo di Correbòi (Pili & Saba, 1975) e nell'area di M. Novo San Giovanni (Dessau *et alii*, 1982), sul versante NE del Gennargentu ma entrambi a S del Foglio Nùoro Est.

Nel basamento del settore settentrionale del Foglio, a N della Faglia di Nùoro, segnaliamo i lavori di geologia mineraria di Salvadori & Zuffardi (1960) e Di Colbertaldo & Omenetto (1961), che studiano il campo filoniano piombozincifero di Sos Enattos (Lula), alcuni chilometri a N del Foglio Nùoro Est.

Peraltro in questo settore di basamento prevalgono gli studi petrografici principalmente a carattere regionale. Charrier (1958) fornisce una descrizione petrografica degli "scisti cristallini della Sardegna settentrionale", analogamente a Carapezza *et alii* (1972a; 1972b). Ghezzo & Ricci (1977) esaminano alcuni aspetti petrologici generali del basamento cristallino. Ferrara *et alii* (1978) discutono l'evoluzione tettono–metamorfica di questo settore dell'Isola. Franceschelli *et alii* (1982) propongono la zoneografia metamorfica della Sardegna settentrionale. Elter *et alii* (1985; 1986), Franceschelli *et alii* (1989; 1992) e Fadda *et alii* (1991) specificano diversi aspetti connessi con l'evoluzione metamorfica. Elter & Sarria (1989) definiscono i complessi tettonici nella Sardegna NE. Alcune osservazioni sullo sviluppo di zone di taglio di interesse regionale connesse con l'evoluzione tardo-orogenica varisica sono proposte da Elter *et alii* (1990; 1993). Ulteriori integrazioni a questi dati si rinvengono nella sintesi proposta da Carmignani *et alii* (2001b) e nel relativo elenco bibliografico.

PROGETTO CARG

2. - ASSOCIAZIONI PLUTONICHE TARDO-PALEOZOICHE

Fino agli anni ‘60 dello scorso secolo, lo studio delle associazioni plutoniche tardo-paleozoiche ha riguardato essenzialmente aspetti petrografici descrittivi, come emerge ad esempio nei lavori di D’Amico (1958a; 1958b; 1960), D’Amico *et alii* (1960), Ghezzo *et alii* (1968), peraltro riferiti ad areali posti a N e NW del Foglio Nùoro Est.

È a partire dagli anni ‘70, ma soprattutto nella seconda metà degli anni ‘80, che l’analisi delle associazioni intrusive e del connesso corteo filoniano, la loro caratterizzazione petrografica e geochimica e le relazioni con il contesto dell’orogenesi varisica, subiscono un forte impulso.

Le ricerche dei vari autori sul Batolite sardo-corso si focalizzano su problematiche a carattere regionale, legate al riconoscimento della sua complessa architettura (Le Gall *et alii*, 1985), anche se non mancano studi a carattere geochimico-isotopico e radiometrico.

In questo periodo diversi autori, su base petrochimica, riconoscono per l’associazione plutonica sarda un’appartenenza ad una suite calcalcalina (Orsini, 1976; 1980; Bralia *et alii*, 1981).

Notevole è anche la produzione di dati radiometrici, che suggeriscono per il plutonismo varisico sardo un intervallo di età compreso fra 310 e 275 Ma (Di Simplicio *et alii*, 1974; 1975; Del Moro *et alii*, 1975; Ferrara *et alii*, 1978; Scharbert, 1978; Carmignani *et alii*, 1982a; Nicoletti *et alii*, 1982; Cocherie, 1985; Beccaluva *et alii*, 1985; Castorina *et alii*, 1988; Castorina & Petrini, 1989; 1992; Del Moro *et alii*, 1991; Secchi *et alii*, 1991; Brotzu *et alii*, 1994).

I lineamenti strutturali e composizionali del batolite sono riassunti nei lavori di Orsini (1980), Bralia *et alii* (1981) e Ghezzo & Orsini (1982), che propongono una prima classificazione delle plutoniti sarde in *syn*-, tardo- e *post*-tettoniche, evidenziando anche l’estrema varietà composizionale di litotipi comprendente granodioriti, monzograniti, leucograniti e, in subordine, gabbro-dioriti e tonaliti. In questo quadro granitoidi peralluminosi (Di Simplicio *et alii*, 1974; 1975; Ghezzo & Orsini, 1982; Oggiano & Di Pisa, 1988; Secchi *et alii*, 1991; Di Vincenzo & Ghezzo, 1991) e sequenze monzosienitiche (Brotzu *et alii*, 1978; Pirinu *et alii*, 1996) appaiono volumetricamente subordinati.

Lavori successivi (Secchi, 1987; Oggiano & Di Pisa, 1988; Elter *et alii*, 1990; 1993; Musumeci, 1991; 1992; Carmignani *et alii*, 1992a) suggeriscono una più precisa collocazione nel quadro evolutivo della tettonica varisica, per cui la costruzione del batolite risulta contemporanea alla tettonica varisica distensiva *post*-collisionale. Oggiano & Di Pisa (1992) in base alla struttura dividono le plutoniti sarde in: 1) “plutoniti foliate o con evidente fluidalità” magmatica; 2) “plutoniti isotrope” che tagliano sistematicamente le intrusioni precedenti.

PROGETTO CARG

Ghezzo & Orsini (1982) descrivono anche il corteo filoniano del basamento sardo, riconoscendo: filoni basici ad affinità calcalcalina e shoshonitica (Beccaluva *et alii*, 1981), filoni lamprofirici, filoni camptonitici (Baldelli *et alii*, 1985; 1987) e filoni a composizione da intermedia ad acida, per lo più associati alle plutoniti del batolite e probabilmente ad esse geneticamente collegati. Atzori & Traversa (1986) distinguono: (a) filoni calcalcalini (a composizione da andesite basaltica a riolite); (b) basalti ad affinità tholeitica e transizionale; (c) rioliti a carattere peralluminoso; (d) basalti alcalini, hawaiti e mugeariti. Rilevanti per il corteo filoniano anche i lavori di Vaccaro (1990) e Vaccaro *et alii* (1991).

Per quanto riguarda gli aspetti più propriamente cartografici del batolite, solo tra il 1986 ed il 1990 viene elaborato un primo inquadramento di sintesi del batolite, a partire dalla Carta geologica della Sardegna in scala 1:500.000 (Carmignani *et alii*, 1987) per proseguire con i progetti di ricerca applicata ai granitoidi realizzati per l'EMSa (Ente Minerario Sardo) dalla consociata Progemisa S.p.A. (1990a; 1990b; 1990c), dove sono distinte numerose litofacies caratterisitiche e viene avviato lo studio di dettaglio della complessa architettura del Batolite sardo-corso. Significativo anche il contributo di tesi di laurea inedite e di altri studi a carattere strutturale, petrografico e geochimico (Di Pisa & Oggiano, 1985; 1987a; 1987b; Cherchi *et alii*, 1987; Di Pisa *et alii*, 1988), attraverso i quali viene proposta una sequenza di eventi intrusivi in relazione alla tettonica varisica.

Un primo esempio di cartografia dei complessi plutonici realizzato con le moderne tecniche di cartografia dei basamenti cristallini è dato dal Foglio 428 "Arzachena" (Oggiano *et alii*, 2005). Fanno seguito altri Fogli geologici realizzati con il Progetto CARG: Fogli 411 "Santa Teresa di Gallura" (Oggiano *et alii*, in stampa), 412 "La Maddalena" (Oggiano *et alii*, in stampa), 443 "Tempio Pausania" (Oggiano *et alii*, in stampa), 547 "Villacidro" (Barca *et alii*, in stampa), 557 "Cagliari" (Barca *et alii*, 2005), 565 "Capoterra" (Barca *et alii*, 2009).

Per quanto riguarda specificatamente i granitoidi affioranti nel Foglio Nùoro Est, le facies peralluminose del M. S. Basilio sono studiate in maniera approfondita da Di Vincenzo & Ghezzo (1992), Di Vincenzo (1993), Di Vincenzo *et alii* (1994; 1996). Elter *et alii* (1992) e Kruhl & Vernon (2005) descrivono la complessa geologia del Massiccio del Monte 'e Senes, le cui propaggini sud-occidentali interessano il Foglio. Sarria & Calzia (2008) presentano i primi risultati della nuova cartografia CARG sulle plutoniti monzogranitiche appartenenti all'Unità intrusiva del Monte Ortobene (Nùoro), descrivendone i caratteri geopetrografici e strutturali e la cronologia relativa di messa in posto.

Infine, è da segnalare il lavoro realizzato da Progemisa S.p.A. (2009) nell'ambito dello sviluppo del Piano Paesaggistico Regionale della Sardegna (PPR) in collaborazione con l'Assessorato Regionale all'Urbanistica ed Enti Locali.

PROGETTO CARG

3. - SUCCESSIONE VULCANO-SEDIMENTARIA PERMIANA

A parte i lavori pionieristici dell'800 e di inizio '900 (Novarese, 1917; Artini, 1922), la successione vulcano-sedimentaria permiana del Foglio non è stata oggetto di studi estensivi per la scarsa qualità e quantità degli affioramenti. Se si escludono le sintesi di Vardabasso (1950; 1966) e le osservazioni di Calvino (1958), si devono attendere gli anni '70 per vari lavori a carattere regionale che forniscono dati petrografici, chimici e radiometrici sulle vulcaniti permiane (Cozzupoli *et alii*, 1974; Lombardi *et alii*, 1974; Gasperi & Gelmini, 1977; Traversa, 1969; 1979; Edel *et alii*, 1981). Problemi stratigrafici e paleogeografici regionali sono discussi da Cassinis *et alii* (1979) e Fontana *et alii* (1982) mentre Sarria & Serri (1986), sulla base di dati provenienti da estese campagne di sondaggi per ricerca mineraria (Sarria, 1987a), segnalano evidenze di tettonica compressiva tardo-paleozoica nel bacino di Seùi (Sardegna centrale).

Con riferimento più specifico all'areale del Foglio, sempre in questi anni Cozzupoli *et alii* (1984) presentano nuovi dati geochimici e di cronologia assoluta ottenuti col metodo K-Ar sulle vulcaniti permiane di Galtellì.

Dalla metà degli anni '90 in poi si susseguono diversi lavori che discutono sostanzialmente aspetti stratigrafici e paleogeografici regionali, a partire dalle prime ricostruzioni di Cassinis *et alii* (1995) e Broutin *et alii* (1996), fino alle sintesi proposte da Cassinis *et alii* (1998; 1999). Ultimi in ordine di tempo i contributi di Ronchi *et alii* (2006; 2008), che approfondiscono le correlazioni tra i bacini permiani sardi e quelli coevi dell'Europa sud-occidentale.

4. - SUCCESSIONI CARBONATICHE MESOZOICHE

Numerosi ricercatori italiani e stranieri si sono occupati delle successioni carbonatiche mesozoiche della Sardegna orientale, in particolar modo quelle del Cretacico, studiate per le buone condizioni di affioramento e per l'abbondanza del contenuto fossilifero (microforaminiferi, nannoplancton, cefalopodi *etc.*).

La Marmora (1857) riconosce una successione formata da dolomie alla base e da "calcari ippuritici" a tetto, alla quale attribuisce un'età cretacica avvalendosi delle analisi paleontologiche di Meneghini (1857). In seguito Deninger (1907) distingue il Giurassico alla base della successione cretacica, ad Orosèi e nella Sardegna orientale; Dainelli (1903) e Fucini (1911) descrivono in Sarcidano e Ogliastra una stratigrafia analoga individuando il Giurassico medio (Bathoniano).

Negli anni '40 e '50 del XX secolo a più riprese Vardabasso (1940; 1948; 1959) si occupa del Mesozoico, proponendo per l'area orientale dell'Isola interpretazioni paleogeografiche che prevedono l'esistenza, nel Giurassico e nel

PROGETTO CARG

Cretacico, di tre bacini marini epicontinentali separati, rispettivamente di tipo neritico per i settori occidentale e centrale, pelagico per quello orientale. Negli stessi lavori l'Autore propone inoltre alcune interpretazioni sulle strutture deformative che interessano i carbonati mesozoici.

A cavallo degli anni '50 e '60 si hanno importanti progressi con il rilevamento dei Fogli 208 "Dorgàli" (Amadesi *et alii*, 1961; 1967), 195 "Orosèi" (Calvino *et alii*, 1958; 1959; 1967; 1972) e 207 "Nùoro" (Cavinato *et alii*, 1976), in scala 1:100.000, che portano alla distinzione di una successione di età Giurassico medio - Cretacico superiore comprendente, dal basso verso l'alto:

- un'unità basale, descritta in legenda come: "Alternanza di arenarie a cemento calcareo, argille, marne argillose gialle con Nerinee, conglomerati trasgressivi", attribuita al Bathoniano, inizialmente senza nome formazionale, in seguito denominata formazione di Genna Selòle (Dieni *et alii*, 1983a);
- una successione costituita da formazioni in parte eteropiche: formazione di Dorgàli (Malm inferiore - Dogger), formazione di Monte Tulùi (Malm inferiore), formazione di Monte Bàrdia (Malm superiore), orizzonte di Orudè (Cretacico inferiore), formazione di Gorròpu inferiore (Cretacico inferiore), formazione di Gorròpu superiore (Cretacico superiore).

Negli anni '60 Charrier (1961) studia i depositi lacustri alla base della successione giurassica in un'area del Supramonte di Urzulei, a SW del Foglio 500 "Nùoro Est". Altri Autori (Dieni & Massari, 1963; 1965a; 1966a; Dieni *et alii*, 1966b; 1973; Massari, 1969; Wiedmann & Dieni, 1968) affinano le conoscenze sulle macro- e microfaune del Cretacico di Orosèi (M. Tuttavista), precisando le datazioni e individuando analogie di facies con il Cretacico inferiore affiorante a N nel M. Albo e con le coeve successioni della Francia sud-orientale.

Cherchi & Schroeder (1973; 1979) approfondiscono lo studio delle microfacies (foraminiferi) del Cretacico di Orosei e di altre località dell'Isola, rapportandole alle facies pirenaico-provenzali e ricostruendo la probabile paleogeografia del margine sud-europeo precedente alla rotazione del Blocco sardo-corso. Le microfacies planctoniche a Globotruncane di Orosèi, Lanaitto e Gorròpu sono studiate anche da altri Autori (Gandolfi & Pecorini, 1970; Assorgia & Gandolfi, 1975), che definiscono varie biozone tra il Turoniano ed il Santoniano.

Studi sedimentologici e palinologici svolti da Barca & Palmerini (1974) e da Del Rio (1977) sui depositi continentali del Giurassico medio della Sardegna centro-orientale forniscono, per correlazione, alcune indicazioni cronostratigrafiche per le analoghe successioni della Sardegna orientale.

Negli anni '70 un gruppo di ricercatori francesi (Chabrier, 1967; 1969; 1970; Chabrier & Mascle, 1974; Azéma *et alii*, 1977) fornisce un'importante contributo allo studio del Mesozoico della Sardegna orientale, ad esempio attribuendo al Cretacico superiore vari affioramenti sparsi tra la valle di Lanaìtto e M. Cusidòre.

PROGETTO CARG

Gli stessi autori, dal confronto con le successioni coeve di Francia, Corsica, Spagna e Isole Baleari, deducono molte similitudini tra le facies della copertura autoctona della Corsica e della Sardegna orientale, mentre le facies del settore occidentale dell'Isola presentano maggiori affinità con Provenza, Catalogna e Isola di Minorca (Chabrier & Mascle, 1975; Chabrier & Fourcade, 1976; Fourcade *et alii*, 1977; Chabrier & Chorowitz, 1982). Altri contributi a cavallo tra gli anni '70 e '80 si devono ad Assorgia *et alii* (1974), Philip *et alii* (1978), Philip & Allemann (1982) e Monleau (1985; 1986).

Negli anni '80 Dieni & Massari (1982; 1985a; 1985b; 1985d; 1987), Busulini *et alii* (1984; 1987) e Dieni *et alii* (1983a; 1987a; 1987b) sintetizzano in vari lavori le conoscenze stratigrafiche e paleontologiche (soprattutto sulle microfacies: foraminiferi, alghe, nannofossili) maturate in oltre vent'anni di ricerche tra le Baronìe, il Supramonte e l'Ogliastra, descrivendo le successioni mesozoiche in termini di stratigrafia sequenziale oltre che di litostratigrafia. Essi riconoscono tra il Giurassico medio e la base del Cretacico inferiore tre "megacicli" sedimentari, limitati da importanti discontinuità stratigrafiche, a tendenza trasgressivo-regressiva, sviluppatisi probabilmente in risposta a fenomeni di tipo eustatico. La maggior parte della successione mesozoica orientale è ricompresa in questi tre cicli; solo la porzione tra Valanginiano e Maastrichtiano è composta da diverse altre "sequenze" (intese in s.l., come porzioni di successione separate da discontinuità di varia importanza) in genere regressive (*shallowing upward*).

Più recentemente alcuni ricercatori (Barca & Costamagna, 2004; Costamagna *et alii*, 2007) descrivono due cicli sedimentari trasgressivo-regressivi tra il Bajociano ed il Berriasiano, sviluppatisi inizialmente in ambiente continentale e successivamente in ambienti marini di piattaforma (da interni a medio-esterni). Il primo ciclo (Bajociano-Kimmeridgiano) è racchiuso nel gruppo di Baunèi, che comprende le formazioni di Genna Selòle, Genna Sìlana e S'Adde; l'unità di Genna Sìlana raggruppa e sostituisce la formazione di Monte Tulùi e parte della formazione di Monte Bàrdia. Il ciclo successivo (Titoniano-Berriasiano) è rappresentato dalla formazione di Monte Bàrdia.

Nell'area compresa tra Baunèi a S ed Orosèi a N, e per lo stesso intervallo cronologico, Berra *et alii* (2007) e Jadoul *et alii* (2008) considerano invece tre diversi cicli trasgressivo-regressivi, con differenze minime rispetto a Dieni & Massari (1985a; 1987), identificando inoltre tre nuove formazioni: formazione di Baunèi (II ciclo), formazione di Pedra Longa (III ciclo) e formazione di Urzulèi (III ciclo). Le prime due sono formate da calcilutiti "bacinali" con intercalazioni marnose o di selci attribuibili ad ambiente di rampa medio-distale. La terza è costituita da sedimenti calcarei di ambiente da subaereo/sopratidale (brecce carbonatiche e calcilutiti a caracee) a intertidale.

PROGETTO CARG

Queste unità testimonierebbero l'esistenza, tra l'Oxfordiano ed il Titoniano, di un "alto morfologico" nella zona centrale del Golfo di Orosèi, limitato da due aree depresse a S (formazione di Baunèi e formazione di Pedra Longa) e a N (formazione di S'Adde). Le altre "classiche" unità di Amadesi *et alii* (lav. cit.) e Dieni & Massari (lav. cit.) sono quindi mantenute ma ridefinite in termini paleombientali rispetto a quelli litologici precedenti.

Ulteriori approfondimenti si ricavano nelle sintesi geologiche e negli estesi elenchi bibliografici presenti nei lavori di Barberi & Cherchi (1980; 1981), Cherchi (1985a), Groupe Francais du Cretace (1987), Carmignani *et alii* (1989), Barca & Cherchi (2004), Jadoul *et alii* (2008).

5. - SUCCESSIONI CENOZOICHE

Il settore nord-orientale del Foglio 500 "Nùoro Est" e soprattutto il limitrofo Foglio 501 "Orosèi", nonostante le ridotte dimensioni dell'areale implicato, costituiscono una zona tipica per lo studio delle successioni sedimentarie cenozoiche della Sardegna orientale. Infatti vi affiorano, anche se in maniera discontinua, diverse formazioni tuttora oggetto di dibattito sia per la caratterizzazione stratigrafica e paleo-ambientale, sia per l'attribuzione dell'età.

I primi ad occuparsi della stratigrafia dell'area sono La Marmora (1857) e Meneghini (1857), che assegnano all'Eocene il "Nummulitico" di Galtellì-Onifài (loc. Sa Mitra) e tutti i depositi a nummuliti ("brecce calcaree", "calcari marnosi", "puddinghe") interposti tra i calcari mesozoici (che attribuiscono al Cretacico) ed i sedimenti marini del Pliocene ("Terziario Subappenninico"), separati dall'Eocene da una discordanza. Diversi decenni dopo Fossa Mancini (1924a; 1924b; 1926) definisce in dettaglio la stratigrafia del "Nummulitico" di Onifài e Orosèi (datandolo all'Ypresiano superiore - Luteziano inferiore) e del Pliocene marino.

Quest'ultimo è ben descritto anche da Martinotti (1926), dopodichè si devono attendere gli anni '60 quando Zinoni (1958) e Dieni & Omenetto (1960) ne descrivono le faune. Completano il quadro conoscitivo biostratigrafico e sedimentologico del Pliocene marino i lavori di Chevalier (1961), Ferro (1963), Dieni (1968), Cita (1972). Altri contributi alla datazione del Pliocene marino (formazione di Fuìle) si devono a Cherchi (1973) attraverso l'analisi dei foraminiferi planctonici e bentonici.

Teichmüller (1931) e Vardabasso (1948; 1954; 1962) studiano gli aspetti strutturali e paleogeografici dell'area; il secondo inoltre attribuisce all'Eocene i conglomerati di Cùccuru 'e Flores e M. Corallinu. Dieni & Massari (1965b; 1966b) e Dieni *et alii* (1966a) approfondiscono le analisi sul Paleogene, il Neogene ed il Plio-Pleistocene.

PROGETTO CARG

Vengono così aggiornate le conoscenze sul "Nummulitico" *Auct.* (formazione di Monte Cardìga); la posizione stratigrafica dei conglomerati di Cùccuru 'e Flores, in precedenza assegnata alla base dell'Eocene o al Cretacico inferiore, è riattribuita al *post*-Cuisiano - Oligocene, mentre è riconosciuta per la prima volta la loro origine sintettonica in relazione a faglie di età oligocenica o tardo-eocenica. Viene studiata e proposta anche un'altra formazione terrigena di origine deltizia ritenuta miocenica (formazione di Orosèi, già "conglomerato di Orosèi" in Dieni *et alii*, 2008), collocata tra i conglomerati di Cùccuru 'e Flores e la successione marina del Pliocene inferiore.

Diversi lavori (Dieni *et alii*, 1979; Dieni & Massari, 1985c) descrivono le caratteristiche dei clasti carbonatici paleocenici presenti nella formazione di Cùccuru 'e Flores, a testimoniare depositi marini non rinvenuti in affioramento. La biostratigrafia dei depositi paleogenici è ben descritta da Dieni *et alii* (1983b), Matteucci (1985) e Matteucci & Schiavinotto (1985). Un recente lavoro di Dieni *et alii* (2008) riprende in esame la formazione di Cùccuru 'e Flores nel suo complesso, analizzandone gli aspetti stratigrafici e sedimentologici, e le implicazioni geodinamiche. Ancora a Dieni & Massari (1973) si deve l'analisi stratigrafica dei depositi fluvio-lacustri plio-pleistocenici della formazione di Nuraghe Casteddu e dei loro rapporti con i basalti coevi. Marini & Murru (1981) completano il quadro conoscitivo precisandone l'età.

6. - DEPOSITI QUATERNARI

I primi studi significativi sono di Comaschi Caria (1955), che segnala ad Orosèi un affioramento di Quaternario marino fossilifero e lo attribuisce al Tirreniano, mentre Vardabasso (1954) indica ad Osalla la "panchina tirrenica" ad un'altezza di 10 m s.l.m.

Dieni & Massari (1966b; 1971) distinguono coni detritico-alluvionali associati a diversi "pluviali" e depositi marini riferibili al Tirreniano I e Tirreniano II; descrivono poi ampi settori interessati da frane di età differenti. Gli stessi Autori (Massari & Dieni, 1973) riconoscono, nell'area di Orosèi, terrazzi marini posti a quote diverse, che attribuiscono al Tirreniano I, II e III.

Carobene (1972; 1978) e Carobene & Pasini (1982), dallo studio degli antichi solchi di battente del Golfo di Orosèi e dei sedimenti associati, evincono che la loro inclinazione è originata da un movimento di *tilting* di quel tratto costiero.

Ozer & Ulzega (1981) analizzano la distribuzione degli *éboulis ordonnées*, i più importanti dei quali sono quelli del Golfo di Orosèi e attribuiscono ad essi un'età würmiana; gli stessi Autori descrivono in varie località dell'Isola le caratteristiche della trasgressione versiliana (Ulzega & Ozer, 1982b).

PROGETTO CARG

Infine, l'area del M. Tuttavista è nota in ambito scientifico per il rinvenimento, a seguito dell'iniziale segnalazione di un naturalista (sig. G. Mele), di un eccezionale giacimento di vertebrati fossili plio-pleistocenici. Dalla metà degli anni '90, con il coordinamento della Sovrintendenza per i Beni Archeologici di Sassari e Nùoro, gruppi di ricercatori di Università italiane (Sassari, Firenze, Roma "La Sapienza" e Roma 3) ed estere (Liegi, Rotterdam) hanno eseguito nel sito campionature e studi approfonditi. La notevole produzione scientifica trova sintesi in recenti lavori sia per gli aspetti di carattere generale (Abbazzi *et alii*, 2003; 2004; Rook *et alii*, 2004; Palombo, 2006; *cum bibl.*), sia per studi di dettaglio (Abbazzi *et alii*, 2005; Marcolini *et alii*, 2006; Palombo *et alii*, 2006; Novelli *et alii*, 2008; *cum bibl.*), e ad essi si rimanda per gli approfondimenti.

La zona di interesse paleontologico è posta a SW dell'abitato di Orosèi, alle pendici orientali del M. Tuttavista, nelle località Canale Longu, Oròe e Santa Rughe; la metà occidentale ricade nel Foglio 500 "Nùoro Est" (fig.6).

PROGETTO CARG

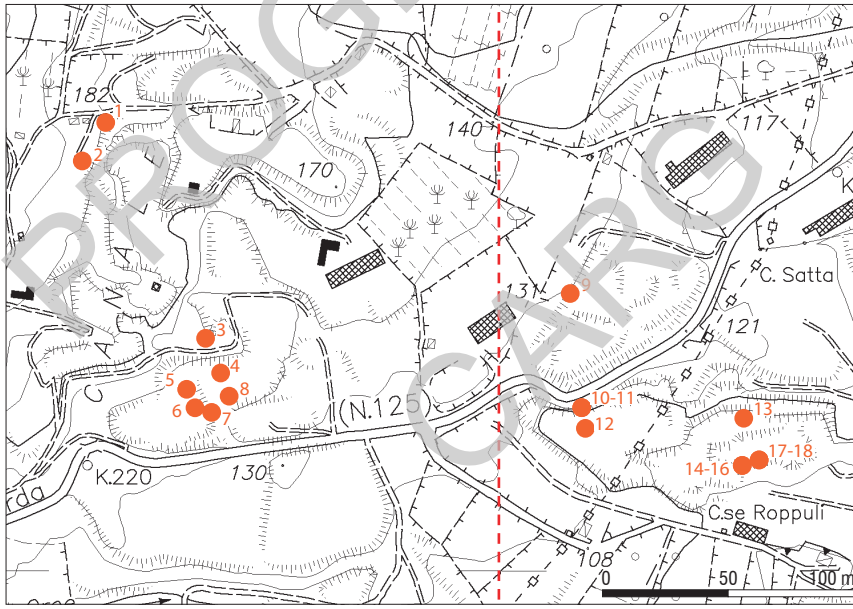


Fig. 6 - *Ubicazione dei giacimenti fossiliferi all'interno del comparto estrattivo del M. Tuttavista: 1) Cava IV giac. 20; 2) Cava IV giac. 5 Prolagus; 3) Cava VI giac. banco 6; 4) Cava VI giac. 3; 5) Cava VII giac. 2; 6) Cava VII giac. blocco strada; 7) Cava VII giac. cervo; 8) Cava VII giac. mustelide; 9) Cava IX giac. Prolagus; 10) Cava X giac. 3 uccelli; 11) Cava X giac. Mele; 12) Cava X giac. ghiro; 13) Cava XI giac. 3; 14) Cava XI giac. dic. 01; 16) Cava XI giac. rondone; 17) Cava XI giac. antilope; 18) Cava XI giac. canide (da Rook et alii, 2004, modificato). La linea rossa tratteggiata indica la separazione tra i Fogli 500 "Nùoro Est" (a sinistra nella figura) e 501 "Orosèi".*

In un'areale di circa 4 kmq sono state identificate numerose (almeno 23) fessure carsiche, in prevalenza verticali, di diversa forma e dimensione, colmate da sedimenti detritici contenenti diverse associazioni con resti di vertebrati fossili.

In varie campagne di scavo sono stati recuperati oltre 85.000 reperti, di notevole interesse sia per la varietà di *taxa* presenti sia per lo stato di conservazione, generalmente ottimo. Sono state descritte circa 80 specie, appartenenti a pesci ossei, anfibi, rettili, uccelli e mammiferi; tra questi ultimi si segnalano insettivori, chirotteri, primati, carnivori (ienidi, mustelidi, canidi -*Cynotherium sardous* Studiati, 1857), artiodattili (cervidi, bovidi, suidi), roditori, lagomorfi (*Prolagus sardus* Wagner, 1829).

La ricchezza e l'abbondanza delle associazioni fossilifere rendono il sito particolarmente importante per la ricostruzione delle dinamiche evolutive degli ecosistemi continentali quaternari della Sardegna. In quest'ottica assume particolare rilievo la presenza, in un'associazione faunistica insulare endemica, di carnivori di taglia media e grande quali lo ienide *Chasmaporthetes melei* Rook *et alii*, 2004, predatore attivo, ed i mustelidi *Pannonictis* sp. e *Mustela* sp..

Le associazioni fossili rinvenute documentano quattro principali complessi faunistici che abbracciano un intervallo di circa 2 milioni di anni (dal ?Pliocene superiore all'Attuale), evidenziando diversi e complessi episodi di colonizzazione dal continente. Le componenti faunistiche, tutte di origine europea, sono quindi il risultato della complessa interazione tra specie preesistenti e specie migranti giunte attraverso successive ripetute migrazioni.

7. - VULCANISMO ALCALINO PLIO-PLEISTOCENICO

Gli espandimenti di basalti alcalini plio-pleistocenici, che costituiscono un elemento caratterizzante del quadrante nord-orientale del Foglio 500 "Nùoro Est", sono stati oggetto di numerosi lavori a carattere prevalentemente petrologico-petrografico e geochimico e di cartografia geo-petrografica.

Il primo lavoro scientifico, "pionieristico", a carattere petrografico-descrittivo, si deve ad Amstutz (1925). In seguito Vardabasso (1939) esamina gli aspetti paleogeografici e paleoambientali connessi con le effusioni basaltiche. Lauro (1939; 1940a; 1940b) identifica e studia i noduli peridotitici ad olivina e spinello cromifero. Dieni & Massari (1966c) individuano i principali centri eruttivi, descrivendo anche lave a cuscini di ambiente fluviale e marino. Negli anni immediatamente successivi De Jong & Manzoni (1968) e Manzoni *et alii* (1972) approfondiscono gli studi sul paleomagnetismo. Tra gli anni '70 e '80 dello scorso secolo vari gruppi di ricercatori si occupano degli aspetti petrografici, sia descrittivi che analitici e geocronologici, a partire da Beccaluva

PROGETTO CARG

et alii (1975) e Savelli & Pasini (1973; 1974), per proseguire con Bellon (1976; 1981) e Beccaluva *et alii* (1977; 1985). Questi lavori trovano sintesi in una carta geopetrografica in scala 1:50.000, estesa all'intero distretto vulcanico di Dorgàli-Orosèi (Beccaluva *et alii*, 1983), accompagnata da un notevole numero di datazioni eseguite col metodo K/Ar, in seguito riviste da Beccaluva *et alii* (1985).

Serri (1991) inquadra il vulcanismo plio-quaternario sardo nella geologia della regione tirrenica. Lustrino *et alii* (2000; 2002) raggruppano le colate "basaltiche" in due serie magmatiche, una alcalina (e transizionale) ed una tholeiitica, la prima comprendente circa l'80% delle lave affioranti.

Infine, Calzia *et alii* (2010) presentano i risultati scientifici salienti ottenuti durante il rilevamento dei basalti nei Fogli Nùoro Est e Orosèi condotto con il Progetto CARG, evidenziando aspetti di carattere cartografico e vulcanologico.

8. - TETTONICA E GEODINAMICA MESO-CENOZOICA

Lo studio della deriva cenozoica della Sardegna ed il suo inquadramento nell'evoluzione tettonica e geodinamica del Mediterraneo occidentale si sono sviluppati a partire dai primi anni '70 del secolo XX, sotto l'impulso della teoria della tettonica delle placche (Boccaletti *et alii*, 1971a; 1971b; Alvarez, 1972; 1973; 1991; Boccaletti & Guazzone, 1972; 1974). Gli aspetti strutturali, tettonici, geodinamici e geocronologici, connessi all'evoluzione che va dalla chiusura della Tetide e del bacino ligure nel Cretacico-Paleogene, fino all'apertura del bacino ligure-provenzale e del Tirreno meridionale, sono stati analizzati da diversi Autori, spesso con interpretazioni contrastanti. Una rappresentazione schematica dei modelli principali è illustrata in tav.3.

Le prime interpretazioni dell'assetto strutturale registrato dalle successioni meso-cenozoiche dell'area sono fornite da Vardabasso (1948), che nel M. Albo (Siniscola, Nu) individua una tettonica plicativa con ampie pieghe che interessano i carbonati mesozoici, successivamente interessati da faglie dirette (fig.7a). Nella realizzazione del Foglio 195 "Orosèi" in scala 1:100.000, Calvino *et alii* (1972) descrivono una tettonica esplicatasi prevalentemente per faglie verticali a cinematica diretta. Dieni & Massari (1970) interpretano queste strutturazioni come il prodotto di una tettonica gravitativa, riconoscendo raddoppi di serie ma attribuendoli a grandi scivolamenti gravitativi piuttosto che a faglie inverse (fig.7b). Nello stesso periodo, rivoluzionando gli schemi concettuali fino allora prevalenti in chi si occupava della geologia "alpina" della Sardegna, Chabrier (1970) riconosce una tettonica compressiva che interessa la successione meso-cenozoica, attribuendo a raccorciamento le ripetizioni di serie già individuate dagli Autori precedenti (fig.7c).

PROGETTO CARG

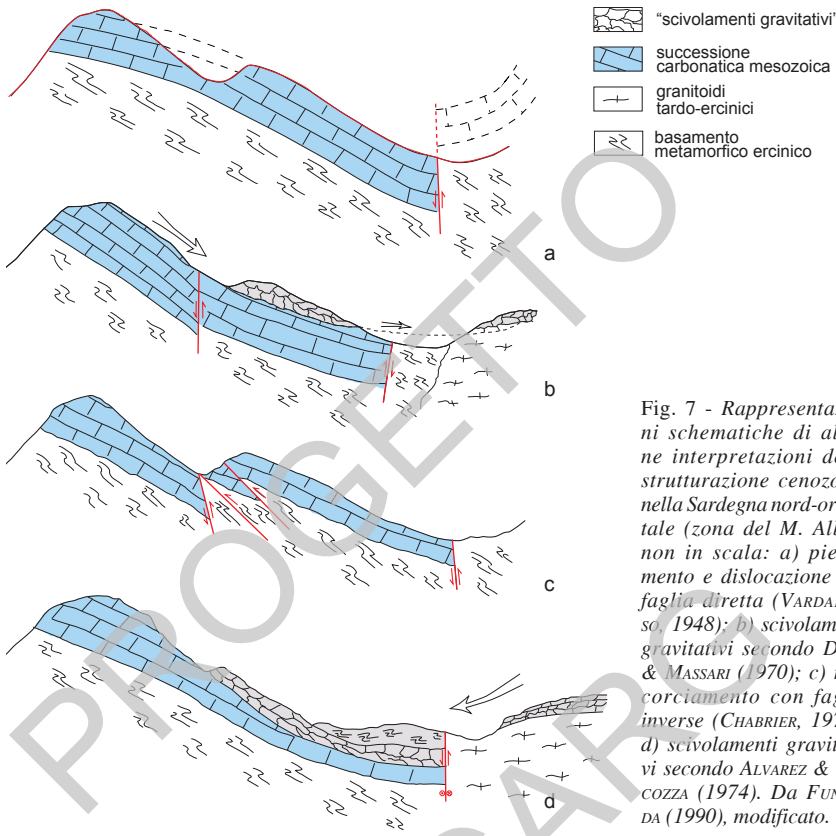
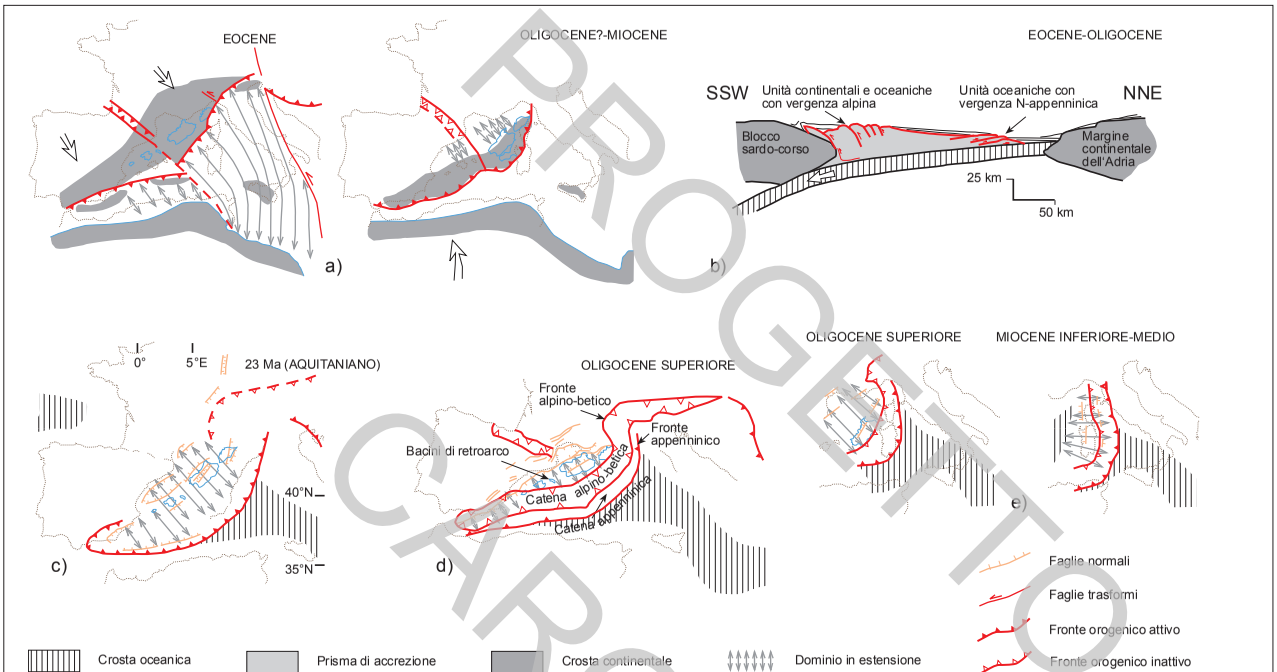


Fig. 7 - *Rappresentazioni schematiche di alcune interpretazioni della strutturazione cenozoica nella Sardegna nord-orientale (zona del M. Albo), non in scala: a) piegamento e dislocazione per faglia diretta (Vardabasso, 1948); b) scivolamenti gravitativi secondo Dieni & Massari (1970); c) raccorciamento con faglie inverse (Chabrier, 1970); d) scivolamenti gravitativi secondo Alvarez & Cocozza (1974). Da Funedda (1990), modificato.*

PROGETTO CARG

I primi a riconoscere le strutture trascorrenti della Sardegna orientale furono Alvarez & Cocozza (1974), che riconobbero la Faglia di Nuoro come trascorrente sinistra, considerandola comunque una struttura successiva ai raddoppi di serie, interpretati ancora come prodotti da scivolamenti gravitativi attivati in un contesto tettonico estensionale (fig.7d). Bisogna arrivare alla fine degli anni '80 perchè Dieni & Massari (1987), nell'introduzione ad una guida ad un'escursione, prospettino l'ipotesi di una tettonica trascorrente nell'area.

Una completa descrizione della tettonica trascorrente cenozoica dell'area verrà infine presentata negli anni '90, prima in tesi di laurea (Funedda, 1990; Pasci, 1990; Disperati, 1992), quindi in pubblicazioni scientifiche che tentano anche di fornire un primo quadro moderno che inserisca l'evoluzione cenozoica della Sardegna nel più ampio quadro geodinamico del Mediterraneo occidentale (Carmignani *et alii*, 1991; 1992b; 1994a; 1994c; 1995; 1997; 2004).



PROGETTO CARG

Tav. 3 - *Rappresentazione schematica dei principali modelli proposti per l'evoluzione geodinamica cenozoica del Mediterraneo centro-occidentale ed il ruolo del Blocco sardo-corso durante l'intervallo Eocene - Miocene inferiore: a) Inversione del piano di subduzione da immergente verso E (subduzione Alpina) a verso W (subduzione appenninica) (ridisegnato, da* Boccaletti & Guazzone, *1974); b) Subduzione continua verso W dal Cretacico superiore all'Aquitaniano (ridisegnato, da* Principi & Treves, *1984); c) Rollback del piano in subduzione ed estensione generalizzata durante l'Oligocene - Aquitaniano (ridisegnato, da* Lacombe & Jolivet, *2005); d) Ricostruzione paleogeografica del Mediterraneo occidentale secondo* Doglioni *et alii (1997; 1998; 1999), ridisegno semplificato; e) Estensione di retro-arco proposta da* Faccenna *et alii (1997, ridisegnato). In a), c) e d) le evidenze della tettonica trascorrente nel Blocco sardo-corso non sono mai prese in considerazione.*

9. - GEOLOGIA MARINA

Gli studi di geologia marina riguardanti il Foglio 500 "Nùoro Est" possono essere raggruppati in due categorie principali:

- studi di carattere regionale, riferiti alla geologia dell'area tirrenica;
- studi di carattere locale, riferiti in maniera specifica all'areale del Foglio.

Per quanto riguarda la prima tipologia, Selli & Fabbri (1971), Wezel (1982) e Rehault *et alii* (1984; 1985) descrivono la struttura profonda del Mare Tirreno. Contributi significativi in relazione agli aspetti geodinamici derivano da Malinverno & Ryan (1986), Kastens *et alii* (1988), Sartori (1989; 1990), Sartori *et alii* (1990); Mascle & Rehault (1990), Lavecchia & Stoppa (1990). In anni più recenti si segnalano la stratigrafia sismica proposta da Pascucci *et alii* (1999) per le successioni miocenico-pleistoceniche, e le sintesi regionali di Carrara (2002) e Sartori *et alii* (2001; 2004).

Per quanto concerne la seconda tipologia, diversi lavori mantengono un'ampiezza regionale. Lecca *et alii* (1979) descrivono la piattaforma continentale della Sardegna; Ulzega & Ozer (1980) coordinano una sintesi sul Tirreniano in Sardegna; Ozer *et alii* (1984) esaminano la distribuzione e la paleogeografia delle *beach rock*; Ulzega *et alii* (1986) analizzano il problema della linea di costa quaternaria; Ulzega (1988) pubblica una carta geomorfologica della Sardegna marina e continentale; De Muro & Orrù (1998) aggiornano le conoscenze sulle *beach rock*.

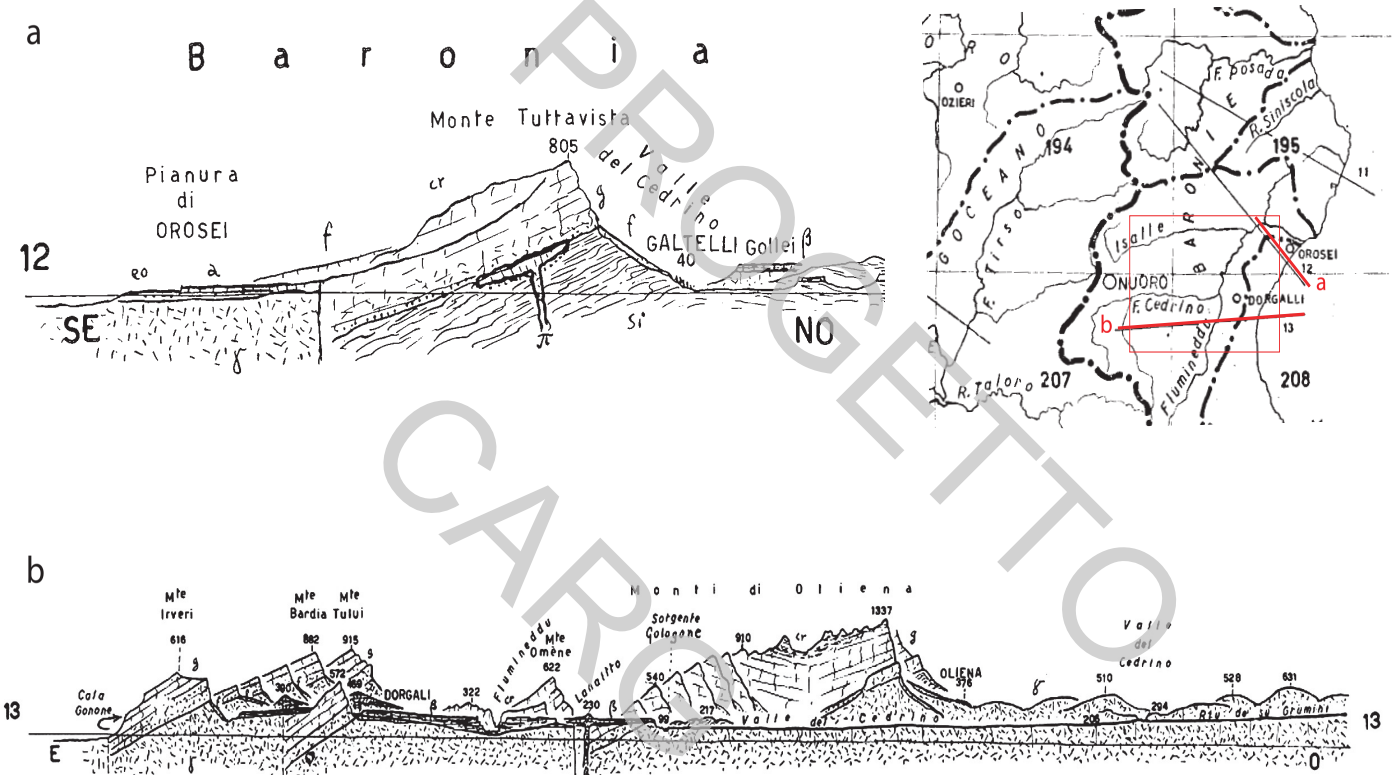
Altri lavori sono riferiti in maniera ancora più specifica all'areale del Golfo di Orosèi. Carobene (1972), Carobene *et alii* (1973) e Antonioli & Ferranti (1992) analizzano il problema dei solchi di battente attuale ed antichi, ben evidenti lungo l'alta costa rocciosa compresa tra Cala Gonòne a N e S.Maria Navarrese a S (oltre i limiti del Foglio 500 "Nùoro Est"). Orrù & Ulzega (1987; 1988) presentano i risultati di un rilevamento geologico e geomorfologico costiero e sottomarino. In seguito Antonioli & Ferranti (1992) presentano nuovi studi sul medesimo tema. Infine, D'Angelo *et alii* (1994) propongono una carta geomorfologica prototipale in scala 1:50.000 estesa all'intero Golfo di Orosèi.

10. - ASPETTI DI GEOMORFOLOGIA E DI GEOLOGIA APPLICATA

La bibliografia presa in esame per questo tematismo si riferisce alla scala regionale o comunque a contesti areali più estesi dei limiti amministrativi del Foglio 500 "Nùoro Est", tuttavia fornisce utili indicazioni anche alla scala locale.

Per quanto riguarda gli aspetti geomorfologici, Vardabasso (1951) sintetizza in maniera graficamente molto efficace le caratteristiche principali del settore meridionale del Foglio (tav.4).

PROGETTO CARG



Tav. 4 - *Profili geologici-geomorfologici del settore Orosei-Galtellì (tratti da* VARDABASSO, *1951). Il rettangolo indica l'ubicazione del Foglio 500 "Nuòro Est"; in rosso sono evidenziate le tracce dei profili estrapolati nella figura.*

PROGETTO CARG

Per l'idrogeologia si segnalano i lavori a carattere regionale di Vardabasso (1955; 1968) e Cao Pinna (1983), e la notevole mole di dati che deriva da progetti di ricerca finanziati dalla RAS (1979; 1980; 1989; 1992a). Ulteriori conoscenze derivano inoltre dagli studi realizzati da Progemisa S.p.A. (1994) per conto dell'E.M.SA. (Ente Minerario Sardo).

Sono di particolare rilievo gli studi sul carsismo, che nell'area "mesozoica" del Foglio sviluppa fenomenologie di particolare interesse e rilevanza. La mole di dati prodotta dai gruppi speleologici è ragguardevole. Per restare ai lavori più strettamente geologici, Assorgia *et alii* (1968a; 1968b; 1972) presentano i risultati di ricerche geologico-speleologiche condotte nel Supramonte di Urzulèi, Orgòsolo e Oliena e nel settore costiero a S di Cala Gonòne (Dorgàli). Forti & Rossi (1991) studiano l'evoluzione carsica e l'idrogeologia della Còdula di Luna. In tempi più recenti, i lavori di De Waele & Forti (2003), De Waele (2004), Cossu *et alii* (2007) e De Waele *et alii* (2009) approfondiscono le conoscenze sui sistemi carsici dell'area esaminandone sia gli aspetti scientifici *s.s.* sia quelli applicativi.

La cartografia geologica e le sue connessioni con la ricerca mineraria sono trattate con attenzione nei documenti prodotti dall'E.M.SA. (1988) e dalla sua consociata Progemisa S.p.A. (1990a; 1990b; 1990c) nell'ambito dei Progetti di Ricerca Mineraria di Base (L.752/82) realizzati per conto del Ministero dell'Industria (M.I.C.A.) e della Regione Autonoma della Sardegna.

All'iniziativa dell'E.M.SA. (Ente Minerario Sardo) si deve anche il lavoro di Cassano *et alii* (1979a; 1979b) relativo ai rilievi aeromagnetici eseguiti sulla Sardegna e mari circostanti.

Gli aspetti pedologici sono curati a livello regionale nei lavori di Arangino *et alii* (1986a; 1986b) e Aru *et alii* (1990; 1991).

Informazioni relative al rischio geologico sono raccolte in modo sistematico da Binaghi (1963), Montaldo (1970), Ciccu *et alii* (1994), mentre sintesi alla scala regionale sono state realizzate con la redazione del "Piano Stralcio per l'Assetto Idrologico della Sardegna - PAI" (R.A.S., 2002; 2005) e successive integrazioni, diverse delle quali tuttora in corso.

Le conoscenze più estese riguardo le attività di cava si rinvengono nei documenti prodotti dalla Progemisa S.p.A. per conto della Regione Autonoma Sardegna nell'ambito del PRAE - Piano Regionale dell'Attività Estrattiva (R.A.S., 1992b) e degli aggiornamenti ad opera della stessa Progemisa S.p.A. (R.A.S., 2007).

Per quanto riguarda le georisorse un'interessante sintesi a carattere tecnico-divulgativo e commerciale si ritrova nella "Guida alle Pietre Ornamentali della Sardegna" predisposta anch'essa dai tecnici della Progemisa S.p.A. (R.A.S., 1999).

PROGETTO CARG

Dalla complessità geologica dell'Isola emerge infatti una notevole varietà di tipi litologici, tra i quali spiccano i materiali lapidei ornamentali utilizzati per la produzione di blocchi, lastre e cantonetti.

La guida raggruppa questi materiali in nove categorie, delle quali cinque sono "graniti" ("Rosa", "Grigio", "Ghiandone", "Bianco", "Giallo") e le restanti si riferiscono al "calcare (Marmo) Biancone Tirreno", al "marmo", ai "cantonetti" e ad "altre pietre ornamentali".

Per alcuni litotipi particolarmente significativi sono allegate schede tecniche comprendenti un'immagine ad alta definizione ed una tabella con le caratteristiche fisico-meccaniche e la composizione chimica.

11. - PROGETTO GEOPPR PER IL FOGLIO 500 "NUORO EST"

Di particolare rilievo per la cartografia geologica del Foglio ed anche per finalità litotecniche e geotecniche, è il lavoro prodotto da Progemisa S.p.A. (2009) nell'ambito della collaborazione con l'Assessorato Regionale dell'Urbanistica ed Enti Locali per lo sviluppo del Piano Paesaggistico Regionale della Sardegna.

Operando con lo stesso Gruppo di Lavoro che cura i Fogli CARG in Sardegna Progemisa S.p.A. (2009) ha predisposto la "Carta Geologica di Base della Sardegna in scala 1:25.000" estesa a tutte le 197 sezioni in scala 1:25.000 nelle quali è suddivisa l'isola (comprese le isole minori, per una superficie totale di 24.090 kmq) attraverso l'attenta revisione, mosaicatura e armonizzazione del proprio patrimonio cartografico geologico, costituito attraverso i Progetti di ricerca realizzati in oltre 30 anni di attività. I dati di cartografia geologica utilizzati provengono per la gran parte (%), da due fonti:

- le Ricerche Minerarie di Base (E.M.Sa., 1988; Progemisa S.p.A. 1990a; 1990b; 1990c): negli anni 1981-1999 i geologi della Progemisa hanno eseguito rilevamenti geologici a varie scale in 130 Sezioni in scala 1:25.000, per circa 19850 kmq, nell'ambito di 12 Progetti di Ricerca Mineraria di Base (Convenzioni M.I.C.A.-E.M.Sa., L.752/82, "Legge Mineraria").
- il Progetto CARG: negli anni 1994-2008, il Gruppo di Lavoro CARG ha eseguito il rilevamento geologico di 19 Fogli in scala 1:50.000, per complessive 67 Sezioni in scala 1:25.000 che in parte ricoprono areali già interessati dalle citate Ricerche Minerarie di Base.

Una terza fonte dati, quantitativamente secondaria ma necessaria per completare la carta, soprattutto nel settore centro-occidentale dell'Isola, è costituita dai Fogli geologici in scala 1:100.000 e da cartografia geologica a varie scale, sia pubblicata su riviste scientifiche, sia realizzata in altri progetti di ricerca e con tesi di laurea o di dottorato di ricerca.

PROGETTO CARG

La scala 1:25.000 scelta per la rappresentazione cartografica ha costituito un buon compromesso tra la necessità di abbracciare l'intera Isola con una cartografia di riferimento unica ed omogenea, avente caratteristiche tecniche adeguate agli scopi della pianificazione territoriale, e la qualità del dato di base che presentava in partenza un significativo grado di disomogeneità, in quanto derivante da differenti progetti di cartografia realizzati, a diverse scale e con differenti finalità, a partire dai primi anni '80 del secolo scorso.

Per la stesura della legenda geologica, in accordo con la normativa definita dal Servizio Geologico d'Italia per il Progetto CARG, è stato adottato il criterio litostratigrafico e, per i depositi quaternari, quello delle *UBSU* (o Sintemi); visti gli obiettivi specifici questa scelta ha garantito oggettività e praticità d'uso, insieme ad una relativa indipendenza dal significato genetico e da fini interpretativi.

Le unità cartografate, in accordo con le linee guida CARG (Pasquarè *et alii*, 1992) sono state definite in base a criteri litologici, stratigrafici, strutturali, tessiturali, minero-petrografici, morfologici; alcune formazioni sono riunite in gruppi e/o suddivise in membri; particolari litofacies talora presenti sono cartografate separatamente; sono inoltre riportate indicazioni riguardanti la giacitura, il paleo-ambiente, l'età. Anche per le sigle delle unità cartografate e per la simbologia sono state adottate le specifiche tecniche definite per il Progetto CARG dal Servizio Geologico d'Italia nei Quaderni, Serie III e successive integrazioni.

La denominazione di ciascuna unità cartografica è definita (in accordo con: Azzaroli & Cita, 1968; Pasquarè *et alii*, 1992; Commissione Italiana di Stratigrafia, 1993) utilizzando il toponimo della località (o della zona) dove l'unità stessa è meglio osservabile ed offre la migliore esposizione delle caratteristiche rappresentative, cui viene talvolta associato, come in uso nella pratica stratigrafica, il nome del litotipo caratterizzante, ad es.: calcari di Villagreca, andesiti di Monte Zara, ortogneiss di Lodè-Mamone, metaconglomerati di Muravera. Infine, seguendo le indicazioni della Commissione Italiana di Stratigrafia (Quaderni del Servizio Geologico d'Italia, Serie III, nn.7-9: Delfrati *et alii*, 2000; 2002a; 2002b; Cita, 2002; Cita *et alii*, 2003) si sono conservati anche alcuni nomi storici ("*Auct.*") importanti e/o significativi per la geologia della Sardegna, quali "Scisti a Graptoliti" *Auct.*, "Muschelkalk" *Auct.*, "Lignitifero" *Auct.*.

Le operazioni di revisione e di armonizzazione hanno consentito di definire 951 unità cartografiche (formazioni, membri, litofacies), collocate in un'unica legenda geologica valida per l'intero territorio regionale, che risponde a criteri di classificazione ed inquadramento moderni ed aggiornati, ed allo stesso tempo costituisce un buon tentativo di sintesi finalizzato a rappresentare, si intende, alla scala scelta, la complessità della geologia della Sardegna in tutti i suoi aspetti e peculiarità.

PROGETTO CARG

III - INQUADRAMENTO GEOLOGICO

1. - CARATTERI GENERALI

In Sardegna è possibile distinguere tre insiemi geologici:

a) un basamento metamorfico paleozoico, deformato durante l'orogenesi varisica, che comprende rocce datate dal Cambriano inferiore al Carbonifero inferiore;
b) un batolite granitoide connesso all'evoluzione tardo-varisica, con associati corteo filoniano e subordinati prodotti magmatici effusivi, che va dal Carbonifero superiore al Permiano;
c) una copertura vulcano-sedimentaria che va dal Permo-Trias all'Olocene.

Il territorio del Foglio 500 "Nùoro Est" è suddiviso fra questi tre insiemi in parti all'incirca equivalenti (v. tav.2).

Nell'Isola sono note deformazioni (Fase Sarda *Auct.*) e magmatismo subalcalino di età eocaledoniana (Barca *et alii*, 1984 *cum bibl.*), tuttavia l'impronta fondamentale del basamento deriva dall'orogenesi varisica, che ha prodotto deformazioni, metamorfismo ed un importante magmatismo intrusivo ed effusivo. L'età varisica della deformazione (Carbonifero inferiore) è ben definita sia su basi stratigrafiche (Cocozza, 1967; Olivieri, 1970) che radiometriche (Di Simplicio *et alii*, 1974; 1975; Ferrara *et alii*, 1978; Di Vincenzo *et alii*, 2004).

Una tettonica caratterizzata da faglie dirette e trascorrenti (Arthaud & Matte, 1975; 1977a) è associata alle fasi finali di esumazione delle metamorfiti ed alla messa in posto del batolite calcalcalino ed è contemporanea ai depositi stefaniano-permiani (tettonica tardo-varisica; Sarria & Serri, 1986; Sarria, 1987a; 1987b; Cassinis *et alii*, 1999; Pittau *et alii*, 2008).

PROGETTO CARG

La tettonica *post*-varisica ha limitati effetti in Sardegna. Discordanze di vario tipo (come descritto avanti) sono note a vari livelli della successione, ma fino all'Eocene medio l'evoluzione della Sardegna sembra caratterizzata solo da lenti movimenti verticali che determinano profonde trasgressioni e regressioni sul penepiano varisico. Nell'Oligocene la collisione del margine europeo con l'Adria riattiva il basamento sardo-corso, con faglie trascorrenti generalmente controllate da vecchi lineamenti varisici e soprattutto tardo-varisici. Seguono, nel Miocene inferiore e nel Plio-Pleistocene, fasi distensive correlabili rispettivamente con l'apertura del Bacino Balearico e del Tirreno meridionale, cui sono associate faglie normali orientate N-S nella Sardegna orientale e NW-SE in quella occidentale (Carmignani *et alii*, 1994a; Oggiano *et alii*, 1995; 2009).

2. - PALEOZOICO

L'Orogenesi varisica ha interessato tutto il basamento paleozoico dell'Isola con intense deformazioni, un metamorfismo sincinematico e un importante magmatismo *post*-collisionale. La zonazione classica con cui gli Autori suddividono il basamento metamorfico varisico in Sardegna (Carmignani *et alii*, 1987; 1992a; 1994b) comprende, da N verso S (fig.8):

1. Zona interna, con metamorfismo sincinematico in facies anfibolitica e deformazioni complesse che hanno quasi del tutto obliterato le tracce dell'evoluzione stratigrafica pre-varisica;
2. Zona a falde, distinta da N a S in Falde interne e Falde esterne, progressivamente meno deformata e meno metamorfica procedendo verso S e SW, con pieghe isoclinali, grandi falde di ricoprimento e un metamorfismo sincinematico in facies di scisti verdi;
3. Zona esterna, meno deformata, con sovrascorrimenti, pieghe, metamorfismo tipico di anchizona, costituente l'avampaese della catena varisica in Sardegna.

Le diverse ricostruzioni della geometria pre-mesozoica della catena varisica europea sono generalmente concordi nel delineare una catena arcuata che dal Portogallo meridionale giunge al Massiccio Centrale francese (Arco Ibero-Armoricano) fino all'Europa centro-settentrionale. La catena è biliminare, con al centro un'ampia fascia di metamorfiti di medio e alto grado riesumata prima del Carbonifero superiore e ricoperta in discordanza dai depositi di questa età. La catena Nord-vergente prosegue a N delle Alpi attraverso le Ardenne fino alla Boemia.

Il basamento della Sardegna è l'elemento più orientale ancora facilmente raccordabile con la catena Sud-vergente: più ad E le oceanizzazioni giurassiche e terziarie ed i raccorciamenti alpini e appenninici hanno disperso la catena ed esistono diverse possibilità di restaurazione palinspastica.

PROGETTO CARG

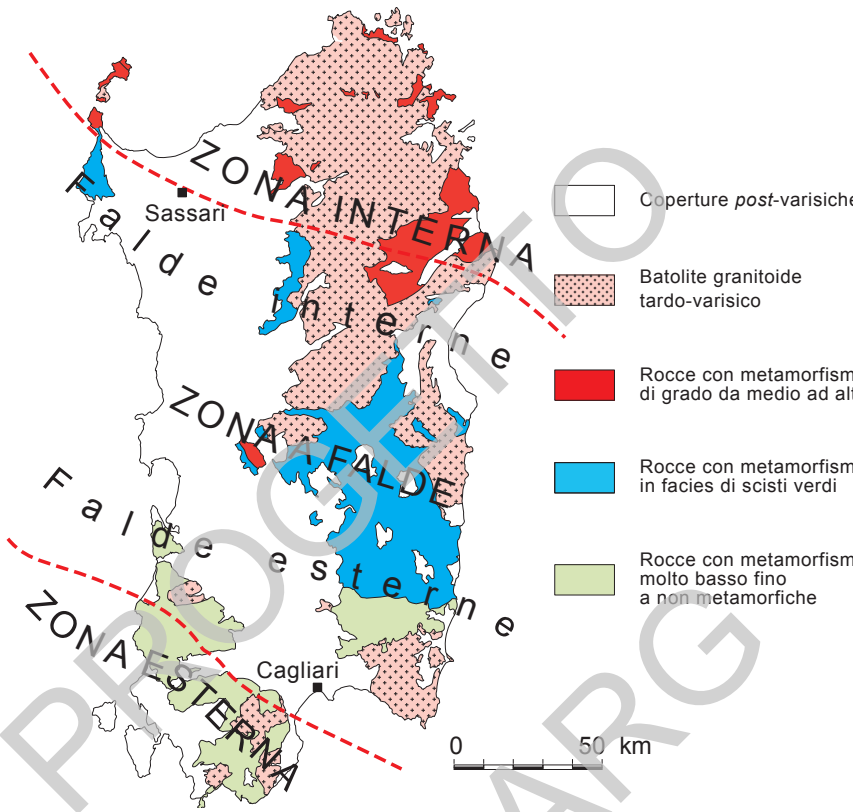


Fig. 8 - *Zonazione tettono-metamorfica del basamento varisico in Sardegna.*

Dati paleomagnetici e strutturali insieme con affinità litologiche e stratigrafiche indicano che il basamento sardo-corso era unito al basamento provenzale (Arthaud & Matte, 1976; 1977b; 1977c; Westphal *et alii*, 1976; Ricci & Sabatini, 1978; Arthaud & Sauniac, 1981) e ha condiviso con la Francia sud-orientale l'evoluzione strutturale e sedimentaria fino all'Eocene (Cherchi & Montadert, 1982; Cherchi & Trémolières, 1984), prima di staccarsi dal continente europeo e giungere nella sua attuale posizione (Westphal *et alii*, 1976; Edel *et alii*, 1981; Gattacceca *et alii*, 2007).

Il basamento del Massiccio Centrale, della Provenza e della Sardegna costituisce, dunque, un insieme di tre segmenti originariamente contigui della catena varisica Sud-vergente europea che condividono i principali caratteri tettono-metamorfici paleozoici.

PROGETTO CARG

L'età varisica è definita sia su basi stratigrafiche che radiometriche:

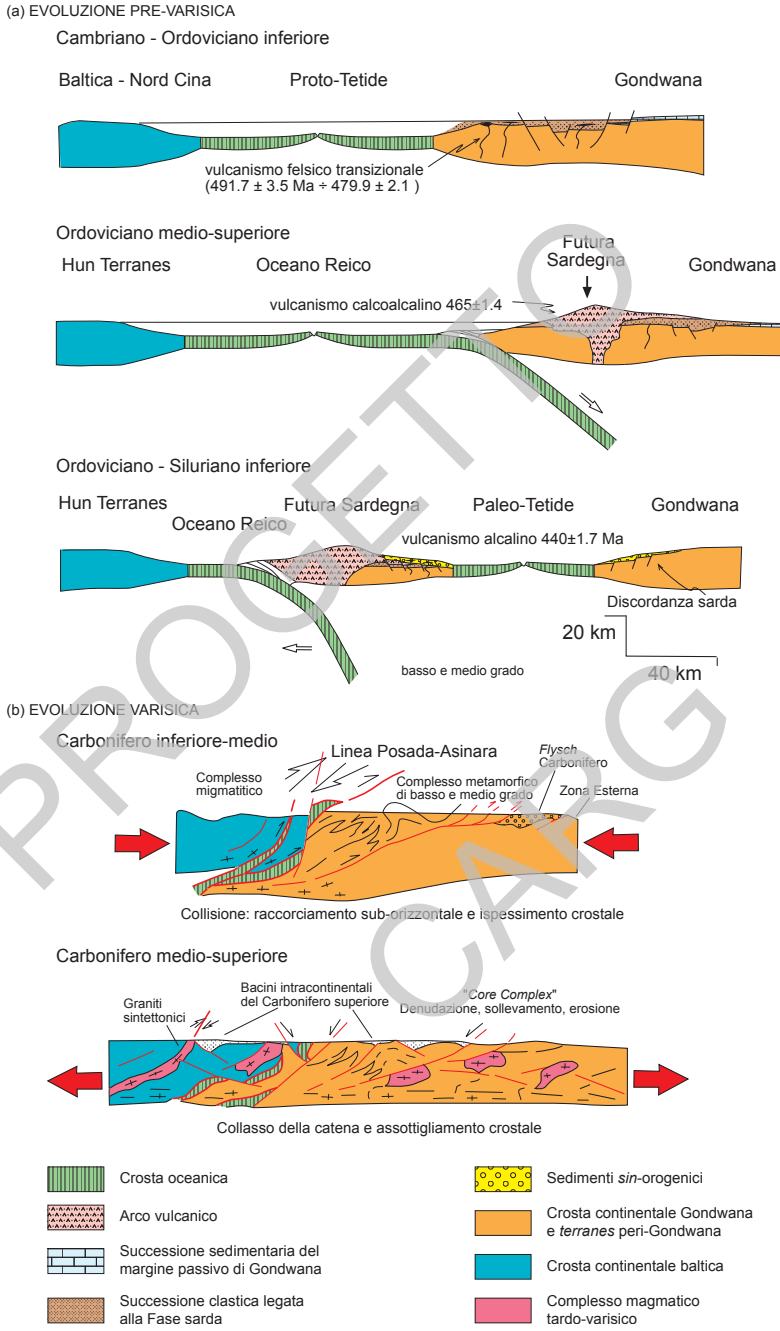
- nelle zone meridionali, con un metamorfismo di grado basso e molto basso; i terreni più recenti coinvolti nella collisione (*flysh* tipo Culm) sono del Tournasiano inferiore (Barca & Spalletta, 1985), mentre i sedimenti del WestphalianoD-Stefaniano coprono in discordanza le successioni paleozoiche metamorfiche con deformazione e metamorfismo orogenico (Cocozza, 1967; Fondi, 1979);
- nelle zone settentrionali, dove l'età di chiusura isotopica delle bande delle migmatiti della Gallura è di 344 ± 7 Ma (Ferrara *et alii*, 1978) e l'età di chiusura della muscovite nei micascisti a cianite è di 350 Ma (Del Moro *et alii*, 1991). Queste età sono interpretate come rappresentative del metamorfismo orogenico a carattere barroviano. Età più recenti, tra i 300 e i 320 Ma, vengono attribuite ad un secondo evento metamorfico di elevato gradiente, legato al collasso della catena ed alla messa in posto del Batolite;
- il complesso plutonico, diffuso in tutta l'Isola, ha età da 311 a 281 Ma (Ghezzo & Orsini, 1982; Cocherie, 1985; Oggiano *et alii*, 2005; Casini *et alii*, 2012).

La catena è orientata NW-SE, la polarità è marcata da un metamorfismo regionale prograd verso N, con infittimento delle isograde in corrispondenza di un importante contatto tettonico che delimita una zona di sutura (Linea Posada-Asinara; Cappelli *et alii*, 1990). Il metamorfismo varia dall'anchizona dell'Iglesiente-Sulcis fino alla facies anfibolitica profonda nel complesso migmatitico della Gallura, in cui inoltre si rinvengono relitti granulitici di pressione intermedia ed eclogitici (Miller *et alii*, 1976; Ghezzo *et alii*, 1979; Di Pisa & Oggiano, 1992; Cortesogno *et alii*, 2004). Un'ipotesi sulla natura collisionale della catena, dovuta a subduzione di crosta oceanica e collisione continente-continente tra il Gondwana e l'Armorica (o il mosaico di *terranes* situati a N del margine gondwaniano) è schematizzata nella tav.5.

3. - TARDO-PALEOZOICO

Durante le fasi estensionali della tettonica varisica il basamento metamorfico viene intruso da una serie di corpi granitoidi che insieme alle intrusioni della Corsica formano il Batolite sardo-corso, il più importante della catena varisica europea, esteso in lunghezza per 400 km e largo oltre 50 km. La porzione affiorante in Sardegna occupa circa 6000 kmq, costituendo circa un quarto dell'Isola ed il 50% dell'intero basamento paleozoico; è prevalentemente concentrata nel settore orientale, lungo una fascia a sviluppo NNW-SSE che comprende, da N verso S, le regioni della Gallùra, Anglòna, Gocèano, Baronìe, Barbagia, Ogliastra, Sàrrabus, e la cui continuità di affioramento è interrotta dai terreni del basamento metamorfico. *Stock* minori affiorano anche nel settore occidentale dell'Isola (da N a S: Isola Asinara, Isola Mal di Ventre, Arburese, Sulcis).

PROGETTO CARG



PROGETTO CARG

Tav. 5 - *Evoluzione geodinamica del basamento paleozoico sardo: a) prima dell'orogenesi varisica (da Gaggero et alii, 2012); b) durante l'orogenesi varisica (da Carmignani et alii, 1992a).*

I due settori sono separati da una fascia larga in media 50 km, che attraversa l'intera Isola in senso longitudinale, composta da successioni vulcaniche e sedimentarie di età dal Triassico all'Attuale, messe in posto all'interno di strutture negative regionali connesse con episodi distensivi mesozoici, terziari e quaternari. Il complesso granitoide è quindi presente in ogni parte della Sardegna varisica, anche se in proporzioni areali differenti da zona a zona.

Il Batolite sardo-corso è composito e la variabilità delle caratteristiche geochimiche e strutturali è implicita se si considera il lasso di tempo in cui si realizza la sua messa in posto. Infatti i granitoidi della Corsica settentrionale hanno età di messa in posto Viseano-Namuriano (Rossi *et alii*, 1988) ed i massicci leucomonzogranitici di Buddusò (Castorina *et alii*, 1988; Castorina & Petrini, 1989; 1992) e Tempio Pausania hanno età Permiano inferiore (Del Moro *et alii*, 1996), pertanto la messa in posto dell'intero Batolite si colloca in un intervallo di tempo di circa 60 Ma.

In un tale intervallo di tempo è lecito aspettarsi cambiamenti del quadro geodinamico che si riflettono sui caratteri strutturali e composizionali delle diverse intrusioni. Infatti vi sono rappresentati numerosi termini petrografici, con caratteristiche mineralogiche, tessiturali e geochimiche variabili a seconda della posizione all'interno dell'intera struttura.

Il carattere composito del Batolite trova conferma anche nell'elevato numero di intrusioni presenti, ben individuabili in virtù della loro geometria e dei rapporti reciproci e con le rocce incassanti. Vengono distinte tre associazioni principali:

- una magnesio-potassica, di età Viseano-Namuriano, presente solo nella Corsica settentrionale;
- una calcalcalina, riferibile al Carbonifero superiore - Permiano inferiore, che racchiude la quasi totalità dei granitoidi della Corsica meridionale e della Sardegna (Del Moro *et alii*, 1972; 1975; Orsini, 1976; 1980; Cocherie, 1985; Rossi & Cocherie, 1991);
- una *post*-orogenica a carattere alcalino anorogenico (Bonin, 1980) del Permiano medio - Triassico inferiore, ben documentata solo in Corsica e che a rigore dovrebbe essere considerata *post*-batolite.

Secondo Rossi & Cocherie (1991) queste tre associazioni hanno età e profondità di messa in posto decrescenti: per la prima, di età namuriana (335-340 Ma), sono stimate profondità corrispondenti a 5-6 kb; per la seconda, di età tra 313 e 280 Ma (Cocherie, 1985), vengono stimate profondità di messa in posto a livelli anchi-epizonali, come nella Sardegna meridionale (Orsini, 1980), o in crosta più profonda ma già esumata e parzialmente erosa (Cortesogno *et alii,* 1998); la terza associazione, più recente, e non presente in Sardegna, è messa in posto a livelli ancora più superficiali.

PROGETTO CARG

La messa in posto del Batolite sardo è da ricondurre alla tettonica estensionale legata al collasso gravitativo della catena varisica. Tale tettonica in Sardegna è sicuramente attiva a partire da almeno 307 Ma, cioè dalle più antiche età di chiusura delle muscoviti dei graniti anatettici della Bassa Gallura (la cui genesi è legata al regime esumativo della catena; Macera *et alii*, 1989), e prosegue fino almeno all'Autuniano. Infatti essa si manifesta inoltre con un metamorfismo regionale di tipo *HT/LP* (Di Pisa & Oggiano, 1987a; 1987b; Del Moro *et alii*, 1991), con lo sviluppo di bacini intramontani stefano-autuniani e con un vulcanismo calcalcalino.

Come conseguenza, parte del plutonismo calcalcalino del Batolite sardo deve ritenersi coevo sia dei sedimenti (almeno della parte basale) che delle vulcaniti presenti nei bacini stefano-permiani. In definitiva le vulcaniti possono rappresentare la controparte effusiva delle plutoniti del batolite (Rossi *et alii*, 1993; Del Moro *et alii*, 1996).

I dati radiometrici e geologici indicano che la porzione sarda del batolite si è formata in un intervallo di tempo relativamente breve, con intrusioni multiple all'interno del basamento metamorfico in sollevamento, ed è stata almeno in parte controllata da strutture tettoniche distensive che separavano blocchi crostali a diversa velocità di innalzamento; la presenza di foliazioni e/o orientazioni preferenziali all'interno delle plutoniti sembra pertanto dipendere principalmente dalle relazioni spaziali con le strutture legate all'esumazione del basamento piuttosto che dall'età di messa in posto.

Il quadro strutturale complessivo è quindi legato essenzialmente alle modalità ed alla cronologia di intrusione dei singoli corpi plutonici. La connotazione *sin*-tettonica *sensu* Ghezzo & Orsini (1982) delle intrusioni va pertanto ricondotta al quadro cinematico, comunque estensionale, esistente durante la loro messa in posto. Questo quadro può variare sia nel tempo che nello spazio, per cui intrusioni coeve possono mostrare tessiture fortemente foliate, oppure isotrope a seconda dei loro rapporti spaziali con le strutture tettoniche.

Per questo motivo nella distinzione delle diverse intrusioni è preferibile non assegnare al "*deformation fabric*" particolari significati in relazione alla storia tettonica varisica e, pertanto, limitarsi a distinguere soltanto i granitoidi "foliati" (ossia che esibiscono foliazioni acquisite in condizioni reologiche che variano dal *submagmatic flow* al *solid state flow*) da quelli che mostrano semplicemente una o più o meno marcata orientazione acquisita in condizioni di *magmatic flow* (Cherchi & Musumeci, 1992).

Gli studi eseguiti nel Batolite hanno inoltre evidenziato uno stretto legame fra i motivi composizionali (chimici, petrografici, mineralogici) ed i motivi strutturali; l'analisi di questi ultimi fornisce anche un criterio di cronologia relativa nei confronti della tettonica globale del segmento di catena in esame.

PROGETTO CARG

Gli elementi strutturali di maggiore uso sono di tipo planare, e tra i questi si distinguono due tipi fondamentali che differiscono per significato reologico.

Il primo tipo è descrivibile come fluidalità magmatica ed è rilevabile tramite l'orientazione degli elementi cristallini precoci, che si dispongono all'interno del magma in funzione dell'andamento di strutture di flusso concomitanti con i suoi movimenti traslativi e/o convettivi, quindi è la testimonianza di un processo deformativo in regime plasto-viscoso.

Il secondo tipo è ascrivibile ad una lineazione mineralogica, in virtù delle caratteristiche microstrutturali che suggeriscono un processo deformativo in regime duttile. Casi intermedi sono possibili in relazione allo stato fisico del sistema che si deforma, ad esempio il rapporto tra fuso e carico cristallino, la presenza di fluidi, il fattore tempo ossia il tasso di *strain*.

I motivi strutturali osservabili sono pertanto la risultante di più fattori, alcuni dei quali possono assumere un ruolo preponderante a seconda del contesto in cui si sviluppa il fenomeno.

Il carattere calcalcalino dell'associazione granitoide sarda è stato messo in evidenza da tempo (Ghezzo *et alii*, 1972; Di Simplicio *et alii*, 1974; Orsini, 1980; Bralia *et alii*, 1981; Ghezzo & Orsini, 1982; Poli *et alii*, 1989). L'insieme delle intrusioni mostra una grande eterogeneità petrografica, che varia da quarzodioriti fino a leucomonzograniti a due miche, descrivendo così *trend* da calcalcalino-trondhjemitici a calcalcalino-monzogranitici, in accordo con quelli definiti da Lameyre & Bowden (1982).

I rapporti osservati in campagna, insieme alle numerose età radiometriche disponibili, consentono di ricostruire una sequenza temporale di più generazioni plutoniche cui corrispondono, in linea generale, anche diversi caratteri composizionali. La sequenza di messa in posto (Ghezzo & Orsini, 1982) sembra procedere nel tempo da intrusioni a carattere gabbro-tonalitico ad intrusioni a carattere leuco-monzogranitico.

Le proporzioni dei vari termini dell'associazione calcalcalina, secondo la valutazione di Orsini (1980), sono così schematizzabili:

- granitoidi di composizione intermedia, con SiO_2 60-65% (tonaliti e granodioriti), 6-7% del totale affiorante;
- granitoidi di composizione acida, con SiO_2 65-75% (granodioriti e monzograniti), pari a circa il 60% dell'affiorante;
- granitoidi super-acidi, con SiO_2 75-78% (monzograniti e alaskiti, leucograniti *s.l.*), occupanti circa il 33%;
- rocce basiche, affioranti circa per l'1%.

Il secondo tra questi gruppi di granitoidi, con carattere metalluminoso, è quello con maggiore disomogeneità e varietà di litofacies; più omogenei sono i leucomonzograniti, tra i quali non sono rare le intrusioni peralluminose.

PROGETTO CARG

4. - PERMIANO

Successioni vulcano-sedimentarie tardo-paleozoiche giacciono in netta discordanza angolare sul basamento metamorfico in molte parti dell'Isola, in bacini stefaniano-permiani sviluppatisi durante la distensione *post*-collisionale, contemporaneamente all'esumazione delle metamorfiti ed alla messa in posto del batolite e del suo corteo filoniano (Carmignani *et alii*, 1992a; 1994b; Pittau *et alii*, 2008).

Il ciclo inizia (Iglesiente, Sardegna SW) con sedimenti stefaniani (Cocozza, 1967; Del Rio & Pittau, 1998) e forse del Westfaliano D (Fondi, 1979), ma nei bacini della Sardegna centro-orientale i termini più antichi sono generalmente ritenuti autuniani (Fontana *et alii*, 1982; Cassinis *et alii*, 1999; Sarria, 1987a; 1987b; Ronchi *et alii*, 2006; 2008, *cum bibl.*). In Nurra (Sardegna settentrionale) Gasperi & Gelmini (1977; 1980) distinguono i depositi autuniani (Formazione di Punta Lu Caparoni) dalla sovrastante successione detritica permo-triassica; questi autori correlano i primi, dal punto di vista lito- e crono-stratigrafico, con tutti i depositi riferibili al Permiano inferiore della Sardegna centrale e sud-orientale.

Nella Sardegna centro-orientale Pertusati *et alii* (2002) descrivono le successioni presenti nei bacini di Perdasdefogu, Escalaplano e M. Ferru, definendo la Formazione di Riu Su Luda. I primi due bacini sono costituiti da depositi continentali fluvio-lacustri con associate vulcaniti prevalentemente acide, depostisi in limitate depressioni tettoniche del basamento. Dal punto di vista biostratigrafico le flore fossili autuniane presenti nella Formazione di Punta Lu Caparoni (Pecorini, 1962; Gasperi & Gelmini, 1980) sono confrontabili con quelle rinvenute nella Formazione di Riu Su Luda (Broutin *et alii*, 1996; Ronchi & Sarria, 1996; Ronchi *et alii*, 1998).

Nel bacino del M. Ferru (Pertusati *et alii*, 2002) prevalgono prodotti magmatici analoghi a quelli affioranti presso Galtelì, nel Foglio 500 "Nùoro Est" (Cozzupoli *et alii*, 1974; 1984; Lombardi *et alii*, 1974). Queste rocce, a composizione variabile da riolitica ad andesitica, si sono messe in posto come lave e come piroclastiti e brecce vulcaniche; sono inoltre presenti corpi subvulcanici prevalentemente riolitico-riodacitici (Porfidi quarziferi *Auct.*). L'attività vulcanica è collegata al complesso calcalcalino intrusivo che chiude il ciclo orogenico varisico.

Analoghe successioni si ritrovano sul basamento varisico della Sardegna centrale (Barbagia di Seùi-Seùlo) e di buona parte dell'Europa meridionale (Broutin *et alii*, 1994; Cassinis *et alii*, 1995; 1998; 1999; Scholle *et alii*, 1995a; 1995b; Ronchi *et alii*, 2006; 2008, *cum bibl.*).

Movimenti tettonici alla fine del Permiano dislocano più o meno fortemente i depositi tardo-varisici, con basculamento di blocchi che porta la superficie di trasgressione e gli strati sovrastanti ad inclinazioni fino a 70° (Sarria, 1987b; Boi *et alii*, 1989; Pertusati *et alii*, 2002).

PROGETTO CARG

5. - MESOZOICO

La successione sedimentaria mesozoica della Sardegna si colloca nel quadro geodinamico del margine passivo sud-europeo. I sedimenti che la costituiscono si sono depositati in un arco temporale che copre quasi interamente il Mesozoico. Una paleogeografia piuttosto complessa e articolata si riflette nelle numerose differenze stratigrafiche fra le sequenze dei settori occidentale ed orientale dell'Isola.

Successioni triassiche affiorano nella Sardegna NW (Nurra e Algherese), SW (Arburèse, Iglesiente, Sulcis) e centro-orientale (Sarcidàno e zona di Escalaplano). Sono costituite dai sedimenti terrigeni, carbonatici e in parte anche evaporitici, da continentali a marini, tipici dei bacini sedimentari europei: Buntsandstein, Muschelkalk, Keuper.

Il Buntsandstein (Triassico inferiore-medio: Induano superiore - Anisico nella Nurra; Anisico superiore - Ladinico inferiore? nella Sardegna centrale) è costituito principalmente da sedimenti terrigeni fluvio-lacustri, da conglomeratici a pelitici, con intercalazioni di gessi nella parte sommitale. Il Muschelkalk (Triassico medio: Ladinico inferiore - Ladinico superiore *p.p.*) da sedimenti marini carbonatici (calcari, dolomie, calcari e dolomie marnosi) ed argillitici, deposti in ambiente prossimale di piattaforma carbonatica a debole pendenza (rampa monoclinale). Il Keuper (Ladinico superiore *p.p.* - Triassico medio) da sedimenti carbonatici (dolomie e calcari), gessi e argilliti, attribuibili ad ambienti evaporitici sopratidali da costieri ad interni (lagune ipersaline).

La base della successione triassica poggia in discordanza angolare sul basamento cristallino varisico oppure in disconformità sulla successione vulcanosedimentaria del Permiano (Cassinis *et alii*, 2002). Lo spessore massimo della successione triassica, tra 290 e 340 m, viene raggiunto nella Nurra. Il valore stimato è comunque incerto a causa della forte tettonizzazione dei livelli argilloso-gessosi del Keuper.

Le successioni giurassico-cretaciche della Sardegna occidentale e centro-orientale presentano importanti differenze la cui origine si suppone dovuta all'esistenza, già dal Triassico inferiore, di un alto strutturale parzialmente emerso (Vardabasso, 1959), esteso probabilmente fino alla Corsica, che separava due bacini marini (Fourcade *et alii*, 1977).

Nella parte occidentale dell'Isola la successione giurassica è in sostanziale continuità con quella triassica, mentre nella parte orientale l'ingressione marina inizia nel Giurassico medio (Bathoniano), in concomitanza con l'apertura dell'Oceano Ligure-Piemontese e l'impostazione del Margine passivo sud-europeo.

Nella Sardegna centrale, tra Làconi ed Escalaplano (regione dei "Tacchi"), si osserva il contatto disconforme tra la sequenza giurassico-cretacica e quella triassica, attribuita all'Anisico superiore - Ladinico.

PROGETTO CARG

Le differenze paleogeografiche, quindi di facies, fra i due settori dell'Isola permangono per tutto il Cretacico.

La successione giurassico-cretacica della Sardegna occidentale più nota ed estesa affiora nella Nurra, dove è costituita da alternanze di calcari e dolomie (in particolare nel Giurassico medio e superiore) a volte arenacee, ed in minor misura di marne e argilliti, specie nel Berriasiano, con le tipiche facies transizionali purbeckiane. La sedimentazione nel Giurassico e nel Cretacico inferiore (Berriasiano) ha i caratteri tipici di ambienti di piattaforma interna o confinata fino a condizioni sopratidali, ed in parte di piattaforma esterna. Nel Cretacico inferiore, dal Valanginiano inferiore fino all'Aptiano inferiore, prevalgono sedimenti oolitico-bioclastici di piattaforma aperta e ad energia più elevata (facies urgoniana).

A tetto della successione urgoniana è nota un'importante discordanza angolare erosiva, coperta da depositi bauxitici di alterazione e lacustri, che testimonia una fase di emersione posta all'interno di un vasto fenomeno che ha coinvolto parte del margine continentale europeo (ad es., il SE della Francia) e correlabile con la fase Austriaca dell'orogenesi alpina (Albiano medio-superiore; Cherchi & Trémolières, 1984). La corrispondente lacuna stratigrafica si estende dall'Aptiano superiore al Turoniano. La successione del Cretacico inferiore affiorante più a S, nell'isola di S. Antioco, è del tutto simile, come anche la posizione stratigrafica della lacuna meso-cretacica.

In tutta la Sardegna occidentale il Cretacico superiore (Coniaciano-Campaniano) comprende una successione di calcari bioclastici e biocostruiti, e marne. Gli ambienti di sedimentazione variano da piattaforma interna a scarpata/margine. Il Campaniano, in particolare, è stato riconosciuto solo in alcune perforazioni nella Nurra ed è formato da alternanze di marne e calcari. Lo spessore massimo della successione nel NW dell'Isola è circa 1300 m.

Nella Sardegna orientale e centro-orientale la successione giurassico-cretacica più completa, tra Orosèi e il Supramonte occidentale, è formata per la gran parte da depositi carbonatici calcareo-dolomitici, a volte ibridi alla base per la presenza di sedimenti terrigeni, ovvero alternati con depositi marnosi. Alla base si ritrova talora una sottile sequenza bajociano-bathoniana, con depositi alluvionali sostituiti verso l'alto da sedimenti transizionali (dolomie e calcari ibridi, marne), cui seguono i primi sedimenti carbonatici di piattaforma (Bathoniano) depositati sotto l'influsso di correnti tidali.

Questi, nella porzione inferiore, sono rappresentati quasi sempre da dolomie (epigenetiche sui calcari) con una frazione terrigena abbondante alla base e decrescente verso l'alto. Lateralmente e superiormente le dolomie sfumano e/o si interdigitano nei calcari in modo differenziato da zona a zona, con spessori molto variabili, da oltre 300 m nel Supramonte di Oliena a pochi metri nei pressi di Baunèi.

PROGETTO CARG

Più a S, nell'area dei "Tacchi" (toponimo locale), la successione esordisce con depositi terrigeni ed è in gran parte formata da dolomie con una porzione molto limitata, a tetto, di calcari oolitici bioclastici e biocostruiti. Con l'ingressione marina dell'Oxfordiano compaiono anche facies di piattaforma più esterne con influssi pelagici, oltre a facies biocostruite nelle aree di margine o interne della piattaforma.

Tra il Giurassico superiore ed il Cretacico inferiore (Kimmeridgiano-Titoniano e Valanginiano inferiore) si torna a condizioni di mare basso o transizionali. A queste ultime si riferiscono ad esempio le facies "purbeckiane" del Berriasiano superiore - Valanginiano inferiore, formate da alternanze cicliche di sedimenti in prevalenza calcilutitici e marnosi da subtidali a sopratidali, simili a quelle della Nurra e dell'Isola di S. Antioco.

Tra il Valanginiano superiore e l'Albiano inferiore-medio una lunga fase di approfondimento del livello del mare (più marcata rispetto alla Sardegna occidentale) si manifesta con alternanze di facies attribuibili ad ambienti di scogliera e/o scarpata fino a piattaforma esterna, formate da calcilutiti, calcari marnosi e marne a volte glauconitici o selciferi, e calcari bioclastici di tipo urgoniano o oolitici.

La continuità della successione mesozoica orientale è interrotta da una lacuna stratigrafica (lacuna meso-cretacica) di entità crescente da E verso W, associata ad una netta discordanza angolare che ha lo stesso significato di quella presente nella successione dell'ovest dell'Isola. La lacuna è limitata all'Albiano medio nella zona di Orosèi, mentre nelle zone interne si estende al Barremiano - Cenomaniano inferiore (versante W della Valle di Lanaitto), e secondo alcuni Autori può addirittura estendersi tra il Berriasiano superiore ed il Cenomaniano inferiore presso M. Uddè - P.ta Cusidòre. Quest'ultimo dato, tuttavia, non ha trovato conferma nel rilevamento realizzato per il Foglio 500 "Nùoro Est", dove si è invece accertato che alcune superfici di discordanza sono in realtà contatti tettonici.

Infine, la successione a tetto della discordanza mesocretacica si presenta differente a seconda delle zone e con importanti lacune stratigrafiche. Nella zona di Orosèi comprende solo calcari glauconitici dell'Albiano superiore e calcari non litificati (*chalk*) pelagici del Santoniano inferiore. Tra Olièna e Dorgàli, nella sinclinale di Lanaitto (Foglio 500 "Nùoro Est"), l'intervallo Cenomaniano superiore - Santoniano inferiore è rappresentato da calcari selciferi seguiti da marne pelagiche ed epibatiali; il Maastrichtiano inferiore presenta marne con intercalazioni arenacee di ambiente batiale meno profondo.

I ciottoli di calcari di scogliera a rudiste attribuiti al Campaniano e al Maastrichtiano superiore, rinvenuti solo nella formazione cenozoica di Cùccuru 'e Flores, sono invece indicativi di cicli trasgressivo-regressivi ripetuti e con importanti variazioni nella batimetria dei bacini marini in questo settore.

Lo spessore massimo dell'intera successione mesozoica nell'area orientale dell'Isola è circa 1500 m.

PROGETTO CARG

6. - CENOZOICO

6.1. - Stratigrafia

Il Cenozoico in Sardegna è rappresentato da una successione che va dal Paleocene superiore al Pliocene superiore, comprendente depositi sedimentari (continentali, transizionali e marini) e vulcaniti. Questa successione si è deposta sul paleomargine sud-europeo in un contesto geodinamico evolutosi da una lunga fase di convergenza (Cretacico superiore - Aquitaniano) tra il blocco crostale europeo e l'Adria (cui si deve fra l'altro la collisione nord-appenninica), ad una fase di espansione (Burdigaliano superiore - Pleistocene) che si è espressa con l'apertura del bacino oceanico liguro-provenzale ed il conseguente distacco, con rotazione antioraria, della microplacca sardo-corsa dal paleomargine, e infine con l'apertura del bacino del Tirreno, prima quello settentrionale, in seguito quello meridionale.

La successione cenozoica è limitata alla base da una disconformità, con una lacuna stratigrafica di importanza variabile che comprende spesso il Paleocene e parte dell'Ypresiano, oppure a seconda delle zone con appoggio sul Mesozoico o il Paleozoico, molto probabilmente correlabile con la fase tettonica Laramica.

I primi depositi sono da paleocenici (Thanetiano superiore; Murru & Salvadori, 1990) ad eocenici, e si concentrano soprattutto nella Sardegna meridionale (SW, Sulcis: Thanetiano superiore - Luteziano superiore; SE, Gerrèi e Salto di Quirra: Ypresiano). Una trasgressione paleocenica è testimoniata da clasti di calcari di piattaforma carbonatica, di età da Daniano a Thanetiano, inclusi nella formazione continentale *post*-luteziana di Cùccuru 'e Flores (Orosèi nel Foglio 501 "Orosèi"; Olièna e Dorgàli nel Foglio 500 "Nùoro Est"). Altri affioramenti eocenici minori sono presenti tra Orosèi e Onifai (Ypresiano superiore).

La successione eocenica costituisce un ciclo trasgressivo-regressivo pressochè completo comprendente sedimenti terrigeni, carbonatici e ibridi, che hanno colmato un bacino sedimentario nel quale si riscontrano facies marine litorali, lagunari costiere con acque salmastre o dolci, deltizie, alluvionali e palustri. Merita un accenno per i risvolti economico-minerari la formazione del "Lignitifero" *Auct.* (Sulcis, Sardegna SW), di ambiente prevalentemente paralico e continentale, caratterizzata da frequenti intercalazioni di strati lignitiferi.

Gli spessori massimi della successione eocenica si raggiungono nel Salto di Quirra a M. Cardìga (280 m) e nel Sulcis (fino a 220 m nei sondaggi minerari).

Tra l'Eocene medio ed il Pliocene - Pleistocene superiore si susseguono quattro cicli di sedimentazione principali, in parte associati alla messa in posto di enormi volumi di vulcaniti (piroclastiti, lave, corpi ipoabissali) e relativi prodotti epiclastici, a loro volta attribuibili a due distinti cicli magmatici (Lecca *et alii*, 1997, *cum bibl.*).

PROGETTO CARG

Il primo ciclo si colloca tra circa 30 e 15 Ma, con acme tra 22 e 18 Ma e spessori fino a 700 m (tra Logudoro e Bosano); il secondo tra 5,3 e 0,14 Ma, con spessori fino a 650 m (Sardegna centro-occidentale: M. Arci, Montiferru). Il primo ciclo dà luogo a serie evolutive in prevalenza calcalcaline legate a dinamiche compressive-orogeniche, il secondo a serie alcaline-subalcaline tipiche di un contesto geodinamico estensionale anorogenico.

La deposizione dei primi sedimenti clastici continentali *post*-luteziani (formazione del Cixerri, Sardegna meridionale) avviene in discordanza angolare, coerentemente con l'avvio nell'Eocene medio di una fase tettonica compressiva culminata nell'Oligocene - Burdigaliano inferiore con la collisione nord-appenninica, ed espressa da strutture plicative (es.: sinclinale della valle del Cixerri, nella Sardegna SW; sinclinale della valle di Lanaitto nel Foglio 500 "Nùoro Est") e da faglie trascorrenti (Carmignani *et alii*, 2004; Oggiano *et alii*, 2009). A tali strutture si associano regolarmente depositi sintettonici in prevalenza grossolani (conglomerati, brecce, megabrecce, come nella formazione di Ùssana e nel conglomerato di Cùccuru 'e Flores) espressione di falde detritiche, conoidi o delta-conoidi, che raggiungono localmente potenze dell'ordine delle centinaia di metri. Altri depositi sedimentari fluvio-lacustri, mediamente più fini e con litotipi variabili da arenarie, siltiti e marne fino a diatomiti e calcari, si depositano in bacini interni minori.

La fase di continentalità si interrompe nell'Aquitaniano inferiore nella Sardegna meridionale, dove compaiono facies litorali (es. conglomerato di Duiddùru; Trexenta e Marmilla) e si osservano gli affioramenti più estesi, e nell'Aquitaniano superiore nella Sardegna settentrionale (bacino di Castelsardo; Anglòna). Col procedere della trasgressione i depositi marini assumono caratteri più distali, passando da depositi terrigeni litorali e transizionali (es. arenarie di Serralonga, già Arenarie di Gèsturi *Auct.*) a calcari di piattaforma (es. calcari di Villagreca), fino a facies pelagiche da marnose a silicoclastiche con intercalazioni vulcanoclastiche (es. formazione della Marmilla) che chiudono il ciclo.

Nei bacini dove prevalgono le formazioni sedimentarie del I ciclo, le vulcaniti si intercalano in proporzioni limitate, spesso sostituite dai prodotti del loro rimaneggiamento (epiclastiti). I bacini si sviluppano secondo direzioni medie N060 nella Sardegna settentrionale (bacini di Castelsardo, dell'Anglona, di Benetutti, di Chilivani-Berchidda, di Ottana) e N150 in quella meridionale (bacini della Marmilla, della Trexenta, del Sarcidano), riattivando lineamenti tettonici preesistenti.

I bacini sedimentari del II ciclo si impostano nel Burdigaliano superiore in depressioni tettoniche (*semi-graben*) orientate NNW-SSE (bacini di Porto Torres, Logudoro, Marmilla, Campidano), che nella Sardegna settentrionale intersecano ad alto angolo le strutture trascorrenti ed i bacini transtensivi del I ciclo, mentre nella Sardegna meridionale vi si sovraimpongono. Queste fosse esprimono il cambio del regime deformativo da compressivo-trascorrente a distensivo.

PROGETTO CARG

Una marcata discordanza angolare separa le formazioni del I ciclo da quelle del II ciclo nei bacini sedimentari della Sardegna settentrionale, mentre in quelli meridionali è presente una debole disconformità con un angolo di circa 10°. Ai depositi basali silicoclastici fluviali e lacustri (in parte epiclastici "tufitici") fino a deltizi, del Burdigaliano superiore, segue una successione marina del Langhiano, formata da sedimenti indicativi di profondità crescenti, con facies di piattaforma carbonatica (es calcari di Mores, Logudoro) e di conoide sottomarina (es. marne di Gèsturi e parte inferiore delle Argille di Fangario in Campidano; marne di Borutta in Logudoro).

Una lacuna sedimentaria (erosione o non-deposizione) interrompe questa successione separandola dai soprastanti sedimenti del Serravalliano. Ai sedimenti pelagici si sovrappongono terreni di ambiente da circa-litorale a transizionale fino ad alluvionale (es. arenarie di Pirri, nel Campidano; sabbie di Florinas nel Logudoro), in prevalenza silicoclastici e più raramente carbonatici.

Vulcaniti ed epiclastiti in parte coeve della successione sedimentaria del II ciclo sono relativamente meno diffuse (es. nel Sulcis, o come intercalazioni entro le marne di Gèsturi in Marmilla e Campidano) ed abbondanti, rispetto a quelle coeve del I ciclo e di età fino a Langhiano (forse Serravalliano superiore).

La successione che costituisce il III ciclo sedimentario è limitata alla base da una discontinuità più o meno marcata, cui segue una sequenza trasgressiva formata da calcari, calcari marnoso-arenacei, marne e argille di piattaforma da marginale fino a esterna. Dal Tortoniano superiore si attua una fase regressiva che inizia con calcari di margine di piattaforma (bioerme, biostromi), che passano a facies argillose scure di ambienti anossici ed a facies da lagunari a palustri con alternanze di litotipi argillosi o marnosi e di calcari bioclastici. Seguono litotipi carbonatici da precipitazione chimica (calcari o dolomie con noduli anidritici) alternati a calcari "a lumachelle" con faune oligotipiche e paleosuoli argillosi, associati ad ambienti evaporitici, del Messiniano inferiore, che si collocano nel contesto della crisi di salinità messiniana del Mediterraneo (es. calcari laminati del Sinis).

A tetto dei sedimenti del III ciclo poggiano in discordanza sedimenti silicoclastici marini del Pliocene inferiore, con spessore medio di alcune decine di metri, solo in minima parte osservabili in affioramento (Orosèi, Sinis, Arburese) ed in alcuni sondaggi profondi (Oristano, Villasor, Quartu S. Elena), alla base della formazione di Samassi, di ambiente continentale fluvio-lacustre (Pecorini & Pomesano Cherchi, 1969), formata da oltre 800 m di argille, marne e subordinate arenarie e conglomerati che colmano la Fossa del Campidano (Vardabasso, 1956).

Nella zona di Orosèi la successione marina è ricoperta in discordanza dalla formazione di Nuraghe Casteddu (Dieni & Massari, 1973; Marini & Murru, 1981) del Pliocene superiore - Pleistocene inferiore, di ambiente da alluvionale a transizionale/deltizio, in parte interstratificata con i basalti plio-pleistocenici.

PROGETTO CARG

La fase deformativa estensionale attivatasi nel Pliocene e Pleistocene è da mettere in rapporto, oltre che con la formazione della Fossa del Campidano, con il ciclo vulcanico che ha dato luogo a vasti *plateau* ("giare" nella Sardegna centrale, "gollèi" nella Sardegna orientale) di vulcaniti basaltiche da alcaline transizionali a subalcaline, in genere lave, raramente piroclastiti (scorie, cineriti); solo nei complessi vulcanici del M. Arci e del Montiferru (bordo NE della Fossa del Campidano) si riconoscono prodotti più differenziati, sia saturi (rioliti o daciti) che sottosaturi (trachiti, fonoliti).

Lo spessore della successione cenozoica raggiunge i suoi massimi entro la depressione tettonica pliocenica campidanese (circa 2000 m) e, soprattutto, nelle piattaforme continentali alle estremità N (Golfo dell'Asinara) e S (Golfo di Cagliari) dell'Isola, dove si approfondisce fino a 4000 m.

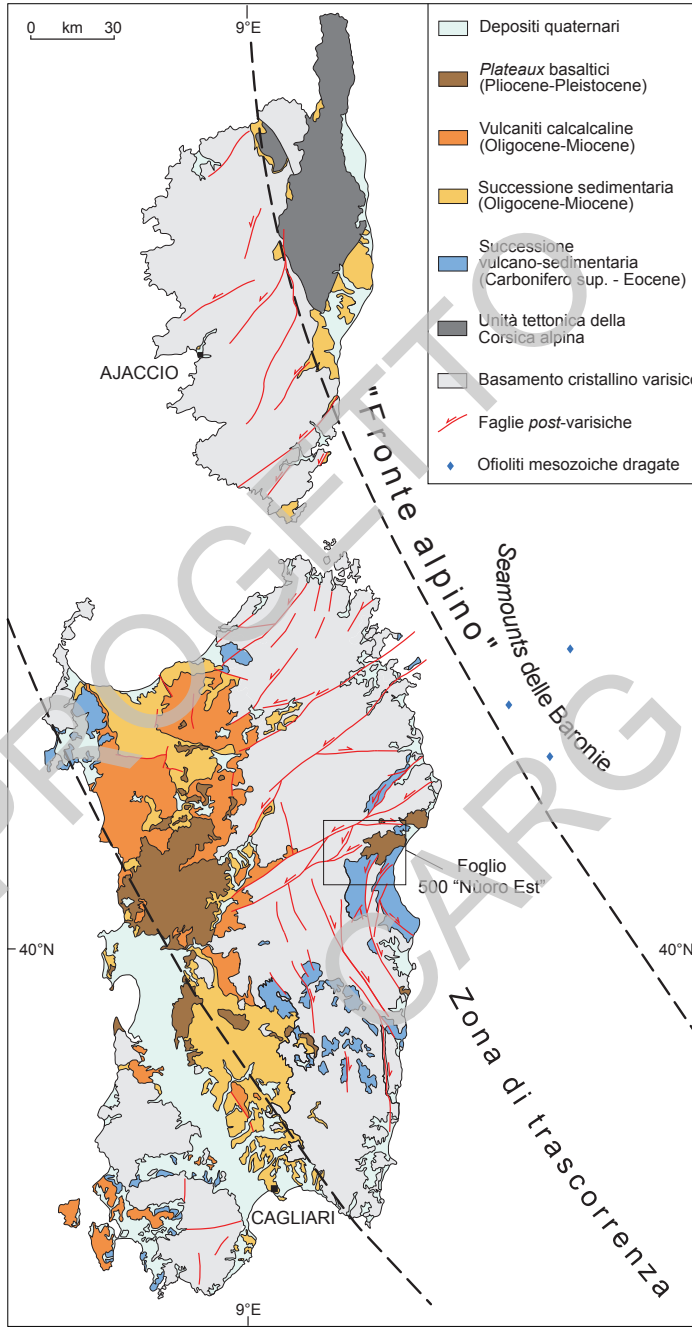
6.2. - Tettonica

L'assetto strutturale del Foglio 500 "Nùoro Est" è in prevalenza frutto della tettonica di età terziaria, manifestatasi con l'attività di importanti strutture trascorrenti che hanno coinvolto soprattutto i depositi mesozoici e paleogenici, influenzando fortemente anche la messa in posto delle vulcaniti plio-pleistoceniche. Le strutture trascorrenti si rinvengono in vari settori del Foglio. Si tratta in genere di strutture "ereditate", generatesi durante l'orogenesi varisica (cfr. § 2.) e che hanno influenzato in parte anche le geometrie del batolite tardo-varisico. Esse fanno parte dell'esteso sistema che caratterizza buona parte della Sardegna centro-settentrionale, e che proprio in questo Foglio mostra alcuni tra gli aspetti più significativi.

6.2.1. - *Tettonica trascorrente terziaria della Sardegna centro-settentrionale*

Strutture trascorrenti *post*-varisiche, con associati locali sovrascorrimenti, sono note da decenni nella Sardegna nord-orientale (Chabrier, 1969; 1970; Alvarez & Cocozza, 1974; Cocozza & Schafer, 1974; Sgavetti, 1982). Queste deformazioni inizialmente sono attribuite alla tettonica pirenaica eocenica (Chabrier, 1970); in seguito al ritrovamento di nummuliti luteziani rimaneggiati nei conglomerati di Cùccuru 'e Flores, l'età della tettonica viene considerata più recente, riferibile probabilmente all'Oligocene (Dieni & Massari, 1965b; Alvarez & Cocozza, 1974). Tuttavia soltanto negli anni '90 la tettonica trascorrente terziaria della Sardegna nord-orientale è stata analizzata con grande dettaglio e definita nelle sue caratteristiche principali (Carmignani *et alii*, 1992b; 1994a; 1995; 1997; Oggiano *et alii*, 1995; 2009; Pasci, 1997, *cum bibl.*), (tav.6).

PROGETTO CARG



PROGETTO CARG

Tav. 6 - *Schema geologico del Blocco sardo-corso, con evidenziata la zona trascorrente terziaria. I siti delle ofioliti dragate sono di* Schreider *et alii, 1986;* Wezel *et alii, 1977. Da* Oggiano *et alii (2009). Il rettangolo indica l'ubicazione del Foglio 500 "Nùoro Est".*

Questa tettonica, di età compresa tra l'Oligocene e l'Aquitaniano, rappresenta uno dei più importanti eventi deformativi della copertura *post*-varisica sarda e sembra connessa ad un contesto geodinamico di collisione continentale tra la Placca Adria ed il margine sud-europeo (fig.9). Tale contesto collisionale avrebbe portato allo sviluppo della catena appenninica, di cui il Blocco sardo-corso rappresenterebbe il retropaese (Boccaletti *et alii*, 1971a; 1971b; Elter & Pertusati, 1973; Alvarez & Cocozza, 1974; Giglia, 1974; Carmignani *et alii*, 1994a; 1994c; Oggiano *et alii*, 2009).

Sia nella "Corsica varisica" che nella Sardegna centro-settentrionale sono presenti estesi lineamenti morfostrutturali, molto evidenti anche in immagini da satellite (Sgavetti, 1982), riconducibili ad un'importante tettonica trascorrente che produce faglie con rigetti pluri-chilometrici (Pasci, 1997). Alle faglie trascorrenti si accompagnano zone di transpressione con raddoppi tettonici (ad es. M. Albo, M. Tuttavista, Supramonte) e strutture transtensive. A queste ultime si associano bacini *pull-apart* con potenti depositi continentali dell'Oligocene superiore - Aquitaniano (Oggiano *et alii*, 1995), coevi con un'importante attività vulcanica calcalcalina (Lecca *et alii*, 1997).



Fig. 9 - *Schema tettonico semplificato dell'attuale Mediterraneo centro-occidentale, che mostra le cinture orogeniche cenozoiche, la crosta oceanica e i bacini oligo-miocenici. Basato su dati da Mauffret & Gennesseaux (1989), Cadet & Funiciello (2004), Faccenna et alii (2004). Da Oggiano et alii (2009), modificato.*

PROGETTO CARG

Un'età eocenica della tettonica non è tuttavia esclusa da tutti gli autori (Dieni *et alii*, 2008), sulla base soprattutto dell'età controversa dei conglomerati di Cùccuru 'e Flores (Dieni & Massari, 2011; Oggiano *et alii*, 2011).

La successione stratigrafica più completa e meglio datata è conservata dentro i bacini transtensivi della Sardegna centro-settentrionale (Oggiano *et alii*, 1995; Oudet *et alii*, 2010) ed indica che le faglie trascorrenti sono state attive nell'Oligocene superiore fino all'Aquitaniano superiore. Il limite cronologico superiore per l'attività di queste faglie è dato dall'impostarsi delle fosse del Burdigaliano superiore, che tagliano i lineamenti trascorrenti ed i depositi ad essi connessi (Funedda *et alii*, 2000).

Nella Sardegna sud-occidentale i lineamenti trascorrenti sono stati riattivati durante le fasi distensive del Miocene medio e del Plio-Quaternario per cui la loro cinematica è più difficilmente riconoscibile (Carmignani *et alii*, 2004).

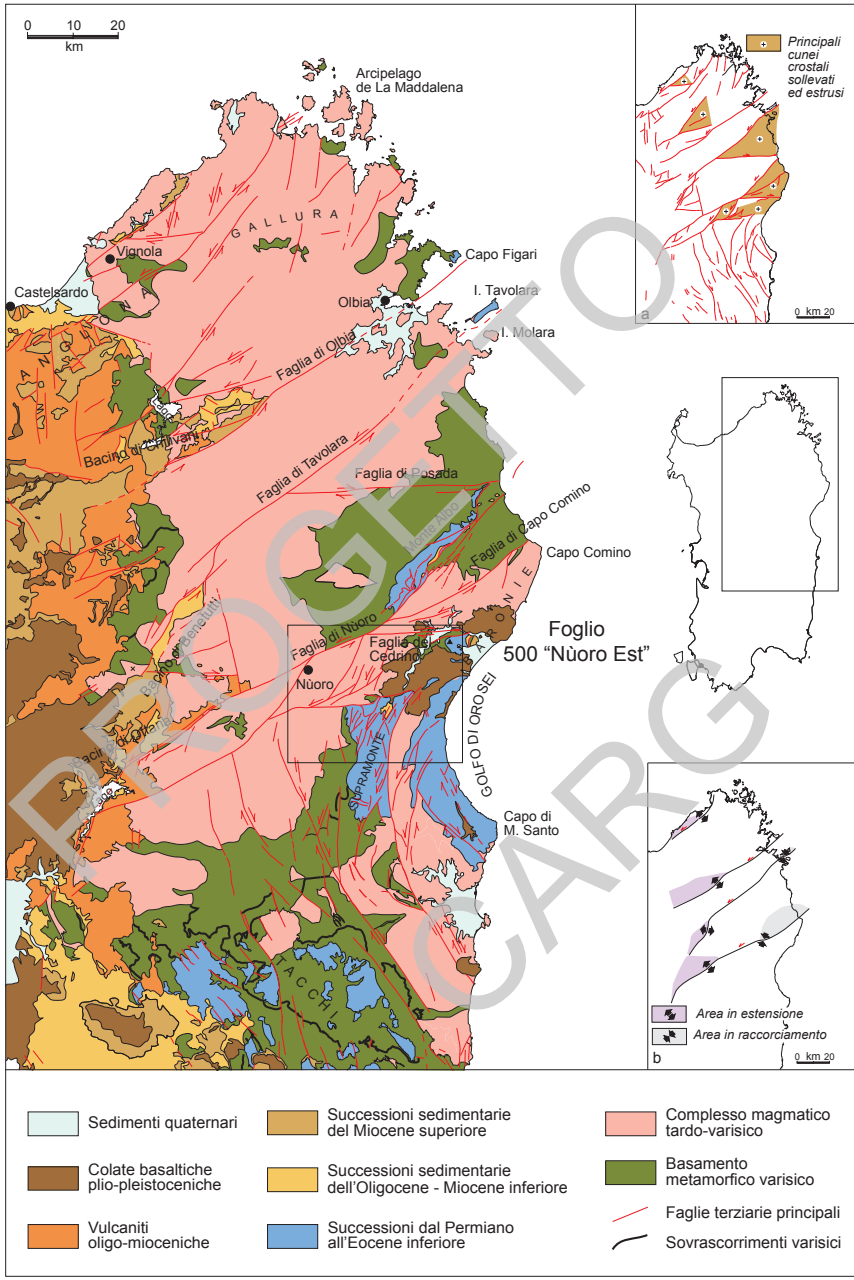
Nella Sardegna a NE del Campidano, in base alla direzione ed alla cinematica delle faglie trascorrenti, si distinguono tre settori: uno settentrionale nella Sardegna NE, uno centrale corrispondente all'incirca al Golfo di Orosèi e, infine, uno più meridionale, nella regione dei "Tacchi" (toponimo locale), in Ogliastra. Il Foglio 500 "Nùoro Est" si colloca nel secondo settore, in prossimità del primo (tav.7).

6.2.1.1. - Settore nord-orientale

Il settore nord-orientale (dalla Gallùra fino al Màrghine e alle Baronìe) è caratterizzato da due principali sistemi di faglie trascorrenti di importanza regionale, a volte estesi più di 70 km, ai quali localmente si associano strutture transpressive e/o bacini *pull-apart* (Bacino di Chilivani-Berchidda, di Ottana, di Benetutti, *etc.*). Il primo sistema di faglie è orientato NE-SW con rigetti sinistri mentre l'altro è orientato E-W con rigetti destri. Il sistema più sviluppato è quello orientato circa NE-SW (faglie di Nùoro, di Tavolara, di Olbia e della Gallùra), interessa tutta la Sardegna nord-orientale e si estende più a N anche nel basamento varisico della Corsica, fino al margine collisionale alpino della Corsica nord-orientale.

Gli indicatori cinematici lungo le fasce cataclastiche ed i rigetti a carico delle strutture varisiche indicano prevalenti movimenti trascorrenti sinistri, con componenti verticali decisamente minori, cui sono associate sia zone transpressive sia transtensive (Carmignani *et alii*, 1992b; Oggiano *et alii*, 1995; 2009; Pasci, 1997). L'entità dei rigetti orizzontali è plurichilometrica; quelli verticali, quando misurabili, si aggirano attorno ad alcune centinaia di metri. Fa eccezione l'area di M. Albo, lungo la Faglia di Nùoro, dove i rigetti verticali raggiungono il migliaio di metri pur essendo subordinati rispetto a quelli trascorrenti, come documentano anche gli indicatori cinematici (Pasci, 1997).

PROGETTO CARG



Tav. 7 - *Schema strutturale della Sardegna NE; gli inserti indicano: a) i principali cunei crostali sollevati; b) le aree di estensione ("releasing") e raccorciamento ("restraining"). Da* OGGIANO *et alii (2009), modificato.*

L'area di M. Albo (fig.10) è caratterizzata da sovrascorrimenti con disposizione *en echelon*, coerenti con la cinematica sinistra della Faglia di Nùoro e con una geometria caratteristica delle *flower structure* positive (Carmignani *et alii*, 1992b). Lungo questi accavallamenti sono coinvolti conglomerati sintettonici di età *post*-luteziana (conglomerati di Cùccuru 'e Flores; Pasci *et alii*, 1998). L'importanza di tali strutture transpressive è sottolineata, oltreché dai rigetti rilevanti, anche dal fatto che più scaglie tettoniche di basamento metamorfico paleozoico sono sovrascorse sulla copertura sedimentaria mesozoica e terziaria, che a sua volta è interessata da *thrust* e raddoppi tettonici.

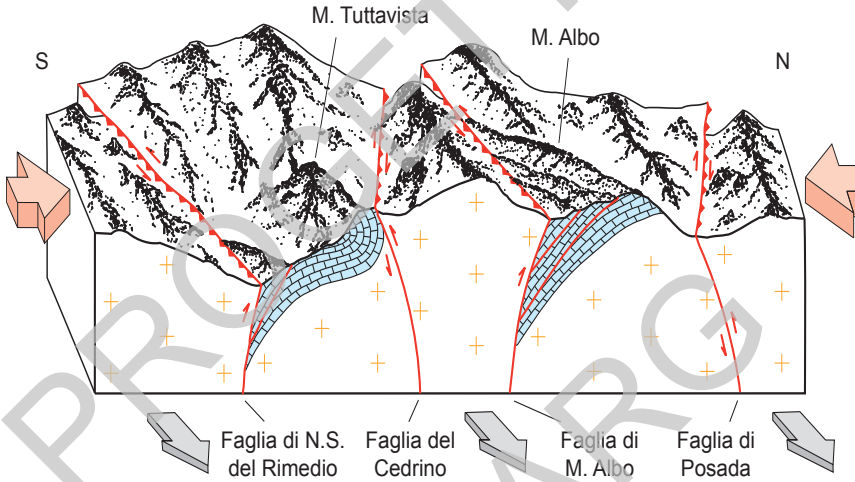


Fig. 10 - *Schema tridimensionale (non in scala), che mostra l'estrusione verso E e la deformazione compressiva dei cunei crostali limitati da faglie trascorrenti destre (E-W) e sinistre (NE-SW). Da* Pasci *(1997), modificato.*

Simili strutture transpressive interessano anche l'Isola di Tavolara e la zona di Capo Fìgari (v. tav.7). Anche in Corsica lembi della copertura mesozoica sono conservati nelle zone di radice di analoghe strutture "a fiore" (ad es. P.ta Calcina).

In Sardegna alle stesse zone trascorrenti sono spesso associate strutture transtensive, rappresentate da bacini *pull-apart* (Bacino di Chilivàni-Berchidda, di Ottana, di Benetutti, *etc.*) colmati da depositi vulcano-sedimentari sintettonici di età compresa tra l'Oligocene medio-superiore e l'Aquitaniano. Questi bacini si sviluppano lungo *releasing band* delle faglie trascorrenti orientate NE-SW. Studi di dettaglio nel Bacino di Chilivàni-Berchidda indicano *pattern* di strutture (pieghe, faglie sinsedimentarie dirette, faglie trascorrenti inverse e dirette) coerenti con un regime deformativo trascorrente sinistro (Oggiano *et alii*, 1995).

PROGETTO CARG

Nel settore nord-orientale dell'Isola, il sistema di faglie trascorrenti orientato E-W è caratterizzato da movimenti trascorrenti destri (faglie di Trinità d'Agultu, di Posada, *etc.*), come mostrano gli indicatori cinematici ed i rigetti a carico di strutture varisiche (Pasci, 1997). L'interferenza tra le faglie trascorrenti sinistre orientate NE-SW (es. Faglia di Nùoro, *etc.*) e quelle destre orientate E-W (es. Faglia del Cedrino, Faglia di Posada, *etc.*) determina lo sviluppo di cunei crostali che vengono deformati ed estrusi verso E (v. tav.7 e fig.10).

6.2.1.2. - Settore centrale

Nel settore centrale, cui appartiene il Foglio 500 "Nùoro Est", si riconoscono un sistema di faglie trascorrenti destre orientate E-W (faglie del Cedrino e di San Giovanni) e due sistemi di faglie trascorrenti ad andamento arcuato, rispettivamente di direzione variabile da NE-SW a N-S il primo sistema e da N-S a NW-SE il secondo. Sono inoltre presenti strutture plicative.

Analogamente alle faglie trascorrenti orientate NE-SW della Sardegna centro-settentrionale, anche in questo settore le stesse faglie ed alcuni sistemi di pieghe coinvolgono depositi sintettonici (conglomerati di Cùccuru 'e Flores) con modalità tipiche delle pieghe di crescita (*growth fold*; Pasci *et alii*, 1998).

Il sistema di faglie arcuate con direzione da NE-SW a N-S (faglie di Oddoène, di Sòvana, di Tìscali, di M. Osèli) mostra cinematica sinistra con subordinate componenti inverse e rigetti verticali talvolta superiori ai 500 m. Il sistema orientato da N-S a NW-SE (faglie di Urzulèi, di Piano d'Ozìo, di Còdula Sisìne) mostra cinematica destra con minori componenti distensive.

A questi sistemi di faglie trascorrenti, e strettamente connessi con il loro sviluppo, si associano sistemi plicativi (Pasci, 1997) la maggior parte dei quali ha direzioni assiali comprese tra N35 e N70 (ad es. la Sinclinale di Lanaitto), pur essendo presenti anche sistemi di pieghe ad assi orientati N20 e N150-170. In alcuni casi si generano strutture di interferenza del tipo "duomi e bacini", come nell'area di Gorròpu. Le pieghe talvolta sviluppano fianchi rovesci ettometrici (Supramonte di Oliena, M. Oddoène, M. Tuttavista, *etc.*), lungo i quali possono impostarsi locali sovrascorrimenti con importante componente trascorrente.

6.2.1.3. - Settore meridionale

Nel settore dei "Tacchi" (Sardegna centro-meridionale), i maggiori lineamenti tettonici sono rappresentati da un sistema di faglie trascorrenti destre con componenti dirette, orientate NW-SE.

PROGETTO CARG

Gli affioramenti mesozoici ed eocenici di quest'area, abbastanza estesi, sono spesso sub-orizzontali e solo in prossimità delle faglie più importanti si osservano inclinazioni degli strati fino a 60°. Nel complesso quest'area è caratterizzata da deboli deformazioni, che si concentrano lungo le faglie trascorrenti, lasciando i blocchi tra di esse quasi indeformati (Pasci, 1997; Pertusati *et alii*, 2002; Funedda *et alii*, in stampa, Foglio 540 "Mandas", *cum bibl.*).

La differenza principale tra le zone a N ed a S del Golfo di Orosèi è quindi che la prima zona è strutturata secondo faglie trascorrenti sinistre orientate NE-SW, che mostrano spesso una forte componente compressiva, mentre nella seconda il basamento paleozoico e le sue coperture mesozoiche ed eocenico-oligoceniche sono deformati da faglie trascorrenti destre orientate NW-SE che, al contrario, hanno importanti componenti estensionali.

Queste ultime componenti sembrano aumentare verso SW e portano all'individuazione di vasti bacini di età oligo-aquitaniana, allungati in direzione NW-SE, con sedimenti tipici di ambiente litorale e di piattaforma, in cui si raggiungono spessori considerevoli (Cherchi, 1985a; 1985b; Funedda *et alii*, in stampa: Foglio 540 "Mandas", *cum bibl.*).

Un sondaggio eseguito al largo del Golfo di Cagliari (Pozzo Marcella, AGIP) mostra che al di sotto del *semigraben* del Campidano sono presenti elevati spessori (oltre 500 m) di sedimenti oligo-aquitaniani, suggerendo che anche il limite nord-orientale dell'*horst* dell'Iglesiente-Sulcis-Arburese derivi dalla riattivazione di una faglia trascorrente precedente. In quest'area, comunque, sia per la maggiore estensione della copertura del Miocene medio e del Quaternario, sia per la sovrapposizione della fase distensiva neogenica e quaternaria sugli stessi lineamenti oligo-aquitaniani, la tettonica trascorrente terziaria non è così evidente come nel nord dell'Isola.

6.2.2. - *Contesto geodinamico della tettonica trascorrente*

La cinematica e l'orientazione dei sistemi di faglie della Sardegna centro-settentrionale indicano una direzione di raccorciamento con orientazione circa N-S (Pasci, 1997), tuttavia non è facile stabilire una precisa direzione del *paleostress* principale massimo.

Le direzioni dei sistemi di faglie terziarie sono strettamente ereditate dalla strutturazione tardo-varisica del basamento paleozoico; particolarmente evidente è il parallelismo dei sistemi di faglie con il corteo filoniano permo-carbonifero o con i lineamenti fondamentali della catena varisica (ad es. la Linea Posada-Asinara). Probabilmente l'orientazione del *paleostress* principale è compresa entro un angolo di circa 20° intorno alla direzione N-S.

PROGETTO CARG

Una ricostruzione della paleogeografia oligocenica recentemente proposta indica che il margine collisionale della Corsica NE prosegue verso S con una zona di subduzione oceanica (Oggiano *et alii*, 2009; tav.8). Questo implica che durante il raccorciamento N-S la litosfera sardo-corsa non fosse confinata ad E.

La cinematica dei blocchi coinvolti nella trascorrenza sembra supportare questa interpretazione geodinamica. Infatti, a N del Golfo di Orosèi il basamento reagisce al raccorciamento N-S con un'estensione, realizzata mediante estrusione verso E di blocchi crostali limitati a NW da faglie transpressive sinistre (di direzione NE-SW) e a S da faglie transpressive destre (di direzione E-W), come il cuneo di Capo Comìno, di Posada, *etc.* (v. tav.6) (Pasci, 1997). A S del Golfo di Orosèi si realizza una geometria di *tectonic escape* mediante il sistema di faglie trascorrenti destre orientate NW-SE; coerentemente con l'assenza di un confinamento verso E, queste faglie hanno sempre un'importante componente diretta.

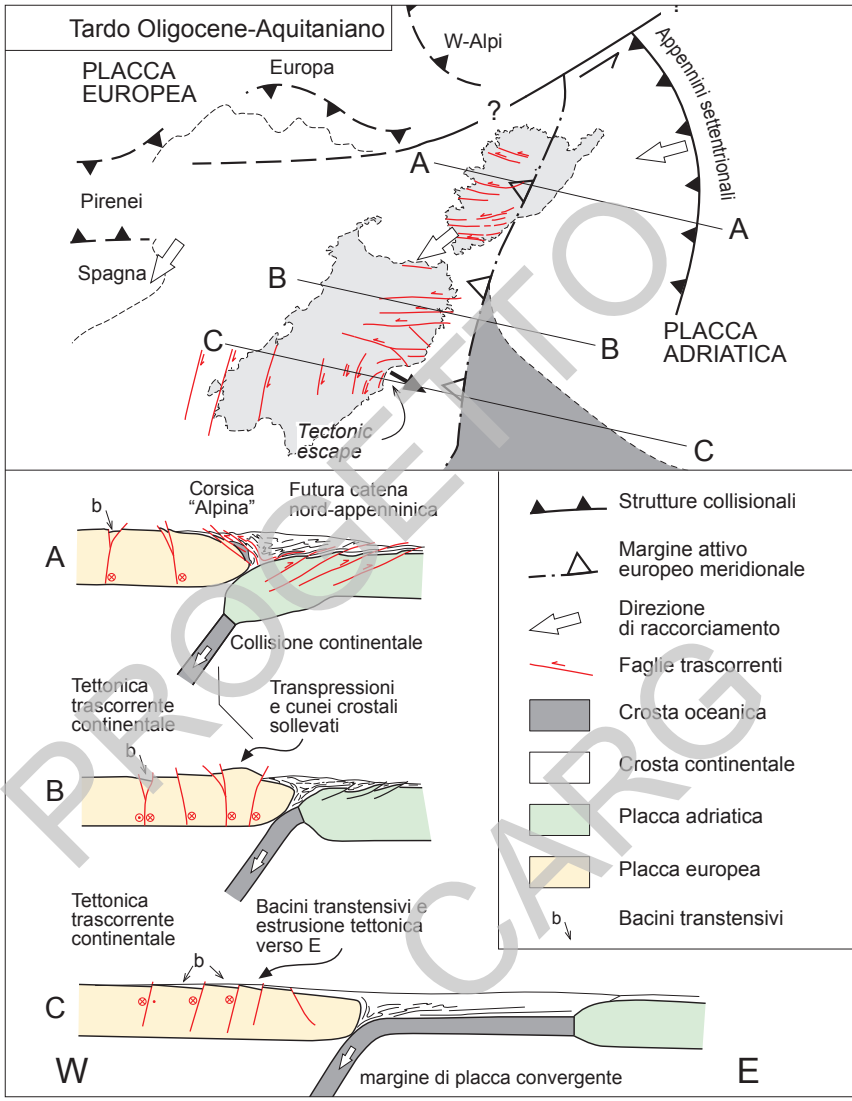
In sintesi, la Sardegna settentrionale è caratterizzata da una tettonica trascorrente sinistra e compressiva, durante la quale si sviluppano solo bacini transtensivi orientati NE-SW e di limitate dimensioni. La Sardegna meridionale è invece caratterizzata da una trascorrenza destra con componente distensiva che, tra l'altro, determina lo sviluppo di bacini sedimentari oligo-miocenici orientati NW-SE, molto più ampi e più profondi di quelli settentrionali. Il settore del Golfo di Orosèi, intermedio, costituisce quindi la zona di transizione dello stile deformativo tra i settori settentrionali e meridionali, contrasegnati da molte differenze strutturali e cinematiche.

Le relazioni tra il sistema trascorrente sardo-corso ed il margine collisionale non si limitano ai soli aspetti strutturali e cinematici. Depositi clastici sintettonici con nummuliti luteziane rimaneggiate, o addirittura clasti di calcari a nummuliti della stessa età, affiorano in Corsica sia lungo le faglie trascorrenti (conglomerati di Punta di à Chiappa, conglomerati di Vazio, *Flysch* di Solaro) sia alla base dei sovrascorrimenti al fronte delle falde della Corsica alpina (*Flysch* di Solaro, *Flysch* di Polasca; Amaudric du Chaffaut, 1973; Bezert & Caby, 1988; Egal, 1992; Ferrandini *et alii*, 1999). Questi sedimenti sintettonici sono analoghi a quelli associati alle faglie transpressive della Sardegna orientale (conglomerati di Cùccuru 'e Flores).

Sedimenti del Burdigaliano superiore - Langhiano suturano sia le strutture trascorrenti in Sardegna, che i sovrascorrimenti alpini in Corsica (Francardo, St. Florent: Orszag Sperber & Pilot, 1976; Rossi & Rouire, 1980; Jolivet *et alii*, 1990; Daniel *et alii*, 1996). La tettonica trascorrente del Blocco sardo-corso è dunque contemporanea alla messa in posto delle unità ofiolitiche sopra il margine continentale della Corsica nord-orientale.

Alcuni Autori (Principi & Treves, 1984; Carmignani & Kligfield, 1990; Carmignani *et alii*, 1992b; 1994a; 1995) considerano il massiccio sardo-corso come il retropaese della catena nord-appenninica.

PROGETTO CARG



Tav. 8 - *Schema tettonico e relative sezioni schematiche dell'area del Mediterraneo occidentale durante il tardo Oligocene - Aquitaniano, mostrante le relazioni tra Adria, Blocco sardo-corso e margine sud-europeo. La direzione di raccorciamento durante la collisione appenninica era orientata E-W tra Appennino settentrionale e "Corsica Alpina" (in coordinate attuali NE-SW) e circa NE-SW in Sardegna e Corsica meridionale (in coordinate attuali circa N-S). Questo quadro geodinamico è testimoniato dalla cinematica delle faglie trascorrenti e dalla "fuga tettonica" verso E dei blocchi crostali (schema basato su dati di diversa provenienza tra cui: Cherchi & Trémolières, 1984; Lahondere et alii, 1999; Mauffret & Gennesseaux, 1989; Mauffret et alii, 1999). Le sezioni A, B e C mostrano i differenti regimi deformativi che si instaurarono al limite tra le placche Adria e Europa durante lo stesso periodo (tardo Oligocene - Aquitaniano). Schema tettonico parzialmente modificato da Carmignani et alii, 2004.*

PROGETTO CARG

In questa ipotesi il sistema Corsica alpina - Appennino settentrionale ha costituito un cuneo di accrezione a doppia vergenza, prodotto dalla subduzione di litosfera oceanica sotto la Corsica e la Sardegna ad iniziare dal Cretacico superiore. La convergenza tra la Placca Adria ed il margine europeo ha portato alla collisione continentale in un intervallo di tempo compreso tra l'Eocene superiore ed il Miocene inferiore, come registrato dal metamorfismo legato a compressione (27 Ma: Kligfield, 1979), anche se alcuni dati nelle Alpi Apuane sembrano addirittura datarlo al Miocene medio (circa 14 Ma, Giglia & Radicati di Brozolo, 1970). Ciò trova riscontro nei notevoli apporti clastici provenienti dallo smantellamento del basamento cristallino rinvenuti nei *flysch* dell'Appennino settentrionale, che iniziano nell'Eocene superiore (Arenarie di Ranzano) e raggiungono il massimo sviluppo nell'Oligocene (Formazione del Macigno).

L'età di messa in posto delle unità oceaniche liguri sul margine continentale dell'Adria non è più recente dell'Aquitaniano, che è anche l'età del tetto della Formazione del Macigno (Montanari & Rossi, 1984). Anche la documentazione biostratigrafica relativa alla formazione più recente coinvolta nel metamorfismo del margine continentale dell'Adria non supera l'Oligocene superiore (Pseudomacigno: Dallan Nardi, 1977).

Questi dati indicano nel loro complesso che la collisione continentale non può essere più recente dell'Oligocene superiore - Aquitaniano, implicando quindi che la collisione nord-appenninica si è realizzata prima dell'apertura del Bacino liguro-provenzale, avvenuta nel Burdigaliano (Montigny *et alii*, 1981; Rehault *et alii*, 1984). A questo proposito è interessante notare come conglomerati di età compresa tra l'Eocene superiore e l'Aquitaniano, analoghi a quelli sintettonici della Sardegna (conglomerati di Cùccuru 'e Flores, formazione di Ùssana e parte della formazione del Cixerri) e della Corsica, si ritrovano diffusi anche lungo il margine occidentale del Bacino liguro-provenzale, sulla piattaforma di Minorca, lungo il margine provenzale (Golfo del Leone, *Canyon* di St. Tropez: Mauffret *et alii*, 1982; Rehault *et alii*, 1984; Gorini *et alii*, 1993).

Secondo Carmignani *et alii* (1994a; 1995; 2004), Pasci (1997) ed Oggiano *et alii* (2009), contemporaneamente alla collisione continentale nel margine nord-orientale della Corsica (cioè nell'Oligocene-Aquitaniano), la litosfera sarda doveva essere caratterizzata ancora da subduzione oceanica. Questo scenario geodinamico è suffragato dalla presenza di un importante vulcanismo calcalcalino oligo-miocenico diffuso fino nella Sardegna meridionale, dalla diminuzione da NW verso SE dell'entità del raccorciamento realizzatosi durante la messa in posto delle falde della Corsica alpina (Egal, 1992) e, infine, dalla estrusione tettonica verso E dei cunei crostali limitati dalle faglie trascorrenti, che necessitano di un margine continentale non confinato (Ratschbacher *et alii*, 1991), ad esempio un margine continentale prossimo ad una zona di subduzione oceanica.

PROGETTO CARG

Il modello di *escape tectonics* per la zona a S del Golfo di Orosèi potrebbe giustificare lo sviluppo, nella Sardegna meridionale, di più ampi e profondi bacini sedimentari oligo-aquitaniani, paralleli alle faglie trascorrenti NW-SE. L'esempio maggiore è rappresentato dal Golfo di Cagliari a S del Campidano dove, come già in precedenza ricordato, sondaggi (pozzo Marcella eseguito dall'AGIP, Lecca *et alii*, 1986) e indagini sismiche (Lecca *et alii*, 1986) hanno mostrato potenti spessori di depositi oligo-aquitaniani sottostanti le successioni del Miocene medio-superiore e del Plio-Quaternario.

Se invece si considera la possibilità che l'età del metamorfismo apuano sia più recente dell'Aquitaniano (14 Ma in Giglia & Radicati Di Brozolo, 1970) allora si deve supporre che non si arrivò mai ad una vera propria collisione continentale, dato che nello stesso periodo si doveva formare il bacino della Corsica con apertura del Tirreno settentrionale. Questo potrebbe essere spiegato come effetto della competizione tra la convergenza tra le due placche (Europa e Adria) e l'arretramento flessurale dovuto al *roll-back* della placca in subduzione che migrava velocemente verso E.

7. - QUATERNARIO

Il Quaternario in Sardegna è rappresentato in gran parte da depositi continentali mentre i sedimenti marini sono limitati e sono attribuiti al Pleistocene superiore (Tirreniano) e soltanto in minima parte all'Olocene.

Lungo la costa sarda spesso affiorano sedimenti litorali del Tirreniano ("Panchina Tirreniana a Strombus" *Auct.*) (Vardabasso, 1954; Ulzega & Ozer, 1982a; 1982b). Analisi sulla racemizzazione degli amminoacidi e datazioni radiometriche U/Th su questi depositi danno un'età variabile tra 138.000 e 90.000 anni (Ulzega, 1995). Tra gli affioramenti più caratteristici si segnalano quelli di Cagliari (Calamosca, dove Issel, 1914, istituì il "Piano tirrenico"), quelli di Nora, di Is Arenas (Arburèse), del Sinis, di Alghero, di S. Teresa di Gallura.

Al "Quaternario antico" *Auct.* (Pleistocene) appartengono le cosiddette "Alluvioni antiche" *Auct.*, diffuse in tutta l'Isola, ma in particolare nelle piane del Campidano, del Cixerri, e in Nurra. Si tratta prevalentemente di sedimenti fluviali di conoide e di piana alluvionale, deposti durante le fasi climatiche freddo-aride e reincisi in più ordini di terrazzi a seguito delle oscillazioni climatiche quaternarie.

Nelle aree pedemontane di raccordo tra i rilievi e le pianure si estendono *glacis* di accumulo, talora potenti alcune decine di metri (Sulcis, Campidano occidentale, Oristanese), anch'essi deposti, reincisi e terrazzati in condizioni climatiche fredde e umide. A questi depositi pedemontani vanno associati detriti di versante riconducibili a sistemi morfoclimatici di tipo periglaciale.

PROGETTO CARG

Caratteristici in tutta l'Isola sono i depositi tipo *éboulis ordonnées*, costituiti da materiale clastico spigoloso e più o meno grossolano, con una stratificazione sottolineata da ripetute variazioni granulometriche dovute alle variazioni d'intensità e/o di frequenza del crioclastismo, in genere riferiti al Pleistocene superiore (Würm). Affioramenti caratteristici si rinvengono in varie località della Sardegna orientale (Dorgàli, Oliena, M. Tuttavista, Cala Gonòne), lungo la costa del Golfo di Orosèi e nel suo immediato entroterra (Ozer & Ulzega, 1981), la gran parte di essi racchiusi all'interno del Foglio 500 "Nùoro Est".

Lungo la costa occidentale (Sulcis, Iglesiente, Oristanese, Nurra), più raramente in quella orientale (Sàrrabus, Gallùra), sono presenti estesi depositi di origine eolica. Si tratta in genere di dune fossili, costituite da arenarie più o meno cementate, con stratificazione incrociata, formatesi in condizioni climatiche periglaciali. Contengono abbondanti fossili, tra i quali resti di elefanti nani (*Elephas lamarmorae*), rinvenuti in Nurra (Malatesta, 1954), a Gonnèsa (Comaschi Caria, 1965) e a S. Giovanni di Sinis (Maxia & Pecorini, 1968; Ambrosetti, 1972).

L'età di questi depositi è riferita al Pleistocene medio e superiore.

L'Olocene è rappresentato soprattutto dai depositi ghiaioso-sabbiosi di fondovalle e di piana alluvionale, dalle sabbie e ghiaie di spiaggia, dalle sabbie eoliche di retrospiaggia (talora con formazioni dunari che si estendono per qualche chilometro nell'entroterra) e dai depositi limoso-argillosi di lagune e stagni costieri.

I depositi quaternari affiorano estesamente nel Foglio 500 "Nùoro Est" e sono costituiti da depositi continentali alluvionali e di versante (tipo *éboulis ordonnées*) pleistocenici e da depositi olocenici continentali (alluvionali, di versante, di frana, eluvio-colluviali), transizionali (palustri e lagunari) e marini (di spiaggia).

PROGETTO CARG

IV - STRATIGRAFIA

1. - CARATTERI GENERALI

Nel Foglio 500 "Nùoro Est" affiorano formazioni del basamento metamorfico paleozoico, corpi plutonici del Paleozoico superiore e successioni sedimentarie e vulcaniche, non metamorfiche, permiane, giurassico-cretaciche, eoceniche, oligo-mioceniche, plioceniche e quaternarie.

Il riconoscimento, il rilevamento e la descrizione di queste successioni sono basati sul criterio litostratigrafico e, per i depositi quaternari, sul criterio delle *UBSU* (o Sintemi), secondo quanto previsto nella normativa del Progetto CARG (Pasquarè *et alii*, 1992) e nella normativa internazionale di riferimento (AA.VV., 1983; Salvador, 1987; 1994).

I diversi insiemi litologici sono distinti in unità litostratigrafiche fondamentali o formazioni, talora suddivise in unità di rango inferiore (membri e/o litofacies). Le formazioni del basamento metamorfico sono raggruppate in unità tettoniche, come in uso nella cartografia geologica delle catene a falde di ricoprimento. I granitoidi tardo-varisici, in armonia con gli altri fogli del Progetto CARG in Sardegna, sono raggruppati in unità intrusive, che a loro volta riportano distinzioni di rango inferiore (subunità intrusive e litofacies).

I nomi formazionali, per quanto possibile, hanno mantenuto la denominazione indicata da Carimati *et alii* (1980, *cum bibl.*); diversamente sono sottoposti nuovi nomi che sono conformi a quelli contenuti nel database specifico del Servizio Geologico d'Italia. Per questi verrà proposta, quando possibile, la formalizzazione da parte della Commissione Italiana di Stratigrafia.

PROGETTO CARG

Buona parte delle unità litostratigrafiche distinte nel Foglio 500 "Nùoro Est", ed in particolare quelle che si riferiscono ai granitoidi tardo-varisici, non compaiono nei fogli della Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000 (Fogli: 194 "Ozieri", 195 "Orosèi", 207 "Nùoro" e 208 "Dorgàli"); esse costituiscono una chiara testimonianza del significativo progresso degli studi e delle conoscenze scientifiche intercorso negli ultimi 50 anni e del notevole sforzo scientifico prodotto per la realizzazione di questo Foglio geologico.

Per le sigle delle unità cartografate è stata adottata la convenzione indicata dal Servizio Geologico d'Italia, in base alla quale:

- unità litostratigrafiche (formazioni, unità intrusive) e *UBSU*, formali, informali, con nomi tradizionali o di nuova istituzione, sono distinte con tre lettere maiuscole;
- insiemi litologici e filoni di varia natura, vengono distinti con una coppia di lettere minuscole;
- membri e subunità intrusive sono distinti aggiungendo un numero a pedice a destra della sigla della formazione (o dell'unità intrusiva);
- litofacies sono distinte aggiungendo una lettera minuscola a pedice a destra della sigla della formazione (o di altre distinzioni adottate).

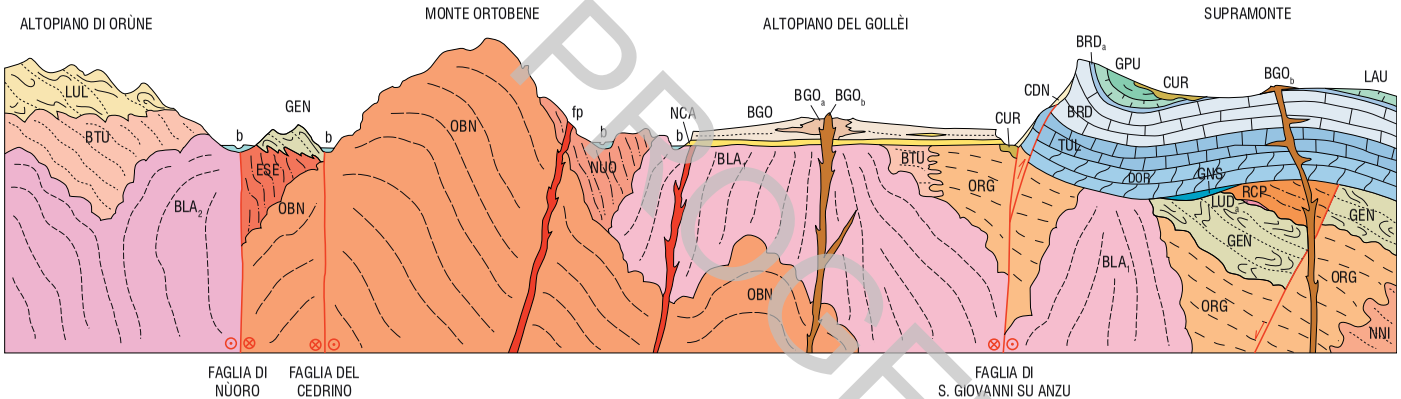
Le abbreviazioni dei minerali (se utilizzate) nella descrizione delle paragenesi delle rocce metamorfiche e magmatiche seguono le indicazioni di Kretz (1983); quando non presenti nel lavoro citato i nomi dei minerali sono scritti per esteso. Per lo spessore degli strati è stata adottata la classificazione di Campbell (1967). Per la scala stratigrafica di riferimento si veda quanto riportato nel Cap. I - § 1. di queste Note.

Le unità litostratigrafiche distinte sono state raggruppate secondo l'ordine stratigrafico, dal basso verso l'alto, in:

- Basamento metamorfico paleozoico;
- Complesso intrusivo tardo-paleozoico;
- Corteo filoniano;
- Successione vulcano-sedimentaria tardo-paleozoica;
- Successione sedimentaria mesozoica;
- Successione sedimentaria cenozoica;
- Successione vulcano-sedimentaria plio-pleistocenica;
- Depositi quaternari dell'area continentale;
- Depositi quaternari dell'area marina.

Una sintesi grafica della complessa geologia del Foglio è riportata nel profilo schematico di tav.9. Tale sintesi, sia pure schematica e non in scala, consente una migliore comprensione della distribuzione spaziale e geografica, delle geometrie interne e della cronologia relativa delle formazioni cartografate, con particolare riferimento alle unità intrusive presenti nell'areale e descritte più avanti in queste Note Illustrative (cfr. § 3.).

PROGETTO CARG



QUATERNARIO

- b — Depositi olocenici
- CDN — Depositi pleistocenici

PLIO-PLEISTOCENE

- BGO — Basalti dei Gollèi. Lave
- BGO_a — Basalti dei Gollèi. Scorie e ceneri
- BGO_b — Basalti dei Gollèi. Dicchi
- NCA — Formazione di Nuraghe Casteddu

TERZIARIO

- CUR — Conglomerati di Cùccuru 'e Flores

MESOZOICO

- GPU — Formazione di Gorròpu
- LAU — Formazione di Lanaitto
- BRD_a — Formazione di Monte Bàrdia. Facies "purbeckiana"
- BRD — Formazione di Monte Bàrdia
- TUL — Formazione di Monte Tului
- DOR — Formazione di Dorgàli
- GNS — Formazione di Genna Selòle

TARDO-PALEOZOICO

- RCP — Rioliti di Castello Pontes
- LUD_a — Formazione di Rio Su Luda

COMPLESSO INTRUSIVO TARDO-PALEOZOICO

- fp — Corteo filoniano
- OBN — Unità intrusiva di Monte Ortobene
- BLA_2 — Unità intrusiva di Monte San Basilio. Subunità intrusiva di Cantoniera Lardine
- BLA_1 — Unità intrusiva di Monte San Basilio. Subunità intrusiva di Monte Isalle
- NNI — Unità intrusiva di Fonni
- BTU — Unità intrusiva di Benetutti
- ORG — Unità intrusiva di Orgòsolo
- NUO — Unità intrusiva di Nùoro
- ESE — Unità intrusiva di Monte 'e Senes

BASAMENTO METAMORFICO PALEOZOICO

- LUL — Filladi di Lula
- GEN — Filladi grigie del Gennargentu

Faglie

PROGETTO CARG

Tav. 9 - *Foglio 500 "Nuòro Est": profilo schematico dei rapporti stratigrafici.*

2. - BASAMENTO METAMORFICO PALEOZOICO

Le metamorfiti affioranti nel Foglio 500 "Nùoro Est" sono state cartografate in due insiemi distinti, sulla base della loro posizione rispetto alla faglia trascorrente terziaria nota in letteratura come Faglia di Nùoro (Alvarez & Cocozza, 1974; Carmignani *et alii*, 1991; Elter *et alii*, 1992, *cum bibl.*), che attraversa l'intera Sardegna con direzione circa N60 intersecando il bordo settentrionale e l'angolo nord-occidentale del Foglio.

Nel settore nord-orientale del Massiccio del Gennargentu, nei dintorni del Valico di Arcu Correbòi, ubicato circa 15 km a S del limite meridionale del Foglio, alcuni dati paleontologici (Pili & Saba, 1975) e rilevamenti di dettaglio (Dessau *et alii*, 1982) hanno consentito di ricostruire, in alcune aree, una successione di basso grado metamorfico che comprende metarenarie, metasiltiti, metapeliti, quarziti, metavulcaniti, filladi carboniose e marmi, nel complesso assai simile alle successioni del Cambriano - Carbonifero inferiore descritte nelle Falde esterne della Zona a falde.

La maggior parte delle metamorfiti presenti nel Foglio 500 "Nùoro Est" è costituita da alternanze monotone di metapeliti e metarenarie, filladi, quarziti, rari marmi e metavulcaniti, quindi in gran parte litologicamente analoghe a quelle descritte e datate nel Gennargentu presso Arcu Correbòi.

Tuttavia nell'areale del Foglio, in conseguenza sia di un metamorfismo regionale di tipo barroviano relativamente più elevato e crescente gradualmente verso N (Franceschelli *et alii*, 1982), sia della totale assenza di reperti paleontologici e anche di una maggiore complessità strutturale, si presenta molto difficile la ricostruzione delle originarie successioni stratigrafiche così come riconosciute nelle Falde esterne (Carmignani *et alii*, 1982a; 1982b; 1986a; 1986b; 1992c; Carmignani, 1996).

Inoltre l'entità del rigetto orizzontale lungo la Faglia di Nùoro, che è valutato nell'ordine di alcune decine di chilometri, non consente di correlare direttamente le metamorfiti affioranti a S e a N di essa.

In conclusione, per tutti i motivi sopra riportati le metamorfiti affioranti a S della Faglia di Nùoro e della Faglia del Cedrino (Carmignani *et alii*, 2001b) sono state attribuite alla formazione delle filladi grigie del Gennargentu (Cavinato *et alii*, 1976), appartenente alle Falde interne della Zona a falde (v. tav.1), precisamente all'Unità tettonica della Barbagia.

Le metamorfiti ubicate a N di tali direttrici tettoniche, invece, sono comprese all'interno del Complesso metamorfico di medio grado ("complesso metamorfico in facies scisti verdi - anfibolitica", Elter & Sarria, 1989), posto anch'esso nelle Falde interne, e in questo Foglio sono state attribuite alla nuova formazione delle filladi di Lula.

PROGETTO CARG

2.1. - Falde interne - Unità tettonica della Barbagia

2.1.1. - *Filladi grigie del Gennargentu* (**GEN**)

La denominazione "filladi grigie del Gennargentu" è utilizzata la prima volta nel Foglio geologico 207 "Nùoro" in scala 1:100.000 (Cavinato *et alii*, 1976) per indicare tutte le metamorfiti di basso grado presenti nei Monti del Gennargentu; lo stesso nome viene in seguito inserito da Carmati *et alii* (1980) nel catalogo delle unità formazionali italiane.

Metamorfiti litostratigraficamente del tutto analoghe, distinte più a S nel Foglio geologico 218 "Isili" in scala 1:100.000 (Perno, 1976) con il termine generico di "scisti filladici, arenacei e micascisti", sono meglio conosciute in letteratura con il nome di "Postgotlandiano" *Auct.* (Vai & Cocozza, 1974). Oggi è noto che queste metamorfiti costituiscono un complesso comprendente diverse unità tettoniche, ognuna delle quali costituita da sequenze in cui localmente sono state riconosciute successioni con termini di età compresa tra il Cambriano ed il Carbonifero inferiore (Carmignani *et alii*, 1986a; 1986b). Sebbene esistano forti analogie litostratigrafiche tra la successione terrigena che costituisce l'Unità tettonica della Barbagia nel Foglio 500 "Nùoro Est" e la successione del Cambriano - Ordoviciano inferiore delle Falde esterne (arenarie di San Vito: Calvino, 1972), la completa mancanza di supporti biostratigrafici non permette una sicura correlazione tra queste due unità.

L'istituzione di nuove unità formazionali è stata scartata perchè solo una piccola parte di questo complesso è stata studiata durante il Progetto CARG. La maggior parte di esso si estende infatti verso S nei contigui Fogli 530 "Làconi", 531 "Lanusèi", 516 "Fonni" e 517 "Baunèi", in scala 1:50.000; l'opportunità di istituire nuove unità formazionali dovrebbe essere valutata solo quando i rilievi del progetto CARG saranno estesi all'intero Massiccio del Gennargentu. In queste note si propone il mantenimento di nomi formazionali già codificati.

Le filladi grigie del Gennargentu sono costituite principalmente da una monotòna, irregolare alternanza di livelli, da decimetrici a metrici, di metarenarie quarzose e micacee da grigie a grigio-verdi, metarcose e quarziti da grigie a biancastre, filladi talvolta quarzifere. Le filladi hanno colori da grigio chiaro a grigio scuro, a violaceo e verdastro fino a nerastro. Localmente prevalgono termini più quarzitici da grigi a grigio-biancastri, in banchi di spessore metrico, oppure metarenarie fini e metasiltiti da grigie a grigio-verdi.

Nel settore meridionale del Foglio, ad E di Orgòsolo (M. Osposidda, Schina de s'Ozzastru), prevalgono metarenarie quarzose e micacee e metasiltiti grige, con rari livelli quarzitici grigio-biancastri (fig.11a e 11b); negli affioramenti più meridionali (Riu Isti e Cuìle su Romasinu) si rinvengono anche metarenarie fini e metasiltiti da grigio scure fino a nerastre.

PROGETTO CARG



PROGETTO

Fig. 11 - *Filladi grigie del Gennargentu (GEN): a) quarziti massive; b) quarziti fini listate. Loc. Schina de s'Ozzastru (Orgòsolo).*

A W di Galtellì (M. Crastacane, M. Icu Ruja), nell'angolo NE del Foglio, prevalgono le metasiltiti da grigio-scure a nere e le filladi, talora nerastre; nelle metarenarie è presente una marcata sovraimpronta termometamorfica (andalusite). Lo studio petrografico indica un metamorfismo regionale di basso grado (cloritoide); ben evidente anche l'impronta della deformazione varisica (fig.12a e 12b).



Nei pressi del Riu Sòlogo alle filladi nere si associano affioramenti metrici di litotipi a forte componente carbonatica, spesso silicizzati, talora mineralizzati a solfuri e calcosilicati.

Questi litotipi potrebbero essere correlati, per analogia litologica, con le formazioni siluro-devoniche riconosciute e descritte nelle unità della Zona a falde esterne, ma a causa dell'elevata deformazione sono estremamente discontinui e non è possibile cartografarli con il necessario dettaglio.

Fig. 12 - *Metarenaria con evidente layering composizionale. Sono presenti due scistosità: una relitta, identificata dall'orientazione degli inclusi nei plagioclasi, ed una nella matrice, marcata dall'isorientazione dei fillosilicati: a) NI; b) NP.*

La causa della frammentarietà e della dispersione degli affioramenti, che si riflette nella difficoltà di ricostruire una successione stratigrafica certa, è da attribuire alla complessa strutturazione varisica, contrassegnata da più generazioni di pieghe isoclinali e da complesse laminazioni e/o raddoppi tettonici. Ciò rende difficilmente valutabile lo spessore originario; per questa formazione è probabile uno spessore complessivo apparente di oltre 2000 m.

PROGETTO CARG

Il limite superiore della formazione è erosivo; il limite inferiore è tettonico, ed affiora nella Sardegna centrale, a S del Gennargentu, circa 35-40 km a S del limite meridionale del Foglio.

Nelle filladi grigie del Gennargentu, come accennato, i resti fossili sono del tutto assenti e si osserva una netta predominanza dei litotipi silicoclastici, soprattutto metarenacei e metasiltitici; le osservazioni eseguite durante i nuovi rilevamenti ed il confronto con i dati di letteratura scientifica propendono per l'attribuzione dubitativa della formazione all'intervallo ?Cambriano - ?Ordoviciano inferiore.

L'ambiente di deposizione, in analogia con le coeve successioni del basamento della Sardegna centro-meridionale, con le quali le filladi grigie del Gennargentu sono ipoteticamente correlate, corrisponde a sistemi di conoidi o piane di bacino in cui avvenivano processi di sedimentazione di tipo torbiditico.

?Cambriano -?Ordoviciano inferiore

2.1.2. - *Formazione di Monte Santa Vittoria* (**MSV**)

A questa formazione, che nelle unità tettoniche della Zona a falde (esterne ed interne) comprende rocce vulcaniche dell'Ordoviciano medio-superiore, a chimismo da intermedio ad acido di tipo calcalcalino e relativi prodotti epiclastici, sono attribuite per similitudine litostratigrafica e chimica alcune rocce affioranti circa 2 km a SW dell'abitato di Galtellì (località C. Otgianu).

Si tratta di metavulcaniti con tessitura porfiroclastica, a chimismo intermedio (andesite-dacite). In sezione sottile i porfiroclasti sono identificabili in prevalenza come cristalli di albite, relitti di plagioclasio, raro quarzo, e aggregati cloritico-epidotici pseudomorfi su originari minerali femici; la struttura è debolmente scistosa con un pavimento di muscovite. Localmente (periferia W di Galtellì) si segnalano sottili livelli di metavulcaniti a chimismo acido non cartografabili.

Lo spessore apparente è di alcuni metri.

?Ordoviciano medio-superiore

2.1.3. - *Marmi di Arcu Correboi* (**ARR**)

Questo nome formazionale viene utilizzato la prima volta nel Foglio geologico 207 "Nùoro" in scala 1:100.000 (Cavinato *et alii*, 1976) per indicare calcari metamorfici e calcescisti in banchi all'interno delle filladi grigie del Gennargentu; con tale denominazione essi vengono in seguito inseriti da Carimati *et alii* (1980) nel catalogo delle unità formazionali italiane.

PROGETTO CARG

Nel Foglio 500 "Nùoro Est" la formazione affiora all'interno delle metarenarie e delle metasiltiti a S di Olièna, in varie località poste alle pendici occidentali di M. Corràsi. Affioramenti isolati sono cartografati anche nel basamento affiorante presso la Sorgente de Su Gologòne (Olièna).

Si tratta di marmi talora dolomitici, da grigi a grigio-scuri fino a grigio-azzurri, a grana da media a grossa, con grossularia e diopside, con intercalazioni di metacalcari foliati e di calcescisti, azoici. Nei dintorni di Fruncu S'Ispera (a W di M. Corràsi) si presentano in bancate di spessore pluridecametrico, intercalate a metasiltiti da grigie a grigio scure. Ad E di Fruncu Tremùines hanno spessori massimi di alcuni metri e sono associati a sottili livelli di metasiltiti nerastre.

In varie località della Barbagia (Arcu Correbòi, Oràni, Funtana Bona) sono noti, nelle Falde interne, affioramenti isolati di marmi. Ad Arcu Correbòi (Gennargentu) i marmi arrivano ad uno spessore apparente di alcune centinaia di metri, ma le complicazioni strutturali non consentono di valutare lo spessore originario. Presso M. Armario sono stati rinvenuti conodonti devoniani (Pili & Saba, 1975; Dessau *et alii*, 1982) che permettono di correlare i marmi ai depositi di piattaforma carbonatica del Devoniano affioranti nel Gerrei ("Calcari di Villasalto" *Auct.*).

Nell'area del Foglio la totale assenza di resti fossili rende impossibile la definizione dell'età se non attraverso correlazioni di tipo litostratigrafico a scala regionale; la sintesi delle osservazioni eseguite e dei dati di letteratura scientifica consentono un'attribuzione ipotetica al Cambriano-Devoniano.

Le complicazioni strutturali della zona non consentono di valutare lo spessore originario; lo spessore apparente è dell'ordine del centinaio di metri.

?Cambriano - ?Devoniano

2.2. - Complesso metamorfico di medio grado

Come anzidetto, l'evoluzione stratigrafica pre-varisica (?Precambriano - Carbonifero inferiore) è delineabile con sufficiente chiarezza solo nella Sardegna centro-meridionale, principalmente nella Zona esterna e nelle Falde esterne della Zona a falde. Procedendo verso NE, metamorfismo e deformazione aumentano e diventa sempre più difficile l'attribuzione stratigrafica delle metamorfiti.

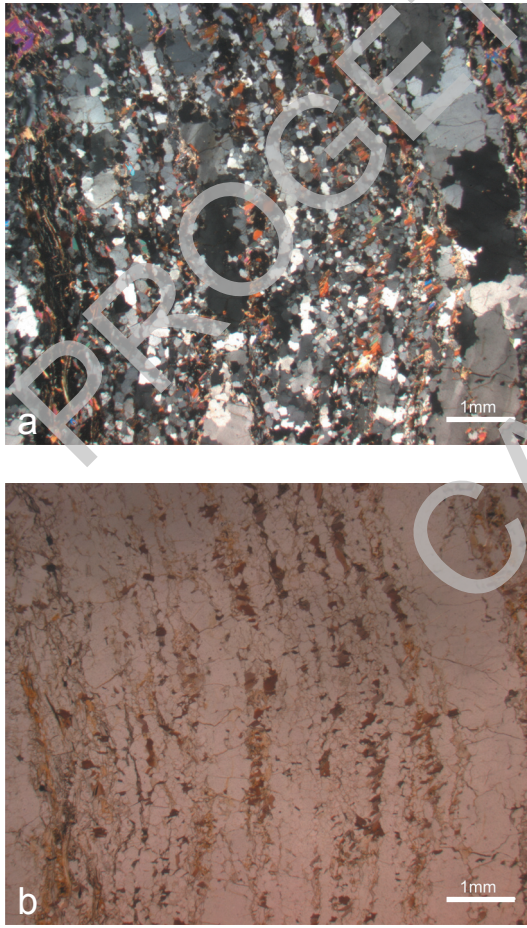
Nelle Baronìe, dove le metamorfiti di medio grado hanno la maggiore continuità di affioramento, il grado metamorfico aumenta rapidamente verso NE; in una fascia larga circa cinquanta chilometri si passa infatti dalla facies a scisti verdi a quella anfibolitica e alle migmatiti. Da SW verso NE sono state distinte le zone a clorite, a biotite, a granato, a staurolite+biotite, cianite+biotite, sillimanite+muscovite e sillimanite+Kfeldspato. Questa zoneografia è caratteristica di un metamorfismo di tipo barroviano.

PROGETTO CARG

2.2.1. - *Filladi di Lula* (**LUL**)

La denominazione filladi di Lula (**LUL**) viene introdotta in questo Foglio per identificare le litologie poste a N della Faglia di Nùoro e cartografate lungo il bordo settentrionale del Foglio, appartenenti al basamento metamorfico varisico di medio grado in facies metamorfica degli scisti verdi.

Le filladi di Lula sono costituite in prevalenza da filladi da grigie a nocciola, talora anche da grigio scure a nere carboniose, metasiltiti e metapeliti grigie, cui si associano quarziti grigio chiare e, localmente, metarenarie quarzoso-micacee da fini a grossolane con un certo grado di maturità. Spesso le frazioni più fini si presentano maggiormente deformate da intense crenulazioni e talvolta da zone di taglio che sviluppano fasce cataclastico-milonitiche.



Lo studio petrografico evidenzia un metamorfismo regionale di basso-medio grado associato alla blastesi di biotite (fig.13a e 13b) . In prossimità del contatto con le plutoniti tardo-varisiche, tra P.ta su Linnariu e Cùccuru Longu, è ben evidente la sovraimpronta termometamorfica (grado andalusite), con formazione di *hornfels* ad andalusite, cornubianiti e scisti macchiettati.

Fig. 13 - *Hornfels ad andalusite e cordierite, con abbondante biotite metamorfica regionale e sovraimpronta termometamorfica di grado andalusite + cordierite: a) NI; b) NP.*

PROGETTO CARG

Negli affioramenti più orientali, tra P.ta Pedra Cappella e Riu Sos Puttos, prevalgono litologie più fini, soprattutto filladi grigie, mentre in quelli occidentali, tra Schina Truncheddu e Schina Cochìnas, i metaderivati mostrano maggiore variabilità da filladi a metarenarie quarzoso-micacee a quarziti (fig.14).

Tra P.ta Sa Rosàle e Bruncu Punzuddu, e nei dintorni di P.ta 'e Su Chervu, sono molto diffusi anche litotipi ortoderivati, costituiti da metavulcaniti (**LUL$_a$**) porfiroclastiche a chimismo intermedio (andesite e dacite) e acido (riolite), a nucleo di cerniere sinformi sradicate orientate cartograficamente circa ENE-WSW.

In genere si presentano in associazione con quarziti grigio-biancastre, metarenarie talora grossolane e metagrovacche, ripiegate in strette pieghe a *chevron* (fig.15a e 15b). Al microscopio si osservano relitti di tessitura intergranulare in cui il plagioclasio albitico si accompagna ad aggregati di clorite pseudomorfi su pirosseno; nella massa di fondo cloritica, inoltre, sono presenti abbondanti epidoti, ilmenite e titanite. Recentemente Costamagna *et alii* (2012) hanno descritto metavulcaniti a chimismo riodacitico-dacitico e affinità calcalcalina, che hanno subito un metamorfismo con temperature di circa 450°C e pressioni di 0,65-0,95 GPa. In base a considerazioni di carattere regionale queste vulcaniti si possono riferire al ciclo vulcanico calcalcalino dell'Ordoviciano medio.

PROGETTO CARG



Fig. 14 - *Pieghe disarmoniche nelle metarenarie quarzoso-micacee (filladi di Lula, LUL). Loc. Schina Cochìnas (Orùne).*



PROGETTO CARG

Fig. 15 - *a) Pieghe a chevron nelle filladi di Lula (LUL); b) particolare. Loc. Corra Chèrvina.*

A SW di P.ta Sa Rosale sono stati cartografati marmi (**LUL_b**) da grigio-nerastri a grigio-verdastri, listati, azoici, in bancate potenti fino ad alcuni metri; altri affioramenti, non cartografabili, sono stati rinvenuti a W di P.ta Pedra Cappella (fig.16). Di solito i marmi affiorano in stretta associazione con metarenarie, metagrovacche e quarziti.



Fig. 16 - *Affioramento di marmi (LUL_a) a W di P.ta Pedra Cappella.*

Nella formazione delle filladi di Lula i resti fossili sono del tutto assenti e si osserva una predominanza di litotipi silicoclastici da metarenacei a metapelitici, mentre i litotipi carbonatici o vulcanici sono rari, frammentati e dispersi; da ciò deriva la difficoltà di ricostruire una successione stratigrafica certa.

La complessa strutturazione varisica, contrassegnata da più generazioni di pieghe isoclinali e da complesse laminazioni, e il crescente metamorfismo regionale non consentono di valutare lo spessore originario dell'intera successione. Uno spessore apparente dell'ordine del migliaio di metri è probabile.

Il limite superiore della formazione è erosivo; il limite inferiore non è conosciuto; nell'area del Foglio le filladi di Lula sono intruse dalle granodioriti della facies Orùne dell'unità intrusiva di Benetutti.

L'attribuzione dubitativa di questa formazione all'intervallo Ordoviciano medio-superiore - Siluriano è basata su correlazioni di tipo litostratigrafico a scala regionale per affinità con le successioni fossilifere delle Falde esterne, secondo quanto emerso dall'insieme delle osservazioni eseguite durante i nuovi rilevamenti e dal loro confronto con i dati di letteratura scientifica disponibili.

?Ordoviciano medio-superiore - ?Siluriano

PROGETTO CARG

3. - COMPLESSO INTRUSIVO TARDO-PALEOZOICO

Il rilevamento delle rocce granitoidi del Foglio 500 "Nùoro Est", analogamente agli altri fogli CARG in Sardegna, è stato condotto con criteri geologici, strutturali e petrografici applicabili in campagna, nel rispetto della regola per cui una carta geologica si elabora a partire da evidenze riscontrabili sul terreno, ed in conformità con quanto suggerito dalle norme per la stratigrafia e la cartografia dei complessi plutonici (Pasquaré *et alii*, 1992, per il Servizio Geologico d'Italia; Rossi & Chevremont, 1987, per il *BRGM*).

Per la caratterizzazione delle petrofacies, come suggerito anche da Flood & Vernon (1988), si sono considerati la taglia e il grado di idiomorfismo dei minerali maggiori, la loro stima modale (in particolare la stima del rapporto feldspatico ove facilitata da differenze cromatiche), la natura dei femici. Tra gli elementi caratterizzanti è stata dedicata attenzione alla presenza, quantità e forma degli *enclaves*, secondo i criteri indicati da Didier & Barbarin (1991).

I dati di laboratorio, quali la petrografia in sezione sottile, la geochimica degli elementi maggiori ed anche indagini radiometriche, hanno contribuito a precisare e affinare le caratterizzazioni di terreno. A questo proposito si precisa che in queste Note, per non ingenerare confusione, si è scelto di impiegare i termini "struttura" e "strutturale" in riferimento alle prerogative geologiche ed i termini "tessitura" e "tessiturale" in riferimento agli aspetti petrografici.

L'analisi strutturale, macro e mesoscopica, condotta seguendo la metodologia illustrata da Marre (1986), ha interessato tutti gli elementi planari e lineari identificabili ad occhio nudo a varie scale: dal singolo cristallo (p.e. feldspati e miche) all'*enclave* di dimensioni metriche, fino a corpi caratterizzati da continuità di affioramento, a parità di litotipo, a scala cartografica.

Le informazioni sull'orientazione spaziale di questi elementi sono indispensabili per la ricostruzione della deformazione e del campo di *stress* vigente sia durante la messa in posto di un'intrusione sia successivamente. Il tipo di deformazione che si accompagna alla messa in posto ed al consolidamento di un'intrusione si modifica nel tempo, in funzione della variazione del regime reologico, come risposta al progressivo raffreddamento. In generale si manifestano inizialmente deformazioni continue e pervasive, evidenziate da strutture quali fluidalità, lineazioni mineralogiche, scistosità, seguite da deformazioni a carattere discontinuo come zone di taglio cataclastico-milonitiche, giunti *etc.*

In definitiva l'insieme dei dati geologico-petrografici e strutturali di terreno ha permesso di definire singole unità intrusive caratterizzate ognuna da geometria, aspetti composizionali e strutturali propri e dalla cronologia relativa di messa in posto, quest'ultima deducibile dall'analisi dei contatti tra differenti litofacies delle diverse unità intrusive.

PROGETTO CARG

Questi criteri anzitutto hanno guidato la realizzazione della cartografia geologica di base relativa all'intero batolite tardo-varisico sardo, prodotta nel corso di due progetti di ricerca finanziati dalla Regione Autonoma della Sardegna. Nel primo è stata realizzata una cartografia speditiva in scala 1:25.000 del batolite (Progemisa S.p.A., 1990a, 1990b, 1990c) a partire dalle indicazioni della letteratura scientifica regionale (Ghezzo & Orsini, 1982; Carmignani *et alii*, 1987). Nel secondo sono stati riordinati e armonizzati (Progemisa S.p.A., 2009), in scala 1:25.000 e secondo criteri moderni, 30 anni di cartografia geologica eseguita in gran parte dalla stessa Progemisa in numerosi progetti di ricerca.

A questi lavori a carattere regionale si è fatto ampio riferimento in questo Foglio sia per la cartografia di base, sia per la definizione della cronologia relativa dei corpi plutonici e per l'estensione complessiva delle singole unità intrusive le quali ovviamente non seguono i limiti della cartografia IGM di riferimento.

Nel Foglio 500 "Nùoro Est" i corpi plutonici tardo-varisici occupano circa 230 kmq, pari al 40% dell'area totale, principalmente nei settori centro-settentrionale ed occidentale. Sono state cartografate sette differenti unità intrusive, che mantengono il rango di formazione e che sono talora suddivise in subunità intrusive e/o in litofacies.

Come illustrato nel seguito, le unità intrusive (e le subunità, quando individuate) sono caratterizzate da un insieme di litotipi legati da strette relazioni di comagmatismo. La denominazione pertanto segue il criterio "unità intrusiva (generico, non specifico di un litotipo) + toponimo": quest'ultimo è individuato nell'areale complessivo di affioramento, talora oltre i confini del Foglio, secondo il citato criterio regionale (Progemisa S.p.A., 2009). Viceversa, per la denominazione delle litofacies, caratterizzate da omogeneità litologica, è stata applicata la regola generale di abbinare il termine litologico prevalente al toponimo (es.: granodioriti a cordierite, facies Sa Mèndula).

Secondo l'ordine stratigrafico, dalla più antica, sono state distinte: unità intrusiva di Monte 'e Senes (ESE), di Nùoro (NUO), di Orgòsolo (ORG), di Benetutti (BTU), di Fonni (NNI), di Monte San Basilio (BLA), di Monte Ortobene (OBN), (v. tav.9).

Nel bordo centro-settentrionale del Foglio affiora l'unità intrusiva di Monte 'e Senes, intrusa dalla subunità di Irgòli, entrambe separate tettonicamente (Faglia del Cedrino) dalle altre unità.

Nel resto del Foglio l'unità relativamente più antica è l'u.i. di Nùoro, presumibilmente coeva dell'u.i. di Monte 'e Senes ed intrusa dall'u.i. di Orgòsolo nel settore centro-occidentale (Riu de Su Grùmene). Quest'ultima va a contatto, in evidenti rapporti di comagmatismo documentati da evidenze di ibridazione reciproca, con l'u.i. di Benetutti nel settore centro-nord (Fiume Cedrino, tra Ponte Pappaloppe e N.ghe Lottoniddo) e con l'u.i. di Fonni (Orgòsolo, loc. Concovài) nell'angolo SW.

PROGETTO CARG

Tutte queste unità (ad esclusione dell'u.i. di Fonni), essenzialmente granodioritiche metalluminose, sono intruse dall'u.i. di Monte San Basilio (articolata in 3 subunità), che presenta un marcato carattere peralluminoso e affiora estesamente nei settori centro-occidentali del Foglio. Completa la sequenza intrusiva l'u.i. di Monte Ortobene, monzogranitica metalluminosa, presente nel Foglio con due subunità, individuate sulla base di considerazioni di carattere regionale.

Nell'ambito di questo lavoro si è proceduto alla datazione, presso il *BRGM* di Orléans, col metodo U-Pb per dissoluzione su zirconi, di tre campioni provenienti dalle unità di Nùoro, di Monte San Basilio e di Monte Ortobene, con lo scopo di porre vincoli cronologici assoluti per la migliore definizione della sequenza di messa in posto.

3.1. - Unità intrusiva di Monte 'e Senes (**ESE**)

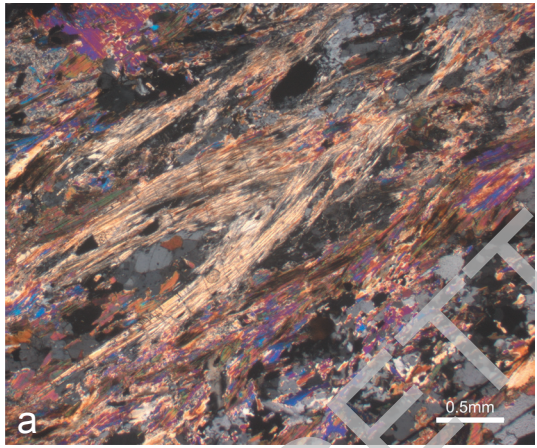
Questa unità intrusiva occupa circa 2 kmq nel bordo centro-settentrionale del Foglio (sezioni 500 I "Galtellì" e 500 IV "Nùoro Est"), ma affiora ben più estesamente (circa 100 kmq) verso N e NE, nei Fogli 482 "Bitti" e 483 "Siniscola". Nei dintorni del M. 'e Senes (da cui prende nome), tra Siniscola ed Irgòli, fuori foglio, sono distinte numerose litofacies da tonalitico-granodioritiche a monzogranitiche metalluminose e leucogranitiche peralluminose (Elter *et alii*, 1992 in Carmignani *et alii*, 1992c; Progemisa S.p.A., 2009); nel Foglio 500 "Nùoro Est" è presente la facies granodioritica (ESE_a) ritenuta più antica nella sequenza intrusiva.

3.1.1. - *Granodioriti tonalitiche. Facies Punta Colòvros* (**ESE_a**)

Si tratta di granodioriti tonalitiche, in prevalenza biotitiche, localmente anfiboliche, grigio-scure, a grana medio-fine, moderatamente equigranulari, con marcata tessitura foliata e forte strutturazione planare, evidenziata dall'isorientazione dei femici e dei nastri policristallini di quarzo e plagioclasi. Dal punto di vista composizionale si tratta di rocce chiaramente metalluminose. Sono abbondanti gli *enclaves* microgranulari femici, in genere microtonalitici, di dimensioni massime decimetriche, la cui forma appiattita è sempre strettamente correlata con il grado di sviluppo delle strutture foliate.

Frequenti e numerosi anche i *roof-pendent* metamorfici (P.ta Ghettasidda), fortemente incassati nelle granodioriti, spesso di dimensioni non cartografabili, caratterizzati (fig.17a e 17b) dall'abbondanza di fasi allumosilicatiche (sillimanite fibrosa e prismatica, andalusite), con evidente foliazione per orientazione di fillosilicati e fibrolite e marcata sovraimpronta termometamorfica (grado sillimanite).

PROGETTO CARG



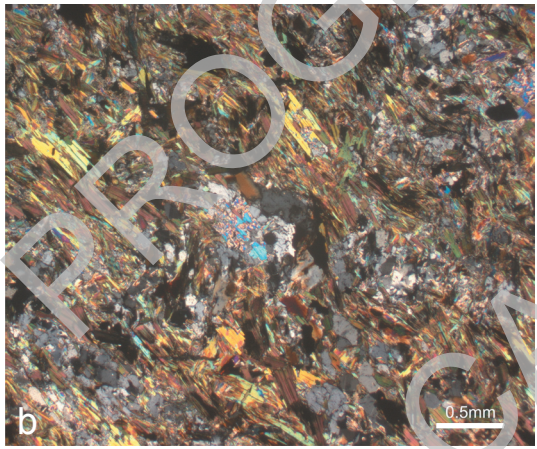


Fig. 17a, 17b - *Metarenaria foliata per orientazione di fillosilicati e fibrolite, con sovraimpronta termometamorfica (grado sillimanite) (2,5 NI).*

In carta la foliazione è orientata intorno a N140 ed immerge a NE con valori intorno a 50°, tendenzialmente sub-concordante con la scistosità delle metamorfiti incassanti.

Elter *et alii* (1992 in Carmignani *et alii*, 1992c) e Kruhl & Vernon (2005) ne attribuiscono la genesi a condizioni che vanno dal *magmatic flow* al *solid state flow* di alta temperatura e che sarebbero state acquisite dall'intrusione durante una messa in posto sincinematica, con una deformazione proseguita anche dopo il completo consolidamento del magma.

In località S. Martino (sez. 500 I "Galtellì") quest'unità è intrusa dai monzograniti della subunità intrusiva di Irgòli, con un contatto magmatico netto, marcato da sciami di filoncelli aplo-pegmatoidi non cartografabili. Inoltre è in contatto per faglia con il basamento metamorfico paleozoico a N (Faglia di Nùoro) e con l'unità intrusiva di Monte San Basilio a S (Faglia del Cedrino).

Carbonifero superiore

PROGETTO CARG

3.2. - Unità intrusiva di Nùoro (**NUO**)

L'unità intrusiva di Nùoro (**NUO**) copre complessivamente una superficie di circa 80 kmq dei quali solo 7 kmq interessano il Foglio. È articolata in due subunità (Progemisa S.p.A., 2009): la subunità intrusiva di Ottana (**NUO_1**) affiora nei fogli 499 "Nùoro Ovest" e 516 "Fonni", la subunità intrusiva di Monte Cucullìo (**NUO_2**) interessa alcuni areali a S e ad E della città di Nùoro; nel Foglio 500 "Nùoro Est" è cartografata la facies Punta Sant'Onofrio (**NUO_{2a}**).

3.2.1. - *Subunità intrusiva di Monte Cucullìo* (**NUO_2**)

3.2.1.1. - Granodioriti. Facies Punta Sant'Onofrio (**NUO_{2a}**)

Affiora nel settore centro-occidentale del Foglio (sez. 500 IV "Nùoro Est") in due areali distinti: il primo è posto ad E del M. Ortobene (Funtana 'e Lidòne, Costa Nighedda); il secondo, più ampio, si trova immediatamente a S di Nùoro e si estende verso W nell'adiacente Foglio 499 "Nùoro Ovest".

Si tratta di granodioriti biotitiche, talora anfiboliche, da grigie a grigio scure, prevalentemente equigranulari, a grana medio-fine (fig.18). Le facies inequigranulari a grana media, con fenocristalli euedrali di plagioclasio e raro K-feldspato di taglia centimetrica, sono del tutto sporadiche.



Fig. 18 - *Granodiorite, tendenzialmente tonalitica, della facies Punta Sant'Onofrio (NUO_{2a}).*

PROGETTO CARG

Dal punto di vista composizionale si tratta di rocce chiaramente metalluminose, la cui composizione chimica è riportata in tab.1.

Tab. 1 - *Unità intrusiva di Nùoro (NUO). Analisi chimiche rappresentative degli elementi maggiori.*

COMPLESSO INTRUSIVO TARDO-PALEOZOICO												
UNITÀ INTRUSIVA DI NÙORO - *Subunità intrusiva di Monte Cucullìo* (**NUO_2**)												
Granodioriti. Facies Punta Sant'Onofrio (**NUO_{2a}**)												
CAMPIONE	**SiO_2**	**TiO_2**	**Al_2O_3**	**Fe_2O_3**	**MnO**	**MgO**	**CaO**	**Na_2O**	**K_2O**	**P_2O_5**	***L.O.I.***	**Tot.**
ES050	68,60	0,55	13,70	4,33	0,12	1,77	3,18	3,25	3,08	0,21	0,95	99,74
ES051	65,70	0,68	14,00	5,00	0,12	2,13	3,72	2,69	3,31	0,29	0,89	98,53
ES052	65,80	0,67	13,80	5,00	0,12	2,02	3,58	2,66	3,35	0,27	0,83	98,10

Localmente si associano facies tonalitiche, anfibolico-biotitiche, di solito grigio scure per l'abbondanza di femici e di inclusi microgranulari scuri. Questi ultimi presentano dimensione massima di alcuni decimetri e forma ellissoidica in genere appiattita secondo il piano di foliazione (fig.19).



Fig. 19 - *Enclave basico nelle granodioriti della facies Punta Sant'Onofrio (NUO_{2a}).*

PROGETTO CARG

Alla scala mesoscopica risulta ben espressa una tessitura orientata per flusso magmatico, che presenta direzioni medie intorno a N120-150 ed immersioni verso NE con valori compresi tra 50° e 60°.

In tutto l'areale, ed in particolare negli affioramenti più occidentali (Su Cùccuru), sono molto frequenti i filoncelli aplopegmatitici di spessore fino a decametrico e sviluppo longitudinale talora ettometrico, sub-verticali, disposti secondo un *pattern* "a graticcio" con direzioni prevalenti N50 e N160.

A SE di Nùoro (sez. 500 IV "Nùoro Est") questa unità viene intrusa dai graniti peralluminosi dell'unità di Monte San Basilio (P.ta s'Eliche Durche, Spuntone Sa Mèndula, P.ta Intermontes); entrambe le unità sono intruse dai monzograniti dell'unità del Monte Ortobene. I contatti magmatici sono netti, spesso marcati da sciami di filoncelli aplopegmatoidi di dimensioni non cartografabili.

Carbonifero superiore

3.3. - Unità intrusiva di Orgòsolo (**ORG**)

L'Unità intrusiva di Orgosolo (ORG) affiora nel settore sud-orientale del Foglio, tra Orgòsolo e Olièna e, in subordine, ad E di Olièna, a W di Galtellì (M. Gremeddàris) e a S di Dorgàli (valle del Riu Flumineddu - Oddoène), a testimoniare la probabile presenza sotto le coperture carbonatiche mesozoiche e basaltiche pleistoceniche.

È per estensione la seconda unità intrusiva del Foglio (circa 50 kmq), mentre si sviluppa per circa 150 kmq totali nei fogli adiacenti 499 "Nùoro Ovest", 516 "Fonni" e 517 "Baunèi" (Progemisa S.p.A., 2009). Nel Foglio 500 "Nùoro Est" sono distinte quattro litofacies, che definiscono un chiaro *trend* basico-acido.

3.3.1. - *Gabbri e gabbrodioriti. Facies Monte Nieddu* (**ORG$_a$**)

Affiora in località Budurrai, tra Orgòsolo e Nùoro, in un limitato affioramento presso quota 429 m, mentre l'areale principale è posto fuori Foglio immediatamente a W, nel settore del M. Nieddu (fig.20), località da cui deriva il nome.

Si tratta di gabbri e gabbrodioriti, grigio-verde scuro, a grana media, equigranulari, a tessitura isotropa olocristallina. Dal punto di vista composizionale sono rocce metalluminose.

Si distingue una massa principale, di dimensione pluriettometrica e forma allungata in direzione N-S, accompagnata da masserelle minori, di dimensioni da decametriche fino a non cartografabili, queste ultime anche intimamente associate ai termini granodioritici incassanti della litofacies ORG$_b$.

PROGETTO CARG



Fig. 20 - *Versante meridionale del colle denominato "Monte Nieddu".*

I rapporti geometrici con le granodioriti incassanti e le condizioni generali di giacitura fanno ritenere che si tratta di un corpo non radicato, assimilabile ad un *megaenclave*; conoscenze ulteriori potranno derivare da approfondimenti successivi al Foglio CARG.

Carbonifero superiore - Permiano

3.3.2. - *Granodioriti monzogranitiche. Facies Monte Locòe* (**ORG$_b$**)

Rappresenta la litofacies più caratteristica e più diffusa arealmente (49 kmq) di quest'unità intrusiva.

È costituita da granodioriti monzogranitiche grigie, biotitiche, a grana media, moderatamente equigranulari. Solo localmente si rinvengono facies inequigranulari a grana media, con fenocristalli di K-feldspato euedrale bianco-rosato di taglia 1-3 cm; diffusi ma non abbondanti gli inclusi microgranulari scuri, ellissoidici, sub-decimetrici (fig.21). Dal punto di vista composizionale si tratta di rocce metalluminose, la cui composizione chimica è riportata in tab.2.

PROGETTO CARG



Fig. 21 - *Granodiorite tipica della facies Monte Locòe (ORG$_b$), unità intrusiva di Orgòsolo.*

Il carattere equigranulare e la grana media rendono talora difficile la definizione alla scala mesoscopica delle tessiture orientate per flusso magmatico, al contrario ben evidenti nelle facies eterogranulari.

Tab. 2 - *Analisi chimiche rappresentative degli elementi maggiori. Unità intrusiva di Orgòsolo (ORG).*

COMPLESSO INTRUSIVO TARDO-PALEOZOICO												
UNITÀ INTRUSIVA DI ORGÒSOLO (**ORG**)												
Granodioriti monzogranitiche. Facies Monte Locòe (**ORG$_b$**)												
CAMPIONE	**SiO_2**	**TiO_2**	**Al_2O_3**	**Fe_2O_3**	**MnO**	**MgO**	**CaO**	**Na_2O**	**K_2O**	**P_2O_5**	**LOI**	**TOT**
ES022	72,00	0,26	13,90	2,70	0,11	1,36	2,33	3,73	3,41	0,13	1,36	101,29
ES055	71,50	0,33	13,30	3,32	0,12	1,27	2,60	3,30	3,76	0,16	0,90	100,56
ES056	73,50	0,26	12,70	2,76	0,11	1,17	1,73	3,16	4,19	0,12	0,88	100,58
ES057	69,80	0,33	12,90	3,52	0,12	1,50	2,51	3,39	3,34	0,15	1,13	98,69
ES068	71,00	0,34	12,60	2,98	0,12	1,29	2,58	3,89	3,90	0,16	1,41	100,27

PROGETTO CARG

Nell'insieme la superficie di fluidalità ha giacitura monoclinale regolare e costante, con direzione media intorno N120-150 e immersioni prevalenti di circa 40°-70° verso i quadranti nord-orientali. Questo andamento si mantiene anche a contatto con il basamento metamorfico incassante, tra Orgòsolo e Olièna, dove non sembra risentire in modo significativo dell'"effetto parete".

I rapporti con le unità intrusive con cui va a contatto sono chiari. Contatti magmatici "caldi" con l'unità di Benetutti (BTU), osservabili ad E di Olièna, tra Ponte Papaloppe e N.ghe Lottoniddo, evidenziano condizioni di sostanziale comagmaticità tra le due unità. Viceversa, l'unità di San Basilio (BLA) intrude l'unità di Orgòsolo interrompendo la continuità della sua strutturazione interna, come ben evidenziato cartograficamente a S di Dorgàli (subunità di Oddoène), tra Olièna e Ponte Papaloppe ed a Badde sa 'igu (W di Olièna). Nel tratto compreso tra Olièna e il bordo occidentale del Foglio il contatto tra ORG e BLA è per faglia; solo nel tratto più occidentale, a bordo Foglio, il contatto è intrusivo e conferma i rapporti stratigrafici descritti.

Carbonifero superiore - Permiano

3.3.3. - *Monzograniti. Facies Fruncu Padùlas* (**ORG$_c$**)

Presso Fruncu Padùlas, tra Orgòsolo e Olièna, sono stati cartografati monzograniti talora leucocrati, biotitici, grigio-rosati, a grana medio-fine, moderatamente equigranulari, talora eterogranulari per K-feldspato euedrale bianco-rosato di taglia 1-3 cm; la tessitura è orientata per flusso magmatico.

Localmente si osserva una tendenza alla porfiricità, marcata da diminuzione della grana e dalla comparsa di quarzo globulare e di una seconda generazione di biotite in cristalli minuti. Rari gli inclusi microgranulari scuri, ellissoidici, subdecimetrici. Dal punto di vista composizionale si tratta di rocce metalluminose.

La giacitura dei piani di flusso magmatico ha direzione media N120-140 e immersioni prevalenti di circa 40°-70° verso E, concordante con quella misurata nella facies Monte Locòe (ORG$_b$) incassante. A S di Fruncu Padùlas, in località Goddòre, si osservano fenomeni di ibridazione reciproca tra queste due facies, associati a sviluppo di tessiture porfiriche e abbondanti filoncelli aplopegmatitici.

Carbonifero superiore - Permiano

3.3.4. - *Leucomonzograniti. Facies Ponte Gorìnnaru* (**ORG$_d$**)

La facies Ponte Gorìnnaru (**ORG$_d$**) affiora solo nella sez. 500 III "Olièna" (2,2 kmq), in una fascia ad andamento circa SW-NE nell'angolo sud-occidentale.

PROGETTO CARG

È costituita da leucomonzograniti biotitici, giallastri, a grana da fine a microgranulare. La tessitura è isotropa, talora porfirica con quarzo globulare e K-feldspato centimetrico. Dal punto di vista composizionale si tratta di rocce metalluminose.

Tutti gli affioramenti hanno la sagoma fusiforme allungata di mega-filoni, con spessori fino a 300 m e sviluppo longitudinale anche di alcuni km secondo direzioni da N-S a NNE-SSW, incassati entro le facies Monte Locòe (ORG_b) e Fruncu Padùlas (ORG_c).

Carbonifero superiore - Permiano

3.4. - Unità intrusiva di Benetutti (**BTU**)

L'Unità intrusiva di Benetutti (BTU) occupa un'areale di circa 400 kmq tra Benetutti, Orùne, Buddusò e Pattàda, ed ha il suo maggiore sviluppo areale nei fogli 499 "Nùoro Ovest", 481 "Ozieri", 482 "Bitti" (Progemisa S.p.A., 2009), in particolare nei dintorni del paese di Benetutti, a N di Nùoro. Nell'intero areale è caratterizzata in prevalenza da granodioriti monzogranitiche spesso fortemente eterogranulari. Nel Foglio 500 "Nùoro Est" affiora il lembo più occidentale dell'unità intrusiva, descritto come Facies Orùne (BTU_a).

3.4.1. - *Granodioriti monzogranitiche inequigranulari. Facies Orùne* (**BTU_a**)

Affiora nell'angolo NW del Foglio e in un settore centro-settentrionale compreso tra il Fiume Cedrino e il Riu Gurpìa-Fratàle. È costituita da granodioriti monzogranitiche, localmente tonalitiche, biotitiche, grigie, a grana da media a grossa, fortemente inequigranulari per megacristalli di K-feldspato euedrale biancastro di taglia fino a 10 cm, con inclusioni pecilitiche di biotite. La tessitura è orientata per flusso magmatico (fig.22). La giacitura dei piani di flusso magmatico ha direzione media N120-140 mentre l'immersione ha una discreta variabilità. Dal punto di vista composizionale si tratta di rocce metalluminose (tab.3).

Nel settore del Riu Gurpìa-Fratàle, tra Ponte Papaloppe e N.ghe Lottoniddo, la fluidalità magmatica presenta un andamento a monoclinale, con immersioni intorno 60°-80° verso ENE. In quest'areale sono ben evidenti i contatti interdigitati "caldi" con la litofacies ORG_b dell'unità intrusiva di Orgòsolo, ad indicare una sostanziale contemporaneità di messa in posto (cfr. § 3.3.2).

Negli affioramenti nord-occidentali, tra Riu Marrèri e P.ta Su Linnàriu, si osserva invece un chiaro "effetto parete fredda" al contatto con il basamento metamorfico (filladi di Lula): la giacitura dei piani di fluidalità magmatica si adatta, sebbene localmente, alla forma del "contenitore".

PROGETTO CARG



Fig. 22 - *Granodiorite monzogranitica tipica della facies Orùne (BTU_a). Unità intrusiva di Benetutti.*

Sono altrettanto evidenti i rapporti con i graniti peralluminosi, che intrudono le granodioriti della facies Orùne generando una struttura complessa ed articolata, associata a diffusi fenomeni di ibridazione e assimilazione.

Carbonifero superiore - Permiano

Tab. 3 - *Analisi chimiche rappresentative. Unità intrusiva di Benetutti (BTU).*

COMPLESSO INTRUSIVO TARDO-PALEOZOICO												
UNITÀ INTRUSIVA DI BENETUTTI (**BTU**)												
Granodioriti monzogranitiche inequigranulari. Facies Orùne (**BTU_a**)												
CAMPIONE	**SiO_2**	**TiO_2**	**Al_2O_3**	**Fe_2O_3**	**MnO**	**MgO**	**CaO**	**Na_2O**	**K_2O**	**P_2O_5**	***L.O.I.***	**Tot.**
ES029	71,00	0,36	13,50	3,15	0,12	1,13	2,56	3,63	3,45	0,19	0,84	99,93
ES041	70,50	0,24	13,70	2,70	0,11	0,72	1,86	3,41	4,55	0,20	0,92	98,91
ES058	72,50	0,27	13,40	3,03	0,12	1,10	2,77	3,69	2,91	0,15	0,92	100,86

PROGETTO CARG

3.5. - Unità intrusiva di Fonni (**NNI**)

Anche questa unità intrusiva (NNI) ha la sua principale estensione areale all'esterno del Foglio. Precisamente occupa una superficie di circa 170 kmq nei fogli 499 "Nùoro Ovest", 516 "Fonni", 517 "Baunèi" (Progemisa S.p.A., 2009), con particolare sviluppo a S e ad E del paese di Fonni, a S di Nùoro. Nell'intero areale è costituita in prevalenza da granodioriti monzogranitiche in genere anche fortemente eterogranulari. Nel Foglio 500 "Nùoro Est" affiora il lembo più settentrionale dell'unità intrusiva, descritto come facies Pratobello (NNI_a).

3.5.1. - *Granodioriti monzogranitiche inequigranulari. Facies Pratobello* (**NNI_a**)

È presente nell'angolo sud-occidentale del Foglio, in un piccolo affioramento (0,2 ha) posto nella periferia meridionale di Orgòsolo.

È costituita da granodioriti monzogranitiche biotitiche, a grana medio-grossa, da grigie a grigio-rosate, fortemente inequigranulari per megacristalli di K-feldspato euedrale da biancastro a rosato, tabulare, di taglia 7-8 cm (talora fino a 10 cm), spesso con inclusioni pecilitiche di biotite (fig.23).



Fig. 23 - *K-feldspato bianco-rosato, tabulare, di taglia circa decimetrica, con inclusioni pecilitiche di biotite, nelle granodioriti monzogranitiche della facies Pratobello (NNI_a).*

PROGETTO CARG

La tessitura è orientata per flusso magmatico. La giacitura dei piani di flusso magmatico ha direzione media intorno N120-140, con immersioni di circa 60°-70° verso i quadranti orientali. Dal punto di vista composizionale si tratta di rocce metalluminose.

L'insieme dei caratteri strutturali, tessiturali e composizionali presenta forti analogie con le granodioriti della facies Orùne (BTU_a) sopra descritte.

Nel Foglio 500 "Nùoro Est" la litofacies **NNI_a** va a contatto solamente con litotipi dell'unità intrusiva di Orgòsolo (ORG). A S dell'abitato, intorno a N.ghe Ilòle e nei pressi della chiesetta campestre di S. Marco (entrambe subito fuori Foglio), si osservano evidenti contatti interdigitati "caldi", ad indicare una sostanziale contemporaneità di messa in posto tra le litofacies NNI_a e ORG_b.

Carbonifero superiore - Permiano

3.6. - Unità intrusiva di Monte San Basilio (**BLA**)

L'unità intrusiva di Monte San Basilio (BLA) occupa, nella Sardegna centro-orientale, una superficie di circa 250 kmq, da N.ghe Tundòne (a NE di Orosèi) verso W fino alla regione di S. Basilio - Sòlogo - Isalle per proseguire ancora verso W fino alla regione Salto di Lochèle, a SW di Ottàna, ben oltre i limiti del Foglio 500 "Nùoro Est" (Progemisa S.p.A., 2009). Dalla località M. S. Basilio, alcuni chilometri ad E di Nùoro, dove affiora estesamente, deriva la denominazione con cui è nota in letteratura scientifica (Di Vincenzo & Ghezzo, 1992; Di Vincenzo *et alii*, 1996). Nel Foglio affiora per circa 110 kmq, pari al 20% dell'area totale.

In tutto il suo areale di affioramento l'unità si caratterizza per la costante presenza di cordierite, spesso sostituita da pinite pseudomorfa, cui si associano andalusite, sillimanite fibrolitica e muscovite, presenti in proporzioni variabili ma sempre significative. Il carattere peralluminoso è confermato dalle analisi chimiche; la composizione chimica delle litofacies più rappresentative è riportata in tab.4.

I nuovi rilevamenti hanno permesso di individuare e cartografare al suo interno tre subunità intrusive, che si distinguono in base alla distribuzione geografica, ai caratteri intrusivi, alla geometria dei corpi ed alle differenze petrografiche e strutturali.

3.6.1. - *Subunità intrusiva di Monte Isalle* (**BLA_1**)

È la più estesa delle tre subunità; occupa una larga fascia disposta circa ENE-WSW nei settori centro-settentrionale e occidentale del Foglio, dove sono state cartografate sei litofacies.

PROGETTO CARG

Tab. 4 - *Analisi chimiche rappresentative degli elementi maggiori. Unità intrusiva di Monte San Basilio (BLA).*

COMPLESSO INTRUSIVO TARDO-PALEOZOICO												
UNITÀ INTRUSIVA DI MONTE SAN BASILIO												
Subunità intrusiva di Monte Isalle (**BLA$_1$**)												
Granodioriti a cordierite. Facies Sa Mèndula (**BLA$_{1b}$**)												
CAMPIONE	**SiO_2**	**TiO_2**	**Al_2O_3**	**Fe_2O_3**	**MnO**	**MgO**	**CaO**	**Na_2O**	**K_2O**	**P_2O_5**	***L.O.I.***	**Tot.**
ES030	71,00	0,46	13,50	3,21	0,11	1,17	2,01	3,21	3,52	0,30	1,39	99,88
ES031	70,90	0,46	13,60	3,18	0,11	0,87	2,27	3,09	3,50	0,32	0,87	99,17
ES034	69,80	0,45	13,30	3,42	0,11	1,16	2,38	2,95	3,54	0,30	0,75	98,16
ES037	70,50	0,42	14,80	3,17	0,11	1,14	2,50	3,35	3,68	0,29	0,96	100,92
ES039	68,50	0,42	13,90	3,30	0,11	1,70	1,81	3,58	3,27	0,26	2,89	99,74
ES040	71,20	0,43	13,80	3,36	0,11	1,13	2,28	3,09	3,51	0,29	0,76	99,96
ES053	66,20	0,56	13,70	4,91	0,12	2,18	3,85	2,67	3,35	0,19	0,95	98,68
ES054	69,50	0,46	14,20	3,49	0,11	1,08	2,49	3,17	3,62	0,29	0,94	99,35
ES059	73,00	0,37	13,50	3,00	0,11	0,98	1,29	3,27	3,95	0,23	1,49	101,19
ES060	71,30	0,33	13,30	2,76	0,11	0,98	1,51	3,40	4,08	0,27	1,35	99,39
ES061	67,00	0,57	14,50	5,06	0,13	2,03	2,84	3,62	4,04	0,25	0,93	100,97
ES062	69,70	0,42	14,30	3,16	0,11	1,13	2,28	3,33	3,94	0,30	0,99	99,66
ES063	72,50	0,38	13,80	3,17	0,11	1,01	1,95	3,09	3,82	0,27	0,99	101,09
ES064	70,10	0,43	13,90	3,29	0,11	1,21	2,03	3,15	4,15	0,31	1,19	99,87
ES065	70,50	0,45	13,80	3,27	0,11	1,27	1,76	3,38	3,73	0,30	1,70	100,27
ES066	71,50	0,40	14,00	3,29	0,11	1,08	2,30	3,57	3,00	0,27	1,18	100,70
Subunità intrusiva di Cantoniera Lardine (**BLA$_2$**)												
Granodioriti monzogranitiche a cordierite. Facies Sedda Sa Fèrula (**BLA$_{2a}$**)												
ES021	72,50	0,66	12,20	4,37	0,11	2,49	0,86	3,81	1,97	0,29	1,85	101,11
Leucomonzograniti a cordierite. Facies Riu Sa Mela (**BLA$_{2b}$**)												
ES042	73,00	0,33	14,00	2,92	0,11	0,91	2,07	3,87	3,41	0,27	0,84	101,73
Subunità intrusiva di Oddoene (**BLA$_3$**)												
Leucomonzograniti a cordierite. Facies Cantoniera Noce Secca (**BLA$_{3a}$**)												
ES024	75,00	0,10	13,30	1,80	0,11	0,27	1,05	3,70	4,50	0,11	0,84	100,78
ES025	74,10	0,19	13,40	2,70	0,11	0,75	1,64	3,16	4,25	0,14	0,89	101,33
ES027	71,50	0,31	13,70	3,31	0,11	1,05	2,41	3,32	3,77	0,17	0,90	100,55
ES028	71,00	0,34	14,30	3,37	0,11	1,34	2,39	3,07	3,75	0,18	1,60	101,45

PROGETTO CARG

3.6.1.1. - Gabbri. Facies Molimentu (**BLA_{1a}**)

Ad E di M. Manasuddas, tra Molimentu e P.ta Biriai, sono state cartografate alcune masse basiche di dimensioni pluriettometriche (**BLA_{1a}**).

Si tratta di litotipi gabbroidi, grigio-verde scuri, violacei quando alterati, con grana da fine a media, equigranulari, struttura porfirica per anfibolo e pirosseno di taglia 0,5 cm, rara biotite, probabile tormalina di taglia max 0,5 cm, e feldspato bianco opaco di taglia max 0,5 cm, in massa di fondo microcristallina. La tessitura è isotropa.

Le condizioni di affioramento presentano alcune particolarità. Infatti l'affioramento più meridionale (Predu 'e Serra) è un ammasso incassato entro la granodiorite BTU_a, allungato in direzione N50, subverticale. Gli altri affioramenti costituiscono *megaenclaves* orientati secondo la fluidalità magmatica delle litofacies BLA_{1b} e BLA_{1d} incassanti; in particolare la massa affiorante in località Molimentu è disposta al contatto tra le unità BLA e BTU.

Le osservazioni di campagna, basate essenzialmente sulla ricostruzione della geometria degli affioramenti e sulla cartografia delle petrofacies presenti, suggeriscono che si tratta di corpi non radicati, assimilabili a *megaenclaves*, che presentano un forte legame con i granitoidi peralluminosi che li inglobano. Ulteriori approfondimenti degli studi, nelle opportune sedi scientifiche, potranno meglio definire gli aspetti petrologici e petrogenetici.

Carbonifero superiore - Permiano

3.6.1.2. - Granodioriti a cordierite. Facies Sa Mèndula (**BLA_{1b}**)

Costituisce la litofacies più diffusa e rappresentativa dell'intera unità intrusiva. Affiora estesamente nei quadranti centro-settentrionali e occidentali del Foglio.

Si tratta di granodioriti a cordierite, biotite e muscovite, grigie, a grana da media a grossa, da equigranulari a inequigranulari per aggregati pinitici pseudomorfi su cordierite; lo spiccato carattere peralluminoso è evidenziato anche dalla presenza di andalusite, rara sillimanite fibrolitica e muscovite (fig.24a). Localmente il carattere eterogranulare acquista maggiore rilievo sia per la maggiore abbondanza di cordierite di taglia fino a 3-4 cm (fig.24b), sia per la comparsa di K-feldspato euedrale biancastro tabulare di taglia 3-5 cm. Dal punto di vista chimico si tratta di rocce peralluminose (v. tab.4). Sono presenti sia *enclaves* femici microdioritici di evidente derivazione magmatica, ellissoidici (taglia max 10-15 cm), sia xenoliti di basamento metamorfico (taglia max 10-15 cm), a loro volta costituiti da una porzione biotitica fortemente restitica e da una porzione quarzoso-feldspatica ricca di allumosilicati (andalusite, sillimanite fibrolitica), (fig.25).

PROGETTO CARG



PROGETTO CARG

Fig. 24 - *a) Granodiorite peralluminosa, tipica della facies Sa Mèndula (BLA_{1b}) nell'unità intrusiva di Monte San Basilio (subunità intrusiva di Monte Isalle); b) cordierite pinitizzata, particolare.*



Fig. 25 - *Enclaves femici microdioritici di evidente derivazione magmatica e xenoliti di basamento metamorfico nelle granodioriti peralluminose BLA_{1b} (subunità intrusiva di Monte Isalle).*

PROGETTO CARG

La tessitura, in genere da isotropa a moderatamente orientata, è meglio espressa nelle facies inequigranulari e in prossimità dei contatti con le granodioriti delle unità intrusive incassanti.

L'anisotropia planare è dovuta a flusso magmatico; mostra direzioni medie intorno a N60 e immersioni a NNW con valori angolari compresi tra 20° e 60°, fino a verticali presso i contatti con l'incassante.

In prossimità di questi contatti, che si presentano sempre netti e ben marcati, è inoltre osservabile una notevole variabilità dei caratteri tessiturali e composizionali, con presenza di litotipi fortemente leucocrati e di facies anche molto eterogranulari, con abbondanti cristalli euedrali o subedrali di K-feldspato di taglia fino a 6-8 cm, distribuiti in fasce di dimensioni non cartografabili, con andamento parallelo alla fluidalità magmatica.

Questa litofacies intrude le unità granodioritiche NUO, ORG e BTU e la litofacies BLA_{1a}; è intrusa dalle altre litofacies peralluminose $BLA_{1c\text{-}f}$ e dai monzograniti dell'unità del Monte Ortobene (OBN).

Carbonifero superiore - Permiano

3.6.1.3. - Monzograniti inequigranulari a cordierite. Facies Monte Su Dòvaru (**BLA_{1c}**)

Nel Foglio affiora in alcuni limitati areali tra Nùoro e Olièna, e ad E del M. Ortobene, tra P.ta Morittu e il *plateau* basaltico; gli affioramenti più estesi si rinvengono procedendo verso W, nell'adiacente Foglio 499 "Nùoro Ovest", dove è ubicato M. Su Dòvaru, da cui questa litofacies prende nome.

È costituita da monzograniti a cordierite, biotite e muscovite, andalusite e rara sillimanite, grigi, a grana grossa, fortemente inequigranulari per abbondante K-feldspato euedrale biancastro di taglia fino a 8-10 cm (particolarmente abbondanti nel settore di M. Su Dòvaru, fuori foglio) e aggregati pinitici pseudomorfi su cordierite in cristalli tabulari tozzi di taglia fino a 2-3 cm (fig.26). La paragenesi evidenzia uno spiccato carattere peralluminoso.

La tessitura è da moderatamente a fortemente orientata, evidenziata dalla disposizione dei cristalli di cordierite e di K-felspato, degli *enclaves* femici e degli sciami di biotite. Parte degli *enclaves* sono costituiti da corpi microgranulari mafici, da centimetrici a decimetrici, di chiara origine magmatica. Non sono rari gli xenoliti di basamento metamorfico costituiti originariamente da micascisti, talora a granato. La distribuzione degli *enclaves* varia localmente, con zone di maggiore adunamento (Sedda sa Mesa) associate ad altre di totale assenza.



Fig. 26 - *Monzograniti peralluminosi eterogranulari, tipici della facies Monte Su Dòvaru (BLA_{1c}) (subunità intrusiva di Monte Isalle).*

PROGETTO CARG

Cartograficamente gli affioramenti hanno sagoma fusiforme, allungata in direzione da NNE-SSW a N60, concordante con la fluidalità magmatica all'interno della facies Sa Mèndula incassante. Talora è ben espressa anche una seconda fluidalità magmatica, circa ortogonale (N150) alla principale, presumibilmente connessa a disomogeneità nella distribuzione dei megacristalli.

Questa litofacies mostra chiari rapporti di contemporaneità con la facies BLA_{1a}, mentre è intrusa dalle facies $BLA_{1d\text{-}f}$.

Carbonifero superiore - Permiano

3.6.1.4. - Monzograniti porfirici a cordierite. Facies Punta Biriai (**BLA_{1d}**)

Affiora in corrispondenza di P.ta Biriai, nei dintorni di M. Manasuddas, e nella periferia occidentale di Oliena. È costituita da monzograniti, talora a tendenza leucocrate, a cordierite, muscovite, sillimanite, biotite (presente con due generazioni di cristalli), grigi, a grana da media a fine, inequigranulari, tendenzialmente porfirici per K-feldspato biancastro di taglia centimetrica e quarzo globulare.

La paragenesi peralluminosa è costituita da cordierite pinitizzata in cristalli di taglia max 1 cm, abbondante muscovite, subordinata sillimanite. Frequenti gli *enclaves* magmatici e gli xenoliti di basamento, di dimensioni massime di alcuni centimetri. Si nota anche una graduale diminuzione della grana ed un progressivo e concomitante aumento del grado di porfiricità procedendo da NE verso SW; gli affioramenti più sud-occidentali, presso Ponte s'Archimissa, lungo la SP. Orgòsolo-Oliena, hanno caratteristiche di micrograniti leucocrati a cordierite e muscovite.

Questa litofacies mostra chiari rapporti di intrusione sulle litofacies BLA_{1b} e BLA_{1c}. Dal punto di vista cartografico è disposta in ammassi allungati secondo la direzione media N25, che presentano sempre una tessitura moderatamente orientata per flusso magmatico avente la stessa direzione, leggermente discordante rispetto alla strutturazione delle altre litofacies. Laddove si trova a contatto con le granodioriti ORG_b (periferia W di Oliena) mostra contatti netti con evidenti rapporti intrusivi.

Carbonifero superiore - Permiano

3.6.1.5. - Monzograniti a due miche e cordierite. Facies Riu Chindàmu (**BLA_{1e}**)

Questa facies affiora solamente lungo il Riu Chindàmu, immediatamente a W di P.ta Gremeddaris, nel settore centro-settentrionale del Foglio.

PROGETTO CARG

Nella località indicata occupa una fascia di circa 0,5 km di larghezza che si colloca al contatto tra la granodiorite metalluminosa ORG_b e la granodiorite peralluminosa BLA_{1b}.

È costituita da monzograniti a biotite e muscovite, subordinata cordierite e rara andalusite, grigi, a grana grossa, inequigranulari e porfirici per K-feldspato bianco-rosato tozzo di taglia 3-4 cm, quarzo globulare e due generazioni di biotite. Il grado di porfiricità aumenta progressivamente passando dalla granodiorite peralluminosa BLA_{1b} a quella metalluminosa ORG_b e la roccia assume caratteri ibridi, intermedi tra le due facies. L'insieme dei caratteri inducono a considerarla una facies di bordo dell'intrusione peralluminosa.

Carbonifero superiore - Permiano

3.6.1.6. - Pegmatiti a cordierite. Facies Punta Lunavèra (**BLA_{1f}**)

La facies Punta Lunavèra (**BLA_{1f}**) è rappresentata da filoni e ammassi fortemente peralluminosi che affiorano soprattutto tra P.ta 'e sa Lunavèra e Janna Ticolis, immediatamente ad E di M. Isalle.

Si tratta principalmente di adunamenti di allumosilicati, principalmente cordierite tabulare tozza centimetrica e sillimanite fibrolitica, associati a feldspati eudrali centimetrici, in massa di fondo microcristallina. La cordierite è spesso fortemente alterata in pinite, clorite ed epidoto. La tessitura si presenta solitamente isotropa.

Queste masse peralluminose hanno forma irregolare e dimensioni fino a pluridecametriche; la roccia fresca è grigio-verde scuro tuttavia all'affioramento prevale una colorazione rossastra scura per alterazione superficiale.

Per quanto riguarda i rapporti di sovrapposizione geometrica con le altre facies, si osserva che le pegmatiti a cordierite BLA_{1f} presentano giacitura in filoni e/o ammassi che iniettano l'incassante, costituito soltanto dalla granodiorite a cordierite BLA_{1b}.

Carbonifero superiore - Permiano

3.6.2. - *Subunità intrusiva di Cantoniera Lardìne* (**BLA_2**)

Affiora nell'angolo nord-occidentale del Foglio, nella sezione 500 IV "Nùoro Est", dove sono state cartografate due distinte litofacies. È confinata a S dalla struttura tettonica regionale nota come Faglia di Nùoro e ad E dal basamento metamorfico; verso N intrude l'unità intrusiva di Benetutti (BTU). Gli affioramenti proseguono con maggiore continuità e con estensione significativa verso W e NW, subito al di fuori del Foglio, dove si trova la località da cui prende nome.

PROGETTO CARG

3.6.2.1. - Granodioriti monzogranitiche a cordierite. Facies Sedda Sa Fèrula (**BLA_{2a}**)

Affiora con maggiore continuità tra Sos Laccheddos e N.ghe Sa Pudda Lada.

È costituita da granodioriti monzogranitiche a cordierite, biotite, muscovite e andalusite, da grigie a giallastre per alterazione, a grana media, equigranulari, talora inequigranulari per aggregati pinitici pseudomorfi su cordierite di taglia 1-2 cm e raro K-feldspato biancastro tabulare di taglia 2-3 cm (fig.27). La tessitura è moderatamente orientata per flusso magmatico. Sono presenti anche sporadici *enclaves* microdioritici di derivazione magmatica e xenoliti di basamento metamorfico, di dimensioni centimetriche.

L'andamento dei piani di flusso magmatico mostra una forte dipendenza dalla vicinanza del basamento metamorfico (effetto "parete"), per cui alla direzione regionale dell'unità intrusiva di Monte San Basilio (intorno N60) si associano direzioni variabili con prevalenza di quelle intorno a N120 e N160, ed immersioni da verticali a mediamente inclinate sia verso NE che verso SW.

Questa litofacies intrude l'unità granodioritica BTU; mostra caratteri di ibridazione reciproca con la facies Riu Sa Mela (BLA_{2b}), ad indicare una messa in posto sostanzialmente sincrona tra queste due facies.

Carbonifero superiore - Permiano



Fig. 27 - *Granodiorite monzogranitica peralluminosa tipica della facies Sedda Sa Fèrula (BLA_{2a}), unità intrusiva di Monte San Basilio (subunità intrusiva di Cantoniera Lardìne).*

PROGETTO CARG

3.6.2.2. - Leucomonzograniti porfirici a cordierite. Facies Riu Sa Mela (**BLA_{2b}**)

Questa litofacies affiora con buona continuità tra Funtana sa Brazza e il Riu sa Mela fino a Riu su Deviju. È costituita da monzograniti talora leucocrati, a cordierite, biotite, muscovite e rara andalusite, bianco-giallastri, a grana fine, equigranulari a tendenza porfirica per K-feldspato euedrale biancastro di taglia centimetrica e quarzo globulare (fig.28). Gli inclusi microgranulari scuri sono piuttosto rari. Localmente si osservano anche litotipi più francamente granodioritici, marcati dall'aumento della percentuale di biotite e da una maggiore frequenza degli *enclaves* scuri.

In queste rocce risulta ben espressa alla scala mesoscopica una tessitura orientata per flusso magmatico, marcata dall'isorientazione del K-feldspato e degli inclusi femici; sono frequenti anche vistose anisotropie tessiturali cromatiche e mineralogiche, generate da intensi fenomeni di turbolenza in fase magmatica.

Questa facies costituisce in genere corpi allungati e disposti secondo l'andamento delle fluidalità, talora posti direttamente al contatto con la granodiorite BTU, quasi a costituire facies di bordo tendenzialmente leucocrate (lungo il Riu Baduchesu), talora in apofisi iniettate entro la stessa granodiorite BTU (tra le loc. Bastalatile e Guttivai).

Carbonifero superiore - Permiano



Fig. 28 - *Monzograniti leucocrati peralluminosi equigranulari a grana fine, tipici della facies Riu Sa Mela (BLA_{2b}), unità intrusiva di Monte San Basilio (subunità intrusiva di Cantoniera Lardìne).*

PROGETTO CARG

3.6.3. - *Subunità intrusiva di Oddoène* (**BLA$_3$**)

Affiora nel quadrante sud-orientale del Foglio (vallata di Oddoène, a SSE di Dorgàli) e, presumibilmente, prosegue al di sotto delle coperture mesozoiche che la ricoprono in discordanza stratigrafica nel settore di Dorgàli e Cala Gonòne. Sono state distinte e cartografate due litofacies, che intrudono l'unità intrusiva di Orgòsolo.

3.6.3.1. - Leucomonzograniti a cordierite. Facies Cantoniera Noce Secca (**BLA$_{3a}$**)

La litofacies principale della subunità intrusiva di Oddoène è costituita da monzograniti a forte tendenza leucocrate, da biancastri a rosa chiaro (giallastri se alterati), a cordierite, biotite e muscovite, a grana grossa, equigranulari, raramente inequigranulari per aggregati pinitici pseudomorfi su cordierite di taglia fino a 2-3 cm; la paragenesi peralluminosa è completata da rare sillimanite e andalusite e da sporadico granato (fig.29). Localmente è distinguibile una facies granodioritica, anch'essa tendenzialmente leucocrate, a grana fine, ricca in *schlieren* biotitici, particolarmente frequenti lungo i contatti con la granodiorite ORG$_b$ incassante, soprattutto al bordo meridionale del Foglio, tra M. Oddèu e P.ta Dògana.



Fig. 29 - *Monzogranito leucocrate peralluminoso equigranulare a grana grossa, tipico della facies Cantoniera Noce Secca (BLA$_{3a}$), unità intrusiva di Monte San Basilio (subunità intrusiva di Oddoène).*

PROGETTO CARG

La tessitura è moderatamente orientata per flusso magmatico; la geometria dei piani di flusso è fortemente condizionata dall'andamento dei contatti con la granodiorite ORG_b incassante, con inclinazioni preferibilmente verticali in prossimità dei contatti, e intorno a 45°-60° nelle parti più distanti quindi meno influenzate dal "contenitore".

Carbonifero superiore - Permiano

3.6.3.2. - Microleucograniti porfirici a cordierite. Facies Punta Iscacàri (**BLA_{3b}**)

Il secondo termine della subunità intrusiva di Oddoène è costituito da leucograniti a cordierite e due miche, bianco-giallastri, a grana da fine a microgranulare, equigranulari, a tendenza porfirica per quarzo globulare e K-feldspato biancastro di taglia centimetrica. Sono del tutto assenti gli *enclaves* microgranulari scuri, mentre si osserva frequentemente il passaggio a facies da fortemente porfiriche fino ad aplopegmatitiche.

La giacitura è preferibilmente in filoni, di estensione spesso chilometrica, che talora evolvono in piccoli ammassi (Riu Filìne), che intrudono la granodiorite ORG_b ed i leucomonzograniti BLA_{3a}. All'interno dei corpi la tessitura è isotropa, solo alle salbande dei corpi più estesi e potenti sono presenti tessiture orientate, che si dispongono con andamento subparallelo al contatto con l'incassante.

Carbonifero superiore - Permiano

3.7. - Unità intrusiva di Monte Ortobene (**OBN**)

L'unità intrusiva di Monte Ortobene (**OBN**) occupa una superficie complessiva di circa 175 kmq in una vasta regione posta a S della Faglia di Nùoro (Progemisa S.p.A., 2009), in tre areali distinti, rispettivamente:

- nei dintorni del M. Ortobene (all'interno del Foglio), da cui deriva il nome adottato per l'unità;
- circa 20 km a SW di Nùoro, nei dintorni di Olzai;
- circa 20 km a ENE di Nùoro, tra Irgòli-Onifài e Capo Comino.

In base alla distribuzione geografica, ai caratteri intrusivi, alla geometria dei corpi ed alle differenze petrografiche e strutturali sono state distinte al suo interno tre subunità intrusive. La subunità intrusiva di Su Redentore (OBN_1) affiora estesamente nel Foglio 500 "Nùoro Est", mentre la subunità intrusiva di Irgòli (OBN_3) occupa solo alcuni chilometriquadri nel bordo NE e la subunità intrusiva di Olzai (OBN_2) è del tutto esterna al Foglio, a SW di Nùoro.

PROGETTO CARG

L'intera unità si caratterizza per la netta prevalenza di litofacies monzogranitiche, principalmente a grana grossa, inequigranulari, con una tessitura orientata per flusso magmatico, che si presenta ben espressa soprattutto nelle facies iniziali delle sequenza intrusiva. Il chimismo è metalluminoso; la composizione chimica di alcune tra le litofacies più rappresentative affioranti nel Foglio è riportata in tab.5.

Tab. 5 - *Analisi chimiche rappresentative degli elementi maggiori. Unità intrusiva di Monte Ortobene (OBN).*

COMPLESSO INTRUSIVO TARDO-PALEOZOICO												
UNITÀ INTRUSIVA DI MONTE ORTOBENE - *Subunità intrusiva di Su Redentore* (**OBN$_1$**)												
Monzograniti. Facies Caparedda (**OBN$_{1b}$**)												
CAMPIONE	**SiO$_2$**	**TiO$_2$**	**Al$_2$O$_3$**	**Fe$_2$O$_3$**	**MnO**	**MgO**	**CaO**	**Na$_2$O**	**K$_2$O**	**P$_2$O$_5$**	***L.O.I.***	**Tot.**
ES048	74,00	0,27	13,10	2,65	0,11	0,98	1,78	3,22	4,79	0,15	0,57	101,62
ES049	70,00	0,44	13,40	3,62	0,11	0,90	2,51	3,34	4,18	0,22	0,55	99,27
Monzograniti. Facies Fàrcana (**OBN$_{1c}$**)												
ES045	74,20	0,13	13,20	2,05	0,11	0,27	1,30	3,92	4,49	0,10	0,78	100,55
ES046	76,70	0,10	12,20	1,70	0,11	0,17	0,70	3,27	5,46	0,10	0,58	101,09
ES047	72,50	0,29	12,80	2,64	0,11	0,78	1,55	3,28	4,90	0,17	0,82	99,84
Leucomonzograniti. Facies Jacu Piu (**OBN$_{1d}$**)												
ES044	75,40	0,12	11,20	2,11	0,10	0,48	0,69	2,83	4,95	0,10	1,00	98,98
Leucomonzograniti. Facies Ordollài (**OBN$_{1e}$**)												
ES043	73,00	0,22	12,20	2,66	0,11	0,50	1,19	3,05	4,66	0,14	0,95	98,68

PROGETTO CARG

3.7.1. - *Subunità intrusiva di Su Redentore* (**OBN$_1$**)

Affiora nel settore nord-occidentale dell'area, nella sez. 500 IV "Nùoro Est", e raggruppa i litotipi granitoidi principali presenti nel M. Ortobene (35 kmq). Al suo interno sono state riconosciute e cartografate sei litofacies.

3.7.1.1. - Granodioriti monzogranitiche inequigranulari. Facies Marrèri (**OBN$_{1a}$**)

La facies Marrèri (**OBN$_{1a}$**) affiora lungo la vallata del rio omonimo, tra le località Funtana su Navarru, Ponte Lòrana, Iscra 'e Corte, in una fascia lunga circa 6 km e larga al massimo 0,5 km.

È costituita da granodioriti monzogranitiche biotitico-anfiboliche, grigie, a grana medio-grossa, fortemente inequigranulari per anfibolo tabulare di taglia fino a 2 cm (fig.30) e K-feldspato euedrale rosato di taglia fino a 4-6 cm; frequenti gli *enclaves* microdioritici scuri, ellissoidici, di taglia massima subdecimetrica. La tessitura è orientata, anch'essa dovuta a flusso magmatico.

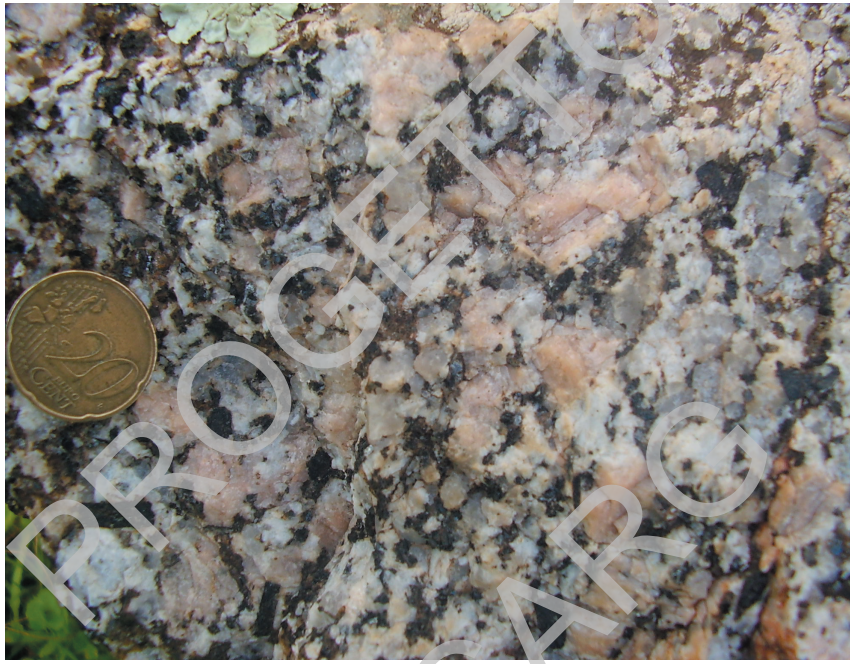


Fig. 30 - *Granodioriti monzogranitiche biotitico-anfiboliche a grana medio-grossa, tipiche della facies Marrèri (OBN_{1a}), unità intrusiva di Monte Ortobene (subunità intrusiva di Su Redentore).*

Nella ricostruzione della successione degli eventi intrusivi interni all'unità OBN, questa facies rappresenta il termine più antico. Il basamento sul quale si è intrusa è costituito presumibilmente dalle unità intrusive di Nùoro (NUO) e di Benetutti (BTU), che affiorano nei dintorni ma con le quali non è possibile osservare il contatto diretto.

Infatti il bordo settentrionale dell'areale di affioramento si interrompe sulla Faglia di Nùoro, mentre sui restanti lati si trova a contatto con la successiva facies Caparedda (OBN_{1b}), che la intrude inglobandola pressochè interamente, come un *mega enclave* (v. profilo geologico C-C' in carta).

Carbonifero superiore - Permiano

PROGETTO CARG

3.7.1.2. - Monzograniti inequigranulari. Facies Caparedda (**OBN_{1b}**)

Rappresenta la facies di gran lunga più diffusa (23 kmq) e caratterizzante dell'intera unità intrusiva; affiora dalla zona di Isalle ad E fino alle pendici occidentali del M. Ortobene e *pro-parte* nella città di Nùoro, per chiudersi a W dell'abitato, nell'adiacente Foglio 499 "Nùoro Ovest".

È costituita da monzograniti a biotite e raro anfibolo sub-centimetrico, di colore prevalente da grigio a grigio-rosato, a grana medio-grossa, fortemente inequigranulari per megacristalli tabulari di K-feldspato bianco-rosato di taglia fino a 7-8 cm, talora con inclusioni pecilitiche di biotite (figg.31a e 31b). Sono presenti anche *enclaves* microdioritici scuri, di dimensioni massime decimetriche.

PROGETTO CARG

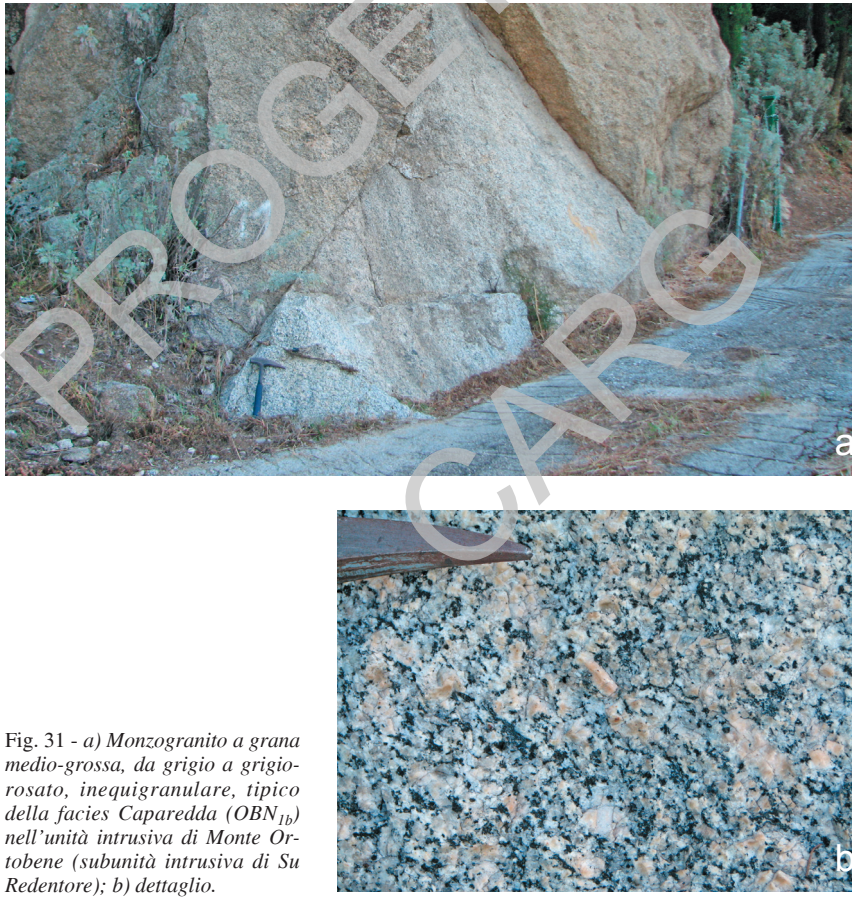


Fig. 31 - *a) Monzogranito a grana medio-grossa, da grigio a grigio-rosato, inequigranulare, tipico della facies Caparedda (OBN_{1b}) nell'unità intrusiva di Monte Ortobene (subunità intrusiva di Su Redentore); b) dettaglio.*

La tessitura è moderatamente orientata per flusso magmatico. I piani di fluidalità magmatica hanno direzioni medie comprese tra N110 e N170 ed immersioni verso E e NE con inclinazioni variabili da 30° a 70°. L'andamento dei piani di flusso magmatico mostra una forte dipendenza dall'andamento del contatto con la granodiorite NUO_{2a} incassante, come osservabile sui versanti S e SW del M. Ortobene ("effetto contenitore"). Come detto in precedenza, questa facies intrude le granodioriti della facies Marrèri (**OBN_{1a}**).

Zone di turbolenza tessiturale al contatto con la facies OBN_{1c} evidenziano una sostanziale sincronia (o debole diacronia) di messa in posto. D'altro canto, le altre facies della subunità la intrudono con contatti netti e marcati.

Una datazione assoluta eseguita presso i laboratori *BRGM* di Orleans, realizzata col metodo U-Pb per dissoluzione su zirconi, ha fornito un'età di 294 Ma.

Carbonifero superiore - Permiano

3.7.1.3. - Monzograniti inequigranulari porfirici. Facies Fàrcana (**OBN_{1c}**)

Questa facies affiora principalmente nella zona sommitale del M. Ortobene e sul versante settentrionale, dalla località omonima sino a Badde Sa Verachi. Gli affioramenti risultano interamente confinati all'interno dell'areale dei monzograniti inequigranulari facies Caparedda (OBN_{1b}).

È costituita da monzograniti a sola biotite, di colore prevalente da grigio a grigio-rosato, a grana medio-grossa, inequigranulari per K-feldspato bianco-rosato di taglia fino a 4-6 cm. Caratterizzante e distintiva di questa facies è la struttura porfirica, con quarzo globulare subcentimetrico e due generazioni di biotite (fig.32). Sono presenti anche sporadici *enclaves* microdioritici scuri di dimensioni massime decimetriche.

Alla scala mesoscopica è sempre ben espressa una tessitura orientata per flusso magmatico, marcata dalla isorientazione dei minerali femici e dei K-feldspati. La giacitura dei piani di fluidalità magmatica segue l'andamento del contatto con la facies Caparedda (OBN_{1b}), per cui da S verso N varia gradualmente da N110 (Funtana Milianu) a N-S (Funtana 'e Prade) ad E-W (Badde Sa Verachi), accompagnata da zone di turbolenza tessiturale.

L'insieme delle osservazioni fa propendere per una debole diacronia di messa in posto tra le due facies, con OBN_{1b} che precede di poco OBN_{1c}; ciò è suggerito soprattutto dallo sviluppo nella seconda di strutture porfiriche (fig.32). Anche in questo caso le altre facies della subunità, precisamente le facies Ordollài (OBN_{1e}) e Cùccuru Nigheddu (OBN_{1f}), la intrudono con contatti netti e marcati.

Carbonifero superiore - Permiano

PROGETTO CARG

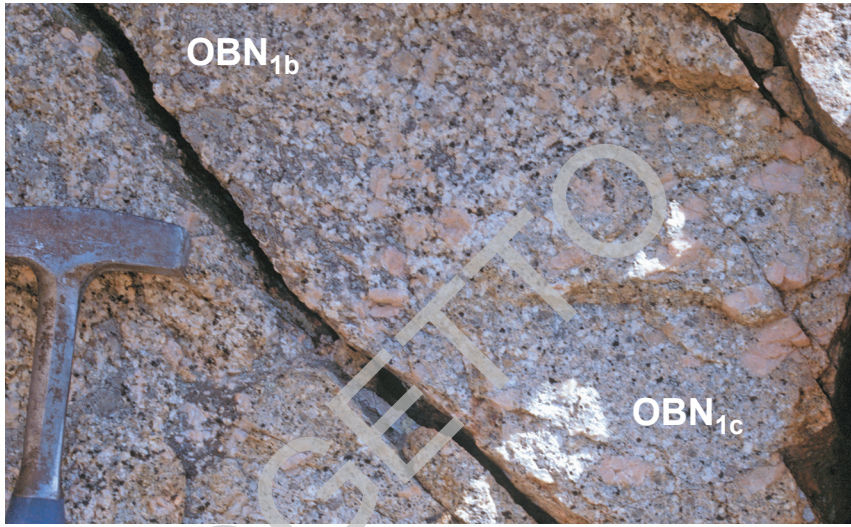


Fig. 32 - *Contatto magmatico "caldo" tra la facies Caparedda (OBN_{1b}) e la facies Fàrcana (OBN_{1c}), nell'unità intrusiva di Monte Ortobene (subunità intrusiva di Su Redentore).*

PROGETTO CARG

3.7.1.4. - Leucomonzograniti inequigranulari. Facies Jacu Piu (**OBN_{1d}**)

Affiora in due aree distinte, una sul versante orientale del M. Ortobene, nel crinale N-S di P.ta Corra Chèrvina; un'altra verso E, tra P.ta Sos Tinzosos e P.ta Castarvu. Si articola in vari corpi plutonici allungati circa N20, lunghi circa 3-4 km e larghi al massimo 1 km.

Dal punto di vista litologico si tratta di monzograniti a forte tendenza leucocrate, a sola biotite, di colore prevalente grigio-giallastro, a grana medio-grossa, inequigranulari per K-feldspato bianco-rosato di taglia 3-5 cm (fig.33a e 33b). La tessitura è moderatamente orientata per flusso magmatico. Gli *enclaves* microdioritici scuri sono rari.

I piani di fluidalità magmatica hanno giaciture medie intorno N-S (variano tra N170 e N20), subverticali, all'incirca concordanti con l'asse longitudinale dei corpi plutonici che costituiscono questa facies. L'areale di affioramento è interamente compreso all'interno della subunità OBN_1 e i rapporti di cronologia relativa con le altre facies sono chiari e netti: questa facies intrude OBN_{1b} e OBN_{1c} ed è intrusa da OBN_{1f}, mentre non va a contatto in affioramento con OBN_{1e}.

Carbonifero superiore - Permiano



PROGETTO CARG

Fig. 33 - *a) Leucomonzograniti inequigranulari della facies Jacu Piu (OBN_{1d}) nell'unità intrusiva di Monte Ortobene (subunità intrusiva di Su Redentore); b) particolare.*

3.7.1.5. - Leucomonzograniti. Facies Ordollài (**OBN_{1e}**)

La facies Ordollài (OBN_{1e}) affiora solamente nel lungo versante nord-occidentale del massiccio del M. Ortobene, tra Cùccuru Cuba Fusos a NE e la periferia settentrionale di Nùoro. Si tratta di un unico corpo plutonico, intruso nei monzograniti OBN_{1b}, che nella terminazione sud-occidentale si presenta articolato in corpi minori in funzione del livello di erosione.

È costituito da monzograniti a tendenza leucocrate, a biotite, tendenzialmente da grigio-rosati a rosati, a grana medio-fine, debolmente inequigranulari per K-feldspato euedrale di taglia centimetrica, da bianco-rosato a rossastro nelle facies alterate. Localmente la struttura è porfirica, con quarzo globulare e due generazioni di biotite (fig.34). Sono presenti anche sporadici *enclaves* microdioritici scuri, di taglia centimetrica.

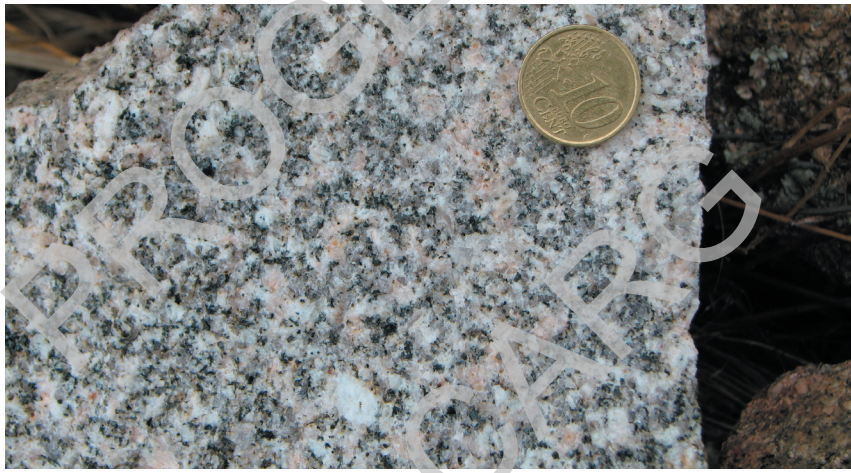


Fig. 34 - *Monzogranito a grana fine, da grigio a grigio-rosato, inequigranulare, tipico della facies Ordollài (OBN_{1e}) nell'unità intrusiva di Monte Ortobene (subunità intrusiva di Su Redentore).*

La tessitura è spesso orientata per flusso magmatico. I piani di fluidalità magmatica hanno giaciture medie intorno N50, subverticali, all'incirca concordanti con l'asse longitudinale del corpo principale. L'areale di affioramento è interamente compreso all'interno della subunità OBN_1 e i rapporti di cronologia relativa con le altre facies sono chiari e netti: questa facies intrude OBN_{1b} e OBN_{1c}, definendo una struttura a duomo (duomo di Ordollài, fig.35 e fig.36), ed è intrusa da OBN_{1f} mentre non va a contatto in affioramento con OBN_{1d}.

Carbonifero superiore - Permiano

PROGETTO CARG



Fig. 35 - *Struttura a duomo nel monzogranito OBN_{1e} in regione Ordollài, versante NW del M. Ortobene.*



Fig. 36 - *Andamento convoluto dei piani di flusso/raffreddamento nel duomo di Ordollài.*

PROGETTO CARG

3.7.1.6. - Microleucograniti biotitici. Facies Cùccuru Nigheddu (**OBN_{1f}**)

È costituita da corpi filoniani, localmente incrociantisi in ammassi, che affiorano principalmente nel settore settentrionale del M. Ortobene e sono confinati interamente all'interno dell'unità intrusiva OBN. Il nome deriva dalla loc. Cùccuru Nigheddu, punto di massima elevazione del M. Ortobene (955 m), che è riportato nella cartografia IGM 1:25.000 mentre manca in quella al 50.000.

Si tratta di microgranitи biotitici, tendenzialmente leucocrati, giallastri, a grana da fine a microgranulare, con tessitura da isotropa a porfirica per K-feldspato bianco-rosato centimetrico e quarzo globulare. Gli *enclaves* microdioritici scuri sono del tutto assenti.

Questa litofacies intrude con contatti netti tutte le altre litofacies dell'unità OBN_1. In genere i corpi filoniani sono discordanti rispetto alle geometrie dell'incassante. Solo nei corpi di maggiori dimensioni è misurabile una fluidalità magmatica, di solito concordante con le salbande delle strutture filoniane (ad es., a N di P.ta Corra Chèrvina).

Carbonifero superiore - Permiano

3.7.2. - *Subunità intrusiva di Irgòli* (**OBN_3**)

Come accennato, i litotipi di questa subunità intrusiva affiorano estesamente verso E, nei limitrofi fogli 482 "Bitti" e 483 "Siniscola". Nel Foglio 500 "Nùoro Est" l'unità occupa solo alcuni chilometriquadri lungo il bordo nord-orientale, con litotipi inquadrati nella facies Monte Pranu (OBN_{3a}).

3.7.2.1. - Monzograniti inequigranulari. Facies Monte Pranu (**OBN_{3a}**)

Affiora nell'estremo settore nord-orientale del Foglio, in un'area compresa tra la Faglia del Cedrino e la Faglia di Nùoro (fuori foglio). Presenta il suo maggiore sviluppo areale in territorio di Irgòli, dintorni del M. Pranu, da cui deriva la denominazione.

È costituita da monzograniti a biotite e raro anfibolo subcentimetrico, di colore prevalente da grigio a grigio-rosato, a grana medio-grossa, inequigranulari per K-feldspato solitamente tozzo, da rosa a biancastro, di taglia 3-5 cm. Sono presenti anche *enclaves* microdioritici scuri di derivazione magmatica, di dimensioni massime decimetriche. La tessitura è orientata per flusso magmatico.

PROGETTO CARG

A N della loc. San Martino (sez. 500 I "Galtellì") questa unità intrude le granodioriti dell'unità intrusiva di Monte 'e Senes (ESE), con un contatto magmatico netto. In questa località la fluidalità magmatica ha un andamento parallelo al contatto con le granodioriti, con direzione circa N60 ed immersione a NNW di circa 60°-70°. All'interno del Foglio, inoltre, è in contatto per faglia (Faglia del Cedrino) con il basamento metamorfico paleozoico.

Carbonifero superiore - Permiano

4. - CORTEO FILONIANO

Nel basamento cistallino del Foglio 500 "Nùoro Est" è ben rappresentata la varietà di litotipi che caratterizzano il corteo filoniano tardo-paleozoico, evidenziato da un ampio spettro composizionale e da complessi rapporti con le rocce incassanti, come descritto da diversi Autori (Traversa, 1979; Ghezzo & Orsini, 1982; Traversa & Vaccaro, 1992).

Alcune famiglie di filoni e ammassi fanno parte integrante delle unità intrusive descritte nei precedenti paragrafi; è il caso dei tipi filoniani appartenenti alla facies ORG_d, BLA_{3b}, OBN_{1f}. Altre famiglie invece non sono attribuibili con sicurezza ad una tra le unità intrusive individuate nel Foglio, oppure, ed è il caso più generale, costituiscono esse stesse episodi intrusivi a sè stanti, spesso di significato regionale; entrambe queste tipologie sono descritte in questo capitolo.

4.1. - Filoni e ammassi di microgranIti (**mg**)

Costituiscono il tipo filoniano frequente in una fascia E-W nel settore centrale del Foglio, da P.ta Nurvòli fino ad E di Ponte Papaloppe (loc. Sa Predarva nella carta IGM 1:25.000), e da quì verso N fino a N.ghe Luduruju. Si tratta di corpi ipoabissali affioranti in ammassi e filoni per estensione circa chilometriche e spessori anche pluriettometrici.

Sono costituiti da microgranIti biotitici, da grigio-biancastri a giallastri se alterati, a grana da fine a microgranulare, con tessitura da isotropa a porfirica per K-feldspato biancastro euedrale subcentimetrico e quarzo globulare, con rare biotite e muscovite, immersi in una massa di fondo granofirica. Solo localmente, in corrispondenza delle salbande, la struttura è orientata. Sono rocce più tenaci e compatte rispetto alle rocce incassanti e costituiscono creste di norma in forte rilievo. Hanno giacitura nettamente discordante rispetto alle geometrie dei granitoidi incassanti, subverticale, con direzioni tra E-W e NNE-SSW.

Carbonifero superiore - Permiano

PROGETTO CARG

4.2. - Filoni e ammassi di porfidi granitici (**fp**)

Affiorano in vari settori del Foglio, principalmente a N e NE di Orgòsolo, e ad E del M. Ortobene, tra Sedda sa Mesa e M. Crastacane, prevalentemente in strutture filoniane talora in ammassi, subverticali, a sviluppo anche plurichilometrico e con spessori fino ad ettometrici.

Si tratta di rocce di colore da rosso a rosato a biancastro, a grana medio-fine, porfiriche per fenocristalli di K-feldspato euedrale di taglia centimetrica, quarzo globulare, subordinata biotite e rara muscovite, immersi in una massa di fondo granofirica. La struttura è solitamente isotropa, orientata solo alle salbande e ben evidente solo nei corpi di maggiori dimensioni.

Le strutture filoniane hanno direzioni medie comprese tra N-S e NNE-SSW nel primo settore e intorno a N60 nel secondo, dove inoltre hanno notevole continuità di affioramento. In questa seconda area il fascio di filoni si presenta notevolmente sfrangiato nella terminazione occidentale, mentre verso E tende a riunirsi in poche strutture molto continue, che confluiscono nell'ammasso posto subito a W di P.ta Mucadòre, intruso al contatto tra le granodioriti peralluminose della facies BLA_{1b} ed il basamento metamorfico paleozoico (filladi grigie del Gennargentu, GEN).

Anche questi litotipi sono più tenaci e compatti rispetto alle rocce incassanti e, in considerazione della prevalente giacitura subverticale, costituiscono creste di norma in forte rilievo (Nodu Orolòve, nel settore meridionale; a S e SE di P.ta Marrante, in quello settentrionale).

Carbonifero superiore - Permiano

4.3. - Filoni aplopegmatitici (**fa**)

In tutto il Foglio sono presenti corpi filoniani aplopegmatitici, incassati nei granitoidi e più raramente nel basamento metamorfico.

Molti corpi filoniani aplopegmatitici presentano dimensioni non cartografabili, con potenza massima di alcuni decimetri e sviluppo decametrico; le parti pegmatitiche sono di solito costituite da quarzo, K-feldspato, plagioclasio albitico e, più raramente, miche.

La grande parte di essi potrebbe essere associata alle intrusioni descritte in precedenza, delle quali andrebbero a costituire le fasi di cristallizzazione tardiva. Tuttavia, in assenza di riscontri diretti, si è mantenuta una rappresentazione cartografica distinta; la composizione chimica di alcuni campioni rappresentativi dei corpi filoniani aplopegmatitici presenti nel Foglio è riportata in tab.6.

Carbonifero superiore - Permiano

PROGETTO CARG

Tab. 6 - *Analisi chimiche rappresentative degli elementi maggiori. Filoni aplopegmatitici (fa).*

CORTEO FILONIANO												
FILONI APLOPEGMATITICI (**fa**)												
CAMPIONE	**SiO_2**	**TiO_2**	**Al_2O_3**	**Fe_2O_3**	**MnO**	**MgO**	**CaO**	**Na_2O**	**K_2O**	**P_2O_5**	***L.O.I.***	**Tot.**
ES035	75,40	0,10	12,70	1,14	0,10	0,16	0,12	5,27	3,42	0,10	0,71	99,22
ES036	75,40	0,10	13,20	1,39	0,11	0,10	0,19	4,39	4,33	0,14	1,12	100,47
ES038	73,30	0,10	13,60	1,58	0,11	4,49	0,10	0,30	3,39	0,10	3,45	100,52

PROGETTO CARG

4.4. - FILONI FEMICI (**fb**)

Filoni lamprofirici di tipo spessartitico intersecano graniti e basamento metamorfico, secondo direzioni dominanti N-S e subordinate E-W, e con giaciture prevalenti subverticali.

Mostrano struttura sub-afirica o debolmente porfirica, con fenocristalli di plagioclasio zonato, anfibolo verde zonato, pirosseno (spesso trasformato in aggregati anfibolici) e rara olivina, quasi completamente sostituita da talco; la massa di fondo varia da intersertale a subofitica.

Di norma profondamente alterati, lo spessore è generalmente modesto, non superiore ai 5-7 m: quindi solo raramente essi sono cartografabili. I filoni più importanti affiorano nell'angolo SW, tra P.ta Bellone e Su Calavriche e ad E del M. Ortobene (tra Funtana 'e Lidone e P.ta Intermontes).

Carbonifero superiore - Permiano

4.5. - FILONI IDROTERMALI A QUARZO PREVALENTE (**fq**)

Nel Foglio 500 "Nùoro Est" sono stati cartografati alcuni filoni idrotermali a quarzo prevalente, di dimensioni e sviluppo rilevanti.

Al centro del Foglio, a N del Ponte di Olòe, un filone quarzoso diretto E-W affiora con buona continuità per circa 2 km; la giacitura è verticale, lo spessore massimo circa 5 m.

Uno sviluppo certamente maggiore si riscontra nel fascio di filoni quarzosi che affiorano immediatamente a S e SW di Orgòsolo e che proseguono per alcuni chilometri verso W, nel limitrofo Foglio 499 "Nùoro Ovest". In questo caso le giaciture variano da subverticali a molto inclinate immergenti verso N, gli spessori complessivi superano spesso i 10 m (figg.37a e 37b).



PROGETTO CARG

Fig. 37 - *Filone idrotermale a quarzo prevalente in località S. Marco, nella periferia meridionale di Orgòsolo: a) panoramica da W verso E; b) dettaglio, lungo la SP. Orgòsolo-Fonni.*

Nell'angolo NW del Foglio, in località Sos Laccheddos, alcuni filoni quarzosi di sviluppo ettometrico e potenza decametrica, si presentano fortemente cataclastici per la vicinanza della Faglia di Nùoro.

Altri affioramenti di dimensioni minori sono sparsi in vari settori del basamento metamorfico, ma spesso si tratta di corpi non cartografabili.

Filoni quarzosi di particolare importanza sono ben noti nel basamento metamorfico alcuni chilometri a N del Foglio 500 "Nùoro Est", presso la miniera di Sos Enattos, a S del paese di Lula (Salvadori & Zuffardi, 1960). Questi filoni quarzosi contengono mineralizzazioni a solfuri misti che sono state oggetto di attività mineraria già dall'epoca romana. Nella miniera di Sos Enattos, di proprietà ex-RIMISA (Gruppo E.M.Sa., Ente Minerario Sardo), ora IGEA S.p.A., l'attività estrattiva è terminata da alcuni anni e i lavori minerari sono attualmente in fase di riconversione, nell'ambito delle attività per il Parco Geominerario della Sardegna.

Carbonifero superiore - Permiano

5. - SUCCESSIONE VULCANO-SEDIMENTARIA TARDO-PALEOZOICA

Lembi della successione vulcano-sedimentaria tardo-paleozoica affiorano nel Foglio 500 "Nùoro Est" alle pendici settentrionali del M. Tuttavista, immediatamente ad E dell'abitato di Galtellì. Costituiscono gli affioramenti più settentrionali delle successioni permiane che interessano vasti settori della Sardegna centro-orientale e che, nell'ambito del Progetto CARG, sono state estesamente cartografate e descritte nei Fogli geologici in scala 1:50.000 549 "Muravera" (Carmignani *et alii*, 2001a), 541 "Jerzu" (Pertusati *et alii*, 2002) e 540 "Mandas" (Funedda *et alii*, in stampa). I terreni appartenenti a queste successioni sono conosciuti in letteratura scientifica con varie denominazioni cosiddette *Auct.*. Per il sedimentario si sono utilizzati i termini: "Verrucano sardo" per la parte basale (Vardabasso, 1966); "Antracitifero" per i sedimenti terrigeni e carbonatici con banchi di antracite (Fiorentini, 1922). Per gran parte delle vulcaniti si è usato il termine "Porfidi Quarziferi" (Artini, 1922).

Sulla base delle ricerche condotte negli anni '90 sui bacini permiani (Broutin *et alii*, 1994; 1996; Cassinis *et alii*, 1995; 1998; 1999; Ronchi & Sarria, 1996; Cassinis & Ronchi, 1997; Ronchi, 1997; *cum bibl.*), con particolare riferimento a quelli continentali dell'Europa SW, ed in considerazione della peculiarità, a scala almeno europea, delle successioni stratigrafiche della Sardegna centro-orientale (Sarria, 1987a; 1987b), venne definita l'unità litostratigrafica Formazione di Rio su Luda (Cassinis *et alii*, 1999), di età autuniana, in seguito inserita anche nel Catalogo delle unità formazionali italiane (Delfrati *et alii*, 2000; 2002a; 2002b; 2006; Cita *et alii*, 2003).

PROGETTO CARG

Nel Foglio 500 "Nuoro Est", in forte analogia con il bacino del M. Ferru di Tertenia (Pertusati *et alii*, 2002), le successioni tardo-paleozoiche esordiscono con alcuni metri di conglomerato basale (LUD_a) , discordante sul basamento metamorfico paleozoico, cui seguono circa 100 m di vulcaniti acide, essenzialmente piroclastiti di flusso da riolitiche a riodacitiche, in facies ignimbritica (RCP).

5.1. - Formazione di Rio Su Luda (**LUD**)

Nell'areale di definizione la nuova formazione di Rio su Luda è suddivisa in quattro litofacies, variamente ripartite nei tre bacini di Escalaplano, Perdasdefogu e M. Ferru di Tertenia (Pertusati *et alii*, 2002), dal basso verso l'alto:

- conglomerato poligenico basale (LUD_a): conglomerati poligenici ed eterometrici, con clasti scarsamente elaborati di metamorfiti e subordinato quarzo, in matrice arenaceo-siltitica e cemento limonitico-ematitico da grigio-verde a rosso-violaceo; spessore da pochi decimetri a 15 m; presente in tutti i bacini;
- epi-vulcanoclastiti varicolori (LUD_b): alternanze decimetriche di peliti rosso-scure, tufiti cineritiche riolitico-riodacitiche, arenarie, marne grigio-verdastre, che verso l'alto passano a peliti, arenarie fini marnose con noduli carbonatici, tufi stratificati di colore rosso-scuro, ialoclastiti e cineriti da nere a rosse, fortemente silicizzate; spessore massimo circa 50 m; questa facies caratterizza principalmente il bacino di Escalaplano;
- siltiti nere (LUD_c): siltiti e argilliti, nere o grigio-argentee, sottilmente laminate, talvolta carboniose, con locali livelli di antracite; frequenti intercalazioni di arenarie grigio-nerastre anche grossolane e talora di conglomerati da grossolani a minuti; alcuni livelli sono molto ricchi in resti fossili vegetali e animali; spessore massimo circa 120 m; è la facies "classica" dell'Antracitifero *Auct*.;
- calcari neri (LUD_d): calcari e dolomie per lo più laminate, da nere a grigie, spesso fetide, in strati da centimetrici a pluridecimetrici, talvolta con livelli decimetrici di arenarie e argilliti siltose, laminate, da nere a grigio-scure, a forte componente carbonatica e localmente silicizzate; peliti nere carboniose con associati livelli di antracite; subordinati livelli conglomeratici, da grossolani a minuti, in matrice vulcanoclastica grigio-verdastra, con clasti di quarzo, rari ciottoli molli e frammenti di carbone fluitato; spessore massimo circa 50 m; questa facies caratterizza specificamente il bacino di Perdasdefogu (Sarria, 1987b).

Sebbene ci si trovi in un'area distante da quella dove è stata istituita tale formazione, è probabile che i coevi depositi sedimentari che affiorano nel Foglio 500 "Nùoro Est", seppure male conservati, possano essere correlati allo stesso contesto paleogeografico e paleodeposizionale dei bacini permiani della Sardegna centro-orientale (Cassinis *et alii*, 1999).

PROGETTO CARG

Nei bacini della Sardegna orientale la successione permiana è completata dai prodotti di un esteso vulcanismo calcalcalino a chimismo da andesitico a dacitico a riolitico, rappresentato da flussi piroclastici, lave e brecce vulcaniche, in giacitura sia effusiva che subvulcanica (duomi e dicchi), per spessori complessivi dell'ordine di alcune centinaia di metri.

I depositi terrigeni posti alla base della successione tardo-paleozoica cartografata nel Foglio 500 "Nuoro Est", per le considerazioni riportate in precedenza, sono quindi attribuiti al conglomerato poligenico basale (**LUD$_a$**) della Formazione di Rio su Luda, definita da Cassinis *et alii* (1999) nei bacini permiani di Perdasdefogu, Escalaplano e M. Ferru di Tertenia, e ampiamente cartografata nei fogli geologici 549 "Muravera" (Carmignani *et alii*, 2001a) e 541 "Jerzu" (Pertusati *et alii*, 2002) in scala 1:50.000. Nel foglio geologico 195 "Orosèi", in scala 1:100.000, questi depositi clastici sono denominati "Verrucano" (Calvino *et alii*, 1958; 1959).

Questi depositi (LUD$_a$) affiorano in maniera discontinua, spesso coperti dalle coltri detritiche quaternarie, alle pendici nord-occidentali del M. Tuttavista, in prossimità di Castello Pontes e in località Su Ghirghizòne (toponimo presente solo nella cartografia IGM 1:25.000) circa 1 km ad E di Galtellì (fig.38).



Fig. 38 - *Conglomerato poligenico basale (LUD$_a$) in località Su Ghirghizòne (Galtellì).*

PROGETTO CARG

Sono costituiti da conglomerati e microconglomerati da rossastri a grigi a violacei, clastosostenuti, mediamente cementati, eterometrici e polimittici, a clasti poco elaborati di metamorfiti (metarenarie, filladi, quarziti), porfidi granitici, quarzo in subordine, con rari livelletti di arenarie grossolane e microconglomerati quarzosi, anch'essi in prevalenza rossastri.

Si presentano di aspetto massivo e con minute strutture canalizzate; la matrice è costituita da arenarie fini, di colore da grigio-verde a rosso-violaceo, in matrice limonitico-ematitica (v. fig.38).

Lo spessore apparente è ridotto a meno di 5 m. In località Su Ghirghizone questi depositi poggiano in discordanza angolare sul basamento paleozoico e sono ricoperti in paraconcordanza dai flussi piroclastici permiani. In analogia con le aree più meridionali della Sardegna centrale, questi conglomerati costituiscono il deposito grossolano basale di un bacino intramontano (Cassinis *et alii*, 1999; *cum bibl.*).

Permiano inferiore (Autuniano)

5.2. - Rioliti di Castello Pontes (**RCP**)

La denominazione rioliti di Castello Pontes (**RCP**) viene introdotta in questo Foglio per identificare le vulcaniti permiane affioranti ad E di Galtellì, nell'angolo NE del Foglio 500 "Nùoro Est", alle pendici settentrionali del M. Tuttavista. Nel Foglio 195 "Orosèi" della Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000 (Amadesi *et alii*, 1961; 1967) questi affioramenti sono classificati come "Porfidi quarziferi".

Si tratta di depositi di flusso piroclastico costituiti da tufi a ceneri e lapilli, a composizione da riolitica a riodacitica, localmente dacitica, in bancate da metriche a decametriche, ciascuna delle quali esordisce con sottili di cineriti basali da mediamente a molto saldate, cui seguono una parte centrale tufacea da mediamente a poco saldata e, talora, una parte sommitale saldata marcata da strutture pseudofluidali. In affioramento si presentano da biancastre a rosa, a rosse, o grigie fino a verdi, in relazione a differenti processi di alterazione.

Hanno struttura porfirica per quarzo, albite, K-feldspato, subordinata biotite e rara muscovite, in massa di fondo quarzoso-feldspatica da microgranulare a granofirica. Minerali accessori più comuni sono apatite, zircone, magnetite e ilmenite. Minerali secondari sono calcite, clorite, epidoto, sericite e minerali argillosi. Nelle parti basali dei flussi piroclastici si osservano abbondanti xenoliti del basamento metamorfico in massa di fondo afanitica; nelle parti centrali e sommitali aumentano le dimensioni (fino a centimetriche) di fenoclasti e xenoliti e sono frequenti le tessiture eutassitiche.

PROGETTO CARG

L'intera successione ha giacitura monoclinale immergente ad E con inclinazioni da 15° a 60°. Il contatto basale è ben esposto in loc. Su Ghirghizòne, 1 km ad E di Galtellì, dove i flussi piroclastici ricoprono il conglomerato basale permiano. Il limite superiore è erosivo; a NW di P.ta Conca Niedda le vulcaniti sono ricoperte dal conglomerato basale giurassico (formazione di Genna Selòle).

Lo spessore massimo è valutabile intorno a circa 100 m.

Datazioni radiometriche K/Ar eseguite da Cozzupoli *et alii* (1984) hanno fornito un'età di 284±15 Ma, corrispondente all'Autuniano (Ciriulasiano) quindi compatibile con le età, sia radiometriche che su base biostratigrafica, rilevate nei bacini permiani sardi (Cassinis *et alii*, 1999; *cum bibl.*).

Permiano inferiore

6. - SUCCESSIONE SEDIMENTARIA MESOZOICA

Nel settore centro-orientale del Foglio 500 "Nùoro Est" affiora una successione mesozoica di età compresa tra il Giurassico medio (Bajociano-Bathoniano; formazione di Genna Selòle) ed il Cretacico superiore (Albiano superiore - Santoniano inferiore; formazione di Gorròpu). Vi sono quindi rappresentati tutti i termini descritti nel Mesozoico della Sardegna orientale (cfr. Cap. II - Studi precedenti).

6.1. - Formazione di Genna Selòle (**GNS**)

Questa unità stratigrafica è stata studiata da diversi Autori (Amadesi *et alii*, 1961; Fazzini *et alii*, 1974; Del Rio, 1977; 1985; Dieni *et alii*, 1983a; Costamagna *et alii*, 2000; Costamagna & Barca, 2004). È inoltre inserita nel Catalogo delle unità formazionali italiane (Carimati *et alii*, 1980).

Si rinviene in modo discontinuo alla base della successione carbonatica giurassico-cretacica, spesso coperta da estese falde di detrito al piede dei versanti, in genere con potenze talmente modeste da impedire la sua rappresentazione alla scala 1:50.000.

Nel Foglio 500 "Nùoro Est" gli affioramenti più estesi si trovano nel versante N di M. Tuttavista. Si tratta di brecce a ciottoli di quarzo, con scarsa matrice arenacea, alternate a livelli di arenarie quarzose grossolane con bandature limonitiche bruno-giallastre che evidenziano e riempiono le fratture e la stratificazione.

Un affioramento minore, con arenarie e brecce, è osservabile alla periferia nord-orientale di Dorgàli, circa 600 m ad E della collina di Cuccuru Pirischè.

PROGETTO CARG

A questa formazione sono anche attribuiti gli affioramenti conglomeratici rinvenuti tra il basamento cristallino paleozoico e la successione carbonatica mesozoica a SW della sorgente di Su Gologòne e quelli sparsi lungo la parte meridionale del contatto occidentale del Supramonte di Dorgàli, presso P.ta Dògana.

L'estensione e lo spessore di quest'unità decresce dalla Sardegna centro-orientale, dove si raggiungono potenze fino a 50 m circa (Pertusati *et alii*, 2002; Costamagna *et alii*, 2007), alla Sardegna nord-orientale. Nell'areale del Foglio lo spessore massimo affiorante, osservabile presso M. Tuttavista, si attesta intorno ai 5-10 m.

Il deposito è limitato alla base da una netta discordanza basale, poggiando sulle ignimbriti del Permiano inferiore (rioliti di Castello Pontes), oppure direttamente sul basamento metamorfico paleozoico o sui granitoidi tardopaleozoici. Il passaggio a tetto alla formazione di Dorgàli, ai fini del rilevamento del Foglio, è stato stabilito in base alla comparsa delle facies carbonatiche, di solito dolomitiche, della suddetta formazione e, localmente, da calcari ibridi stratificati (*grainstone* oolitici con detrito silicoclastico).

Il contenuto fossilifero è dato da resti vegetali (*Ptilophyllum hirsutum*, Thomas & Bancroff, Seward, classe Cycadophytopsida o cicadali), palinofossili (varie specie di cicadali, conifere, caitoniali; Del Rio, 1977), prevalenti gasteropodi (nerineidi: *Cossmannea eudesii*, Morris & Lycett; celostilinidi: *Bathonella scotica*, Tate; naticidi: *Naricopsina umbilicata*, Piette.

In base a questo contenuto fossilifero l'età della formazione è stata attribuita al Bajociano e non è escluso che la sua porzione superiore sia bathoniana almeno in parte (vedi Dieni *et alii*, 1983a; Dieni & Massari, 1985d).

Studi stratigrafici di dettaglio su quest'unità, eseguiti in aree esterne al Foglio e con esposizioni migliori (Sardegna orientale, tra cui l'area di Genna Selòle; Sardegna centrale, zona dei "Tacchi"), hanno permesso di riconoscere variazioni di facies.

Alla base presenta ambienti di conoide alluvionale che passano ad ambienti fluviali *braided*, fino a lagunari; a tetto, ambienti peritidali di piattaforma carbonatica.

Dieni *et alii* (1983a) includono nella formazione di Genna Selòle solo le facies terrigene e continentali. Al contrario Costamagna & Barca (2004) definiscono il limite a tetto a partire dalla scomparsa delle facies terrigene dalla soprastante formazione dolomitica (formazione di Dorgàli).

Gli affioramenti di questo Foglio sono probabilmente assimilabili alle facies di conoide distale individuate nell'intervallo "2" descritto da Dieni *et alii* (1983a) nella sezione tipo di Genna Selòle (località posta a NNW di Baunèi, al Km 166,8 della SS. 125).

Giurassico medio (Bajociano - ?Bathoniano)

PROGETTO CARG

6.2. - Formazione di Dorgàli (**DOR**)

Questa formazione è stata istituita da Amadesi *et alii* (1961; 1967; v. cap. II - Studi precedenti) nel corso del rilevamento del foglio geologico 208 "Dorgàli"in scala 1:100.000.

Nel Foglio 500 "Nùoro Est" affiora ad E e a S di Dorgàli, lungo tutto il versante occidentale dell'allineamento NNE-SSW formato dai rilievi di M. Irvèri, M. Bàrdia e P.ta Dògana. Nell'angolo nord-orientale del Foglio affiora a M. Tuttavista (lungo il versante SW e in parte di quello settentrionale). Nel Supramonte di Olièna e Orgòsolo è presente sui versanti occidentali e parte di quelli settentrionali. Tra il M. Tuttavista e M. Irvèri, a NW di N.ghe Dudurri in loc. Badde Sos Aradòres, affiora entro una finestra erosiva nei basalti plio-pleistocenici.

L'unità è composta in prevalenza da dolomie grigio scure per alterazione superficiale, più raramente da calcari, dolomitizzati in vario grado, con una componente terrigena silicoclastica via via decrescente verso l'alto sia in abbondanza che in termini granulometrici. Alla base le dolomie presentano una composizione ibrida, per l'abbondanza di detrito quarzoso e micaceo soprattutto nei primi 4-5 m iniziali, talvolta con ciottoli quarzosi da millimetrici a centimetrici arrotondati o subarrotondati; la stratificazione è parallela, con accenni di laminazione incrociata.

Talvolta si osservano dolomie con tessiture ooidiche con "fantasmi" di ooliti e oncoliti, che iniziano a comparire subito dopo le facies transizionali. Gli ooidi (o le ooliti delle porzioni non dolomitizzate), specie nella parte inferiore dell'unità, sono caratterizzati da nuclei con granuli extrabacinali in genere di quarzo, ma anche gesso e metamorfiti (fig.39).

Meno comuni sono le facies a dololutiti con tessitura cristallina microsparitica, in cui sono preservate laminazioni e tracce di bioturbazione. Ancora più rare sono le dolomie giallastre con livelli a pisoidi, a volte disciolti e sostituiti da calcite spatica e/o ossidi, oppure più vacuolari ("dolomie cariate" de-dolomitizzate).

In genere nella parte alta della formazione la stratificazione è poco evidente, costituita da bancate pluridecimetriche. Nell'insieme prevale la stratificazione piano-parallela in genere decimetrica (da media a spessa), anche se non sempre netta.

Lo spessore della formazione di Dorgàli raggiunge il suo massimo valore, circa 350 m, nella zona di M. Corràsi - P.ta Cateddu, e nel versante NW di M. Uddè.

Nel settore orientale, da M. Tuttavista al limite SE del Foglio, l'ordine di grandezza è invece delle decine di metri, con punte di circa 100 m presso M. Tulùi.

Il limite inferiore della formazione di Dorgàli nel Foglio non sempre è chiaramente visibile per la presenza di estese coperture detritiche; comunque nella generalità dei casi l'unità poggia in discordanza (*unconformity*) sul basamento cristallino o sulla successione permiana; più raramente l'appoggio avviene in paraconcordanza sulla formazione di Genna Selòle.

PROGETTO CARG



Fig. 39 - *Dolomie oolitiche alla base della formazione di Dorgàli, sul versante N del M. Tuttavista.*

Le facies con tessitura cristallina più grossolana, fino a "saccaroide", sono un primo possibile indicatore di diagenesi tardiva. Altre indicazioni provengono dalla distribuzione e dallo sviluppo delle masse dolomitizzate. Il passaggio laterale tra dolomie e calcari è di solito abbastanza netto o al massimo si sviluppa a scala dell'affioramento, con litologie a composizione intermedia. Parte dei limiti delle dolomie a tetto (come quelle del M. Tuttavista appena descritte o del M. Corràsi) sono invece marcati da una sottile fascia brecciata ed arrossata, per la presenza di ossidi, molto probabilmente di origine tettonica ma compatibile anche con una dolomitizzazione tardiva.

Si esclude un'origine primaria delle dolomie, intesa come precipitazione diretta di sola dolomite, visto che tessiture e strutture originarie dei sedimenti calcarei sono più o meno riconoscibili e preservate, ed anche altre formazioni mesozoiche, non necessariamente in continuità, sono in parte interessate da dolomitizzazione anche prodottasi in più fasi.

I fossili (tra cui nerineidi e crinoidi) e le strutture sedimentarie sono di solito difficilmente riconoscibili in campagna a causa della tessitura cristallina grossolana delle dolomie.

PROGETTO CARG

L'età della formazione di Dorgàli, considerata la difficoltà di ritrovare fossili preservati dagli effetti della dolomitizzazione, è stabilita in base al contenuto paleontologico delle formazioni a letto (formazione di Genna Selòle) e soprastanti o passanti ad essa lateralmente (formazioni di Monte Tulùi e Monte Bàrdia), ed è riferita al Bathoniano - Kimmeridgiano superiore (Dieni & Massari, 1985a; 1987), ma è probabile che si spinga fino al Berriasiano inferiore.

Determinazioni eseguite in ambito CARG (analisti E. Patacca, P. Scandone) sulle microfacies di calcareniti oolitiche non dolomitizzate prossime alla base (M. Tuttavista, versante SE), permettono di assegnare al Bathoniano-Calloviano la base della formazione.

La successione descritta è indicativa di un'evoluzione da iniziali ambienti transizionali/deltizi ad ambienti marini poco profondi (inter-sub-tidali) di piattaforma carbonatica, da interna a media, caratterizzati da barre e cordoni sabbiosi influenzati da correnti di marea ed eventi di tempesta.

Giurassico medio (Bathoniano-Calloviano) - Giurassico superiore (Kimmeridgiano-Titoniano) - ? Cretacico inferiore (?Berriasiano inferiore)

6.3. - Formazione di Monte Tulùi (**TUL**)

L'istituzione della formazione di Monte Tulùi è stata proposta per la prima volta nel corso del rilevamento del foglio geologico 208 "Dorgàli" in scala 1:100.000, da Amadesi *et alii* (1961; 1967) e successivamente ridefinita da Dieni & Massari (1985a; 1985b), che inoltre hanno distinto una formazione eteropica con il nome di "calcare di S'Adde" (da una località omonima all'estremità NE del M. Albo, presso Siniscola).

Gli affioramenti all'interno del Foglio 500 "Nuoro Est" hanno una distribuzione analoga a quelli della formazione di Dorgàli, ma con un'estensione areale che nel settore orientale aumenta procedendo dal M. Tuttavista verso S (fig.40).

Alla base le facies più rappresentate sono calcareniti (spesso *grainstone* unimodali) e in subordine calciruditi (*rudstone*) con ooliti ed oncoidi che verso l'alto della successione si arricchiscono progressivamente in bioclasti (soprattutto crinoidi) e sono rappresentative (al pari di parte della formazione di Dorgàli) di barre e cordoni sabbiosi, che costituiscono elementi con risalto morfologico rimaneggiati dalle correnti tidali o dalle tempeste. Seguono calcari a grana fine, da arenitici a lutitici (*mudstone* e *wackestone* fino a *packstone*), di colore da nocciola a grigio, potenti una decina di metri, con stratificazione regolare da sottile a media, con alghe verdi e molluschi. Nella zona del M. Tuttavista questa facies può contenere anche noduli di selce. L'alternanza tra livelli grossolani e frazioni calcilutitiche si ripete almeno due volte.

PROGETTO CARG



Fig. 40 - *Contatto tra le formazioni di Dorgàli (DOR) e Tulùi (TUL), in panorama, nel versante occidentale del M. Tuttavista.*

Nella parte più alta compaiono calcareniti (*packstone* o *grainstone*) oolitiche-bioclastiche, con singole biocostruzioni coralline isolate o piccoli stromatoporidi immersi in matrice biocalcarenitica, che passano alle tipiche facies di scogliera (*reef*) ruditiche o biocostruite della base della formazione di Monte Bàrdia (fig.41). Le calcareniti dell'intervallo stratigrafico superiore, esposte sul versante E di M. Tulùi, sono caratterizzate da clinostratificazioni.

Il limite inferiore è molto variabile a causa di contatti tettonici e parziali dolomitizzazioni, molto diffuse a S di P.ta Corràsi e nel M. Tuttavista, per cui il contatto con le dolomie della formazione di Dorgàli è spesso sfumato (v. fig.40) e non si escludono parziali eteropie. Il limite a tetto, con la formazione di Monte Bàrdia, è posto in coincidenza della comparsa delle facies di *reef* ruditiche e a maggiore concentrazione di organismi coloniali o singoli.

Lo spessore, quindi, varia da circa 350 m presso M. Tulùi fino a pochi metri tra il Supramonte di Orgòsolo e M. Corràsi, dove la diffusa dolomitizzazione e diversi contatti tettonici rendono incerto il riconoscimento del limite formazionale.

Il ricco contenuto fossilifero è costituito da crinoidi, foraminiferi, alghe verdi, echinodermi, coralli, poriferi (in particolare stromatoporidi), gasteropodi, belemniti e ammoniti (queste ultime faune indicative di influenze pelagiche).

PROGETTO CARG



Fig. 41 - *Livelli stromatolitici nella parte basale della formazione di Monte Tulùi, presso il versante meridionale del M. Tuttavista.*

PROGETTO CARG

Dieni *et alii* (1985a) indicano un'età Calloviano - Kimmeridgiano superiore, mentre Jadoul *et alii* (2008) deducono un'età più recente (Oxfordiano - Titoniano sommitale). L'analisi delle microfacies eseguite per il Progetto CARG ha fornito un'età Oxfordiano - Titoniano inferiore.

L'ambiente di sedimentazione, in accordo con Jadoul & Lanfranchi (in Berra *et alii*, 2008), è di pendio/margine esterno della piattaforma (o anche rampa) carbonatica, rappresentato dalle barre, che evolve verso momenti di "affogamento" della piattaforma, che testimoniano una graduale progradazione della piattaforma stessa verso aree bacinali.

Giurassico superiore (Oxfordiano - Titoniano inferiore)

6.4. - Formazione di Monte Bàrdia (**BRD**)

Questa unità litostratigrafica è stata proposta nel corso del rilevamento del foglio geologico 208 "Dorgàli" in scala 1:100.000, da Amadesi *et alii* (1961; 1967; v. cap. II - Studi precedenti). Durante il rilevamento del Foglio 500 "Nùoro Est" la parte alta della formazione è stata estesa fino a comprendere una litofacies (**BRD$_a$**) nota in precedenza come "Orizzonte di Orudè" (foglio geologico

1:100.000 208 "Dorgàli"; Amadesi *et alii*, 1961; 1967) da una località ubicata tra la valle di Lanaitto e l'abitato di Dorgàli; essa infatti rappresenta solamente l'evoluzione delle facies litorali sopra descritte ma non è una diversa formazione.

La formazione di Monte Bàrdia costituisce la maggior parte degli affioramenti carbonatici mesozoici sia nel settore orientale del Foglio, dal M. Tuttavista a Dorgàli e fino al suo limite a S, che in quello centrale nel Supramonte di Olièna e Orgòsolo. La base della formazione, per uno spessore di circa 80-100 m, è caratterizzata dall'alternanza di calcari con livelli biocostruiti, in strati massivi plurimetrici, associati o passanti lateralmente a biocalciruditi/biocalcareniti.

Generalmente i livelli biocostruiti e ruditici evolvono a calcareniti, che si alternano in parte o vengono seguite da calcilutiti laminate, con lamine fitte e ondulate, a volte rossastre per la presenza di ossidi, il tutto entro spessori che variano da alcuni decimetri a circa 3 m a seconda delle località. In qualche caso (es., Supramonte di Orgòsolo) le calcilutiti possono essere precedute da livelli decimetrici di brecce a clasti scuri (*blackened pebbles*). Procedendo verso l'alto stratigrafico gli strati massivi biocostruiti diventano man mano meno frequenti e vengono sostituiti da livelli di calcareniti/calciruditi bioclastiche e ooidiche (con *grainstone* ooidico tipicamente bimodale), perlopiù in strati centimetrico/decimetrici (fig.42).

Gli strati sono molto spesso gradati ed a base erosiva, la stratificazione da parallela ad incrociata a piccolo angolo. I granuli più comuni sono ooidi, foraminiferi, alghe, bioclasti, grani rivestiti, oncoidi. A volte possono essere presenti piccole biocostruzioni a chetetidi. Nei livelli più grossolani senza matrice micritica è possibile osservare pori riempiti da calcite (tipo *keystone vugs*).

Molto frequenti le strutture da disseccamento (*mud-cracks*; nella zona di Sa Oche si contano almeno 6 livelli; fig.43) e le fratture subparallele (*sheet cracks*) o trasversali alla stratificazione, discontinue e con riempimenti micritici, granulari e/o cementi sparitici, attribuibili a fasi di diagenesi precoci e sinsedimentarie.

Questa facies viene interpretata come il prodotto della sovrapposizione di strati di tempesta (*storm layers*) in forma di "lobi" spiaggiati (*washover fans*) in ambiente di piattaforma interna/retroscogliera (Dieni & Massari, 1985a; Berra *et alii*, 2008). Costituisce la parte principale della formazione di Monte Bàrdia.

Come accennato, la parte superiore della formazione è caratterizzata da una facies (BRD_a) nota in letteratura come "Orizzonte di Orudè", che rappresenta la cosiddetta "*facies purbeckiana*" (fig.44); è costituita in prevalenza da calcilutiti (*mudstone* e *wackestone*) laminate con alcuni livelli marnosi a struttura nodulare, molto ricchi in fossili, affioranti in ottima esposizione presso la grotta di Sa Oche, a tetto della facies a *mud-cracks*.

Talvolta la frazione marnosa non è presente, come in prossimità della gola del Flumineddu presso M. Corallinu, e prevalgono le frazioni calcilutitiche e calcarenitiche fini, bioturbate e sempre con abbondanti resti fossili (fig.45).

PROGETTO CARG



Fig. 42 - *Vista panoramica di una piega rovesciata con facing verso SSE, che interessa la frazione calcarenitica stratificata della formazione di Monte Bàrdia, W di P.ta Cusidòre.*



Fig. 43 - *Strutture di disseccamento (mud cracks) nella frazione fine dei carbonati della tipica facies purbeckiana, parte alta della formazione di Monte Bàrdia (BRD), presso Sa Oche, valle di Lanaitto.*

PROGETTO GAIA



Fig. 44 - *Parte basale della facies purbeckiana lungo la gola del Rio Flumineddu, in prossimità di M. Corallinu, dove prevalgono litologie calcarenitiche fini.*



Fig. 45 - *Frammenti fossili di nerineidi (a), diceratidi (b) e coralli (c) all'interno dei calcari della formazione di Monte Bàrdia (BRD), presso S'Abba Durche - Cala Gonòne.*

PROGETTO CARG

Il contatto con la sottostante formazione di Monte Tulùi è parzialmente sfumato, marcato dalla comparsa delle facies tipiche di scogliera al di sopra delle calcilutiti. Il contatto superiore corrisponde al passaggio tra gli ultimi livelli calcilutitici e le biocalcareniti a grana fine (da *packstone* a *wackestone*), di ambienti più distali, poste alla base della formazione di Lanaitto; secondo Dieni *et alii* (1985a; 1985b) questo limite coincide con una disconformità interna al Valanginiano.

Lo spessore della formazione di Monte Bàrdia nell'area rilevata è di circa 400 m, di cui quasi 50 m sono la "*facies purbeckiana*" BRD_a.

Nella parte basale della formazione tra i macrofossili sono molto frequenti colonie e individui singoli di esacoralli (fig.46a e 46b) e poriferi (fra i quali chetetidi e stromatoporidi), gasteropodi (in particolare nerineidi, v. fig.45, fig.47), bivalvi (tra i quali diceratidi, v. fig.45, fig.48), a volte più concentrati, altre volte sparsi, da cui derìva una distribuzione "a macchie" di bioerme (*patch reef*), foraminiferi, alghe, bioclasti di chetetidi e molluschi .



Fig. 46 - *Colonie di esacoralli nella formazione di Monte Bàrdia (BRD), ad E del M. Corràsi.*

PROGETTO CARG



Fig. 47 - *Gasteropode all'interno delle formazione di Monte Bàrdia (BRD), ad E del M. Corràsi.*



Fig. 48 - *Elementi di diceratidi all'interno dei calcari della formazione di Monte Bàrdia (BRD), presso S'Abba Durche - Cala Gonòne.*

PROGETTO CARG

Tra i macrofossili della formazione di Monte Bàrdia (BRD_a) abbondano ammoniti, bivalvi e gasteropodi, coralli; tra i microfossili ostracodi, oogoni di alghe caracee, e foraminiferi bentonici (miliolidi).

L'età stabilita in prevalenza sulle microfacies (foraminiferi e alghe verdi) si estende dal Kimmeridgiano al Berriasiano inferiore secondo Dieni & Massari (1985a; 1985b). Dalle analisi biostratigrafiche condotte durante i rilevamenti CARG risulta una distribuzione tra Titoniano superiore e Valanginiano inferiore.

La parte basale della formazione è caratterizzata dall'alternanza di sequenze di facies di scogliera e di retroscogliera/piattaforma interna; nell'insieme si hanno quindi diverse sequenze regressive, legate alla riduzione progressiva della profondità della piattaforma fino alla sua emersione.

La parte superiore evolve verso ambienti più interni della piattaforma, da subtidali a intertidali, come testimoniato dalla comparsa, oltre alle tempestiti descritte, di livelli calcareo-marnosi a struttura nodulare e di calcilutiti con laminazione sottile planare o ondulata, che si intercalano alle litologie precedenti.

Inoltre la dolomitizzazione da diagenesi tardiva dei calcari di questa unità è molto diffusa nel settore occidentale del Supramonte di Oliena e Orgòsolo, nelle forme e modalità già descritte per la formazione di Dorgàli.

Giurassico superiore (Titoniano superiore) - Cretacico inferiore (Valanginiano inferiore)

6.5. - Formazione di Lanaitto (**LAU**)

Nel Foglio Geologico 208 "Dorgàli", in scala 1:100.000, questa formazione è denominata "formazione di Gorròpu inferiore" (Amadesi *et alii*, 1961; 1967). Seguendo i criteri internazionali (Salvador, 1994) si è scelto di rinominare questa unità come formazione di Lanaitto, in modo da assegnare univocamente il primo termine alla soprastante successione carbonatica del Cretacico superiore (v. § 6.6.).

Nel Foglio 500 "Nùoro Est" tale formazione affiora nella località omonima (valle del Riu Sa Oche - Riu Flumineddu), dove la successione è relativamente più completa e rappresentativa rispetto ad altre località; il contatto con la "facies purbeckiana" (BRD_a) della formazione di Monte Bàrdia è ben visibile in panorama ad E della dorsale Fruncu Mannu - M. Omène (fig.49). Affiora anche tra M. Tiscali e P.ta Doronè nella fascia che borda il lato occidentale del vallone di Oddoène compresa tra M. Corallinu e M. Tundu ed in piccole aree a S della Còdula di Luna, nell'estremità SE del Foglio.

Nel settore tra Lanaitto e Dorgàli prevalgono alternanze di calcareniti bioclastiche (da *packstone* a *grainstone*) con calcari a grana più fine, calcilutitici-calcisiltitici fino a calcarenitici a grana fine (facies "urgoniana" di periscogliera).

PROGETTO CARG

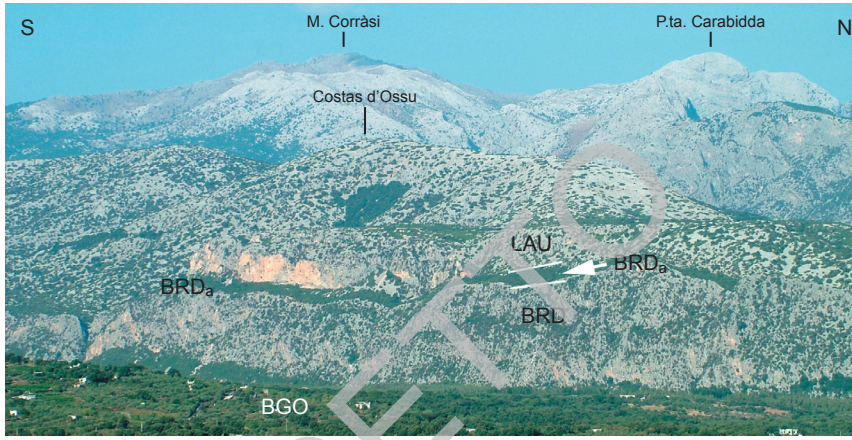


Fig. 49 - *Vista in panorama del contatto tra le formazioni di Monte Bàrdia (BRD) e Lanaitto (LAU) nel fianco orientale della dorsale Fruncu Mannu - Costas d'Ossu - M. Omène; la fascia verde-scuro lungo il contatto individua la "facies puberckiana" BRD$_a$, in primo piano i basalti plio-pleistocenici (BGO).*

La struttura dei calcari a grana più fine è a volte nodulare. La stratificazione in genere è sottile fino a media, ed è meno netta nei livelli inferiori.

Nel settore sud-orientale, presso la Còdula di Luna (Cùle Biddumnie, P.ta Is Giroves), affiora una successione finora non cartografata e sconosciuta in letteratura, in una zona di scaglie tettoniche allungata in direzione circa NE-SW. La porzione di litologie affioranti, parzialmente tettonizzate, mostra calcari marnosi e marne grigie alla base, quindi calcareniti a grana fine bioclastiche e debolmente glauconitiche, seguite da un intervallo di brecce a clasti glauconitici e fosfatici a supporto di matrice calcarea lutitica, e infine da biocalcareniti fini e calcilutiti selcifere.

Lo spessore della formazione di Lanaitto raggiunge gli 80 m sul fianco occidentale della omonima valle, tra Sedda sos Carros e Riu sa Oche (nel fianco occidentale di un'ampia sinclinale). Nel versante SE della valle (fianco orientale della sinclinale) la valutazione dello spessore è più incerta per la presenza di coperture detritiche e faglie; considerato che in questa zona la successione dovrebbe essere più completa perché vi è stato individuato l'Aptiano superiore, lo spessore potrebbe raggiungere i 130 m.

Spessori simili si osservano a NE di M. Orudè, dove la formazione costituisce il nucleo di un'altra struttura sinclinale all'incirca parallela a quella di Lanaitto e dove è stato ugualmente osservato l'Aptiano superiore.

Queste variazioni di spessore e la corrispondente lacuna stratigrafica sono conseguenti ad un'importante fase erosiva innescata dalla tettonica di età alpina (Fase "austriaca", Albiano medio-superiore).

PROGETTO CARG

Il limite inferiore è marcato da una disconformità, probabilmente con una lacuna stratigrafica posta al Valanginiano. Il tetto della successione, di età aptiana nella zona di Lanaitto, è marcato da un'altra lacuna ancora più importante vista la mancanza dell'Albiano, del Cenomaniano e parte del Turoniano inferiore ("lacuna meso-cretacica").

Il contatto con la sovrastante formazione di Gorròpu, lungo il rio Sa Oche e a W di Tìscali, è marcato da una superficie con incrostazioni ferruginose e con fori di litodomi riempiti da materiale della formazione di Gorròpu.

Fra i microfossili sono molto rappresentati i foraminiferi bentonici (orbitolinidi, miliolidi, textularidi) e alghe dasycladacee e codiacee; fra i macrofossili, bivalvi (rudiste del genere *Toucasia*), brachiopodi, gasteropodi, ammoniti, belemniti, echinodermi e coralli (determinazioni di Busulini, Cherchi, Dieni e Radoicic in: Dieni *et alii*, 1985b).

Nelle calcareniti fini a tetto della formazione sono presenti orbitolinidi dell'Albiano inferiore. Le analisi biostratigrafiche condotte per il Progetto CARG hanno confermato per la parte centrale della formazione un'età Hauteriviano-Barremiano, mentre è noto in letteratura anche l'Aptiano.

In base alle associazioni di foraminiferi e nannoplancton l'età della formazione è quindi compresa tra il Valanginiano superiore e l'Albiano inferiore.

Dieni *et alii* (1985b) interpretano questa successione come dovuta alla sovrapposizione di cicli *shoaling upwards*, costituiti da sedimenti di tipo "urgoniano" depositati in ambienti variabili da scogliera biocostruita fino a scarpata esterna.

Cretacico inferiore (Valanginiano superiore - Albiano inferiore)

6.6. - Formazione di Gorròpu (**GPU**)

Nel precedente Foglio 208 "Dorgàli", in scala 1:100.000, questa unità formazionale era denominata "formazione di Gorròpu superiore" e comprendeva litologie del Cretacico superiore (Amadesi *et alii*, 1961; 1967).

Anche in questo caso, seguendo i criteri internazionali (Salvador, 1994) si è scelto di rinominare questa unità, conservando in parte la precedente denominazione, in modo da assegnare univocamente il termine alla successione carbonatica del Cretacico superiore.

All'interno del Foglio 500 "Nùoro Est" la formazione affiora solo in due località: in maniera discontinua lungo il margine occidentale della valle di Lanaitto, dall'imboccatura della valle fino a M. Tìscali, e immediatamente a S di P.ta Cusidòre. Una sezione dove è ben esposto il contatto con la formazione sottostante affiora lungo il Riu sa Oche, poche centinaia di metri a valle della grotta omonima.

PROGETTO CARG

La formazione di Gorròpu è costituita alla base da calcilutiti e calcareniti (*packstone* bioclastici a grana fine) più o meno glauconitiche e fosfatiche, in strati decimetrici interessati da fenomeni di *slumping*, con ciottoli molli, e che verso l'alto assumono una struttura nodulare, con liste e noduli grigi o nerastri di selce. Seguono marne e calcari marnosi tipo *craie*, molto ricchi in foraminiferi bentonici e planctonici *nannoplancton* calcarei. A tetto si riconoscono marne e sono segnalate rare arenarie torbiditiche interstratificate (attribuite al Maastrichtiano inferiore; Dieni & Massari, 1982), relativamente più ricche in foraminiferi bentonici.

Da segnalare che nei clasti della formazione terziaria dei conglomerati di Cùccuru 'e Flores sono stati riconosciuti calcari di piattaforma con ippuritidi e grandi foraminiferi (Busulini *et alii*, 1984), di età Campaniano - Maastrichtiano superiore, non riscontrati in affioramento.

Lo spessore della formazione osservabile nel Foglio è di circa 60 m. Il contatto basale è marcato da bancate di calcilutiti con strutture da *slumping* (fig.50), in leggera discordanza sulla formazione di Lanaitto. Il tetto della formazione è sempre eliso tettonicamente od eroso.

PROGETTO CARG



Fig. 50 - *Livello di calcilutiti con strutture tipo slumping alla base della formazione di Gorròpu, presso P.ta Cusidòre.*

Le marne alla base hanno un elevato contenuto fossilifero, costituito in particolare da foraminiferi planctonici e bentonici, cui si associano alghe (calcisferulidi fra cui *Pithonella* sp.), spicole di spugne, aptici e resti di echinidi, ofiuridi, bivalvi (inoceramidi), pesci e squali (denti). Alla base si identifica la zona a *Rotalipora cushmani*, subzona a *Dicarinella algeriana*, che data il Cenomaniano superiore. Nella facies nodulare e selcifera si riconoscono invece *Whiteinella archaeocretacea*, *Helvetoglobotruncana helvetica* e *Marginotruncana schneegansi*.

Nell'adiacente Foglio 501 "Orosèi" le analisi CARG hanno individuato la biozona a *Rotalipora appenninica*, associata all'Albiano superiore terminale ("Vraconiano"). In letteratura è segnalata (Dieni & Massari, 1982) l'attribuzione al Maastrichtiano inferiore.

L'associazione fossilifera descritta indica un'età che va dall'Albiano superiore al Santoniano inferiore, mentre il Coniaciano risulterebbe in lacuna.

L'ambiente di deposizione è pelagico, vista l'elevata quantità di foraminiferi plantonici e alghe planctoniche nelle marne, mentre la maggiore abbondanza dei foraminiferi planctonici rispetto a quelli bentonici è indicativa di profondità degli originari bacini superiore ai 400 m.

Le arenarie finali sembrerebbero però indicare un ambiente meno profondo e distale rispetto al precedente, ovvero un bacino di piattaforma esterna con profondità che si ridurrebbe a -250 m circa, indicando di conseguenza una netta tendenza regressiva.

Cretacico inferiore sommitale (Albiano superiore) - Cretacico superiore (Santoniano inferiore)

7. - SUCCESSIONE SEDIMENTARIA CENOZOICA

7.1. - Formazione di Monte Cardìga (**FMC**)

Per i terreni eocenici affioranti nel Foglio 500 "Nùoro Est" è stato adottato lo stesso nome formazionale utilizzato nella Sardegna centro-meridionale da Carmignani *et alii* (2001a) e da Pertusati *et alii* (2002), in considerazione delle evidenti analogie riscontrate per la litologia, il contenuto fossilifero e l'età.

Alla formazione di Monte Cardìga, facies $\mathbf{FMC_b}$, sono così attribuiti i piccoli affioramenti cartografati, posti tutti a N del M. Tuttavista e in gran parte già segnalati (Dieni & Massari, 1965b; 1966b; 1985c). In particolare, questi affioramenti, che sono allineati secondo una direzione circa E-W, costituiscono elementi di una scaglia tettonica incuneata nel basamento paleozoico lungo un'importante faglia trascorrente terziaria (Faglia del Cedrino, cfr. cap.V - § - 3.1.1.3).

PROGETTO CARG

Fuori Foglio, subito a NW dell'angolo nord-orientale del Foglio, in località Sa Mitra - Cùccuru 'e Paza, circa 1 km a W del Ponte di Onifài in riva destra del Fiume Cedrino, la serie eocenica è più completa e raggiunge circa 36 m di spessore (sezione di Cùccuru 'e Paza in: Dieni *et alii*, 1966a; Matteucci & Schiavinotto, 1985). È costituita da calcari bioclastici argilloso-arenacei ad elementi di basamento, arenarie calcaree e calcareniti grigio-nocciola, marne siltose (ricche in miche clastiche) le quali, tramite una superficie di erosione, passano a livelli di arenarie calcaree glauconitiche in alternanza a livelli calcarei (FMC_b), (tav.10).

All'interno del Foglio, in prossimità del Ponte di Onifài, e in riva sinistra del Cedrino presso Costa de Jossu, affiora la parte bassa della successione eocenica di Sa Mitra, parzialmente ricoperta dai detriti di versante olocenici.

Lo spessore della formazione affiorante nel Foglio non è valutabile; per le ragioni suddette si possono ipotizzare spessori dell'ordine di 40 m.

Il contatto basale è nettamente discordante sul basamento paleozoico e sulla successione mesozoica sottostanti; il contatto superiore è erosivo. Nell'area del Foglio entrambi i contatti sono interessati dalla tettonica trascorrente terziaria, comunque non sono osservabili direttamente in affioramento in quanto ricoperti dalla successione plio-pleistocenica e dai depositi olocenici.

Il contenuto fossilifero è abbondante, costituito soprattutto da macroforaminiferi fra cui nummulitidi (nummuliti, assiline, operculine) e discocicliinidi, oltre ad alghe rodoficee in noduli (rodoliti), bivalvi, gasteropodi ed echinidi, e consente di riferire la formazione ad un ambiente marino litorale.

In base all'associazione fossilifera questa successione viene attribuita all'Ypresiano superiore (Eocene inferiore; Dieni *et alii*, 1966a; Matteucci & Schiavinotto, 1985; Dieni *et alii*, 2008).

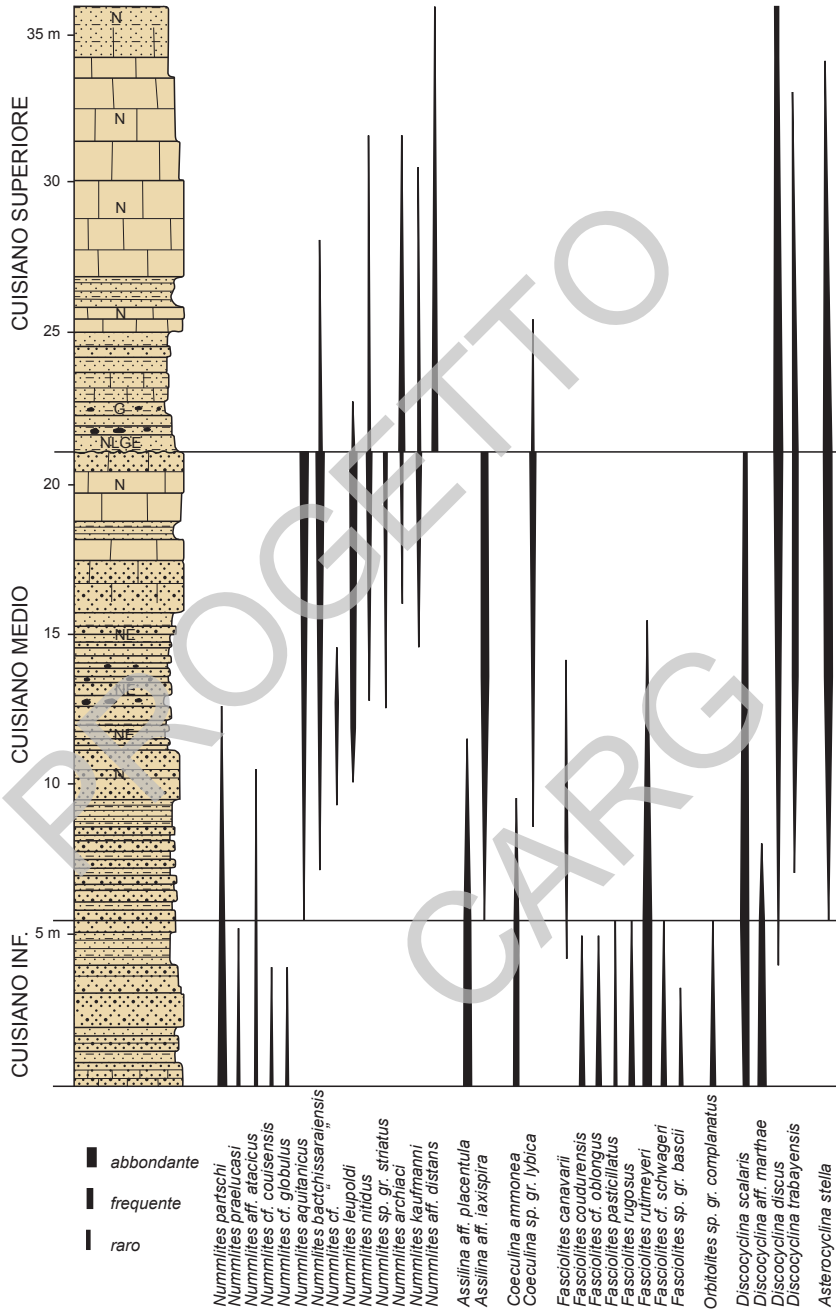
Eocene inferiore (Ypresiano superiore)

7.2. - Conglomerati di Cùccuru 'e Flores (**CUR**)

Il nome formazionale è quello proposto da Dieni & Massari (1965b; 1966b) e deriva dall'omonima località ai piedi del versante orientale del M. Tuttavista, nell'adiacente Foglio 501 "Orosèi", dove affiora estesamente.

Gli autori precedenti (La Marmora, 1857; Fossa Mancini, 1924a; Teichmuller, 1931, Calvino *et alii*, 1959) avevano attribuito questa formazione all'Eocene, non avendo riconosciuto aspetti significativi quali il rimaneggiamento dei macroforaminiferi dell'Ypresiano in essa contenuti (Pasci *et alii*, 1998). Altre ricerche stratigrafico-sedimentologiche approfondite si devono a Dieni *et alii* (1979; 1983b; 2008) e Dieni & Massari (1985c).

PROGETTO CARG



PROGETTO CARG

Tav. 10 - *Sezione litostratigrafica della formazione di Monte Cardìga (FMC), rilevata presso Sa Mitra (Cùccuru 'e Paza). Da* Dieni *et alii, 1966a, ridisegnata.*

Nel Foglio 500 “Nuòro Est” gli affioramenti si concentrano lungo una fascia compresa tra la valle del Riu de Sa Oche e il lago del Cedrino fino a M. Coazza - M. Corallinu, e a S di P.ta Cusidòre.

Si tratta di depositi clastici grossolani, principalmente ruditi (brecce e conglomerati), in subordine arenarie e calcilutiti, generalmente poveri in matrice, con clasti da sub-angolari a sub-arrotondati, di dimensioni variabili, da millimetriche a metriche, fino a decametriche; sono rari i livelli siltoso-argillosi. Il cemento è spesso carbonatico. La stratificazione è data in genere da bancate metriche marcate da frazioni arenitiche meno grossolane (fig.51).

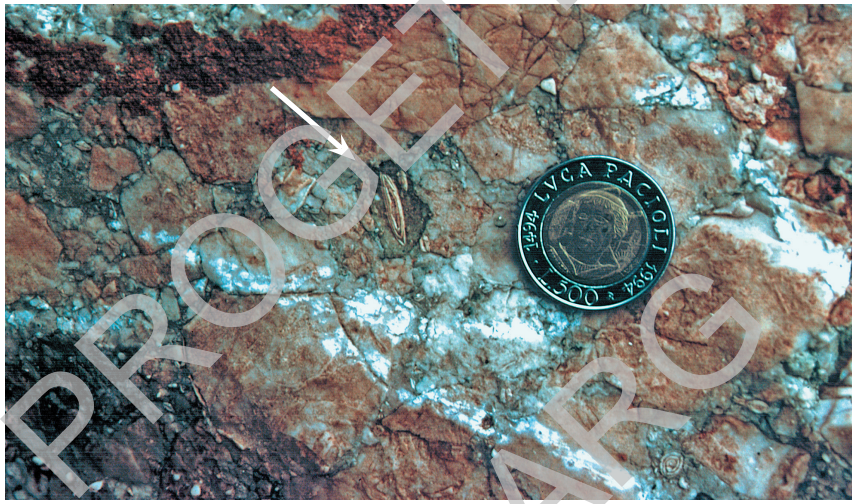
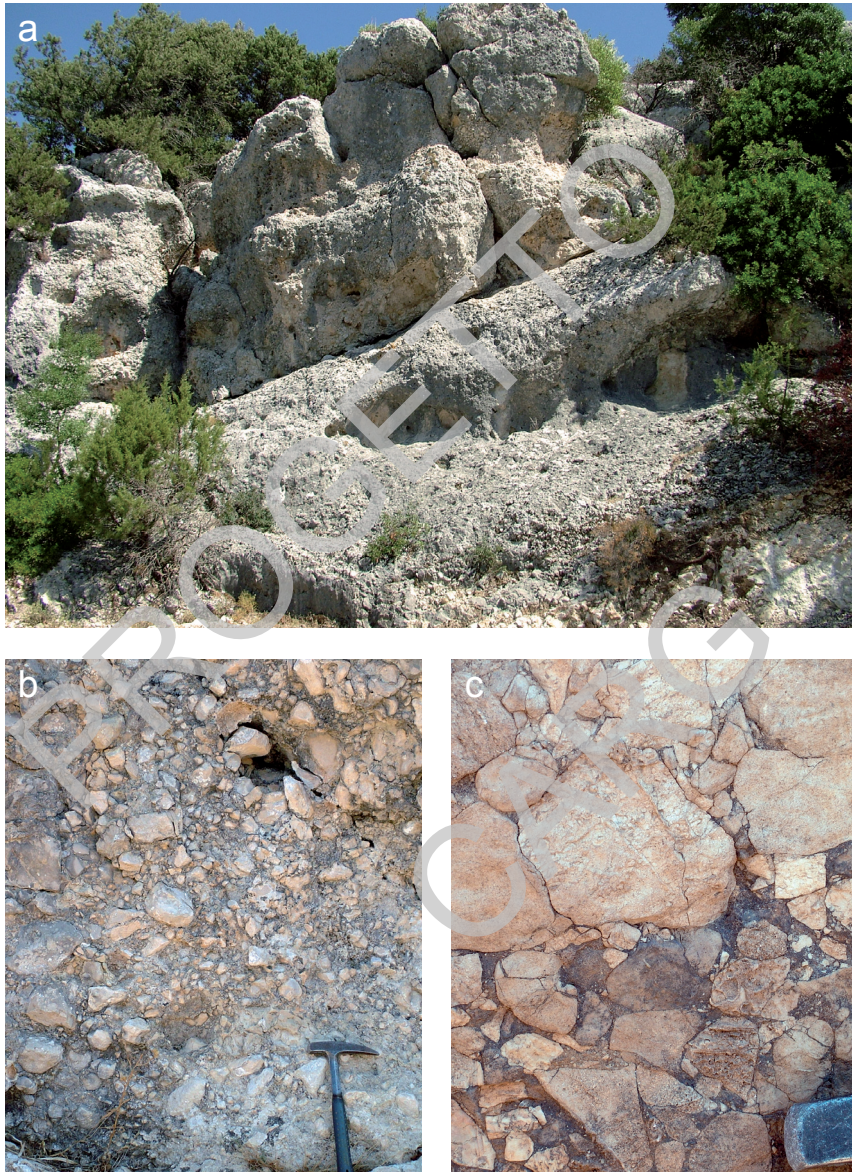


Fig. 51 - *Frammento di calcare dell’Eocene inferiore, con nummuliti (alcuni sono indicati dalla freccia) all’interno dei conglomerati di Cùccuru ’e Flores (CUR), presso Lanaitto, Riu de Sa Oche.*

La facies dominante è costituita da ruditi polimittiche, con elementi sia del basamento cristallino paleozoico (graniti, scisti, gneiss e porfidi tra i litici; quarzo, muscovite, biotite e K-feldspato tra i minerali clastici delle frazioni più fini), sia delle coperture mesozoiche (calcari, dolomie e marne, figg.52a e 52b), paleoceniche (tra l’altro mai rinvenute in affioramento; Dieni *et alii*, 1979; 1983b; 2008) ed eoceniche (calcareniti e calcari a nummuliti e assiline; Dieni & Massari, 1965b; 1985c; Pasci *et alii*, 1998; fig.52c).

Nella zona di N.a S.a degli Angeli, a S del lago del Cedrino, affiorano megabrecce con elementi pluri-decametrici di granitoidi. Presso M. Coazza le ruditi sono costituite da conglomerati matrice-sostenuti, ad elementi ben elaborati di graniti e metamorfiti paleozoici e dolomie e calcari mesozoici.

PROGETTO CARG



PROGETTO

Fig. 52 - *a) Conglomerati di Cùccuru 'e Flores (CUR) organizzati in bancate plurimetriche; b) particolare della facies a prevalenti elementi della copertura mesozoica; c) particolare sugli elementi delle coperture mesozoica ed eocenica. Località M. Corallinu.*

Nella valle di Lanaitto i livelli silico-clastici grossolani contengono intercalazioni a componente intraclastica e bioclastica (in prevalenza macroforaminiferi).

Diversi autori (Dieni *et alii*, 1966a; 2008; Chabrier, 1970; Alvarez & Cocozza, 1974; Dieni & Massari, 1987; Funedda, 1990; Pasci, 1990; 1995; 1997; Carmignani *et alii*, 1992c; 1994a; 1997; Pasci *et alii*, 1998), analizzando le condizioni di affioramento, oltre che le caratteristiche sedimentologiche e stratigrafiche, sia di questi affioramenti che di quelli del M. Albo e del Supramonte, sottolineano il carattere sintettonico di questa formazione e la mettono in relazione con il quadro deformativo alpino o appenninico. In particolare Pasci *et alii* (1998) sottolineano che gli aspetti giaciturali dei depositi e le loro relazioni con le faglie terziarie indicherebbero una deposizione in parte avvenuta in sinclinali di crescita.

Lo spessore totale di questa formazione è molto variabile a causa delle modalità di deposizione. Nella zona di M. Corallinu si possono misurare spessori intorno al centinaio di metri, mentre nella valle di Lanaitto, a nucleo di un'ampia sinclinale, si possono ipotizzare spessori anche maggiori.

Il contatto basale è nettamente discordante sul basamento paleozoico e sulla successione mesozoica e paleocenica sottostanti; il contatto superiore, erosivo o per faglia, nell'area in esame risulta in parte ricoperto dai basalti plio-pleistocenici.

Non sono stati finora segnalati dati biostratigrafici che permettano un'attribuzione cronostratigrafica diretta della formazione (Calvino *et alii*, 1959; Dieni & Massari, 1965b; 1966b; Chabrier, 1970; Busulini *et alii*, 1987).

Gli elementi che consentono di datarla sono, per quanto riguarda il limite inferiore, nannofossili e foraminiferi rimaneggiati (nei ciottoli e nella matrice), la cui età non oltrepassa l'Ypresiano. Recentemente Dieni *et alii* (2008) studiando le palinoflore e mettendole in correlazione con la presenza del palinomorfo *Callimothallus* nei livelli calcilutitici, propongono un'età Luteziano medio iniziale. Il dato è contestato da Oggiano *et alii* (2011), i quali riportano che il *Callimothallus*, dove riconosciuto (in Turchia), è datato ad un intervallo più ampio compreso tra l'Eocene medio e l'Oligocene superiore; inoltre, la combinazione con spore e pollini di ambiente continentale, in assenza di uno spettro pollinico definito, non permette un'attribuzione definitiva. Oggiano *et alii* (2009), considerando la sintettonicità delle strutture, propongono invece un'età paragonabile ai depositi che colmano le fosse transtensive della Sardegna settentrionale, attribuiti all'Oligocene superiore - Aquitaniano (Oggiano *et alii*, 1995), anche considerando che in Corsica, dove sono noti depositi sintettonici nello stesso contesto geodinamico, nelle ruditi sono segnalati anche foraminiferi del Priaboniano (Amaudric du Chaffaut, 1973).

In attesa di dati più precisi, il limite cronologico superiore può essere definito in rapporto all'età della formazione di Orosèi, affiorante nell'adiacente Foglio 501 "Orosèi", attribuita dubitativamente al Miocene medio (Dieni & Massari 1965b; 1966b; Dieni *et alii*, 2008; Funedda *et alii*, in allestimento, Foglio 501 "Orosèi").

PROGETTO CARG

Le caratteristiche tessiturali e deposizionali consentono di associare i conglomerati di Cùccuru 'e Flores principalmente ad ambienti variabili da conoidi detritiche ed alluvionali a delta conoidi, prossimi a scarpate di faglia; peraltro sono note anche facies alluvionali e transizionali fino a marine.

?Eocene medio (?Luteziano medio) - ?Miocene inferiore (?Aquitaniano)

8. - SUCCESSIONE VULCANO-SEDIMENTARIA PLIO-PLEISTOCENICA

8.1. - Formazione di Nuraghe Casteddu (**NCA**)

Con il nome di formazione di Nuraghe Casteddu Massari & Dieni (1973) hanno indicato i sedimenti pre- e infra-vulcaniti basaltiche, variamente denominati dagli Autori precedenti: Vardabasso (1939) li definiva "Depositi lacustri, formatisi in laghi pliocenici-pleistocenici di sbarramento vulcanico"; Calvino *et alii* (1967) nel Foglio Geologico 195 "Orosei", in scala 1:100.000, e Dieni & Massari (1966b) li denominavano "alluvioni ciottolose pre-basaltiche".

Questa formazione affiora principalmente nel settore centro-orientale del Foglio, con spessori ed estensione laterale discontinui, sempre alla base e/o intercalata ai basalti dei Goilèi (tav.11). Circa 2,5 km a NW del Ponte sul lago del Cedrino, in territorio di Dorgàli, si trova la località di N.ghe Casteddu, dove Massari & Dieni (1973) hanno ubicato e descritto la sezione-tipo.

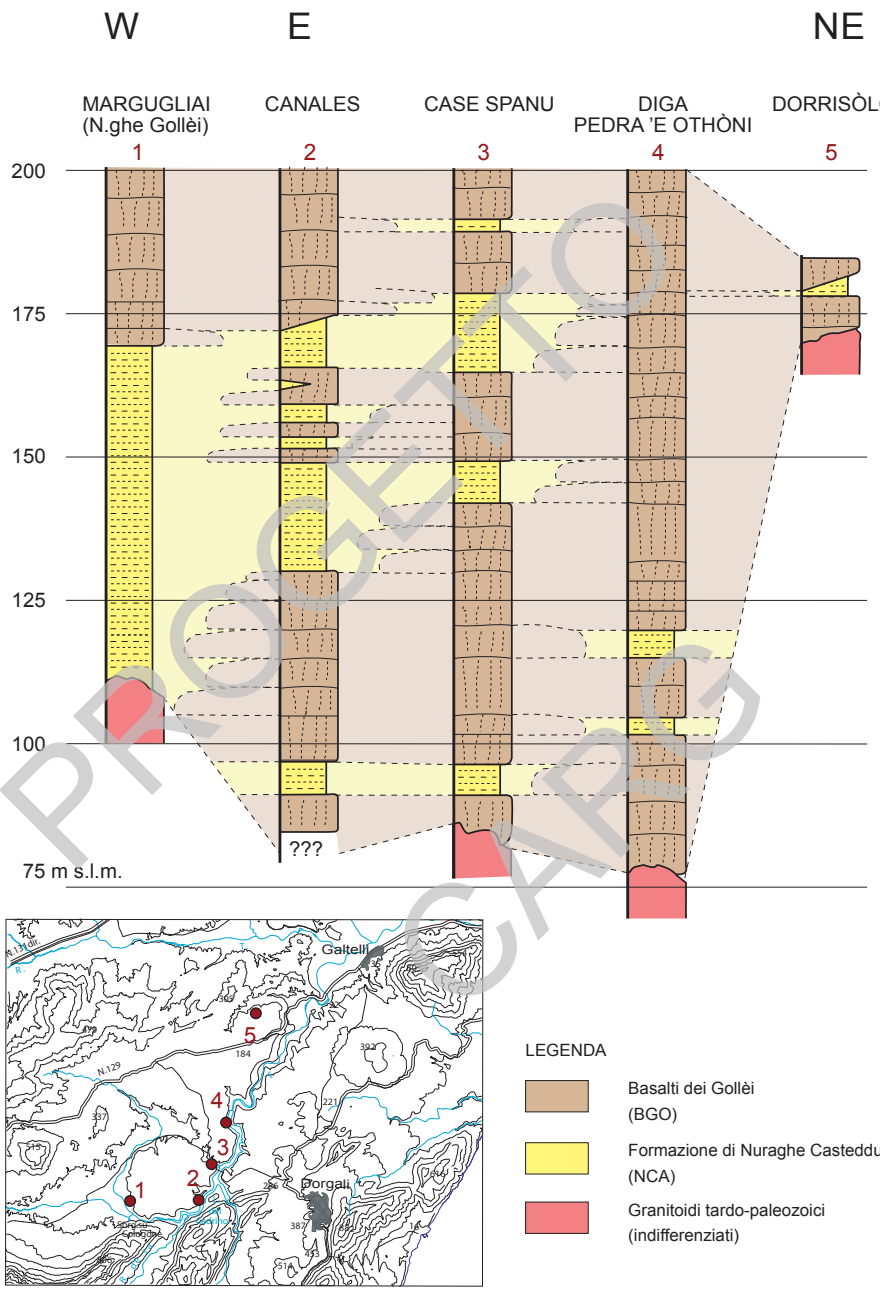
È costituita da ghiaie e sabbie alluvionali e subordinate argille, sciolte o irregolarmente cementate, più o meno grossolane, clino-stratificate, ad elementi abbastanza elaborati, principalmente di granito, di scisti e rocce filoniane immersi in una matrice sabbiosa o sabbioso-siltosa.

Procedendo dalla regione di N.ghe Casteddu verso la valle del Cedrino affiorano diverse intercalazioni lentiformi ghiaioso-sabbiose, con spessori variabili da circa 20 m (località Canales a S di N.ghe S'Ùlumu) a pochi decimetri. A NE di Dorgàli, lungo la valle di Riu Littu, si ritrova anche detrito carbonatico con clasti di taglia anche grossolana fino a megabrecce.

Dal momento che la formazione è costituita da livelli intercalati entro la successione basaltica, il suo spessore è difficilmente valutabile. Per le ragioni suddette si può ipotizzare uno spessore medio di 15-20 m. Solo nel settore di N.ghe Casteddu la formazione raggiunge gli spessori maggiori, intorno ai 30 m.

Il limite inferiore è nettamente discordante sulle formazioni più antiche; il limite superiore è erosivo. Solitamente i sedimenti sottostanti ai basalti poggiano sul basamento paleozoico (la cui morfologia va ricondotta al modellamento di vasti *pediment*), e solo localmente sulle formazioni terziarie. D'altro canto questa formazione affiora soprattutto in aree depresse, circondate dai rilievi mesozoici e terziari.

PROGETTO CARG



PROGETTO SCARG

Tav. 11 - *Logs stratigrafici nel settore nord-orientale del Foglio 500 "Nuòro Est" e rapporti stratigrafici tra basalti dei Gollèi (BGO) e formazione di Nuraghe Casteddu (NCA).*

La datazione di questa formazione è basata, oltre che sui rapporti di eteropia con le vulcaniti basaltiche (Pleistocene inferiore), sull'esame dei resti fossili rinvenuti nelle argille lacustri presenti alla base della sezione-tipo in loc. N.ghe Casteddu.

Massari & Dieni (1973) attribuiscono alla formazione, in base ai rapporti stratigrafici con le vulcaniti ed allo studio delle associazioni polliniche presenti, un'età corrispondente all'Interglaciale Donau-Günz, che in stratigrafia marina è correlato con il Pleistocene inferiore (Calabriano).

Marini & Murru (1981), attraverso dati paleomagnetici e radiometrici sui basalti, associazioni polliniche e resti fossili, propongono un'età del Villafranchiano inferiore (Pliocene superiore).

Infine Esu (1978), Esu & Kotsakis (1979; 1980), Kotsakis (1986), grazie alla presenza di una abbondante malacofauna continentale ed a resti di micromammiferi (roditori della famiglia *Gliridae*) rinvenuti nei livelli argillosi lacustri basali, propongono il Villafranchiano basale, equivalente nella stratigrafia marina al Pliocene superiore (Piacenziano).

La formazione presenta, nella parte basale, strutture sedimentarie tipiche del sistema deltizio di un corso d'acqua (il "paleo-Cedrino") in rapida crescita e ad elevato carico solido (delta-conoide tipo "Gilbert"). La presenza di grandi blocchi suggerisce che il corso d'acqua riceveva apporti da torrenti locali interessati da dinamiche di trasporto di massa tipo *debris flow*. Verso l'alto la formazione deltizia passa a sedimenti fluviali costieri che indicano la progradazione dei canali alimentatori della piana alluvionale al di sopra dei *foreset* deltizi.

Pliocene superiore (Piacenziano) - Pleistocene inferiore (Calabriano)

8.2. - Basalti dei Gollèi (**BGO**)

Con questa denominazione sono indicate le alternanze di lave (**BGO**) e scorie (**BGO$_a$**, facies Nuraghe su Cungiadu) a composizione essenzialmente basaltica diffuse nella Sardegna orientale tra la Bassa Baronìa, Dorgàli e Baunèi. Nel Foglio 500 "Nùoro Est" queste vulcaniti affiorano per circa 110 kmq, costituendo quasi l'intero areale del distretto vulcanico (pari a circa 130 kmq).

L'attività vulcanica, principalmente subaerea, è caratterizzata da emissione di lave basaltiche (BGO), impilate in successione, che costituiscono un esteso *plateau*. La potente successione di lave basaltiche presenta alla base e/o è interstratificata con i depositi continentali della formazione di Nuraghe Casteddu.

La cartografia di queste vulcaniti è basata sul criterio litostratigrafico, così come è stato fatto nel contiguo Foglio 501 "Orosèi" e come previsto dalle norme sul rilevamento del Servizio Geologico d'Italia.

PROGETTO CARG

Il rilevamento geologico ha permesso il riconoscimento di numerosi centri eruttivi, principalmente coni di scorie; all'intensa attività lavica è infatti associata una modesta attività esplosiva, marcata da depositi di caduta di scorie (BGO_a) e da flussi piroclastici cineritici poco saldati aventi *run-out* dell'ordine delle centinaia di metri. Spesso ai coni di scorie sono associati i dicchi alimentatori delle colate (**BGO_b**, facies Biristeddi: fig.53). Sono stati cartografati anche basalti a *pillow* e piroclastiti di flusso in prevalenza cineritiche, da poco a mediamente saldati, con associati depositi epiclastici (**BGO_c**, facies Rio Osalla), confinati nella valle del Riu di Osalla, caratterizzati da strutture di alta energia (da *base surge*).

La lava, quando non alterata, è grigia, da chiara a scura su frattura fresca, mentre in superficie spesso è rossastra o bruna per incipiente alterazione. In alcuni casi si osserva entro la stessa colata la copresenza di una lava basaltica chiara e di una scura. La tessitura è debolmente porfirica per fenocristalli di olivina e/o pirosseno in massa di fondo spesso microcristallina nella quale è possibile distinguere, talvolta, microcristalli biancastri di plagioclasio.

In alcune colate (loc. Iriai-Canales a S del ponte sul lago del Cedrino; Cuccuru Pirischè a NE di Dorgàli, nel Foglio 500 "Nùoro Est"; Osalla nel Foglio 501 "Orosèi") sono osservabili inclusi peridotitici più o meno abbondanti, di dimensioni variabili da pochi millimetri ad alcuni centimetri (max 10 cm), costituiti principalmente da cristalli di olivina e in parte di pirosseno (fig.54).



Fig. 53 - *Centro eruttivo di M. S. Elena, periferia S di Dorgàli, versante E, facies Biristeddi BGO_b.*

PROGETTO CARG



Fig. 54 - *Noduli peridotitici all'interno delle colate laviche dei basalti dei Gollèi (BGO), presso le località Iriai - Canales - N.ghe S'Ùlumu, a S del ponte sul lago del Cedrino.*

I caratteri petrografici mostrano una variabilità molto limitata sia per la paragenesi che per le tessiture. Sinteticamente è possibile distinguere:

1. basalti a sola olivina in fenocristalli spesso alterati in iddingsite. La massa di fondo contiene plagioclasio (in quantità generalmente superiore al 50% ed a composizione variabile tra An 50% e An 65%) e in misura minore olivina, clinopirosseno e opachi, e talora una piccola frazione di vetro. La tessitura è porfirica, olocristallina, intergranulare, isotropa, raramente anisotropa ("tessitura pilotassitica");
2. basalti con fenocristalli di olivina, clinopirosseno in quantità sempre subordinata e rari noduli peridotitici. La tessitura è porfirica, olocristallina, isotropa, intergranulare;
3. basalti ad ortopirosseno, con tessitura doleritica e senza noduli peridotitici. La tessitura doleritica è tipica dei corpi ipoabissali, tuttavia non si sono osservate evidenze di messa in posto in condizioni ipoabissali. La presenza di tessiture al limite con la doleritica permette di ipotizzare che alcune colate si siano succedute molto rapidamente nel tempo e che questo processo abbia favorito un raffreddamento molto lento, tale da generare un accrescimento dei microcristalli della massa di fondo.

PROGETTO CARG

L'attività vulcanica è essenzialmente subaerea. Le singole colate sono massive, con evidenti vescicolazioni nelle parti basale e sommitale, che talvolta marcano una sottile foliazione per flusso magmatico planare (fig.55). Nelle colate a contatto diretto con formazioni contenenti carbonati è comune trovare inclusi calcitici (es. zona Canales a S del ponte del lago del Cedrino; presso C. Fancello a N di M. Irvèri). Spesso si rinvengono amigdale riempite di carbonati e zeoliti.



Fig. 55 - *Strutture laminari nei depositi epiclastici (facies BGO$_c$) intercalati alle colate basaltiche (BGO) lungo il Riu di Osalla, a N di Su Tinniperedu.*

È possibile osservare diversi tipi di strutture deformative della foliazione primaria, legate a movimenti *post*-messa in posto. Localmente (ad es., a N di M. Coazza) sono riconoscibili strutture del tipo "lave a corde" ("*pahoehoe lavas*"), laddove il carapace delle colate si è deformato in virtù di una maggiore viscosità rispetto alla lava sottostante, ancora fluida e con velocità di scorrimento più elevata, quindi capace di indurre il trascinamento della porzione superficiale. La presenza di superfici con struttura a corde (con lunghezza d'onda dell'ordine di alcuni centimetri), l'assenza di lave a blocchi, e gli spessori limitati insieme all'estensione delle singole colate, testimoniano in generale la bassa viscosità di queste lave.

Alla base delle colate deposte in acqua sono frequenti strutture di raffreddamento tipo "lave a cuscini" ("*pillow lavas*"), soprattutto a contatto con i sedimenti alluvionali della formazione di Nuraghe Casteddu (fig.56).

PROGETTO CARG



Fig. 56 - *Struttura a pillow metrica, a tetto delle argille della formazione di Nuraghe Casteddu. Loc. S. Nicola (Iloghe). Km 12,5 della SP. Olièna-Dorgàli.*

Abbastanza comune la presenza di alterazioni del tipo "esfoliazione cipollare". Ugualmente diffuse le fessurazioni colonnari "a canne d'organo", ben visibili lungo tutto il bordo meridionale e orientale del Gollèi di Olièna-Dorgàli (es. Ganagosùla, fig.57). Le fessurazioni da raffreddamento altrove formano complicati schemi di colonne più o meno ricurve *a chevron* (fig.58) o a ventaglio (fig.59).

Lo spessore totale della successione nel Foglio 500 "Nuoro Est" raggiunge i 150 m nella valle del Cedrino (loc. N.ghe S'Ùlumu - Canales), subito a S della diga, e presso il centro eruttivo di P.ta Conca 'e Janas - P.ta Argiadores. La potenza delle singole colate in genere va da alcuni decimetri ad alcuni metri, con intercalazioni scoriacee o raramente cineritiche in media più sottili, specie nelle aree più distali rispetto ai centri eruttivi, in accordo con la bassa viscosità di questi magmi.

Gli spessori maggiori alla base della successione sono probabilmente dovuti ad una paleomorfologia caratterizzata da valli incise (v. tav.11). Una volta colmate queste valli, le colate della parte alta trovano una paleomorfologia spianata sulla quale si espandono in modo tabulare dando luogo a spessori minori. Per i motivi accennati il substrato è costituito dalle formazioni del basamento paleozoico e dalle coperture sedimentarie meso-cenozoiche (fig.60).

PROGETTO CARG



Fig. 57 - *Colata lavica potente oltre 15 m, con tipica fessurazione colonnare ("a canne d'organo"), lungo la valle del Cedrino (località Ganagosùla).*

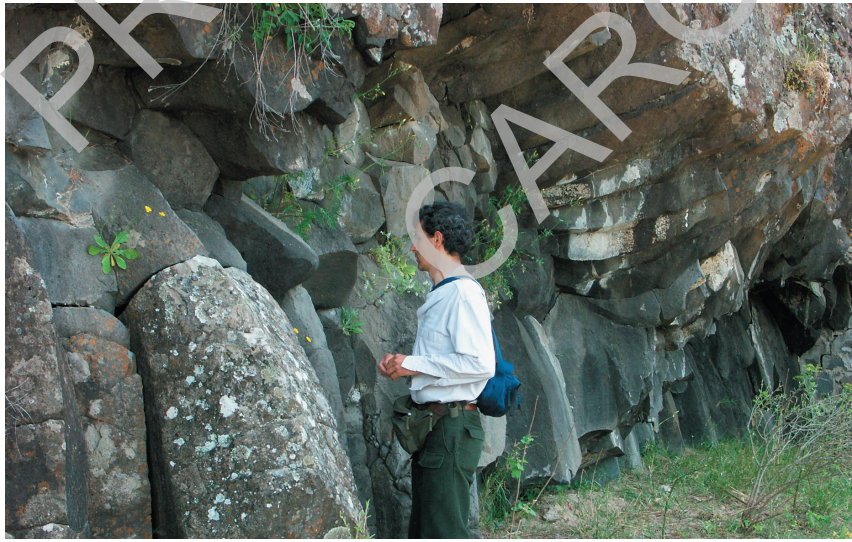


Fig. 58 - *Fessurazione da raffreddamento "a chevron" visibile sui basalti dei Gollèi (BGO), sul versante orientale a N della diga di Perda 'e Othòni, lungo la strada di servizio a valle della diga.*

PROGETTO CARG



Fig. 59 - *Fessurazione a ventaglio nella colata lavica potente alcune decine di metri dei basalti dei Gollèi (BGO) lungo l'incisione del Riu Musìna, a SE di M. Corallinu.*



Fig. 60 - *Contatto tra i basalti dei Gollèi (BGO) e la formazione di Monte Bàrdia (BRD). L'appoggio è caratterizzato da una frazione scoriacea, che verso l'alto passa a lave bollose. Presso S'Abba Durche, Cala Gonòne.*

PROGETTO CARG

Nell'area del Foglio sono riconoscibili numerosi centri eruttivi, che hanno prodotto varie forme vulcaniche, dai tipici espandimenti tabulari (Gollèi) ai coni di scorie, ai pseudoconi/pseudorilievi vulcanici. La presenza di allineamenti di coni di scorie permette di ipotizzare che molti espandimenti lavici derivino da un'attività fessurale che evolve verso la concentrazione in centri d'emissione ben definiti, come è probabilmente il caso del centro eruttivo di Còdula Manna, subito a N di Cala Gonòne (fig.61). Esempi attuali di un passaggio da un'attività di tipo fessurale ad una di tipo puntuale si trovano sull'Etna ed in altri complessi vulcanici che producono un'attività essenzialmente basaltica.



Fig. 61 - *Il centro eruttivo di Còdula Manna, presso Cala Gonòne, visto dal mare verso N.*

Partendo dagli affioramenti posti più a W, un primo esempio di centro eruttivo è presso N.ghe Su Cungiàdu (fig.62). Si tratta di un rilievo di scorie (ovvero, un cono di scorie senza cratere) in gran parte smantellato dall'erosione, caratterizzato da un dicco arcuato, molto più spesso al centro, contornato da una fascia anulare in depressione, creatasi per erosione delle scorie e ceneri, delle quali resta qualche traccia sulla cima e alla base della collina. Questa morfologia può essere messa in relazione con effetti di carico locali, successivi alla messa in posto del dicco e delle lave e scorie eruttate.

Altri centri eruttivi sono raggruppabili nella categoria dei rilievi di scorie; è il caso di P.ta Marras e P.ta Biristeddi nei pressi di Serra Orrios, N.ghe de Sortèi a S di Conca de Janas, Cùccuru 'e Codas subito a S di M. Tuttavista, e altri ancora in varie località (N.ghe Dudurri, Ponte Sortèi, Case Ungredda).

Tra i coni di scorie sepolti da lave più recenti, l'esempio più chiaro e meglio conservato è quello di Lacos de Littu, sulla sponda destra della gola del Cedrino, poco a monte della diga di Pedra 'e Othòni.

PROGETTO CARG



Fig. 62 - *Panoramica del centro eruttivo presso N.ghe Su Cungiàdu; sullo sfondo il Supramonte di Olièna.*

Il controllo tettonico degli episodi vulcanici è ben evidenziato dalla distribuzione dei centri eruttivi secondo alcune direttrici tettoniche (E-W, N30 e N60) che rispecchiano i *trend* delle strutture trascorrenti oligo-mioceniche (Faglia di Nùoro, Faglia del Cedrino, Faglia di Oddoène, *etc.*), molto probabilmente riattivate come faglie dirette. Al primo allineamento dovrebbero essere legati i centri eruttivi di Gollèi Lupu e Su Nurtàle, al secondo quelli nei pressi di Dorgàli (M. S. Elena, Cuccuru Pirischè, *etc.*) e di Cala Gonòne. Nell'intorno della valle del Cedrino è probabile che ci sia stata interferenza tra le direttrici citate (ad es., N.ghe su Cungiàdu, Conca de Janas - P.ta Argiadores).

I caratteri chimico-petrografici sono descritti da Beccaluva *et alii* (1977; 1983) nella Carta geopetrografica del Vulcanismo Pliocenico della Sardegna centro-orientale, e da Lustrino *et alii* (2000; 2002). I litotipi "basaltici" sono raggruppati in due serie magmatiche, una serie alcalina (comprendente circa l'80% delle lave) ed una subalcalina, senza però specificare una cronologia relativa di messa in posto. Nella serie alcalina sono presenti litotipi basici (essenzialmente basalti transizionali, alcali-basalti, hawaiiti-trachibasalti sodici) ed intermedi (mugeariti-trachiandesiti basaltiche sodiche). Nella serie subalcalina (o tholeiitica) si rinvengono litotipi intermedi, costituiti da andesiti basaltiche.

Ulteriori analisi chimiche degli elementi maggiori (tab.7), effettuate su un numero significativo di campioni di lave basaltiche affioranti nel Foglio, mostrano una variazione abbastanza ristretta dei caratteri chimici. La SiO_2 varia tra 59,11 e 44,04 wt%; gli alcali totali tra 5,6 e 4,1 wt%; FeO (totale) varia di punti decimali intorno a un valore di 10 wt%; Al_2O_3 varia leggermente intorno al 15 wt%. Tra gli ossidi caratterizzati da una maggiore variabilità di concentrazione va segnalato MgO, che oscilla tra 10,01 e 2,65 wt %.

PROGETTO CARG

Tab. 7 - *Analisi chimiche rappresentative degli elementi maggiori relativi alle vulcaniti plio-pleistoceniche (Basalti dei Gollèi, BGO) affioranti nel Foglio 500 "Nùoro Est".*

VULCANITI PLIO-PLEISTOCENICHE													
BASALTI DEI GOLLÈI (**BGO**)													
Facies **BGO**													
CAMPIONE	**SiO_2**	**TiO_2**	**Al_2O_3**	**Fe_2O_3**	**FeO**	**MnO**	**MgO**	**CaO**	**Na_2O**	**K_2O**	**P_2O_5**	***L.O.I.***	**Tot.**
MMO33	55,94	1,09	15,06	9,59	-	-0,10	6,00	6,29	3,75	0,59	0,14	0,86	99,21
MM104	44,04	2,90	13,83	10,61	-	0,13	10,01	9,93	3,53	0,79	0,65	3,18	99,60
DP026	59,11	0,85	17,14	7,45	-	0,12	2,65	6,74	2,84	1,90	0,13	0,56	99,49
MF032	54,87	1,48	15,20	10,04	-	0,10	5,43	6,49	4,06	0,65	0,14	1,56	100,02
MF033	54,35	1,24	14,62	9,74	-	0,10	5,08	6,49	3,70	0,94	0,13	1,24	97,63
MF034	53,09	1,28	14,97	10,10	-	0,11	4,61	6,78	3,80	0,68	0,14	2,08	97,64
MF036	54,52	1,00	16,95	8,51	-	0,14	4,31	8,06	2,30	1,07	0,19	1,80	98,85
MF001	52,96	1,56	15,92	9,15	-	0,11	5,96	8,01	3,87	1,67	0,35	0,46	100,02
MF002	50,59	1,55	14,54	9,57	-	0,11	8,65	6,62	3,12	1,59	0,33	2,40	99,07
MF005	52,34	1,72	15,43	9,64	-	0,12	6,46	7,50	3,93	1,67	0,34	0,34	99,49
MF006	51,54	1,67	15,54	9,98	-	0,12	6,91	7,72	3,52	1,61	0,32	0,44	99,37
MF007	52,29	1,54	15,35	9,54	-	0,12	6,92	7,64	3,52	1,71	0,34	1,04	100,01
MF008	50,17	1,54	14,35	9,84	-	0,12	9,74	6,80	2,81	1,71	0,32	2,91	100,31
MF010	55,01	1,27	14,88	9,23	-	-0,10	5,85	6,93	3,65	0,88	0,20	1,18	98,98
MF011	53,42	1,60	15,53	10,24	-	0,11	5,86	7,75	3,47	1,08	0,26	0,74	100,06
MF014	49,91	1,87	14,71	10,13	-	0,12	9,31	6,79	2,66	1,97	0,35	3,01	100,83
MF026	53,65	1,55	15,17	9,81	-	0,11	7,17	6,93	3,74	1,56	0,27	0,39	100,35
Facies **BGO_b**													
MF029	50,10	1,72	14,55	9,81	-	0,12	8,99	7,91	3,45	2,10	0,40	0,58	99,73
MF038	54,14	1,68	15,53	10,08	-	0,12	6,23	7,69	3,55	1,01	0,23	0,19	100,45
MF040	52,93	1,72	15,09	9,63	-	0,11	5,74	7,32	3,66	1,93	0,30	0,51	98,94
MF041	54,02	1,64	15,75	9,61	-	0,12	5,91	7,32	3,75	1,44	0,28	0,83	100,67
MF044	51,73	1,64	15,47	9,22	-	0,11	7,84	7,02	3,75	1,53	0,35	1,35	100,01
MF045	51,41	1,79	15,56	10,82	-	0,12	5,26	6,88	3,13	1,32	0,28	3,05	99,62
MF046	49,87	1,79	15,56	10,09	-	0,13	8,92	7,98	3,21	1,62	0,44	0,63	100,24

PROGETTO CARG

Le analisi effettuate, riportate nel diagramma *TAS*, collocano i litotipi vulcanici rispettivamente nel campo dei basalti, delle andesiti basaltiche, dei trachibasalti e delle trachiandesiti basaltiche (fig.63).

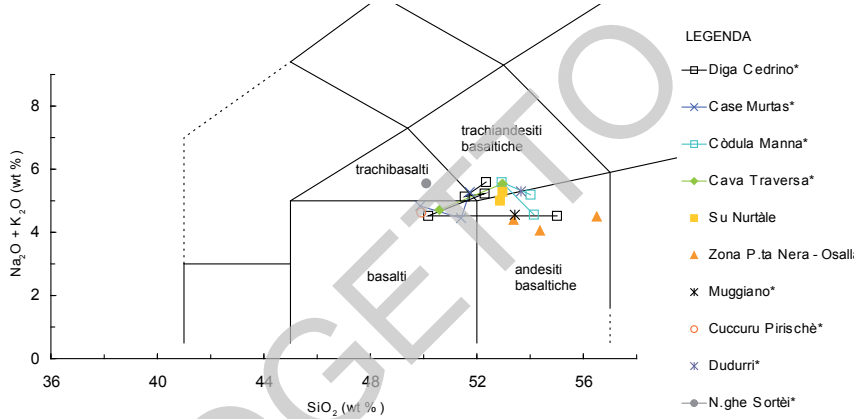


Fig. 63 - *Diagramma TAS dei basalti dei Gollèi (BGO) dei Fogli 500 "Nùoro Est" e 501 "Orosèi". Per una più completa rappresentazione del quadro geochimico dei BGO sono riportati i dati di entrambi i Fogli; quelli relativi al Foglio Nùoro Est sono contrassegnati da (*).*

L'esame dei dati chimici relativi ha inoltre mostrato che:

1) nella valle del Cedrino, presso la diga di Pedra 'e Othoni, i caratteri chimici permettono una distinzione tra le colate della parte bassa della successione (sottostanti NCA), che mostrano una maggiore concentrazione di alcali, e le colate della parte alta, caratterizzate da una minore concentrazione di alcali e una maggiore variabilità del contenuto in silice. Questa variazione dei caratteri chimici sembra rispecchiare uno spostamento dell'attività magmatica da una serie moderatamente alcalina ad una serie subalcalina, verosimilmente tholeiitica. Occorre precisare che queste osservazioni vanno confermate con ulteriori analisi;
2) la successione campionata in località C. Mulas, situata sempre lungo la valle del Cedrino, rispecchia il *trend* osservato nella zona della diga;
3) a N di Cala Gonòne la parte alta della successione (Còdula Manna) mostra anche in questo caso una diminuzione del contenuto in alcali rispetto alla parte bassa (S'Abba Durche);
4) in località La Traversa - C. Mulas si riconoscono due magmi immiscibili, uno includente e uno incluso, corrispondenti ad un'importante differenza dei caratteri chimici. Infatti il magma includente presenta una maggiore concentrazione di silice e di alcali totali rispetto al magma incluso.

PROGETTO CARG

L'esame dei dati chimici sembra rispecchiare un generale decremento degli alcali verso l'alto della successione stratigrafica, anche se i dati disponibili non sono conclusivi per discriminare l'appartenenza delle diverse colate a serie magmatiche distinte. Un confronto dei dati quì forniti con quelli proposti da Lustrino *et alii* (2002) mostra, almeno per gli elementi maggiori, una generale similitudine.

Durante i rilevamenti CARG sono state eseguite sei nuove datazioni radiometriche Ar/Ar su lave di diversa affinità (alcaline e tholeiitiche) dell'intero distretto vulcanico, comprensivo dei Fogli 500 "Nùoro Est" e 501 "Orosèi", per avere un quadro più omogeneo dell'intervallo di età in cui è stato attivo il vulcanismo in quest'area (tab.8).

Tab. 8 - *Datazioni radiometriche dei basalti dei Fogli 500 "Nùoro Est" e 501 "Orosèi"; quelli relativi al Foglio Nùoro Est sono contrassegnati con asterisco. I dati di entrambi i Fogli sono riportati per una più corretta rappresentazione del quadro geocronologico del settore.*

Sigla	Sigla lab.	Unità	Età (Ma; *plateau*)	Età (Ma; isocrona)
***MF004**	1512	Cono scorie P.ta Marras	2,19 ± 0,03	2,17 ±0,03
***MF005**	1513	Base sequenza Cedrino	2,38 ±0,06	2,38 ±0,07
***MF010**	1515	Tetto sequenza Cedrino	2,23 ±0,04	2,23 ±0,04
MF019	1516	Su Nurtàle	2,23 ±0,05	2,23 ±0,06
MF024	1517	Osalla	2,29 ±0,05•	2,26 ±0,04•
***MF040**	1519	Còdula Manna	2,34 ±0,05	2,34 ±0,07
• Ar in eccesso rispetto al valore atmosferico				

Tutti i campioni analizzati mostrano età di *plateau* ed età isocrona fortemente concordanti, praticamente coincidenti, nel limite dell'errore di misura. Il dato principale che emerge dal nuovo *set* di datazioni è che l'intervallo di attività eruttiva nell'area risulta molto più breve rispetto a quanto noto finora, dell'ordine di non più di 200 ka. Le lave di base e di tetto della complessa sequenza lavica affiorante nella valle del Cedrino confermano un intervallo di attività di circa 150 ka, compreso tra 2,38 Ma +-0.06 ka e 2,23 Ma +-0.04 ka. Analogamente, i prodotti di altri 4 centri isolati sparsi nell'area (Punta Marras, Su Nurtàle, Osalla, Còdula Manna) mostrano date molto vicine all'intervallo di età registrato dalla sequenza del Cedrino.

Nel quadro geocronologico così delineato non sembrerebbe quindi trovare conferma un inizio della fase vulcanica precedente a 2,38 Ma, come suggerito dai dati di Savelli & Pasini (1974) rivisti criticamente da Beccaluva *et alii* (1977), che datavano proprio la sequenza lavica del Cedrino ad un periodo compreso tra 3,6 e 2,8 Ma. Inoltre, l'attività basaltica sembra cessare circa 2 Ma dal Presente.

Pleistocene inferiore

PROGETTO CARG

9. - DEPOSITI QUATERNARI DELL'AREA CONTINENTALE

Il rilevamento dei depositi quaternari nel Foglio 500 "Nùoro Est" è stato effettuato inquadrando le unità lito-, morfo- e pedo-stratigrafiche in "Unità stratigrafiche a limiti inconformi" (*UBSU*, "*Unconformity Bounded Stratigraphic Units*": *North American Stratigraphic Code*, AA.VV., 1983; Salvador, 1987; 1994) corrispondenti a sintemi, come proposto dal Servizio Geologico d'Italia. I sintemi sono suddivisi in subsintemi quando sono riconoscibili variazioni significative di facies, in genere associate a discordanze a scala minore.

Si tratta di sintemi costituiti da sedimenti marini e continentali depositati durante il Pleistocene e l'Olocene. Precisamente sono state distinte due principali unità deposizionali (tav.12), separate da importanti superfici di erosione corrispondenti a fasi di incisione e terrazzamento. La presenza, per decine di chilometri lungo il Golfo di Orosèi, di litologie calcaree fortemente conservative potrebbe avere permesso la conservazione di unità più antiche di quelle rinvenute sinora nel resto della Sardegna, tuttavia in tal senso sono necessari ulteriori approfondimenti.

L'area del Foglio è ubicata nella Sardegna centro-orientale, equamente distante sia dal Golfo di Cagliari-Campidano che dalla Gallura, dove sono state realizzate carte geologiche CARG. Il più antico sintema è rappresentato a S dal sintema di Portovesme ed a N dal sintema di Longone, entrambi attribuiti al Pleistocene superiore. Per il Foglio 500 "Nùoro Est" è stato proposto informalmente, come specificato oltre, il nuovo nome di sintema del Cedrino (**CDN**) per indicare il sintema più antico.

In posizione morfo-stratigrafica più recente si colloca il sintema olocenico, costituito da depositi ubicati nelle più svariate posizioni morfologiche e che vengono trattati come unità informale in quanto non è possibile una loro precisa collocazione cronostratigrafica. I depositi olocenici sono quindi stati raggruppati in una grande unità, suddivisa in litofacies in funzione dei vari ambienti deposizionali; alcuni di questi depositi sono legati a dinamiche di sedimentazione ed erosione ancora in atto; vi sono compresi anche i depositi di origine antropica.

La presenza di unità terrazzate ha reso agevole l'utilizzo del criterio morfostratigrafico. La fotointerpretazione è stata di ausilio nella suddivisione delle facies in quanto le tessiture fini (limo e argilla), ricche di materia organica e con elevata umidità, sono ben distinguibili da quelle costituite da sedimenti più grossolani.

Sono state anche rappresentate le caratteristiche di facies dei depositi. La caratterizzazione dei depositi alluvionali e deltizi è stata fatta seguendo i criteri proposti da Miall (1985; 1995) (v. tav.12; le sigle delle diverse tessiture sono indicate tra parentesi), così da offrire un quadro paleo-ambientale articolato e completo nell'ambito delle diverse unità.

PROGETTO CARG

Presso l'Archivio di Stato sono state consultate le carte realizzate dall'Ing. De Candia nel 1850. Tali carte, commissionate a fini catastali, riportano oltre che i limiti comunali anche i più importanti corsi d'acqua e la linea di costa. Il confronto tra l'idrografia attuale e quella riportata in queste carte ha evidenziato la progressiva sensibile modificazione del Fiume Cedrino, in particolare nel tratto terminale.

9.1. - Depositi Pleistocenici

Seguendo le norme proposte nell'ambito CARG, i depositi del Pleistocene superiore sono stati raggruppati in un solo sintema articolato in due subsintemi.

9.1.1. - *Sintema del Cedrino* (**CDN**)

Il sintema è costituito da sedimenti marini e continentali depositati dopo la fine della penultima fase fredda pleistocenica (stadio 6 dei *record* oceanici e glaciali, Dansgaard *et alii*, 1993). La presenza di una discordanza minore all'interno del sintema ha permesso di separare i depositi marino-costieri del subsintema di Cala Luna (**CDN$_1$**) dai sovrastanti depositi continentali (detriti di frana e di versante, eolici e di conoide alluvionale) del subsintema di Abba Mèica (**CDN$_2$**).

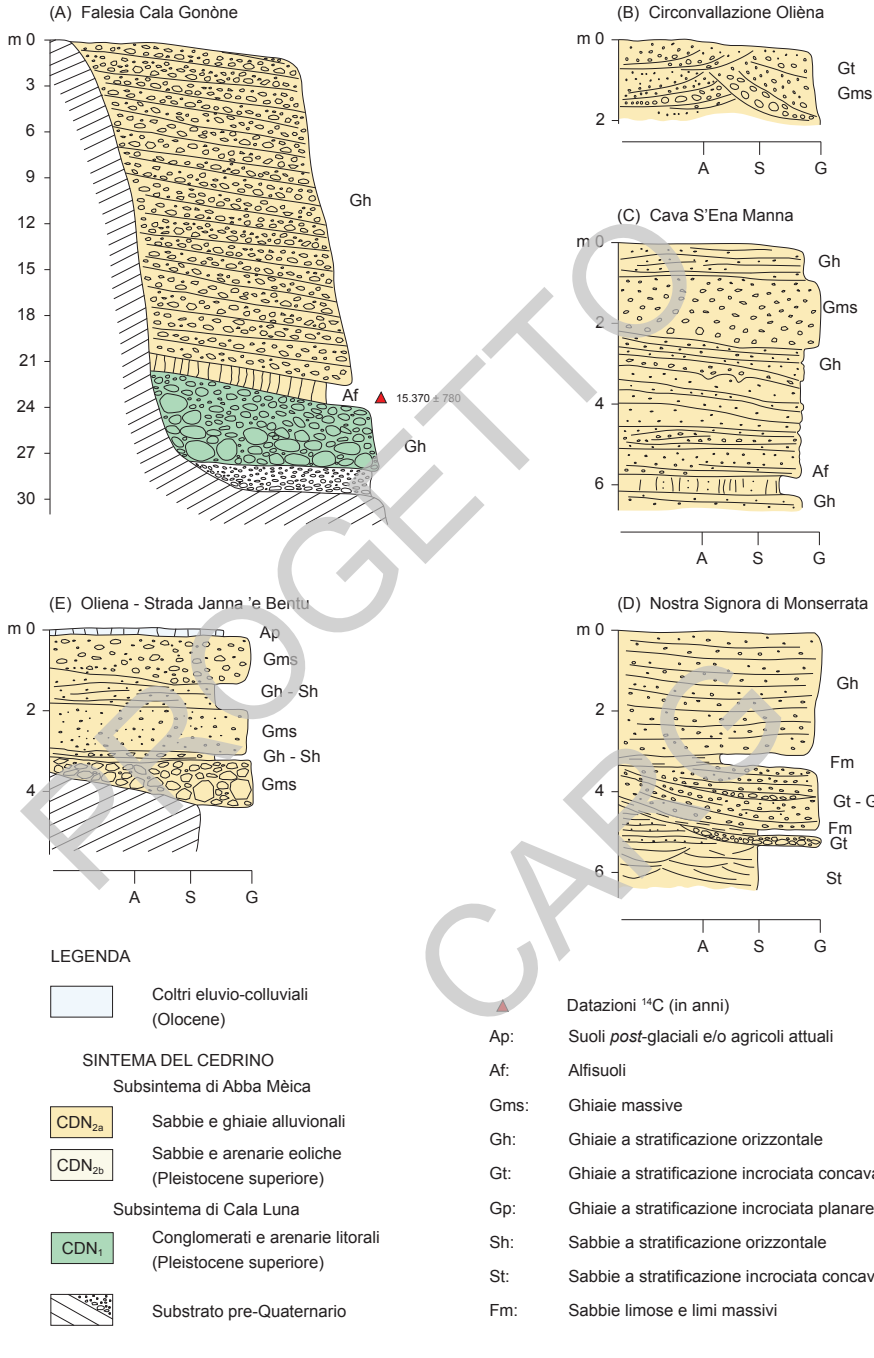
Le superfici di discontinuità che delimitano alla base e alla sommità il sintema hanno carattere regionale. Alla base si osserva una discordanza angolare più o meno marcata tra i sedimenti costieri trasgressivi e il substrato pre-Quaternario; alla sommità è presente ancora una superficie di discontinuità sedimentologica e/o la superficie topografica. I due subsintemi sono separati da una discontinuità di minore importanza, osservabile solo in alcuni settori costieri, dato che nell'interno il subsintema inferiore non si è mai deposto.

Questo sintema è correlabile con quelli di Portovesme (Sardegna meridionale) e di Longone (Sardegna nord-orientale). Come già accennato, è stato introdotto un ulteriore sintema in quanto nel Foglio 500 "Nuoro Est" e nel limitrofo Foglio 501 "Orosei" sono particolarmente ben esposte e datate, oltretutto molto note in ambito scientifico, sezioni stratigrafiche che permettono di creare un parastratotipo che meglio illustra i vari eventi deposizionali.

Il sintema prende nome dall'elemento geografico Fiume Cedrino, nel cui bacino (ed alcuni rii minori) sono situate le località dove tale unità affiora in maniera più estesa e continua. Le località-tipo che danno il nome ai subsintemi sono ubicate lungo la falesia costiera a S di Cala Gonòne, rispettivamente lungo il torrente Còdula di Luna e presso la sorgente di Abba Mèica.

Pleistocene superiore

PROGETTO CARG



LEGENDA

Coltri eluvio-colluviali (Olocene)

SINTEMA DEL CEDRINO

Subsintema di Abba Mèica

CDN_{2a} Sabbie e ghiaie alluvionali

CDN_{2b} Sabbie e arenarie eoliche (Pleistocene superiore)

Subsintema di Cala Luna

CDN_1 Conglomerati e arenarie litorali (Pleistocene superiore)

Substrato pre-Quaternario

Datazioni ^{14}C (in anni)

Ap: Suoli *post*-glaciali e/o agricoli attuali

Af: Alfisuoli

Gms: Ghiaie massive

Gh: Ghiaie a stratificazione orizzontale

Gt: Ghiaie a stratificazione incrociata concava

Gp: Ghiaie a stratificazione incrociata planare

Sh: Sabbie a stratificazione orizzontale

St: Sabbie a stratificazione incrociata concava

Fm: Sabbie limose e limi massivi

PROGETTO CARG

Tav. 12 - *Logs stratigrafici di alcune sezioni caratteristiche nei depositi quaternari nel Foglio 500 "Nùoro Est".*

9.1.1.1. - Subsintema di Cala Luna (**CDN_1**)

Il subsintema di Cala Luna è assimilabile all'unità nota in letteratura come "Panchina tirreniana" *Auct.*, istituita a Is Mesas - Calamosca (Cagliari) da Issel (1914) e riconosciuta anche nell'ambito dei lavori per la cartografia CARG (subsintema di Calamosca; Barca *et alii*, 2005). Sedimenti attribuiti a questo sintema sono ben noti nell'areale del Foglio (Carobene & Pasini, 1982; Ulzega *et alii*, 1986; Coltorti *et alii*, 2010).

9.1.1.1.1. - Ghiaie e sabbie marine ("Panchina tirreniana" *Auct.*) (**CDN_{1a}**)

Nel Golfo di Orosèi è stato studiato un evidente solco di battente (fig.64) a cui sono associati fori di litodomi, posto a quote comprese tra 8 e 11,50 m s.l.m. (Carobene, 1972; Carobene & Pasini, 1982). Questa forma erosiva è riferibile ad uno stazionamento alto del livello marino precedente l'ultima fase fredda pleistocenica.



Fig. 64 - *Cavità carsica impostata lungo una frattura sub-verticale ed evidente solco di battente. Grotte di Cala Luna.*

PROGETTO CARG

Nella località tipo del Tirreniano a Calamosca, presso Cagliari, fori di litodomi sono rinvenuti sino a 2,80 m s.l.m. (Issel, 1914; Ulzega *et alii*, 1986; Hearthy *et alii*, 1986) mentre i sedimenti sabbioso-ciottolosi associati sono posti a circa 1 m. Il Piano Tirreniano viene individuato anche in base al contenuto paleontologico, costituito da molluschi marini di acque calde ad affinità senegalense (*Persististrombus latus* Gmelin, 1791 = ex *Strombus bubonius* Lamarck, 1822, *Conus testudinarius* Hwass in Bruguglière, 1792, *Patella ferruginea* Gmelin, 1791, *etc.*; Issel, 1914; Ulzega & Ozer, 1980; Spano, 1980).

Nel Foglio 500 "Nùoro Est" i resti fossili sono quasi del tutto assenti e si pone un problema di collocazione stratigrafica dei depositi, che risultano quasi sempre a quota inferiore rispetto al solco di erosione parietale (Carobene & Pasini, 1982). Gli unici depositi posti alla medesima quota del solco tirreniano sono segnalati all'interno della Grotta del Bue Marino ed in una grotta a Caletta di Oddoàna (Carobene & Pasini, 1982).

In quest'ultima località è presente un deposito costituito da ghiaie arrotondate ad elementi di graniti, ben correlabile con il solco di battente posto all'esterno della grotta, a circa 9,70 m. Inoltre in tutta la volta della sala sono visibili fori di litodomi fino ad oltre 12 m: essi marcano una risalita del mare più alta del livello indicato dal solco di battente della parte esterna. È possibile si tratti dell'evento che segnala il massimo miglioramento climatico del *MIS* 5e e che la sua durata sia stata breve e non sufficiente a creare un ulteriore e più elevato solco di battente.

Una situazione analoga è stata osservata nella piccola grotta a S di Caletta Fùlli dove Carobene (1972) segnala, al di sotto del solco "tirreniano", un solco molto più ampio che forma un terrazzo di abrasione a circa 3,50 m (visibile anche più a N, tra Margheddìe e Sa Tintùra; v. fig.9 op. cit.), con una rientranza alta fino a 9,40 m s.l.m.. Si può ipotizzare che i depositi rinvenuti a quote inferiori al solco di battente rappresentino momenti di mare alto successivi al *MIS* 5e (il *MIS* 5c e/o il *MIS* 5a), e data l'incertezza dell'attribuzione il sintema di Cala Luna viene esteso ad abbracciare questo più lungo intervallo di tempo (Kukla *et alii,* 1997).

Altri depositi affiorano tra Abba Mèica e Cala Gonòne, e a S'Abba Durche. Ad Abba Mèica (fig.65) i sedimenti marini poggiano in discordanza sui sedimenti della formazione di Nuraghe Casteddu (Massari & Dieni, 1973) e sono costituiti da ghiaie grossolane fino ai blocchi, subarrotondati e ad elementi quasi esclusivamente basaltici, con scarsa matrice sabbiosa e rari frammenti di molluschi marini (Coltorti *et alii*, 2010); lo spessore è di circa 1 m. Essi sono ricoperti da depositi di conoide alluvionale del subsintema di Abba Mèica (v. tav.12A). I depositi costieri giacciono su una superficie di abrasione marina a circa 4m, e sono riferibili alla fase trasgressiva ma non individuano necessariamente il margine interno della piattaforma; in questo caso la non rispondenza della quota di affioramento dei depositi con quella del solco di battente non pone particolari problemi.

PROGETTO CARG



Fig. 65 - *Depositi ghiaiosi con grandi blocchi arrotondati prevalentemente basaltici. Località Abba Mèica (Dorgàli).*

PROGETTO CARG

Depositi marini sono presenti anche all'interno delle grotte di Cala Luna e, per ovvi motivi, non sono stati riportati sulla carta geologica. In quest'area sono state esaminate sei grotte (figg.66a e 66b), che probabilmente costituivano le paleo-risorgenti di un esteso sistema carsico sviluppato all'interno dei calcari mesozoici (Carobene & Pasini, 1982; De Waele & Forti, 2003).

Tutte le cavità si originano lungo linee di frattura (v. fig.64) che sembrano essersi sviluppate da un iniziale tubo freatico, rimodellato per erosione inversa in corrispondenza del solco tirreniano a circa 9,30 m s.l.m. (Carobene, 1972). Un solco di approfondimento e localmente alcuni crepacci caratterizzano anche il pavimento delle cavità, in gran parte ricoperto da sabbie e ghiaie attuali e sub-attuali.

Sulle pareti delle grotte sono presenti fori di litodomi che, in prossimità del pavimento e sino a circa 1,70 m s.l.m., sono stati cancellati da processi erosivi quali gli *scallop*. Il fondo di tutte le grotte è occluso da sedimenti per oltre 10 m di spessore. La sequenza deposizionale è costituita alla base da blocchi e ghiaie arrotondate, eterogenei ed eterometrici, con matrice sabbiosa grossolana (figg.67a, 67b, 68 e 69) localmente contenenti frammenti di gusci di molluschi (*Glycymeris*, *etc.*) e frammenti di gasteropodi marini, di spessore fino a 1,50 m.



PROGETTO CARG

Fig. 66 - *Località Cala Luna: a) spiaggia alla terminazione della còdula; b) grotte di Cala Luna.*

Seguono livelli centimetrici di sabbie alternate ad argille arrossate e a detriti calcarei con spessori superiori a 1,50 m; infine, sabbie eoliche quarzose grossolane, ben classate, con stratificazione incrociata concavo-convessa (St, Ss di MIALL, 1985), di spessore da 2,50 a 8 m, con intercalazioni di sottili livelli argillosi e detritici (figg.67a e 67b).



PROGETTO CARG

Fig. 67 - *Grotte di Cala Luna: a) sedimenti colluviali riempiono la parte alta della cavità carsica; b) il riquadro mostra in dettaglio strati di sabbie e argille alternati a detriti calcarei. Alla base sono evidenti le ghiaie arrotondate del subsintema di Cala Luna.*



Fig. 68 - *Grotte di Cala Luna. Cavità parzialmente occluse da detriti e sedimenti fini. Alla base sono evidenti le ghiaie arrotondate del subsintema di Cala Luna.*



Fig. 69 - *Grotte di Cala Luna. Depositi detritici di versante e arenarie eoliche ricoprono concrezioni stalagmitiche.*

PROGETTO CARG

Dai dati sopra esposti si osserva che gli affioramenti dei depositi marini sono quasi sempre ben al di sotto (circa 8 m) del solco di battente, pertanto sembra verosimile una loro attribuzione nell'ambito degli interstadiali del *MIS* 5.

Il basculamento del solco di battente è un chiaro indizio che l'area è interessata da movimenti tettonici *post*-tirreniani (Carobene, 1972; Carobene & Pasini, 1982), che Mariani *et alii* (2009) attribuiscono alla risalita della camera magmatica connessa ai centri di emissione vulcanici. Questa interpretazione appare poco probabile perché l'età del vulcanismo nell'area è più antica.

L'ambiente è marino-costiero. Lo spessore massimo è circa 2 m.

Pleistocene superiore

9.1.1.2. - Subsintema di Abba Mèica (**CDN_2**)

Sono compresi in questo subsintema i depositi di conoide alluvionale (**CDN_{2a}**), le sabbie ed arenarie eoliche (**CDN_{2b}**), i detriti di versante tipo *éboulis ordonnées* (**CDN_{2c}**) e i depositi di frana (**CDN_{2d}**).

9.1.1.2.1. - Ghiaie e sabbie alluvionali (**CDN_{2a}**)

Questi depositi sono ben esposti alla base dell'ampia conca a N di P.ta Cusidore e, più limitatamente, a Cala Gonone lungo i fronti di alcune cave per inerti e trincee artificiali. Sono in rapporto di eteropia di facies con i detriti di versante tipo *éboulis ordonnèes*, con i quali talvolta si osserva una transizione graduale, oppure si dipartono da essi per formare piccole conoidi telescopiche (Oliena, N. S. di Monserrata e S'Ena Manna). Litologie e strutture sedimentarie (v. tav.12A, 12B, 12C, 12D e 12E) sono in prevalenza ghiaie a stratificazione piano-parallela (Gh) attribuibili a *sheet flood*, locali corpi canalizzati molto piatti (Ch) e il loro riempimento (Gt) per processi di *cut & fill*, strutture connesse con la breve migrazione laterale di barre ghiaiose (Gp); talvolta sono presenti spessi strati di ghiaie massive (Gms) a supporto di matrice dovuti a trasporto in massa (Coltorti *et alii*, 2010) e, in subordine, sabbie a stratificazione orizzontale (Sh) e incrociata concava (St).

Le morfologie sono riconducibili a conoidi alluvionali singole o a conoidi coalescenti (*bajada*). Lungo le sezioni che tagliano trasversalmente questi depositi nella strada tra Dorgàli e Cala Gonone si osservano strutture cuneiformi a basso angolo che suggeriscono una generale progradazione verso la costa. Inoltre sono stati osservati suoli calcimorfi a profilo poco differenziato, in genere ricchi di pseudomiceli calcarei (orizzonte A1k), che indicano brevi periodi di non deposizione locale o lievi miglioramenti climatici nell'ambito di un generale periodo freddo.

PROGETTO CARG

Alla base della sequenza alluvionale è presente un *pediment/glacis* d'erosione in roccia, che incide le formazioni carbonatiche mesozoiche. I *pediment* sono morfologie tipiche degli ambienti aridi e subaridi (Thomas, 1997) che si formano per arretramento parallelo dei versanti mentre i prodotti dell'erosione vengono allontanati dalla loro base per dilavamento areale. Morfologie analoghe sono segnalate in altre località della Sardegna (Barca *et alii*, 1981; 2005).

A Cala Gonòne i sedimenti di questa litofacies (v. tav.12A) ricoprono i depositi di spiaggia a grossi blocchi del subsintema di Cala Luna (fig.70).

Tra questi due subsintemi è intercalato un suolo a profilo Alk, ricco di materia organica e pseudo-miceli calcarei. Si tratta di un classico *cernozium*, un suolo tipico di ambienti di steppa. La materia organica del suolo è stata datata con il ^{14}C ed ha restituito un'età di 17,355 - 15,475 cal. *BC* (Coltorti *et alii*, 2010). La datazione permette di stabilire che tutta la sedimentazione alluvionale della conoide è avvenuta dopo il Pleniglaciale e rappresenterebbe la progressiva rielaborazione, con trasporto verso valle, dei depositi prodotti per crioclastismo ai piedi dei circhi nivali e sulle pareti rocciose. Sebbene processi di resistasia in Italia peninsulare siano documentati alla fine del *MIS* 4 (Coltorti & Dramis, 1995), in Sardegna sembrano quindi avvenuti solo nella parte finale del *MIS* 2.

L'ambiente di deposizione è continentale. Lo spessore massimo in affioramento è intorno a 20 m.

Pleistocene superiore



Fig. 70 - *Sequenza di Abba Mèica, a S di Cala Gonòne. Alla base la formazione di Nuraghe Casteddu (NCA), ricoperta in discordanza dal livello ghiaioso a grossi blocchi basaltici del subsintema di Cala Luna (CDN_{1a}), cui seguono le ghiaie e sabbie alluvionali (CDN_{2a}).*

PROGETTO CARG

9.1.1.2.2. - Sabbie e arenarie eoliche (**CDN_{2b}**)

Affiorano in numerose località della costa ma l'unica località dove hanno uno spessore ed una estensione tali da renderle cartografabili è poco a N di Cala Gonòne (Su Caschèri). Piccoli lembi non cartografabili sono stati rinvenuti sia poco a S della Grotta del Bue Marino, dove sigillano il solco "tirreniano" (fig.71), sia all'ingresso del Grottone di Biddiriscottài e di Margheddìe, dove le cavità sono state in larga parte riempite da questi sedimenti (fig.72).



Fig. 71 - *Depositi eolici cementati sigillano il solco di battente "tirreniano" a S della Grotta del Bue Marino.*



Fig. 72 - *Ingresso del Grottone di Biddiriscottài, parzialmente ricoperto da arenarie eoliche, a N di Cala Gonòne.*

PROGETTO CARG

Di particolare rilevanza sono i depositi che colmano le grotte di Cala Luna per vari metri, come segnalato da Carobene & Pasini (1982) e Antonioli & Ferranti (1992). I depositi sono costituiti da sabbie e arenarie grossolane e molto grossolane, a composizione quarzoso-felspatica, con stratificazione incrociata planare e locali superfici di riattivazione, in genere immergenti verso W.

Pleistocene superiore

9.1.1.2.3. - Detriti di versante tipo *éboulis ordonnées* (**CDN_{2c}**)

Affiorano in ampi tratti dei versanti occidentale e settentrionale del M. Tuttavista (San Giovanni, Saranedda), a N di P.ta Cusidòre (Gottidda, Mattanosa), nella parte mediana dei rilievi che circondano Cala Gonòne (Ischirtiore). Affioramenti minori si rinvengono lungo i ripidi versanti che orlano le cornici calcaree del Vallone di Oddoène (sia a E di M. Oddèu sia tra P.ta Dògana e Dorgàli) per proseguire fino al versante esposto a NW tra M. Bàrdia e M. Irvèri. Spesso i detriti si rinvengono ai piedi di ampie nicchie di probabile origine nivale o glacio-nivale.

I depositi più caratteristici affiorano nella parte alta dei versanti e si trovano sempre in condizioni di inversione di rilievo. Sono costituiti da detriti di versante stratificati più o meno cementati, alternati a sottili livelli, in strati piano-paralleli, di ghiaie calcaree medio-fini angolose (figg.73a e 73b). Gli strati possono essere a supporto di matrice o a supporto di clasti (Wasson, 1979; Coltorti & Dramis, 1987; 1988; 1995), talvolta con strutture *open work* prive di matrice, talvolta con livelli cementati.

Sono considerati depositi di ambiente periglaciale e/o crionivale (Ozer & Ulzega, 1978; 1981; Coltorti & Dramis, 1995), prodotti da processi crioclastici e messi in posto inizialmente per azione della gravità, alla base delle cornici di rocce carbonatiche; processi di ruscellamento nivale e da *pipekrakes* hanno operato successivamente una selezione granulometrica e una ridistribuzione dei sedimenti. Alcuni caratteri tessiturali indicano un trasporto per movimento di massa (*debris flow*). I materiali fini presenti nei livelli *matrix supported* provengono da processi di alterazione *in situ* oppure possono giungere sul versante per trasporto eolico. La pendenza di questi depositi decresce verso valle, con angoli compresi da 30° a 10°, fino al raccordo con i sedimenti alluvionali della pianura.

In questa litofacies sono compresi anche detriti di versante scarsamente o per nulla stratificati, costituiti da detriti e blocchi eterometrici, con struttura massiva e talora a supporto di matrice. Questi depositi sono presenti anche alla base della falesia sia a S che a N di Cala Gonòne, dove formano coni e falde detritiche che sigillano il solco di battente "tirreniano" (fig.74). Questi detriti, conservati in piccoli lembi, non sono cartografabili alla scala del rilevamento.

PROGETTO CARG



PROGETTO

Fig. 73 - *a) Affioramento di éboulis ordonnées lungo la SS. 125, Km 196,2; b) dettaglio.*

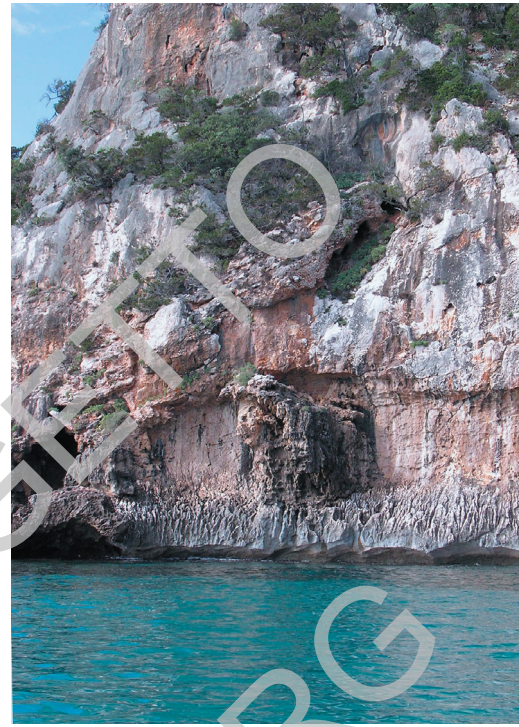


Fig. 74 - *Detriti di versante cementati ricoprono parzialmente il solco di battente "tirreniano".*

La loro attribuzione al Pleistocene superiore è confermata dalla posizione morfostratigrafica rispetto alle unità precedenti e successive. Essi infatti ricoprono il solco di battente "tirreniano", si raccordano alle quote di affioramento delle morfologie di origine nivale e sono dissecati dai processi di incisione *post*-glaciali tuttora in corso (Dieni & Massari, 1966b).

Si tratta inoltre di depositi in cui la messa in posto è avvenuta in condizioni morfoclimatiche non più in equilibrio con quelle attuali. Questi depositi corrispondono agli *éboulis ordonnées* degli autori francesi e nell'area di Cala Gonòne sono stati attribuiti all'ultima glaciazione da diversi autori (Ozer & Ulzega, 1978; 1981; Coltorti *et alii*, 2010).

Lo spessore in affioramento è circa 10 m.

Pleistocene superiore

PROGETTO CARG

9.1.1.2.4. - Depositi di frana (**CDN_{2d}**)

In base alle caratteristiche litologiche e, soprattutto, alle relazioni di sovrapposizione con altri depositi recenti, è stato possibile riconoscere e cartografare diversi corpi di frana "fossili". La maggior parte di questi corpi di frana presentano indizi di riattivazione successiva alla fine dell'ultima glaciazione e sono dunque descritti nel paragrafo dedicato all'Olocene. Alcuni di essi sono invece sigillati da detriti di versante e di conoide alluvionale pleistocenici e sono quindi attribuiti al subsintema pleistocenico (fig.75).

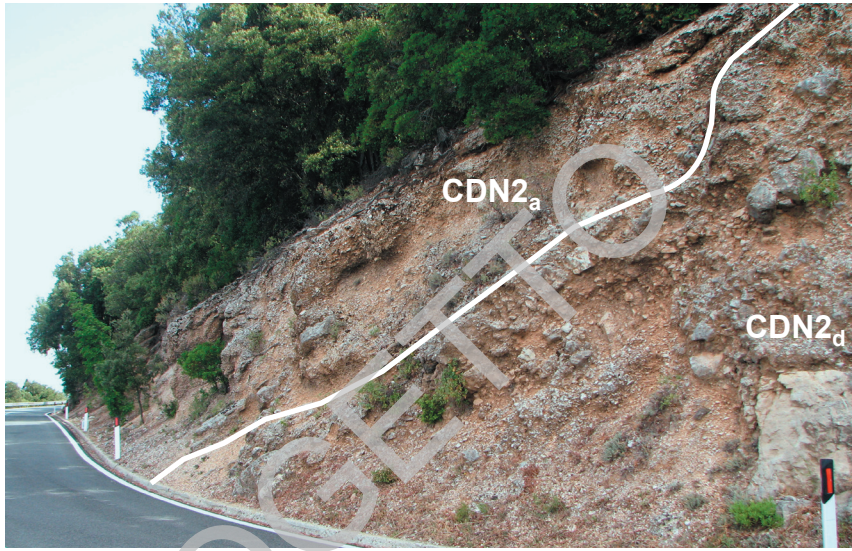


Fig. 75 - *Depositi di frana (CDN_{2d}) sigillati da depositi di versante (CDN_{2c}) lungo la SS. 125.*

Tutto il versante occidentale del Supramonte tra M. Corràsi e P.ta Solitta (e anche più a S, fuori Foglio) è caratterizzato da grandi aree di frana, alcune di dimensioni chilometriche e con spessori anche superiori a 100 m.

Il deposito di frana più esteso è riconducibile ad una deformazione gravitativa profonda di versante (dgpv), ubicato ai piedi della scarpata NW di P.ta Ortu Camminu, ad E di Olièna (fig.76), dove i calcari della formazione di Monte Bàrdia e della sottostante formazione di Dorgàli sono ribassati e preservati sul versante sino a zona di Janna 'e Bentu - Mattanosa. Una vistosa trincea è presente alla sommità del versante e separa il grande corpo di frana dal versante principale; altre trincee sono visibili più in basso parzialmente coperte di detriti di versante. Queste caratteristiche permettono di classificarlo come una dgpv dovuta a movimenti di scivolamento traslativo in roccia (Varnes, 1978; Carrara *et alii*, 1982).

Un grande fenomeno franoso di crollo/ribaltamento si osserva anche ai piedi della falesia a S di Cala Luna (fig.77): deposito a blocchi pluridecametrici sigillato, ai piedi della falesia, da detriti stratificati cementati, senza indizi di riattivazione.

Un deposito di colata detritica è stato riconosciuto alla periferia orientale di Dorgàli. Si tratta di un *debris flow* proveniente dal versante di M. Bàrdia dove, presso la sommità, è ancora riconoscibile la nicchia di distacco. Il corpo di frana è costituito da detriti e blocchi eterometrici calcareo-dolomitici, fortemente cementati.

Pleistocene superiore

PROGETTO CARG



Fig. 76 - *La frana di Janna 'e Bentu, a N di M. Corràsi. La linea tratteggiata indica la parte inferiore del corpo di frana.*



Fig. 77 - *Depositi di frana per crollo e/o ribaltamento ai piedi della falesia a S di Cala Luna.*

PROGETTO CARG

9.2. - Depositi olocenici

Questi depositi comprendono sia i sedimenti attuali sia quelli messi in posto durante le complesse modificazioni dell'ambiente fisico verificatesi dopo la fine dell'ultima glaciazione. Si tratta di depositi caratterizzati da gradi variabili di inattività e seppellimento. Essi comprendono depositi alluvionali terrazzati (bn) e alluvioni attuali (b), coltri eluvio-colluviali (b_2), depositi di frana (a_1, a_{1a}), di versante (a), di spiaggia (g), palustri (e_5), antropici (h).

Considerata la mancanza di datazioni radiometriche non si può escludere che alcuni tra i terrazzi più elevati, posti in evidente posizione morfostratigrafica più bassa rispetto a quelli attribuiti al Pleistocene superiore, soprattutto lungo il Fiume Cedrino ed il Rio Sòlogo, siano stati deposti alla fine del Pleistocene superiore. In particolare non è stato possibile stabilire se l'incisione dei depositi sia iniziata durante l'Interstadiale di *Allerod/Bolling*, con una ripresa della sedimentazione durante lo *Younger Dryas*.

9.2.1. - *Depositi alluvionali terrazzati* (**b_n**)

Questi depositi sono legati all'evoluzione olocenica delle pianure alluvionali dei maggiori corsi d'acqua: il Fiume Cedrino, il Riu Flumineddu (Oddoène), il Riu de Sa Oche, il Riu Marrèri - Isalle - Sòlogo (assume diverse denominazioni nei vari territori attraversati).

In tutto il Foglio prevalgono i sedimenti grossolani poligenici ed eterometrici di ghiaie e blocchi spesso in matrice sabbiosa (**b_{na}**). I clasti, che derivano da rocce granitoidi, metamorfiti e quarzo, più raramente calcari e dolomie mesozoiche, sono subangolosi e poco cerniti; le dimensioni variano da pochi centimetri ad oltre 1 m. Depositi terrazzati a prevalenti sabbie (**b_{nb}**) e a prevalenti limi e argille (**b_{nc}**) sono stati cartografati solo nella piana del Cedrino a valle della diga di Pedra 'e Othòni.

Il rilevamento ha permesso di riconoscere diverse conoidi alluvionali, talora coalescenti, che gradualmente passano ai sedimenti di pianura alluvionale. Le ghiaie sono a stratificazione incrociata concava (Gt), deposte in canali bassi e poco continui (Ch; p.e. ad E di Piano S. Giuseppe - Cùccuru Massaia: fig.78), alternate a ghiaie a stratificazione piano-parallela (Gp). I clasti dei sedimenti di pianura sono in genere embriciati. Localmente i canali incidono il substrato, costituito da metamorfiti (come ad esempio nel settore Matta 'e Sole, in località Colovrai) e da granitoidi (zona di S. Martino: fig.79). In alcuni affioramenti sono presenti livelli sabbiosi a stratificazione piano-parallela o incrociata concava (Sp, St) e sottili livelli pedogenizzati di suoli poco sviluppati (località Annabella).

PROGETTO CARG



Fig. 78 - *Alluvioni ciottolose con clasti eterometrici di basamento metamorfico. Zona industriale Sòlogo, SP. Lula-Dorgàli.*



Fig. 79 - *Alluvioni eterometriche deposte in canali bassi e poco profondi che incidono il basamento cristallino paleozoico, incisi nei graniti. Località S. Martino.*

PROGETTO CARG

Nella valle del Riu Isalle - Sòlogo le piccole conoidi laterali, con scarpate di pochi metri di altezza, hanno condizionato la dinamica deposizionale di fondovalle. Nella località Piras Arvas il Riu Sos Puttos ha generato una piccola conoide telescopica per successive incisioni e rideposizioni. Tutti questi depositi sono posti ai lati dei letti attuali o di tratti di alveo regimati, come il settore terminale del Riu Sòlogo e il tratto del Fiume Cedrino che scorre a N di Galtellì.

In genere tali sedimenti non sono interessati dalle dinamiche in atto nel letto ordinario, anche se durante eventi idrometeorici eccezionali alcune aree possono essere interessate da episodi alluvionali. È quanto accaduto in alcune località lungo i corsi d'acqua principali, ad esempio nei pressi di Galtellì durante l'evento idrometeorico del dicembre 2004 (fig. 80). Data la rarità di tali eventi nel passato e la lunghezza dei tempi di ritorno queste zone sono spesso edificate.

Nella piana compresa tra Galtellì, Lòculi, Irgòli e Onifài (in parte fuori Foglio), la mancanza di differenze piano-altimetriche marcate da scarpate di erosione rende difficile stabilire quali fossero i tratti interessati da dinamiche precedenti. In questo settore localmente affiorano facies ghiaiose (loc. Ghiriai) mentre nella piana prevalgono sedimenti sabbioso-limosi. Le analisi in fotoaerea hanno permesso di distinguere litofacies a granulometria contrastata dove i sedimenti fini, sabbiosi e siltoso-argillosi, occupavano antichi tracciati ad andamento sinuoso.



Fig. 80 - *Gabbionata distrutta dall'evento alluvionale del dicembre 2004 a Galtellì.*

PROGETTO CARG

In genere l'alterazione è quasi assente nei depositi terrazzati più bassi, mentre può essere rappresentata da suoli cambici, luvisols o alfisuoli nei depositi dei terrazzi fluviali più elevati. La natura silicatica della maggior parte dei sedimenti e la mancanza di basi, insieme ai forti contrasti stagionali del caratteristico clima mediterraneo, favorisce infatti un'accelerazione dei processi di alterazione.

Lo spessore di questi sedimenti è in genere difficilmente valutabile; in alcune sezioni, in cave o lungo scarpate di erosione fluviale associate alle dinamiche attuali, supera 7 m.

Olocene

9.2.2. - *Depositi di frana* (**a_1**, **a_{1a}**)

Numerosi corpi di frana olocenici recenti (**a_1**) e anctichi (**a_{1a}**)si sviluppano ai piedi dei versanti più acclivi dei rilievi granitici (M. Ortobene, Sedda Sa Mesa, M. di Locòe, P.ta Ghirghìnnari), e, soprattutto, delle cornici carbonatiche a SE di Nùoro (tra Scala Cazzàmene (fig.81) e M. Corràsi, tra P.ta Cusidòre e Funcu Nieddu, oltrechè sui versanti occidentale e settentrionale del M. Tuttavista, e lungo le pareti rocciose che sovrastano la vallata di Oddoène, a S di Dorgàli (M. Fruncu Mannu, P.ta Dògana, M. Oddèu).



Fig. 81 - *Corpi di frana antichi (a_{1a}) tra M. Corràsi (a sinistra) e Scala Cazzàmene.*

PROGETTO CARG

Si tratta di depositi di frana costituiti in prevalenza da elementi anche fortemente eterometrici di granitoidi, calcari e dolomie, caotici, con un buon grado di cementazione. Hanno spesso varie centinaia di metri di larghezza, con spessori che superano i 50 m. In molti casi è preservata la nicchia di distacco.

Nella grande frana ubicata poco a S di P.ta Carabidda, a Scala 'e Pradu, lungo la strada è visibile il piano di scivolamento immergente verso W con le strie sub-verticali (figg.82a e 82b). La base della scarpata mostra indizi di movimenti recenti. Alla sommità del versante numerose fratture beanti originano piccole trincee che delimitano prismi di roccia instabile. Nella parte bassa del versante il corpo di frana è interessato da vistose deformazioni. L'attività di questo movimento è stata certamente polifasica in quanto sono stati rinvenuti detriti di versante cementati sul piano di scivolamento (fig.82c). Alla base del coronamento i detriti sono dislocati, suggerendo in tal modo una riattivazione olocenica.

La maggior parte delle frane che interessa i versanti carbonatici ha caratteristiche analoghe, quali fratture beanti alla sommità, trincee più o meno estese, vistose contropendenze e deformazioni del corpo di frana (fig.82d). La parte distale del deposito di frana può essere interessata da profonde incisioni che talora originano frane secondarie, come scivolamenti, colate e crolli. Le superfici di distacco sono spesso ubicate lungo i contatti tra i calcari mesozoici ed il sottostante basamento paleozoico, frequentemente arenizzato.

Altre frane, come quella di Castello Pontes e quelle lungo il versante NW del M. Tuttavista, si sono originate per scivolamento rotazionale lungo il contatto tra la copertura mesozoica e le vulcaniti permiane (Dieni & Massari, 1966b; Massari & Dieni, 1973). L'accumulo su cui è stato eretto il Castello Pontes presso Galtellì (figg.83a e 83b) è costituito da blocchi prevalentemente carbonatici, di dimensioni sino a ettometriche. È probabile che quello osservabile oggigiorno sia ciò che si è conservato di un grande corpo di frana smantellato da processi erosivi.

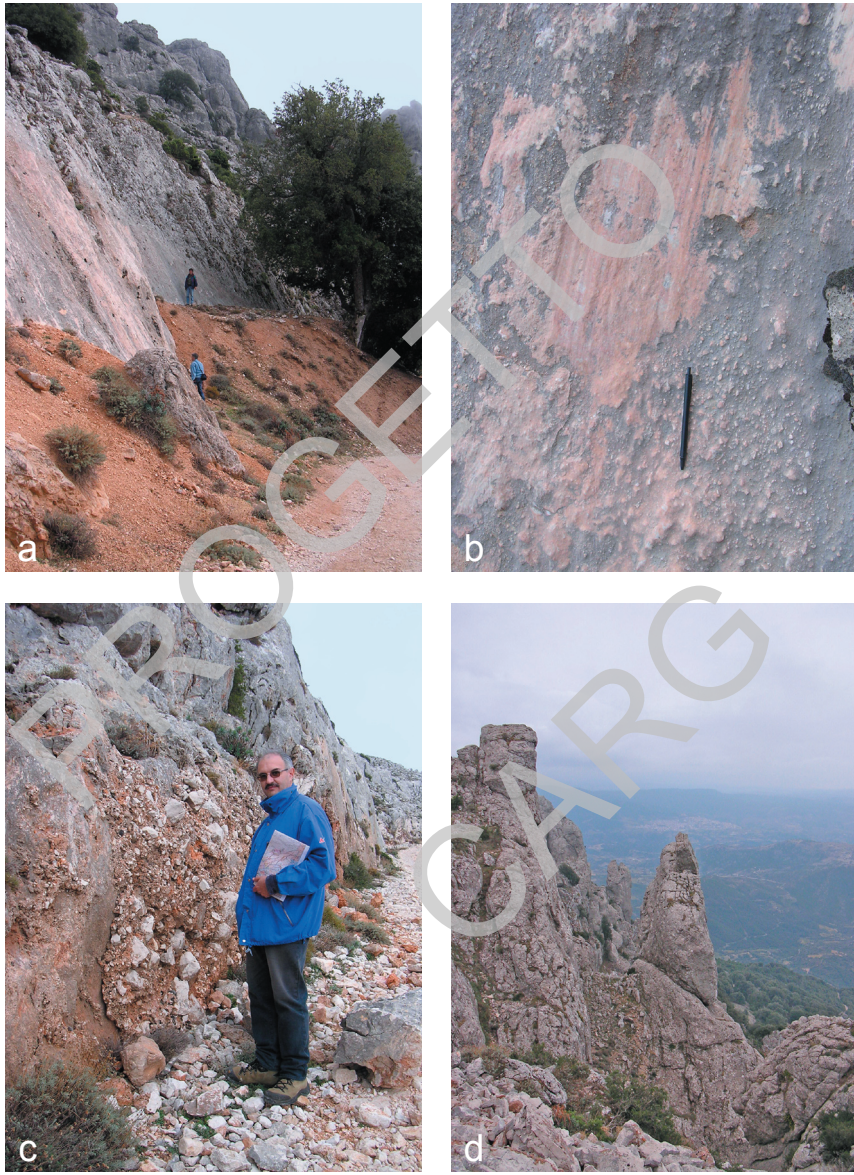
Un fenomeno franoso di cui si ha memoria storica ha interessato negli anni '50 la frana di scivolamento rotazionale posta ai piedi del versante occidentale del M. Corràsi (fig.84). Una porzione del fianco sinistro dell'ammasso roccioso si è distaccata generando un *debris flow* che ha percorso diversi chilometri del fondovalle, scendendo da quota 1000 sino a quota 300 m e trasportando blocchi di grandi dimensioni.

Numerosi movimenti franosi sono stati individuati sulle pendici dei versanti modellati sui graniti ad E e SE di Nùoro. Il substrato è spesso suddiviso in ampi prismi e localmente arenizzato. Le frane in genere nascono come scivolamenti traslativi sulle porzioni arenizzate e successivamente, con la frammentazione del corpo roccioso, possono evolvere in colata (fig.85).

Frane di crollo e locali scivolamenti hanno interessato anche le cornici degli espandimenti basaltici, come quelle incluse nelle falesie costiere di Cala Gonòne.

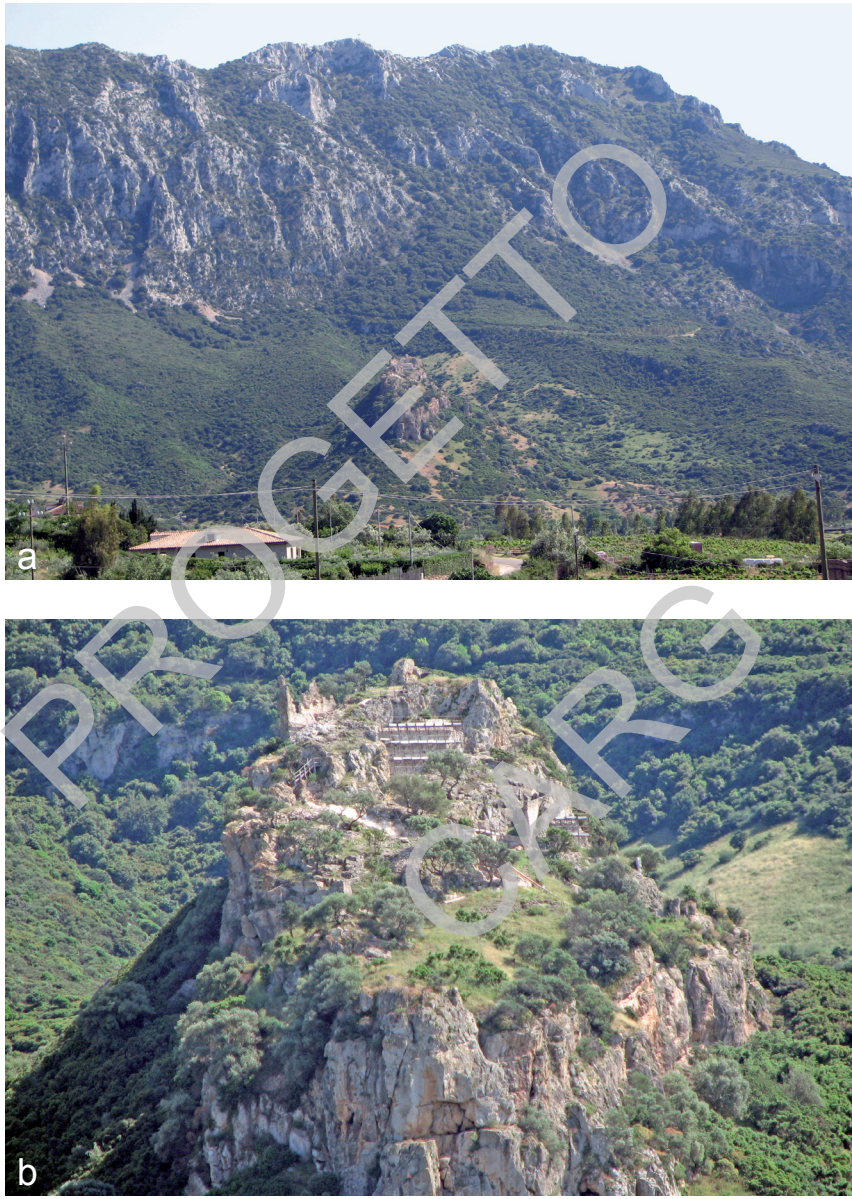
Olocene

PROGETTO CARG



PROGETTO CARG

Fig. 82 - *Grande movimento franoso (a_{1a}) ad E di P.ta Carabidda, Olièna: a) piano di scivolamento; b) strie verticali sul piano di scivolamento; c) detriti di versante sigillano localmente il piano di scivolamento; d) fratture beanti delimitano prismi di roccia instabile.*



PROGETTO CARG

Fig. 83 - *Corpo di frana olocenico stabilizzato (a_{1a}), a W di Galtellì (a), su cui tra l'XI ed il XII secolo è stato edificato il Castello Pontes (b).*



Fig. 84 - *Corpo di frana attuale (a_1) sul versante W del M. Corràsi, alcuni chilometri a S di Olièna. Nella zona della nicchia di distacco si osservano evidenti segni di attività recente.*



Fig. 85 - *Corpo di frana (a_1), in parte stabilizzato, in località Caprìles, versante SE del M. Ortobene.*

PROGETTO CARG

9.2.3. - *Depositi di versante* (**a**)

Depositi di versante (a) sono presenti in modeste falde di detrito ai piedi delle cornici rocciose. Gli affioramenti più estesi si rinvengono alla base delle cornici carbonatiche mesozoiche del M. Tuttavista e di P.ta Cusidòre e degli espandimenti basaltici pleistocenici. Questi depositi ricoprono quelli alluvionali terrazzati olocenici, come nel settore tra la diga del Lago Cedrino e Ponte Bartàra.

I depositi sono in genere caotici, poligenici, con clasti di rocce granitoidi o calcaree, più raramente vulcaniche o metamorfiche, eterometrici e scarsamente elaborati, prodotti per crollo ed accumulati per gravità alla base dei versanti più ripidi. Talora sono presenti livelli sabbioso-siltosi di origine colluviale, sui quali a seguito di forti precipitazioni si possono attivare fenomeni di *creep* e scivolamenti, con gradini metrici di distacco (fig.86).

Di solito sono incoerenti (brecciame) o parzialmente cementati, a volte in parte colonizzati da una vegetazione bassa. Infatti, questi depositi sono successivi ad una diffusa deforestazione dei versanti a fini agricoli e pastorali. Oggigiorno le mutate condizioni economiche hanno condotto ad una diminuzione della pressione antropica e spesso all'abbandono della pastorizia e delle pratiche di incendio sistematico ad essa legate.

Gli spessori raggiungono anche i 10 m alla base dei versanti più acclivi.

Olocene

PROGETTO CARG



Fig. 86 - *Scivolamenti con gradini di distacco su depositi di versante (a) in località Marrèri.*

9.2.4. - *Coltri eluvio-colluviali* (**b_2**)

Affiorano su tutto il Foglio, soprattutto nelle zone sub-pianeggianti di altopiano, come ad ESE di Nùoro, dal Riu Su Grùmene a Cant.ra sa Mèndula fino a Molimentu, o all'interno delle vallecole a fondo piatto associate al reticolo idrografico poco inciso che disseca i *plateaux* basaltici. Si tratta di terreni clastici eluviali e colluviali, costituiti essenzialmente da sedimenti spesso monogenici, fini (sabbie e *silt*), incoerenti, talora anche grossolani con lenti di ghiaie angolose, più o meno pedogenizzati ed arricchiti della frazione organica.

L'attribuzione all'Olocene di questi depositi è dovuta alla presenza di un'elevata frazione organica ed alla diretta correlazione con la situazione morfologica del versante attuale. Questa suggerisce che si tratta di sedimenti derivati dall'erosione del suolo durante l'Olocene, mescolati a sedimenti provenienti dalla degradazione meccanica delle rocce del substrato.

Lo spessore massimo raggiunge i 5 m al centro delle vallecole di altopiano.

Olocene

9.2.5. - *Depositi di spiaggia* (**g_2**)

Depositi di spiaggia attuale (**g_{2a}**) sono stati cartografati solo in corrispondenza delle piccole calette di Cala Luna e Caletta Fuìli e ad Abba Mèica (Cala Gonòne). Infatti la costa di questo settore del Golfo di Orosèi è alta e rocciosa, spesso a strapiombo sul mare.

Questi depositi sono originati dall'accumulo e dalla rielaborazione dei sedimenti che provengono dai rispettivi corsi d'acqua, a carattere stagionale, che drenano i versanti calcareo-dolomitici mesozoici e, localmente, granitici del basamento. Sono costituiti a Cala Luna da sabbie anche ghiaiose, quarzose, e a Caletta Fuìli da ghiaie medio-grossolane e blocchi a composizione esclusivamente carbonatica, con locali accumuli di Posidonia e gusci di molluschi.

Lo spessore è pari ad alcuni metri.

Olocene

9.2.6. - *Depositi palustri* (**e_5**)

Affiorano all'interno di piccole depressioni (Predaruja, Dorrisòlo, Fruncudunue *etc.*) che si aprono sugli espandimenti basaltici pliocenici. Nel passato formavano depressioni chiuse interessate da sedimentazione lacustre e attualmente sono colmate da depositi siltosi e argillosi, con locali intercalazioni sabbiose fini.

PROGETTO CARG

Si tratta verosimilmente di depressioni connesse con il collasso di gallerie laviche originatesi durante l'attività dei limitrofi centri eruttivi. Molte di queste aree sono state oggetto di bonifica (drenaggi) nella prima metà del XX secolo.

Lo spessore massimo è di alcuni metri.

Olocene

9.2.7. - *Depositi alluvionali* (**b**)

Il Foglio 500 "Nùoro Est" è attraversato da due corsi d'acqua principali, il Fiume Cedrino e il Riu Marrèri - Isalle - Sòlogo e da numerosi affluenti minori, che sfociano nel Golfo di Orosèi.

Il Fiume Cedrino attraversa con andamento diagonale tutto il Foglio, scorre nel suo tratto medio debolmente incassato nei graniti, quindi incide profonde forre sui *plateaux* basaltici e, infine, forma una piccola pianura costiera poco prima di sfociare in mare. In alcuni settori ha un tracciato a meandri, che erano originariamente incassati nelle rocce vulcaniche. A W degli ultimi affioramenti basaltici il suo corso è irregolare o retilineo.

Il Riu Marrèri - Isalle - Sòlogo presenta un tracciato rettilineo orientato circa W-E, impostato su un'importante struttura tettonica regionale, e si immette nel tratto terminale del Fiume Cedrino.

Depositi alluvionali attuali sono presenti lungo le aste terminali di questi corsi d'acqua e dei loro principali affluenti. Si tratta di depositi ghiaiosi quarzoso-sabbiosi ($\mathbf{b}_a$), in prevalenza sciolti, a clasti poligenici, eterometrici, immersi in una matrice sabbioso-siltosa giallastra; i clasti, costituiti da rocce granitoidi e filoniane, sono mediamente elaborati, la granulometria varia da pochi centimetri al metro.

I sedimenti fini aumentano notevolmente lungo il Fiume Cedrino a valle della diga di Pedra 'e Othòni, dove sono costituiti da sabbie più o meno grossolane ($\mathbf{b}_b$) e talora da limi e argille ($\mathbf{b}_c$), con frequenti intercalazioni ghiaiose. In alcuni affioramenti si rinvengono livelli sabbiosi a stratificazione piano parallela e/o incrociata concava (Sp, St), (fig.87). Nei livelli sommitali di questi depositi poco elevati sul fondo vallivo attuale, alla confluenza del Riu Sologo, in località Sas Tracas - Tallài, lungo il Fiume Cedrino, sono stati rinvenuti frammenti di ceramica preistorica (fig.88).

Nella piana alluvionale compresa tra gli abitati di Lòculi, Irgòli, Onifài e Galtellì, dove il Riu Sòlogo si immette nel Fiume Cedrino, i corsi d'acqua sono stati regimati, con canalizzazioni artificiali e arginature. Tra i depositi attuali sono stati considerati anche quelli posti ai lati di questi argini artificiali, dunque appartenenti alla pianura alluvionale interessata da dinamiche di esondazione precedenti l'intervento di regimazione.

PROGETTO CARG



Fig. 87 - *Depositi alluvionali (b_b) costituiti da sabbie a stratificazione incrociata concava (St). Località Sas Tracas - Tallài, a NW di Galtellì.*



Fig. 88 - *Frammenti di ceramica preistorica fluitata all'interno dei depositi alluvionali (b_b). Località Sas Tracas - Tallài, a NW di Galtellì.*

PROGETTO CARG

Ai lati del Fiume Cedrino, a N di Galtellì sono state individuate tracce di antichi meandri riempiti da sedimenti fini (**b_c**).

Lo spessore di questi sedimenti può essere molto variabile, negli affioramenti osservati non supera 4-5 m.

Olocene

9.2.8. - *Depositi antropici* (**h**) *e discariche* (**h_1**)

Sono stati compresi in questa unità tutti i depositi la cui origine è imputabile all'attività umana, costituiti in genere da accumuli di varia estensione, ubicati ai lati o lungo i corsi d'acqua principali, presso aree di cava dismesse e/o in fase di ripristino, nelle aree urbane e in zone di ripascimento artificiale di spiagge costiere.

Al piede del versante meridionale del M. Tuttavista sono presenti due discariche minerarie (**h_{1m}**), un'altra discarica mineraria è ubicata a S di Nuoro in località Crastu. Una discarica industriale (**h_{1r}**) è stata cartografata a SW di P.ta Marrante, alcuni km a NW di Dorgàli. Nella medesima località è presente anche una discarica dismessa per rifiuti solidi urbani (**h_{1u}**).

In diversi tratti lungo le sponde del Riu Marrèri - Isalle sono presenti materiali di riporto (**h_{1r}**), molto estesi nelle località Sos Lacchèddos, P.te Marrèri e Piano S. Giuseppe. Affioramenti di minore estensione sono stati cartografati alla periferia degli abitati di Nùoro, Orgòsolo e Dorgàli. Alle pendici meridionali del M. Tuttavista, diverse aree all'interno delle cave del bacino estrattivo, in fase di ripristino o dismesse, sono state riempite con materiali di riporto.

Numerose piccole discariche di materiali per inerti (**h_{1n}**) si rinvengono in varie località del Foglio poste rispettivamente a SE di Nùoro, nei dintorni di Orgòsolo, a N di M. Manasuddas, all'imbocco del Vallone Ganagosùla e a NW di P.ta Biristeddi.

Per completare il quadro dei depositi antropici, si segnala che il litorale compreso tra il Porto di Cala Gonòne e la falesia di Palmasera tra il 1994 ed il 1997 ha subito un ripascimento artificiale (**h_r**) con sabbie granitico-calcaree nedio-grossolane (Mania & Pranzini, 1996; Pacini *et alii*, 1999; Arba *et alii*, 2002). La costruzione di spiagge, pennelli e barriere sottomarine ha permesso lo sviluppo di una dinamica di spiaggia non presente nell'area di Cala Gonòne prima del 1997 (fig.89). Le foto aeree delle spiagge di Palmasera e Cala Gonòne (fig.90) mostrano come nel tempo si siano costituite anche le porzioni sommerse della spiaggia stessa.

Infine, le zone interamente edificate e/o cementificate presenti nel Foglio, soprattutto in corrispondenza dei principali centri abitati, sono state cartografate come strutture antropiche.

Olocene

PROGETTO CARG



Fig. 89 - *Spiaggia di Palmasèra (in primo piano) e Cala Gonòne (sullo sfondo). Si notino in primo piano i blocchi di basalto e di calcare utilizzati per le realizzazione delle barriere e dei pennelli di contenimento dell' opera di ripascimento.*



Fig. 90 - *Spiagge di Palmasèra e Cala Gonòne viste da satellite. Si possono notare le barriere (secche) artificiali antistanti le spiagge ed i pennelli.*

PROGETTO CARG

10. - DEPOSITI QUATERNARI DELL'AREA MARINA

10.1. - Ambiente litorale

10.1.1. - *Deposito di piede di falesia* (**g_{15}**)

È costituito, in questo Foglio, dall'accumulo di blocchi di calcare giurassico-cretacico crollati dalla falesia retrostante che sono quindi la prima fascia di detrito in mare, spesso colonizzata da *Posidonia oceanica* (**g_4**). Tra i blocchi franati si possono formare pseudo-canali di sabbie fini bioclastiche (**g_{12}**).

I blocchi si possono originare sia per crollo in seguito a scalzamento del piede della falesia e suo conseguente arretramento, sia in seguito a frane dei depositi di versante pleistocenici (*éboulis ordonnées*) presenti lungo la costa.

Nel primo caso le dimensioni dei blocchi sono estremamente variabili e possono raggiungere anche 5 o 6 m (fig.91); nel secondo non superano mai i 70-80 cm di diametro medio.

Verso il largo questi sedimenti mostrano una riduzione graduale nella taglia dei clasti fino a diventare ghiaie grossolane.

Olocene

PROGETTO CARG



Fig. 91 - *Blocchi franati (4-5 m di diametro) ai piedi della falesia in prossimità di Cala Luna.*

10.1.2. - *Deposito di spiaggia sommersa* (**g_8**)

Il deposito di spiaggia sommersa (**g_8**) è composto da sabbie medio-fini (Mz=260-220 μm) a dominante componente silicoclastica, che costituiscono per la maggior parte i depositi della spiaggia sommersa prossimale.

Le sabbie sono principalmente quarzoso-feldspatiche, con una frazione litica minore del 10% ed una percentuale di bioclasti, di norma, non superiore al 30%. In prossimità della costa calcarea si possono trovare anche sabbie medio-grossolane calcareo-dolomitiche. La frazione bioclastica è costituita da frammenti di gasteropodi, echinidi e bivalvi. Le strutture sedimentarie ricorrenti sono i *ripple* lineari, ben definiti, con lunghezza d'onda compresa tra i 10 ed i 30 cm, simmetrici nella prima parte (massima profondità -1,5 m), asimmetrici nella seconda parte.

Questi depositi si riconoscono fino alla profondità massima di -4 m (cfr. fig.95). Rappresentano la zona della spiaggia sommersa in cui si ha il massimo movimento dei sedimenti (*upper shoreface*, Clifton, 2006).

Nella parte antistante le spiagge di Cala Luna e Caletta Fuìli (fig.92) sono presenti principalmente ghiaie costituite da clasti eterometrici la cui natura è strettamente legata alle spiagge di cui rappresentano la porzione sommersa. I clasti di Caletta Fuìli sono costituiti da calcari e rari basalti, quelli di Cala Luna da calcari, graniti e, subordinatamente, basalti. Di norma i calcari sono i clasti di dimensioni maggiori (*pebble* e *cobble*), anche se durante le piene eccezionali vengono trasportati *boulder* di graniti (Cossu *et alii*, 2007).

Le ghiaie diminuiscono progressivamente di granulometria verso il largo e scompaiono in modo netto alla profondità di -5 m dove vengono sepolte dalle sabbie (fig.93). Non presentano strutture sedimentarie. Dopo eventi alluvionali di eccezionale portata sono stati osservati clasti tra loro embricati (verso terra) e la formazione di piccole barre sottomarine orientate circa NNW-SSE.

Olocene superiore

10.1.3. - *Deposito bioclastico* (**g_{12}**)

Si tratta di sabbie fini, più raramente medio/fini (Mz=210-190 μm), con componente bioclastica superiore al 50%. La frazione bioclastica è costituita da frammenti di gasteropodi, echinidi e bivalvi. Rappresentano i depositi di spiaggia sommersa distale (*lower shoreface*, Clifton, 2006) e alcune aree di *intramatte* delle praterie di *Posidonia oceanica*. Sono caratterizzati da *ripple* asimmetrici poco pronunciati ed intensa bioturbazione. Normalmente terminano a contatto del limite superiore della prateria di *Posidonia oceanica*, ad una profondità di circa 11 m.

Olocene superiore

PROGETTO CARG

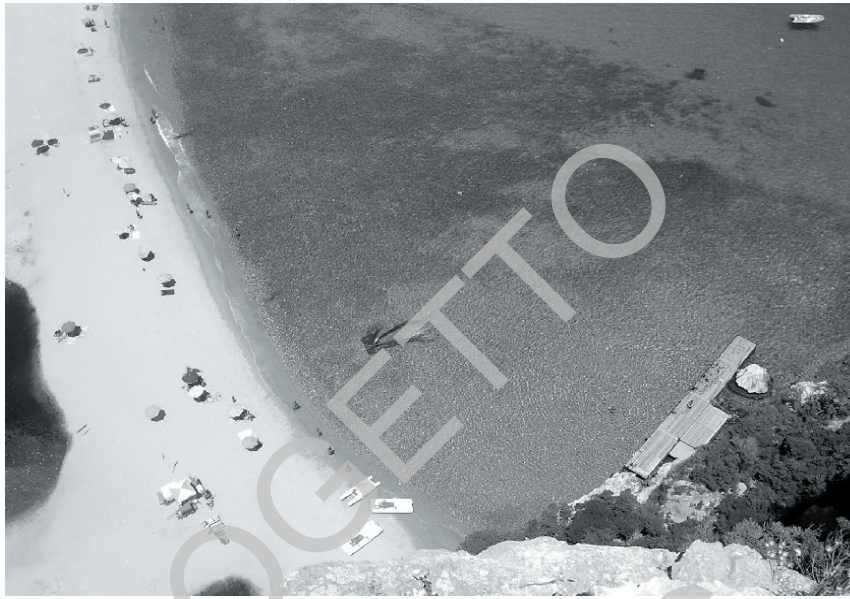


Fig. 92 - *Cala Luna nel luglio del 2005, 7 mesi dopo l'alluvione del 2004. Si nota chiaramente il limite di sviluppo verso largo delle ghiaie (scure) e il loro contatto con le sabbie. Vicino alla riva si può notare un albero portato dalla piena (da Cossu et alii, 2007).*



Fig. 93 - *Passaggio ghiaie-sabbie davanti a Cala Luna. Le ghiaie sono ricoperte di alghe. Si noti nelle sabbie l'orientazione dei ripples, ortogonali alla linea di riva (in basso).*

PROGETTO CARG

10.2. - Ambiente di Piattaforma

10.2.1. - *Prateria a fanerogame marine* ($\mathbf{g_4}$)

La prateria è costituita da *Posidonia oceanica* (L.) Delile, fanerogama marina endemica del Mare Mediterraneo. Nell'area del Foglio si estende ininterrottamente lungo una fascia pressoché parallela alla linea di costa (fig.94), dalla profondità di -5 a quella di -35 m.

È costituita da una biocostruzione a rizomi (*matte*) principalmente poggiante su sabbia, di circa 1,5 m di altezza; talvolta i rizomi si attaccano direttamente sulla roccia. Comuni sono gli *intramatte*, assimilabili a radure interne alla prateria, che

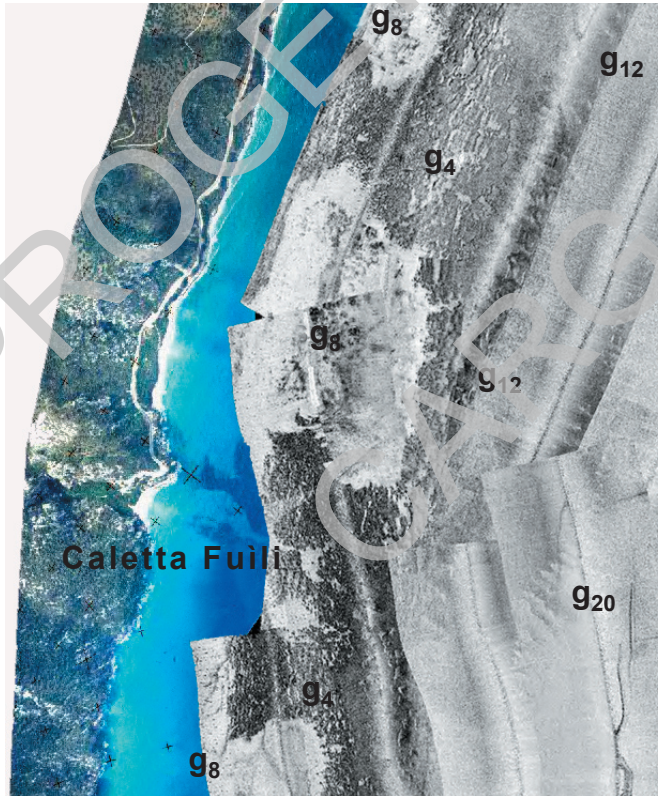


Fig. 94 - *Rilievi Side Scan Sonar dell'area antistante Caletta Fuìli.* g_8*=sabbie medio fini silicoclastiche;* g_4*=prateria di Posidonia oceanica;* g_{12}*=sabbie e ghiaie organogene;* g_{20}*=sabbie fini di piattaforma. Lo slate range è di 250 m.*

PROGETTO CARG

possono avere forma e dimensioni variabili da pochi metri fino a decine di metri. Di norma sono riempiti da sabbie bioclastiche grossolane (Mz= 1000 μm), (**g_{12}**).

La mappatura dei limiti della prateria è stata effettuata principalmente attraverso lo studio dei sonogrammi *Side Scan Sonar* e dei rilievi aerofotogrammetrici acquisiti sia durante la campagna "Mappatura delle praterie a *Posidonia oceanica* lungo le coste della Sardegna" del Ministero dell'Ambiente (2000/2001), sia mediante rilievi diretti eseguiti negli anni 2007-2008 (v. fig.94; cfr. figg.95 e 96).

Olocene superiore

10.2.2. - *Deposito bioclastico* (**g_{12}**)

Si tratta di sabbie grossolane e ghiaie fini (Mz=2300-500 μm) costituite dal 70% di sedimento bioclastico e dal 30% silicoclastico, talora dal 100% di sedimento bioclastico. La componente bioclastica è rappresentata da frammenti di organismi a esoscheletro o guscio carbonatico (briozoi, foraminiferi, echinidi e lamellibranchi) che vivono in associazione alle fanerogame marine. Le ghiaie sono costituite prevalentemente da litotamni e concrezioni di alghe calcaree (Irvine & Chamberlain, 1994) a forma di noduli irregolari (fino a 4 cm di diametro), riferibili alle facies di *maërl*, *praline* e rodoliti prodotti dalle melobesie (Perès & Picard, 1964; Bosellini & Ginsburg, 1971; Pujos & Javeland, 1992; D'Angelo *et alii*, 1994).

Questi depositi bordano con continuità il limite inferiore della prateria a *Posidonia oceanica* (v. fig.94; cfr. figg.95 e 96). La tessitura molto eterogenea dei depositi grossolani permette una buona selezione granulometrica sul fondo dovuta all'attività delle correnti di fondo. Queste generano strutture sedimentarie a grande scala come *mega-ripple* e dune subacquee.

Olocene superiore

10.2.3. - *Deposito di piattaforma intermedia* (**g_{20}**)

Questo deposito caratterizza la parte intermedia della piattaforma, fino ad una profondità di circa -100 m. Si tratta di sabbie fini generalmente siltose (20-30%) (Mz=100 μm), con componente bioclastica anche del 50%. Di norma è a contatto (anche eteropico) con depositi bioclastici (sabbie e ghiaie, v. fig.94).

Nei depositi di piattaforma intermedia si possono originare strutture sedimentarie a grande scala. Nell'adiacente Foglio 501 "Orosei", nel bordo occidentale della piattaforma, tra i *canyon* di Gonòne e Orosèi, si osserva un vasto campo di dune sottomarine disposte SW-NE.

Olocene superiore

PROGETTO CARG

10.2.4. - *Deposito di piattaforma esterna* (**g_{21}**)

Questo deposito caratterizza la piattaforma distale. È costituito da *silt* e peliti (Mz < 65 μm), il cui spessore si riduce a zero verso il margine della piattaforma e in corrispondenza sia delle testate dei *canyon* che della scarpata continentale. In entrambi i casi vi sono evidenti segni di movimenti di massa di tipo *creep* e *slumping* (tav.13).

Olocene superiore

10.3. - Ambiente di scarpata

10.3.1. - *Deposito di scarpata* (**m_2**)

Questo deposito è costituito da *silt* e peliti (Mz < 65 μm), che ricoprono con spessori modesti le pareti dei *canyon* al bordo della piattaforma continentale del Golfo di Orosèi (tav.13). Evidenti segni di movimenti di massa di questi depositi si possono osservare verso la parte centrale dei *canyon* (tav.13). Lo spessore massimo stimato è di 30 m (Orrù & Ulzega, 1987).

Una serie di dragaggi fatti lungo la piattaforma continentale poco ad E e SE del Foglio hanno evidenziato che i depositi di scarpata sono costituiti da frammenti di roccia (graniti, calcari), fanghi e calcari di precipitazione di mare profondo. Sia nei fanghi che nei calcari sono abbondanti le microfaune a foraminiferi, principalmente *Globorotalia truncatulinoides* (d'Orbigny, 1839), *G. scitula* (Brady, 1882), *Neogloboquadrina pachyderma* (Ehrenberg, 1861) e rare *Spiratella retroversa* (Fleming, 1823) e *Hyalinea balthica* (Schröter in Gmelin 1791) (Borsetti *et alii*, 1979).

Olocene superiore

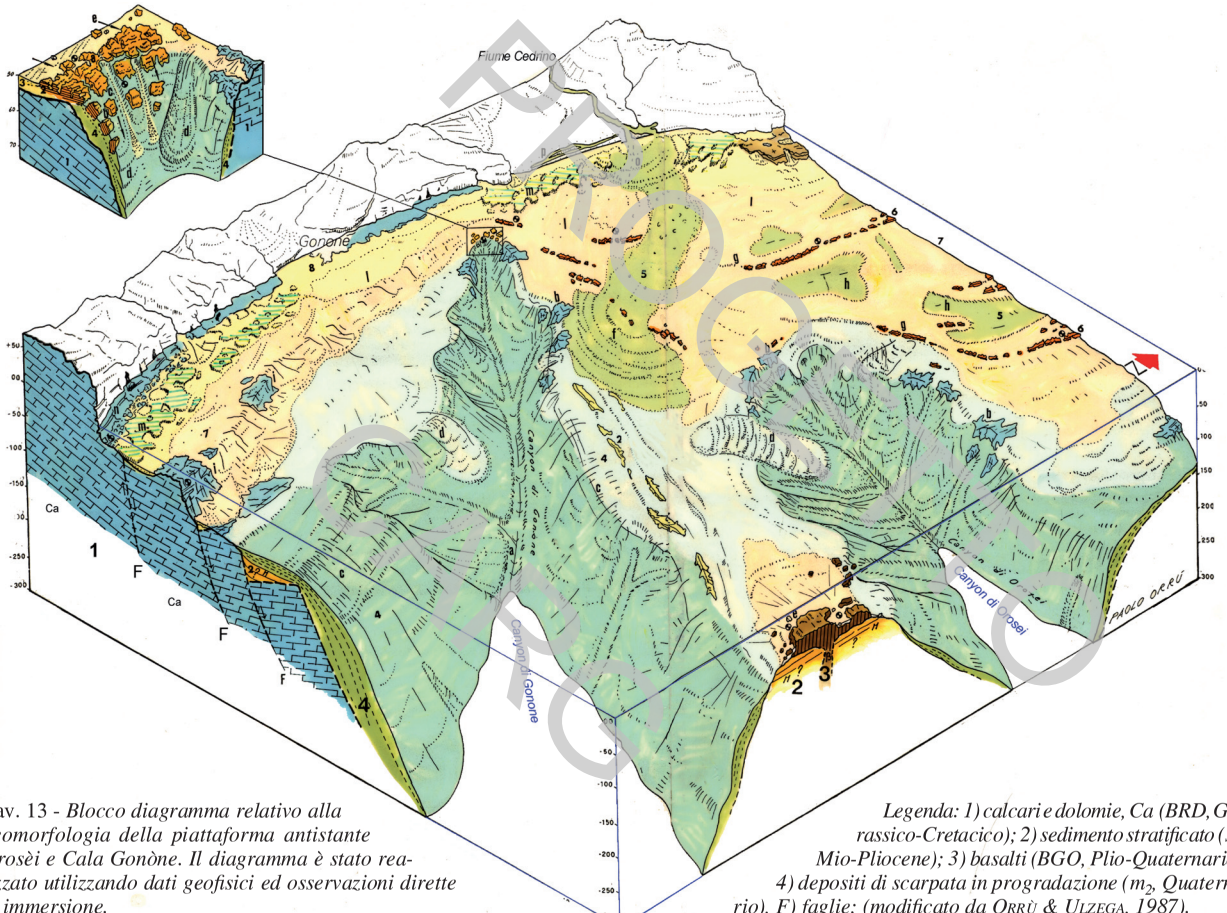
10.4. - Substrato sommerso

10.4.1. - *Affioramenti rocciosi sommersi* (**BGO**, **BRD**, **sri**)

Essi rappresentano sia la naturale prosecuzione in mare delle falesie rocciose sia alcuni isolati affioramenti nella piattaforma davanti a Cala Gonòne (**BGO**) e Cala Luna (**BRD**), alla profondità di circa -50 m.

L'immagine *Side Scan Sonar* (fig.95) mostra che gli affioramenti rocciosi sommersi, in questo caso i basalti, si riconoscono per un diverso *backscatter* (intensità dell'onda di ritorno) rispetto ai sedimenti con cui sono in contatto.

PROGETTO CARG



Tav. 13 - *Blocco diagramma relativo alla geomorfologia della piattaforma antistante Orosèi e Cala Gonòne. Il diagramma è stato realizzato utilizzando dati geofisici ed osservazioni dirette in immersione.*

Legenda: 1) calcari e dolomie, Ca (BRD, Giurassico-Cretacico); 2) sedimento stratificato (sri, Mio-Pliocene); 3) basalti (BGO, Plio-Quaternario); 4) depositi di scarpata in progradazione (m_2, Quaternario), F) faglie; (modificato da Orrù & Ulzega, *1987).*

PROOF

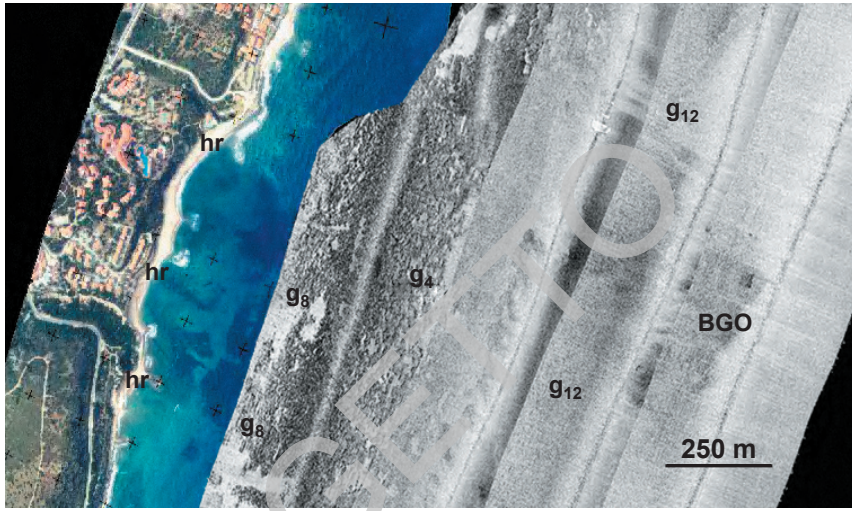


Fig. 95 - *Immagine Side Scan Sonar dell'affioramento di basalto (BGO) presente alla profondità di 50 m davanti a Cala Gonone. g_{12}= Sabbie e ghiaie fini bioclastiche di piattaforma; g_4= Prateria a fanerogame; g_8= Sabbie medio-fini (a dominante silicoclastica); hr= Sabbie granitico-calcaree medio-grossolane delle spiagge artificiali di Cala Gonone.*

I basalti presentano un limite netto verso la parte esterna della piattaforma e frastagliato verso quella interna; sono coperti in parte dalle sabbie e ghiaie fini bioclastiche di piattaforma. Sono riconducibili a quelli affioranti lungo costa nell'area di Cala Gonone. Gli affioramenti rocciosi antistanti Cala Luna (**sri**) sono stati interpretati come calcari analoghi a quelli affioranti lungo costa. L'affioramento, anche se in parte coperto dalle sabbie bioclastiche, permette di riconoscere un sistema di fratture orientate circa N-S (fig.96).

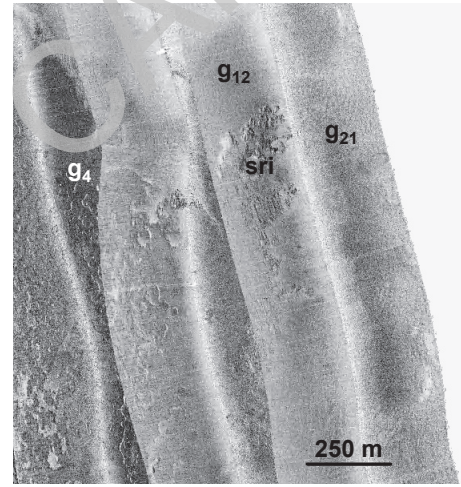


Fig. 96 - *Immagine Side Scan Sonar dell'affioramento di calcare (sri) presente alla profondità di 50 m davanti a Cala Luna. g_{12}= Sabbie e ghiaie fini bioclastiche di piattaforma; g_4= Prateria a fanerogame marine; g_{21}= fanghi di piattaforma.*

PROGETTO CARG

V - TETTONICA

1. - TETTONICA VARISICA

Il basamento metamorfico affiorante nel Foglio 500 "Nùoro Est" viene inserito, nella zoneografia tettono-metamorfica del segmento sardo della catena varisica, al limite tra la Zona a falde a S ed il complesso metamorfico di medio grado a N (Carmignani *et alii*, 2001b, v. fig.8). In particolare nel Foglio affiorano le Falde interne nelle quali, a differenza di quelle esterne, la successione litostratigrafica è meno chiara, in genere a causa di un metamorfismo regionale più intenso.

La presenza di affioramenti di rocce assimilabili ad alcuni termini della successione presente nelle unità tettoniche delle Falde esterne (quali marmi e metavulcaniti) fa comunque supporre che sia possibile una correlazione, anche se grossolana. La difficoltà nella ricostruzione della successione non sembrerebbe perciò dovuta a cause primarie, ma piuttosto all'elevato grado di deformazione e di metamorfismo, sia regionale che di contatto, subito dai protoliti durante le fasi deformative *sin*- e tardo-orogeniche varisiche.

Sebbene in aree analoghe nel resto dell'Isola sia nota un'evoluzione tettonica articolata, a grandi linee, in una fase di raccorciamento, connessa alla collisione continentale, ed una fase estensionale *post*-collisionale, nell'area del Foglio il riconoscimento degli elementi strutturali appartenenti a queste due fasi non è semplice. Inoltre la discontinuità degli affioramenti e la continua presenza di intrusioni granitoidi non agevola neanche una ricostruzione geometrica della sovrapposizione delle fasi deformative nelle metamorfiti cartografate.

PROGETTO CARG

In ambedue i complessi metamorfici distinti in carta sono state cartografate pieghe, sovrascorrimenti, foliazioni e lineazioni di allungamento. Nel testo di seguito viene usata la classica nomenclatura indicante con D la fase deformativa e con i numeri (1, 2, 3..) l'ordine di sovrapposizione, ma questo solo per rendere più comprensibile la descrizione. In realtà è molto probabile che anche in quest'area, come per il resto della catena varisica sarda, le fasi di raccorciamento e di estensione siano state contrassegnate da una complessa evoluzione per deformazione progressiva.

1.1. - Strutture D1 e D2

Le foliazioni costituiscono l'elemento strutturale più importante, sia perchè la blastesi che le accompagna consente di definire in maniera sufficientemente accurata il contesto termo-barico di formazione, sia perchè le relazioni di sovrapposizione reciproche permettono di ipotizzare una sequenza cronologica.

La foliazione pervasiva prevalente in campagna è una S_2, in quanto all'interno di domini non attraversati dalla S_2 (*microlithon*) si può talvolta osservare una foliazione tettonica precedente (S_1), del medesimo grado metamorfico. Un altro elemento che sottolinea che la foliazione tettonica pervasiva sia una S_2 è dato dal fatto che spesso essa costituisce la foliazione di piano assiale di vene di quarzo prodotte dalla ricircolazione di fluidi legati ad un precedente evento metamorfico. La S_2 è in genere un clivaggio ardesiaco nelle filladi, ma diventa una vera e propria scistosità, con importante blastesi di muscovite e biotite (visibili ad occhio nudo), particolarmente ben espressa nei litotipi più grossolani presenti nelle filladi di Lula (LUL), nella zona NW del Foglio.

Spesso alla scala dell'affioramento è possibile osservare pieghe D2 fortemente non cilindriche, con cerniere appuntite e molto chiuse fino ad isoclinali. Si tratta di pieghe con piano assiale in genere sub-orizzontale ed assi ugualmente poco inclinati.

L'assenza di *marker* stratigrafici importanti impedisce il riconoscimento di strutture a scala cartografica. Le uniche pieghe che è stato possibile individuare sono quelle che interessano i marmi affioranti a W del M. Corràsi (v. carta geologica allegata). Di queste è evidente lo stile asimmetrico e isoclinale.

La trasposizione della stratificazione S_0 è stata probabilmente totale. Inoltre la presenza di due foliazioni S_1 e S_2 (la prima delle quali è spesso obliterata) rende la trasposizione più importante a tutte le scale.

Le direzioni di allungamento sono evidenti soprattutto come lineazioni mineralogiche nei micascisti e nei marmi e come lineazioni di allungamento nelle metavulcaniti, e tendono a disporsi sub-parallele agli assi delle pieghe.

PROGETTO CARG

1.2. - Strutture D3

La foliazione S_2 è ripiegata da pieghe D3, in genere con piano assiale molto inclinato che sviluppano una foliazione di piano assiale di tipo non continuo (clivaggio di crenulazione). Queste pieghe hanno cerniere in genere molto appuntite quando ripiegano litotipi fini, e più arrotondate quando deformano livelli grossolani (v. figg.15a e 15b); spesso sono osservabili sia alla scala dell'affioramento che alla mesoscala. Data la discontinuità degli affioramenti e l'assenza di contatti litostratigrafici cartografabili, non è stato possibile evidenziare l'importanza a scala maggiore di queste strutture. In genere, infatti, le metamorfiti mostrano una giacitura della S_2 abbastanza omogenea in tutta la carta, immergendo quasi costantemente verso i quadranti orientali.

Eventuali strutture antiformali a scala plurichilometrica, come quelle ben descritte sia nella Zona a falde (es. l'Antiforme del Flumendosa) sia nella Zona interna (es. l'Antiforme di Lodè) non sono state osservate, indubbiamente per la suddetta discontinuità di affioramento, ma probabilmente anche per effetto della complessa storia di intrusioni dei granitoidi che hanno fortemente influenzato la geometria del basamento cristallino paleozoico dell'area.

2. - TETTONICA DEL COMPLESSO INTRUSIVO TARDO-PALEOZOICO

Il complesso intrusivo tardo-paleozoico, come già ampiamente discusso in queste Note (v. cap. II § 2.; cap. III § 3.; cap. IV § 3.) è stato oggetto di studi specialistici in Corsica e in Sardegna, sia a carattere petrografico-petrologico che strutturale, tesi ad inquadrare il Batolite sardo-corso nel complesso contesto geodinamico che ha portato alla formazione della catena varisica sarda.

Dall'esame dei caratteri petrografici descrittivi si è passati, progressivamente, all'analisi della strutturazione interna dei corpi plutonici, spesso in stretta correlazione con i dati strutturali derivati dallo studio del basamento metamorfico.

Vari Autori hanno evidenziato in tutto il Batolite sardo-corso sia una distribuzione regionale delle diverse facies petrografiche, sia la presenza di superfici di anisotropia tessiturale marcata dall'allineamento dei megacristalli di feldspato, delle biotiti e degli anfiboli, degli inclusi melanocrati più o meno allungati (se presenti), degli *schlieren*.

La fluidalità planare è quindi data dall'isorientazione di questi elementi secondo superfici fra loro parallele; essa indica le superfici di flusso magmatico durante la messa in posto dei vari plutoni. Il confronto tra l'andamento della fluidalità e quello dei contatti litologici consente di evidenziare i rapporti primari fra le unità intrusive, e di definire la cronologia relativa di messa in posto dei singoli corpi plutonici.

PROGETTO CARG

Le condizioni di *magmatic flow* in cui si sviluppano queste strutture sono testimoniate dall'assenza di deformazione interna dei minerali (deformazione duttile), dalle tessiture isotrope degli aggregati di quarzo e, inoltre, dall'assenza di microstrutture indicanti una deformazione allo stato solido, quali piani S-C, nastri di quarzo, *etc.*

Queste osservazioni valgono per tutti i granitoidi del Foglio 500 "Nùoro Est" con la sola eccezione della facies granodioritico-tonalitica metalluminosa Punta Colovros (ESE_a) dell'unità intrusiva di Monte 'e Senes, che affiora nel bordo centro-settentrionale del Foglio. Questa presenta una marcata anisotropia planare orientata N140, immergente a NE di 40°-50°, subconcordante con la scistosità delle metamorfiti incassanti (filladi grigie del Gennargentu, GEN).

Elter *et alii* (1992) e Kruhl & Vernon *(*2005) descrivono (v. cap. IV § 3.1.1.) una transizione da condizioni di deformazione allo stato magmatico (*magmatic flow*) a condizioni di deformazione allo stato solido (*solid state flow*) ad alta temperatura (*sensu* Paterson *et alii*, 1989). Le anisotropie planari esibite dell'intrusione (ben evidenti soprattutto fuori Foglio) mostrano un *pattern* coerente con la messa in posto in presenza di zone di taglio duttile, legate alla tettonica *post*-collisionale tardo-varisica.

Nell'area del Foglio il rilevamento strutturale dei granitoidi ha messo in evidenza la presenza di una strutturazione primaria molto marcata nelle facies granodioritiche e monzogranitiche, che diventa sempre meno riconoscibile nei termini leucogranitici; tale strutturazione è inoltre meglio identificabile nei termini eterogranulari ripetto a quelli equigranulari.

Le anisotropie indotte da *magmatic flow*, particolarmente evidenti nelle facies granodioritiche e monzogranitiche metalluminose, sono disposte secondo un *trend* molto articolato, con direzioni strutturali prevalenti comprese fra N120 e N150 che immergono con alte inclinazioni (40°-70°) verso ENE e solo raramente verso WSW.

Questo *trend* è sostanzialmente quello del segmento sardo di catena varisica; ciò fa supporre che le discontinuità tettoniche realizzatesi durante la fase collisionale abbiano rigiocato anche durante la fase esumativa della catena, in concomitanza con la messa in posto del Batolite.

L'andamento descritto è molto evidente nelle unità granodioritiche NUO, ORG e BTU. Fà eccezione l'angolo NW del Foglio (Cùccuru Longu), dove è chiara l'influenza locale del basamento metamorfico incassante (effetto "parete fredda"), mentre non si riscontra lo stesso effetto sul lato SW (M. Osposidda).

L'andamento cartografico della fluidalità magmatica nell'unità peralluminosa BLA è nettamente diverso, con i piani di flusso diretti circa N60, subverticali, subparalleli ai contatti tra questa unità e il complesso granodioritico metalluminoso incassante.

PROGETTO CARG

Particolare è anche la geometria rilevata nei monzograniti OBN, nei quali alla direzione "regionale" N120-150 si associano spesso direzioni intorno a E-W e N-S, con una netta tendenza tra le stesse a raccordarsi formando geometrie chiuse, strettamente correlate con la messa in posto delle varie facies nelle quali l'unità OBN è suddivisa.

L'andamento della fluidalità magmatica è talora indipendente dall'andamento dei contatti litologici; infatti interseca i contatti fra i diversi litotipi con angoli da sub-ortogonali a sub-paralleli, come ad esempio nel contatto ad andamento NE-SW fra le facies Monte Locòe (ORG_b) e Orùne (BTU_a) nella zona del Riu Fratàle, in corrispondenza del quale si osservano notevoli zone di dispersione di valori di *strike* con conseguente turbolenza tessiturale, anisotropie cromatiche e facies ibride. L'andamento della fluidalità e la co-direzionalità indipendente dai contatti magmatici sono una chiara evidenza della continuità del flusso tra le due unità, per cui è ipotizzabile una loro messa in posto sostanzialmente sincrona.

Per contro, la tessitura sostanzialmente isotropa, la grana molto fine, la composizione decisamente più acida, l'assenza di inclusi basici, di addensamenti di K-feldspato e di *schlieren* biotitici, insieme alla completa indipendenza (discordanza) dei contatti con le diverse litofacies intruse ed alla discordanza angolare con tutte le strutture di fluidalità magmatica prima descritte, evidenziano il carattere tardivo e posteriore dell'intrusione leucogranitica di Jacu Piu (OBN_{1d}).

3. - TETTONICA TRASCORRENTE TERZIARIA

3.1. - Strutture

L'area del Foglio 500 "Nùoro Est" rappresenta una zona di raccordo nel quadro deformativo terziario della Sardegna centro-settentrionale: si colloca infatti tra le fasce trascorrenti NE-SW della Sardegna nord-orientale, come la Faglia di Nùoro (che affiora nel settore nord-occidentale del Foglio), e l'area dei "Tacchi" (Sardegna centro-orientale) solo debolmente deformata (cfr. cap. III § 6.1.; v. tav.6 e tav.14). In quest'area sono state da tempo riconosciute e parzialmente descritte importanti faglie trascorrenti (Alvarez & Cocozza, 1974; Carmignani *et alii*, 1992b; Pasci, 1997; Pasci *et alii*, 1998) con diverse orientazioni e pieghe associate, sovrascorrimenti (Chabrier, 1970; Chabrier & Mascle, 1984; Pasci, 1997; Dieni *et alii*, 2008) e strutture plicative coeve.

Le strutture trascorrenti affiorano diffusamente in molti settori del Foglio ed interessano il basamento paleozoico, le coperture mesozoiche e, localmente, anche depositi di età paleogenica. Si tratta di importanti lineamenti strutturali, ben evidenti da foto aeree e da immagini da satellite.

PROGETTO CARG

Queste strutture sono particolarmente ben riconoscibili nei due estesi affioramenti carbonatici, noti geograficamente con il nome di "Supramonte" di Olièna e di Dorgàli, e anche nel rilievo carbonatico mesozoico di M. Tuttavista, ubicato nella parte nord-orientale al confine con il Foglio 501 "Orosèi" e costituito da analoghe sequenze sedimentarie.

Le strutture trascorrenti sono rappresentate soprattutto da faglie orientate NE-SW e subordinatamente E-W, che mostrano rispettivamente rigetti sinistri e destri con minori componenti verticali inverse; a queste faglie sono associate strutture plicative con diverse giaciture del piano assiale. Come già indicato nell'introduzione (cfr. cap. III), queste faglie isolano blocchi crostali che vengono in genere sollevati (v. tav.6).

Le faglie NE-SW affiorano in un settore limitato verso NW dalla Faglia di Nùoro ed assumono un andamento arcuato ruotando progressivamente da NE-SW a N-S (v. tav.14). Questa variazione ricalca l'andamento delle anisotropie nel sottostante basamento varisico evidentemente riattivate durante il Terziario (Pasci, 1997; Oggiano *et alii*, 2009; tav. 14). Gli indicatori cinematici nelle cataclasiti delle faglie, i rapporti fra gli assi delle pieghe disposte *en echelon* e le faglie trascorrenti, come anche i rigetti a carico dei sistemi filoniani, indicano movimenti trascorrenti sinistri. A questi movimenti spesso si associano importanti componenti compressive.

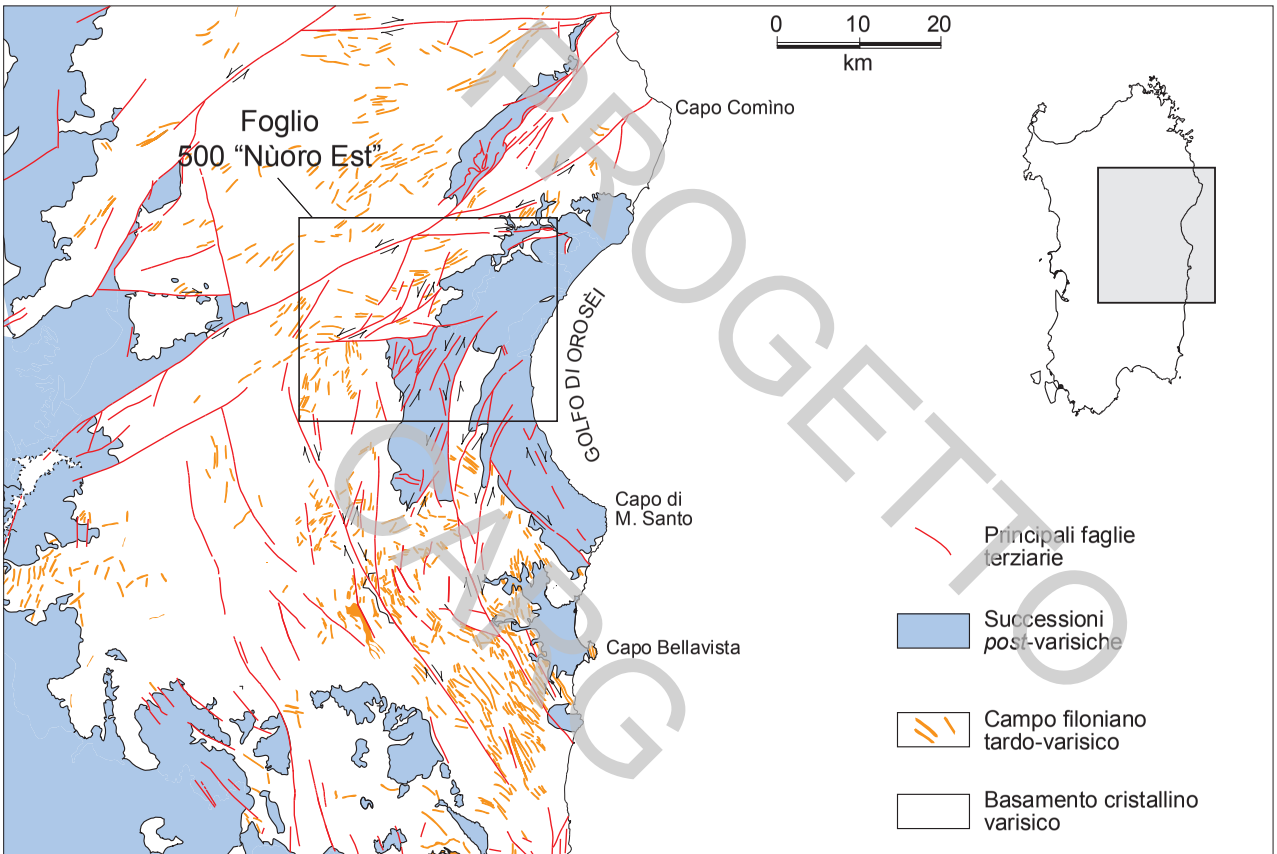
Le faglie trascorrenti orientate circa E-W sono invece caratterizzate da movimenti destri con subordinate componenti inverse. Altri sistemi di faglie di minore importanza e con rigetti inferiori interessano principalmente le rocce del basamento paleozoico e quelle carbonatiche mesozoiche con orientazioni differenti (NW-SE e NNE-SSW). Si tratta sempre di faglie con componenti del rigetto sia verticali che orizzontali.

Il quadro descritto è stato arricchito durante i rilevamenti del Foglio sia da un maggior dettaglio, sia dalla individuazione di strutture transtensive a basso angolo finora non segnalate, che affiorano nel Supramonte di Olièna (fig.97).

L'evoluzione tettonica descritta è quindi più complessa di quanto finora noto. Le strutture terziarie più antiche sembrano essere proprio le faglie transtensive a basso angolo, cui segue un sistema di sovrascorrimenti e pieghe correlate (P.ta Cusidòre e P.ta Fraigàda) che in parte sembra riattivare, invertendole, le stesse faglie transtensive. Le strutture trascorrenti destre orientate E-W sono probabilmente legate allo sviluppo di queste pieghe e sovrascorrimenti. Tutte queste strutture sono poi rigettate dalle fasce trascorrenti sinistre orientate NE-SW, con componente inversa e pieghe correlate, che costituiscono l'elemento strutturale *post*-varisico più diffuso nell'area.

Le strutture verranno di seguito descritte secondo l'ordine di sovrapposizione ricostruito dall'analisi strutturale, ordine che viene richiamato nel paragrafo sull'interpretazione cinematica e sull'evoluzione tettonica.

PROGETTO CARG



Tav. 14 - *Relazione tra l'orientazione del campo filoniano tardo-varisico e delle faglie terziarie nella Sardegna centro-orientale (da* Oggiano *et alii, 2009; modificato).*

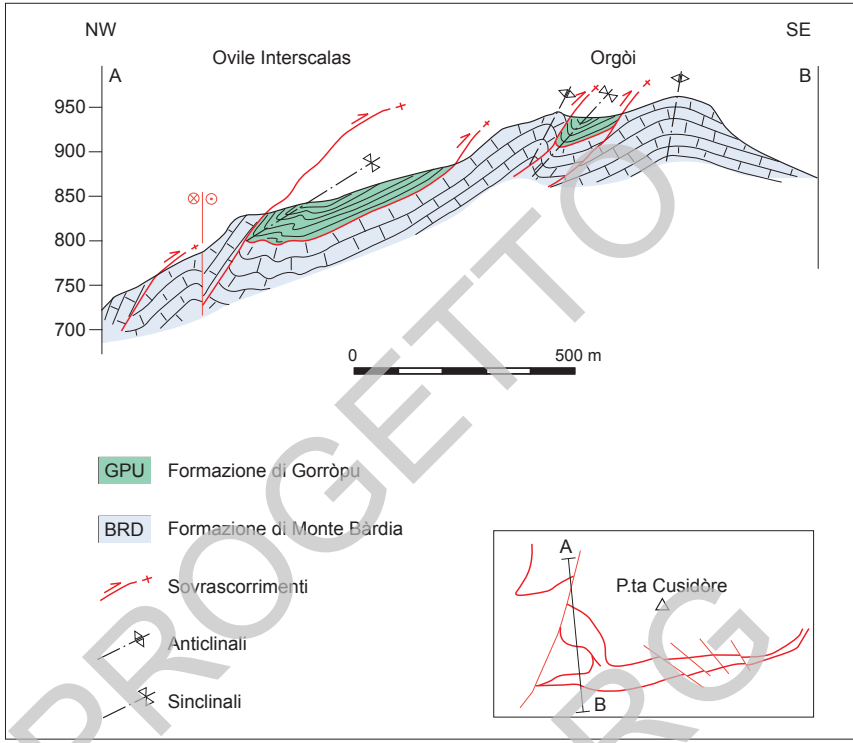


Fig. 97 - *Schema tettonico di dettaglio della zona di P.ta Cusidòre - M. Uddé (da* Buttau, *2008).*

PROGETTO CARG

3.1.1. - *Sistemi di faglie*

3.1.1.1. - Faglie transtensive a basso angolo

Nell'area del Supramonte di Olièna, compresa tra P.ta Cusidòre e M. Corràsi, sono state individuate alcune strutture finora non riconosciute. In particolare, nella zona di Scala 'e Pradu, il limite tra la formazione di Dorgàli e la formazione di Monte Bàrdia è un contatto sottrattivo, che ha completamente eliso la formazione di Monte Tulùi e la parte basale della formazione di Monte Bàrdia.

Questo contatto è marcato da brecce cataclastiche, ha una direzione misurata in affioramento N115 con un'immersione di 38° a SE; strie orientate N125/5°W lo caratterizzano come faglia trascorrente sinistra con componente diretta, a basso angolo (fig.98).

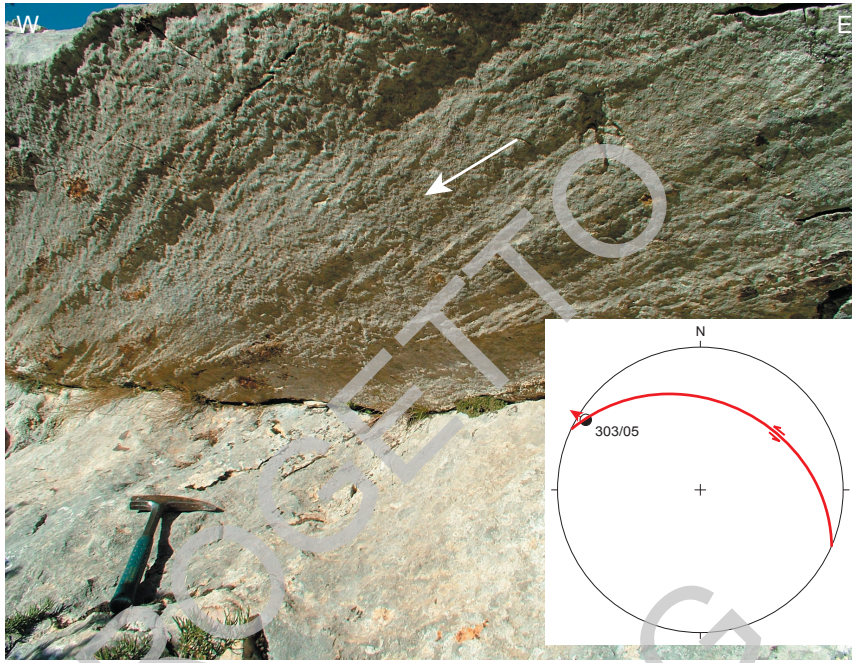


Fig. 98 - *Contatto tettonico con strie suborizzontali (direzione indicata dalla freccia bianca), parallelo alla faglia transtensiva a basso angolo affiorante nella zona di Scala 'e Pradu. L'inserto mostra la proiezione stereografica su reticolo equivalente (emisfero inferiore) della faglia e della stria misurata.*

Un altro contatto con cinematica e giacitura simile, ma di minore estensione, affiora poche centinaia di metri a NE di M. Corràsi limitando alla base una scaglia della formazione di Monte Tulùi (fig.99), a sua volta limitata a tetto da una faglia trascorrente sub-verticale.

Indizi di una tettonica estensionale che ha causato l'elisione di parte della successione mesozoica sono presenti anche nella zona di P.ta Cusidòre, dove il contatto basale tra la formazione di Gorròpu (Cretacico superiore) e la sottostante formazione di Monte Bàrdia (Giurassico - Cretacico inferiore), precedentemente considerato come una discordanza stratigrafica, è stato interpretato come una faglia diretta riattivata come sovrascorrimento (cfr. § successivo).

Ugualmente come faglie dirette con importante componente trascorrente sono interpretati contatti tettonici immergenti verso N5 di circa 35°, rilevati lungo la costa tra Cala Luna e Cuile Biddunnìe. In questo caso la cinematica non è chiara, ma le relazioni tra le giacitura della successione dislocata e quella del contatto tettonico sembrano indicare una cinematica diretta.

PROGETTO CARG



Fig. 99 - *Contatto tettonico (linea rossa) con cinematica diretta tra la formazione di Dorgàli a muro (DOR) e la formazione di Monte Tulùi (TUL) a tetto, poche centinaia di metri a NE di M. Corràsi; la parete è alta circa 4 m.*

PROGETTO CARG

3.1.1.2. - Faglie transpressive sinistre orientate NE-SW

Si tratta del sistema di faglie terziarie più importante dell'area. La cinematica sinistra è dimostrata da numerose evidenze: indicatori cinematici lungo le fasce cataclastiche, rigetti dei contatti magmatici tra i differenti corpi granitoidi e/o tra questi ultimi e le metamorfiti incassanti, rigetti a carico dei corpi filoniani lungo faglie minori; rigetti di anomalie magnetiche. Anche il contesto strutturale di alcune zone studiate in dettaglio, come nel M. Albo (Carmignani *et alii*, 1992b) e nel Bacino di Chilivani-Berchidda (Oggiano *et alii,* 1995), indica una deformazione lungo fasce di taglio sinistre.

Gli indicatori cinematici delle faglie sono rappresentati principalmente dalle strutture tipo "S-C" nelle fasce cataclastiche foliate, dalle strie sub-orizzontali negli specchi di faglia, dalle cristallizzazioni di fibre di calcite lungo i piani di faglia, oppure dalla forma asimmetrica degli elementi clastici deformati e, più raramente, dalle strutture fragili coniugate di Riedel (R e R').

La Faglia di Nùoro è una delle più importanti strutture del sistema NE-SW e si estende per circa 85 km dalla costa tirrenica dell'Isola a E, fino alla zona di Ottana a W, dove è coperta dai sedimenti clastici e/o dai prodotti vulcanici di età *post*-aquitaniana (v. tav.6). Nel Foglio si estende per circa 15 km ed affiora per piccoli tratti, poichè è frequentemente coperta da depositi alluvionali quaternari che caratterizzano il fondovalle del Riu Marrèri, impostato lungo questo importante lineamento.

Nel tratto sud-occidentale, dalla zona di Ottàna (fuori Foglio) e di Nùoro fino all'intersezione con la Faglia del Cedrino (situata nel settore nord-orientale del Foglio), la Faglia di Nùoro ha una direzione più o meno costante N60. Nel tratto più settentrionale (fuori Foglio), in corrispondenza dello sviluppo della catena del M. Albo, essa cambia bruscamente direzione fino a N40. Nella zona di Ottana (a SW del Foglio) mette in contatto tettonico il basamento granitico e metamorfico con le piroclastiti del ciclo calcoalcalino oligo-miocenico. Più a NE interessa il complesso intrusivo della Barbagia. A N di Nùoro, fino ai margini sud-occidentali del M. Albo, la faglia mette in contatto il complesso granitico a S, con il complesso metamorfico di medio grado a N. Nell'ultimo tratto verso NE, fuori dai limiti del Foglio, che corrisponde al bordo sud-orientale del M. Albo, la faglia sovrappone il basamento granitico di Monte 'e Senes e quello metamorfico di P.ta Pedduzza - S. Giacomo alla copertura mesozoica e terziaria, mostrando così importanti rigetti transpressivi.

Più a S della Faglia di Nùoro il sistema di faglie sinistre è contraddistinto da un tipico andamento arcuato che dalla direzione NE-SW tende a divenire quasi N-S (verso S). Quando raggiungono quest'ultima orientazione le faglie tendono a diminuire i rigetti fino a terminare, smorzandosi spesso lungo strutture plicative con disposizione *en echelon*. Il movimento sinistro delle faglie è largamente documentato dagli indicatori cinematici nelle fasce cataclastiche (molto frequenti ed evidenti nella successione carbonatica per la quasi totale mancanza di copertura vegetale), dai rapporti angolari con le pieghe e dall'insieme delle strutture minori che caratterizzano l'area in esame. Alla cinematica trascorrente, sempre predominante, si accompagnano anche in questi casi importanti componenti inverse, testimoniate tra l'altro dal notevole sviluppo, nella copertura sedimentaria mesozoica, delle strutture plicative che costituiscono una caratteristica di questo settore del Foglio. Le faglie sono molto evidenti in panorama, in foto aerea ed anche dalle immagini da satellite e spesso determinano lunghi gradini morfologici che possono raggiungere i 200-300 m di altezza.

La Faglia di Oddoène è una delle principali di questo sistema. Costituisce il bordo occidentale dell'omonima valle, che separa i due blocchi del Supramonte e affiora per circa 15 km dalla zona di Gorròpu a S, fino a M. Coazza a N, dove è coperta dalle colate basaltiche plio-pleistoceniche.

PROGETTO CARG

Il rilievo di M. S'Òspile, che emerge dagli espandimenti basaltici circostanti, suggerisce la continuazione della Faglia di Oddòene al di sotto delle vulcaniti (probabilmente in corrispondenza dell'allineamento dei relativi centri di emissione). Nel suo tratto più meridionale, dove è in parte coperta dai depositi di versante di M. Oddèu, la faglia ha direzione N10; in quello più settentrionale è orientata N40. L'inclinazione del piano di faglia è sempre molto elevata e l'immersione è costante verso SE. Lungo tutto il tratto in affioramento essa mette in contatto le rocce granitoidi tardo-varisiche con i calcari mesozoici, mostrando forti rigetti verticali (vedi sezione geologica in calce alla carta geologica). Nel tratto più settentrionale (presso M. Coazza) le rocce granitoidi sono in contatto con i calcari della parte sommitale della successione giurassica; ciò dimostra che in questa zona il rigetto verticale è superiore allo spessore dell'intera successione giurassica (circa 500-600 m). I rigetti trascorrenti sinistri sono tuttavia ancora maggiori, come messo in evidenza dagli indicatori cinematici.

Tra gli affioramenti più significativi si segnala quello in loc. Atta Finiodda, dove le superfici di taglio nei calcari immergono verso N120 di 65°, mentre le superfici di foliazione delle cataclasiti immergono verso N135 di 80°; l'angolo di caduta della stria calcolata è di circa 25°SW, ed evidenzia che la componente orizzontale del rigetto è comunque più importante di quella verticale. Spesso nella fascia cataclastica si osservano anche pieghe asimmetriche di dimensioni centimetriche e decimetriche, ad asse sub-verticale e coerenti con un senso di trascorrenza sinistro. Altri affioramenti hanno confermato la cinematica transpressiva sinistra di questa faglia.

Altra importante struttura è la Faglia di Tìscali, che costituisce il bordo sud-orientale della valle di Lanaitto e si estende per una lunghezza di circa 6-7 km, mettendo in contatto tettonico i calcari massivi della formazione di Monte Bàrdia a tetto nella parte orientale, con quelli del Cretacico inferiore e superiore a letto. Anche lungo questa faglia, nel tratto più settentrionale (orientato N40) i rigetti verticali sono elevati e superano i 500 m, corrispondenti al gradino morfologico tra gli affioramenti giurassici a quote maggiori (a SE della faglia) e quelli del Cretacico superiore della valle di Lanaitto, al letto della faglia. I rigetti trascorrenti sinistri, anche in questo caso, sono maggiori. Nel tratto più meridionale i rigetti tendono a diminuire e nella zona di M. Su Ruda la deformazione è rappresentata soprattutto da strutture plicative. Tra gli affioramenti più significativi, quello di Badde Doronè (a S di M. Su Ruda) mostra un'anticlinale di terreni giurassici che sormonta (lungo un piano orientato N25, immergente di 40° verso SE) i calcari marnosi del Cretacico inferiore. Le osservazioni effettuate sulla fascia cataclastica di contatto evidenziano la cinematica transpressiva sinistra della faglia. Anche alla base della scarpata di M. Tìscali il contatto tettonico è ben visibile per un lungo tratto e mostra chiaramente la stessa cinematica.

PROGETTO CARG

Nella zona di Borrosca, (versante NW di Fruncu Mannu), gli stessi movimenti sono ulteriormente confermati lungo il contatto tettonico (immergente di 75° verso N125) tra i calcari del Cretacico inferiore (LAU) e quelli del Giurassico (BRD). La Faglia di Tìscali verso N borda il versante orientale della valle di Lanaitto, e a W di M. Omène sembra suddividersi in due o tre strutture minori che accavallano la formazione di Monte Bàrdia direttamente sul conglomerato di Cùccuru 'e Flores (CUR); una di queste strutture minori è stata osservata in una piccola cava sui calcari, e mostra una giacitura immergente verso N153 di 65°, con strie 230/28, sempre con cinematica transpressiva sinistra (fig.100).

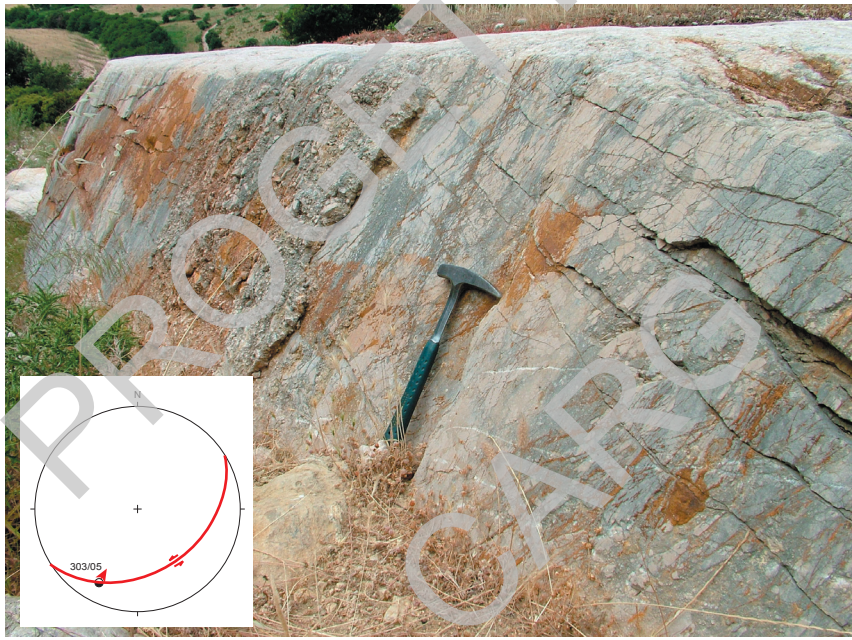


Fig. 100 - *Specchio di faglia, con lembi di cataclasite, nella formazione di Monte Bàrdia, probabile proseguimento verso N della Faglia di Tìscali; versante W di M. Omène. L'inserto mostra la proiezione stereografica su reticolo equivalente (emisfero inferiore) della faglia e della stria misurata.*

La Faglia di Sòvana affiora all'interno del massiccio carbonatico del Supramonte, da P.ta Solitta a S, fino a M. Uddè. Nel tratto meridionale è orientata N15 ed immerge verso NW di 60°, mentre dopo la piana di Sòvana (a NW di M. Ortinì) cambia progressivamente direzione disponendosi N45, con immersione di 80° verso NW. Presso M. Uddè i rigetti della faglia diminuiscono progressivamente fino a terminare.

PROGETTO CARG

In questa zona, infatti, la faglia si smorza su pieghe asimmetriche di dimensioni metriche ad asse sub-verticale, che deformano una stretta sinclinale a nucleo di Cretacico superiore. L'asimmetria di queste pieghe è coerente con un senso sinistro di trascorrenza.

Queste strutture sono osservabili oltrechè alla scala dell'affioramento anche a quella delle foto aeree. La cinematica sinistrale è confermata dagli indicatori cinematici osservati in diversi punti, che dimostrano anche movimenti inversi. La faglia coinvolge le rocce carbonatiche giurassiche e quelle del Cretacico inferiore e superiore e, localmente, anche i conglomerati di Cùccuru 'e Flores (CUR) di età terziaria. In corrispondenza di questa faglia si sviluppa il noto sistema carsico di Sa Oche - Su Bentu.

Tra Scala 'e Pradu, M. Corràsi e P.ta Cusidòre si sviluppano una serie di faglie, subparallele a quella di Sòvana, che interessano le diverse formazioni carbonatiche giurassiche con rigetti verticali apparenti di varie decine di metri. Anche in questo caso le componenti trascorrenti sono maggiori. Queste interessano una successione già deformata da alcune faglie a basso angolo orientate circa NW-SE, con cinematica trascorrente (fig.101).

PROGETTO CARG

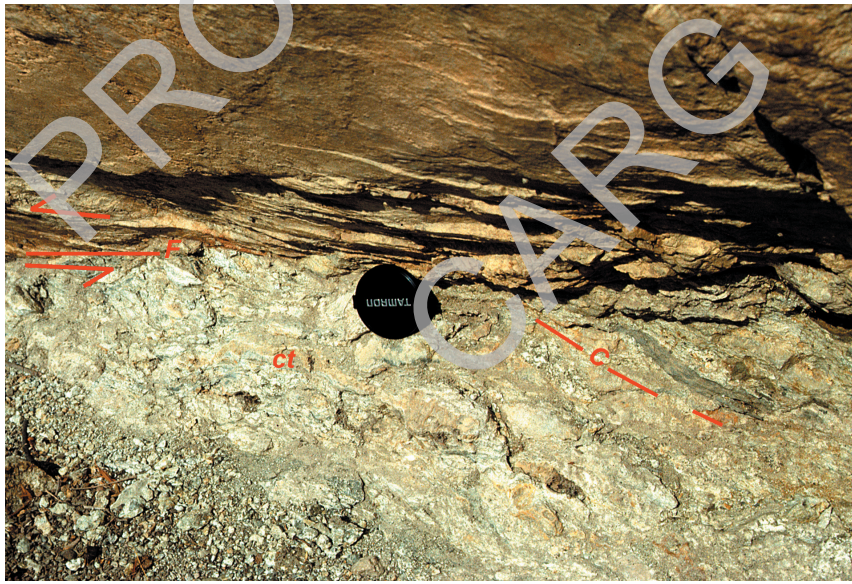


Fig. 101 - *Contatto tettonico tra calcari giurassici (BRD, in alto) e conglomerati terziari (CUR, in basso), anche fortemente cataclastici (ct). I rapporti angolari tra la direzione di allungamento dei clasti del conglomerato (C) e la superficie di contatto (F) indicano un movimento trascorrente sinistro; M. Coazza (Supramonte). Da* Carmignani *et alii, 2001b.*

Alla base della scarpata meridionale di M. Coazza, al contatto tra i calcari giurassici ed i conglomerati terziari di Cùccuru 'e Flores, una faglia orientata circa N70, immergente di 50° verso NW, mostra chiari indicatori cinematici riferibili a movimenti trascorrenti sinistri con forti componenti compressive. In prossimità della faglia i clasti che compongono il deposito conglomeratico sono estremamente deformati e appiattiti (v. fig.101 e fig.102).

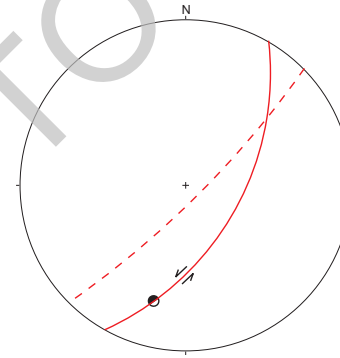


Fig. 102 - *Proiezione stereografica delle relazioni tra superficie di faglia (tratto continuo), superficie di massimo appiattimento (tratteggiata) (strutture tipo "S-C") direzione di trasporto calcolata lungo la Faglia di M. Coazza.*

La Faglia di P.ta Su Erulargiu affiora nel lembo orientale del Supramonte di Dorgàli e, assieme alla vicina Faglia di Monte Osèli (fuori dal Foglio), è una delle più meridionali di questo sistema trascorrente. Nel tratto più settentrionale interessa esclusivamente le formazioni giurassiche, ma nel tratto più meridionale (a S del Foglio) gli affioramenti giurassici sono in contatto con le rocce granitoidi erciniche, analogamente a quanto si verifica lungo la vicina Faglia di Monte Osèli (che si sviluppa principalmente a S del Foglio). Queste faglie, verso N, sono in parte ricoperte dai prodotti effusivi basaltici quaternari i cui centri di emissione spesso si collocano lungo lo sviluppo di queste faglie.

Tra Cuile Biddunnìe e Cala Luna, lungo una fascia orientata sempre NE-SW, sono state rilevate scaglie tettoniche costituite dalla formazione di Gorròpu, del Cretacico inferiore, in contatto con la formazione di Monte Bàrdia, del Giurassico superiore. I contatti tettonici di queste scaglie sono sempre male esposti e spesso coperti da fitta vegetazione. Per questo motivo non è stato possibile stabilire con esattezza la cinematica di queste strutture.

Sempre con direzione NE-SW, due faglie del M. Tuttavista caratterizzano il versante orientale dell'omonimo monte, nel settore nord-orientale del Foglio. Queste faglie attraversano la successione giurassica e localmente la mettono in contatto tettonico con le formazione di Gorròpu, del Cretacico inferiore. Lungo queste faglie sono presenti anche strutture plicative. I rigetti e l'estensione delle faglie del M. Tuttavista sono però modesti e nell'ordine di qualche decina di metri.

PROGETTO CARG

3.1.1.3. - Faglie trascorrenti destre orientate E-W

A questo sistema appartengono le Faglie del Cedrino, di S. Giovanni, di Preda 'e Littu e il sistema di lineamenti orientati E-W che intersecano le rocce granitoidi nella fascia compresa tra la Faglia del Cedrino e la zona di Olièna (v. tavv.2, 14). Questi lineamenti sono spesso poco evidenti e discontinui, spesso rigettati dalle faglie trascorrenti sinistre orientate NE-SW, ma individuano direttrici strutturali importanti che seguono l'orientazione di molti corpi filoniani tardo-paleozoici. Una di queste, la Faglia di San Giovanni, determina il limite settentrionale del Supramonte di Olièna; altre sono netti lineamenti morfologici nelle rocce granitoidi e altre ancora si sviluppano nella copertura carbonatica mesozoica (ad es., presso Sòvana e M. Corràsi, v. fig.97). La cinematica delle faglie, dove è stato possibile determinarla, è trascorrente destra, con elevate componenti di faglia inversa.

La Faglia del Cedrino è rappresentata da un netto ed evidente lineamento morfologico che corre in direzione circa E-W per una lunghezza di una ventina di chilometri. La faglia separa i complessi granitici delle Baronìe da quelli metamorfici e vulcanici paleozoici della zona di Galtellì. All'interno del Foglio 500 "Nuoro Est" tale lineamento coincide in gran parte con il decorso della lunga valle del Riu Isalle - Sòlogo anche se a causa della presenza di sedimenti alluvionali più o meno recenti sono rari gli affioramenti. Anche le colate basaltiche del vulcanismo plio-quaternario ricoprono frequentemente la faglia, per cui gli affioramenti di questa struttura sono rari.

L'affioramento più significativo si trova in località Sa Mitra, lungo la strada tra Galtellì e Orosèi, poco prima del ponte per Onifai, al limite NE del Foglio. In quest'area lungo la fascia trascorrente si rinviene una scaglia tettonica di sedimenti calcarei della formazione di Monte Cardiga, eocenica, con abbondanti nummuliti, presa all'interno del basamento metamorfico varisico, dove si sviluppa una fascia cataclastica ampia fino a 50 m (fig.103). I rapporti delle strutture tipo "S-C" (fig.104), gli assi delle pieghe a scala decimetrica e decametrica nei calcari eocenici e le strie di faglia lungo i piani di taglio, dimostrano movimenti trascorrenti destri con minori componenti inverse.

Ad E di Galtellì, lungo un lineamento orientato ENE-WSW, subparallelo alla Faglia del Cedrino e coerentemente con una dinamica destra della faglia, il basamento vulcanico permiano sovrascorre la copertura mesozoica del versante settentrionale del massiccio del M. Tuttavista. La faglia ha una direzione N80 e una inclinazione verso NW di circa 60-70°. Il contatto tettonico è osservabile solo in poche località a causa delle estese coperture detritiche e delle frane di blocchi della successione mesozoica. La giacitura simile rispetto alla Faglia del Cedrino e i rapporti angolari con essa suggeriscono che si tratti di una faglia sintetica a "basso angolo", con movimenti di trascorrenza destra oltrechè inversi.

PROGETTO CARG

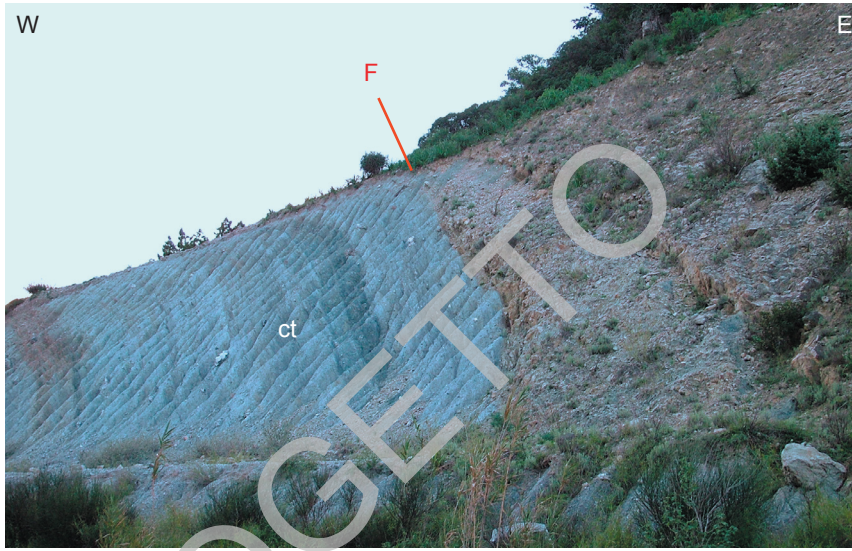


Fig. 103 - *La faglia transpressiva del Cedrino che mette a contatto il basamento paleozoico fortemente cataclasato (ct), con i calcari a nummuliti dell'Eocene inferiore (FMC), presso Sa Mitra (Galtellì).*

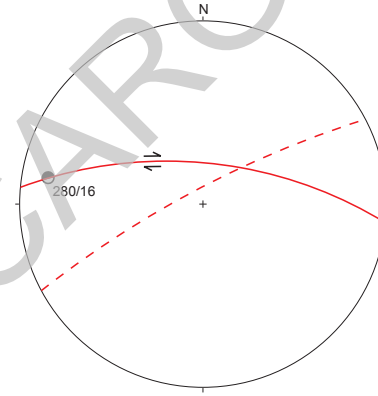


Fig. 104 - *Proiezione stereografica delle relazioni tra superficie di faglia (tratto continuo), superficie di massimo appiattimento (tratteggiata), (strutture tipo "S-C") direzione di trasporto calcolata lungo la Faglia di Sa Mitra.*

Questa struttura sembra essere parte del sistema deformativo che origina la piega sinforme di P.ta Fraigada (M. Tuttavista).

Anche la Faglia di San Giovanni attraversa con direzione E-W il basamento varisico a N del Supramonte di Oliena, di cui rappresenta il bordo settentrionale. Il tratto più orientale è coperto dalle colate basaltiche quaternarie, mentre nella zona di S. Giovanni è possibile osservare il contatto tettonico.

PROGETTO CARG

I granitoidi varisici mostrano superfici di taglio cataclastiche orientate N85 ed immergenti di 55° verso NW, con una foliazione nella cataclasite orientata N45 ed immergente di 80° verso SW. Anche le strie nei piani di taglio, immergenti verso N280 di 16°, indicano movimenti transpressivi destri (fig.105). La cataclasite nelle metamorfiti è completamente alterata e quindi non osservabile in dettaglio. Proseguendo verso occidente la faglia è ricoperta dai sedimenti alluvionali quaternari.

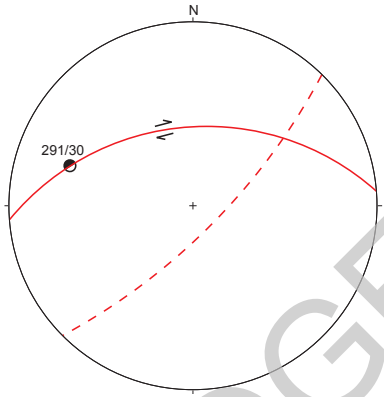


Fig. 105 - *Proiezione stereografica delle relazioni tra superficie di faglia (tratto continuo), superficie di massimo appiattimento (tratteggiata) (strutture tipo "S-C") direzione di trasporto calcolata lungo la Faglia di S. Giovanni.*

L'effetto principale di questo contatto tettonico è di sollevare il blocco a N, fatto di basamento paleozoico, e di accavallarlo sulle coperture mesozoiche a muro. Anche questa faglia, come quella del Cedrino, sembra avere precise relazioni con le strutture plicative che si sviluppano a muro. La stessa cinematica traspressiva destra della faglia è suggerita dai rapporti angolari con gli assi di importanti strutture plicative che intersecano la faglia stessa (nella zona di Su Gologòne) e che sono in stretta relazione con essa.

3.1.1.4. - Sistema di faglie NNE-SSW

Queste strutture interessano una ampia fascia compresa tra la Faglia di Nùoro e il massiccio carbonatico del Supramonte; attraversano sia il basamento granitoide sia la copertura mesozoica con direzione N15-25 e sono sempre molto evidenti anche da foto aerea; quando interessano le rocce granitoidi producono lunghe lineazioni morfologiche, che intersecano un sistema filoniano tardo-varisico orientato circa N90-65.

Queste faglie determinano rigetti trascorrenti sinistri con componenti dirette, come evidenziano i rigetti a carico dei sistemi filoniani tardo-varsici, le lineazioni lungo i piani di faglia, le strutture di trascinamento lungo le faglie, i rigetti dei contatti stratigrafici e tettonici e, localmente, l'allungamento delle fibre di calcite sui piani di taglio.

PROGETTO CARG

3.1.1.5. - Faglie dirette orientate NW-SE

Si tratta principalmente di tre strutture che affiorano nella zona di P.ta Doronè-Doloverre e a NE di Lanaitto. Sono orientate N150-160 e sono spesso limitate da faglie del sistema trascorrente sinistro NE-SW. Le faglie di Doloverre e di P.ta Doronè mettono a contatto le formazioni del Cretacico inferiore con la formazione di Monte Bàrdia e presentano elevati rigetti verticali. Per la prima si possono stimare più di 300 m di rigetto verticale, in base alla differenza di quota tra i calcari cretacici a muro e quelli giurassici a tetto. Anche per la Faglia di Doronè il rigetto verticale supera il centinaio di metri, mentre per la faglia a E di Lanaitto non è possibile stabilire l'entità del rigetto.

La cinematica delle faglie è diretta, anche se non si possono escludere componenti di movimento trascorrente, come potrebbero suggerire le strutture plicative minori, con assi immergenti verso N310 di circa 40°, nei calcari marnosi del Cretacico inferiore a muro della Faglia di Doloverre. Dai rapporti angolari tra il piano di faglia e l'asse delle pieghe (abbastanza aperte) risulterebbero, infatti, anche componenti di movimento trascorrente destro. Queste strutture potrebbero rappresentare le faglie antitetiche destre rispetto a quelle principali sinistre NE-SW.

Altro contatto tettonico rilevante, con questa orientazione ma immergente verso SW, è la Faglia di Monte Irvèri, a N di Cala Gonòne, con immersione verso N223 di 55°, che elide completamente la formazione di Monte Tulùi.

3.1.2. - *Pieghe connesse alle strutture trascorrenti NE-SW*

Nella copertura carbonatica mesozoica e in quella clastica terziaria si possono distinguere diversi sistemi di strutture plicative con differente giacitura assiale. I piegamenti sono spesso ben sviluppati nei terreni cretacici, poiché essi sono quasi sempre ben stratificati e costituiti da calcari marnosi e marne, che presentano caratteristiche più duttili. Al contrario il piegamento nella successione giurassica, spesso rappresentata da calcari massivi molto potenti e con stratificazione grossolana, è fortemente contrastato a favore di strutture più fragili.

Sebbene l'insieme di questi diversi sistemi di pieghe, caratteristici del Foglio e di tutta l'area del Golfo di Orosèi, sia da associare ai movimenti lungo le differenti faglie trascorrenti, possono essere distinte due situazioni differenti:

1) la più diffusa è quella caratterizzata da pieghe legate alla cinematica trascorrente in senso stretto;
2) l'altra è invece associata soprattutto alla componente inversa delle strutture particolari di P.ta Cusidòre e M. Tuttavista, correlate all'interazione tra faglie transpressive destre E-W e sinistre.

PROGETTO CARG

3.1.2.1. - Pieghe legate alla trascorrenza

I sistemi di pieghe hanno orientazioni sempre coerenti con la cinematica delle vicine faglie trascorrenti e sono confinati entro fasce discrete, limitate da faglie trascorrenti. Questo è il caso soprattutto del settore settentrionale del Supramonte di Olièna, caratterizzato dalle faglie transpressive sinistre di Sòvana, di Lanaitto, di Tìscali e di Oddoène.

Questa zona è interessata da una importante sinclinale chilometrica (la Sinclinale di Lanaitto) con il fianco settentrionale rovesciato ed estesa per parecchi chilometri (v. sezioni geologiche allegate alla carta geologica). La struttura coinvolge il basamento varisico, tutta la copertura mesozoica fino ai terreni del Cretacico superiore ed i conglomerati terziari, che si trovano al nucleo della piega. L'asse della sinclinale è diretto circa N50-60 ed il piano assiale immerge verso NW. A nucleo della Sinclinale di Lanaitto si trovano i calcari nodulari del Maastrichtiano, ossia la parte alta della successione mesozoica. Questa è una delle più importanti strutture plicative di tutta l'area in esame.

In alcuni casi (ad es. nell'area di M. Corallinu), fianchi rovesci di strutture plicative connesse allo sviluppo di faglie trascorrenti (la Faglia di Oddoène) sono strettamente associati a locali sovrascorrimenti, confermando la relazione diretta tra le strutture plicative e quelle trascorrenti. Spesso i calcari marnosi della parte alta della formazione di Monte Bàrdia ("Orizzonte di Orudè"), finemente stratificati e sovrastanti i potenti calcari massivi del Giurassico superiore, rappresentano un livello di scollamento preferenziale, lungo il quale si impostano le faglie dei fianchi rovesci delle pieghe.

Alla sinclinale si accompagnano un insieme di anticlinali (come l'Anticlinale di Tìscali, quella di M. Gutturgios) e di sinclinali (come quella di Doronè, di M. Tundu - M. Corallinu, e altre di minori dimensioni) che caratterizzano tutto il massiccio del Supramonte di Olièna-Orgòsolo. I piegamenti diventano sempre più blandi verso la parte centrale ed occidentale del Supramonte, ma nella zona di Campu Oddèu - Gorròpu, immediatamente a S del Foglio; tutta la serie mesozoica è nuovamente verticalizzata, in particolare lungo il fianco sud-orientale della Sinclinale di Gorròpu, a tratti evoluto in faglia (Pasci, 1997).

Le strette relazioni tra le faglie trascorrenti del Supramonte e i sistemi di pieghe sono evidenziate dalla disposizione *en echelon* dei sistemi plicativi rispetto alle faglie trascorrenti e anche dai rapporti angolari tra i piani assiali delle pieghe e quelli delle stesse faglie trascorrenti. Queste caratteristiche sono sempre coerenti con il senso di trascorrenza delle faglie. Altre volte le pieghe sono strutture di trascinamento connesse ai movimenti verticali lungo le faglie trascorrenti, siano essi movimenti inversi oppure diretti.

PROGETTO CARG

Alcuni esempi di queste strutture sono la Sinclinale di Monte Tundu - Monte Corallinu, il cui asse resta sempre parallelo all'andamento curvo della Faglia di Oddoène, tranne nella zona di M. Corallinu, dove cambia bruscamente direzione, dirigendosi N70 ed intersecando (con disposizione *en echelon*) il piano di faglia diretto N40. Anche la Sinclinale di Planu Campu Oddèu o l'Anticlinale di Tìscali, associata all'omonima faglia transpressiva sinistra, possono considerarsi strutture di trascinamento.

L'asimmetria e il senso di ribaltamento di tutte queste pieghe di trascinamento o di quelle *en echelon* sono sempre coerenti con la vergenza delle faglie, come nel caso delle sinclinali di Monte Coazza e di Monte Corallinu, a nucleo di conglomerati terziari, rispetto alle faglie di Monte Coazza e di Oddoène. I sistemi di pieghe del Supramonte sono, dunque, associati allo sviluppo e all'evoluzione delle faglie trascorrenti.

Sono presenti anche locali interferenze di diversi sistemi plicativi, dovute alla convergenza di vari sistemi di faglie trascorrenti (zona di Planu Campu Oddèu), all'intersezione delle strutture di trascinamento con quelle disposte *en echelon* (zona di M. Orudè), o addirittura dovute ad una deformazione progressiva che deforma strutture già formate (zona di Lanaitto e di M. Uddè). Nel primo caso (Planu Campu Oddèu, a S del Foglio) le pieghe di Fennàu - Costa 'e Monte, ad andamento assiale N60-80, interferiscono con la Sinclinale di Planu Campu Oddeu ad asse N160. Nel secondo caso (M. Orudè) le strutture ad asse N080E interferiscono con la Sinclinale di Monte Tundu - Monte Corallinu ad asse N030.

3.1.2.2. - Strutture di P.ta Cusidòre e M. Tuttavista

Nel settore settentrionale del Supramonte di Olièna e nel M. Tuttavista, aree che strutturalmente si localizzano ai vertici dei cunei individuati dall'intersezione delle faglie trascorrenti orientate NE-SW con quelle orientate E-W (v. tav.7), sono stati cartografati sistemi di pieghe e sovrascorrimenti con debole componente trascorrente.

Il primo sistema è compreso tra P.ta Cusidòre e Su Gologòne (v. fig.97), limitato ad E dalle faglie transpressive sinistre di Sòvana e a N da quelle transpressive destre di S. Giovanni (fig.106). Il secondo è limitato a N dalla Faglia del Cedrino e ad E dalla zona a scaglie di Badde Funtana Morta (Funedda *et alii*, in stampa: v. Note Illustrative del Foglio 501 "Orosèi"). Sia la Faglia del Cedrino che quella di S. Giovanni bordano il limite settentrionale di due blocchi crostali nei quali si è conservata la successione meso-cenozoica, rispetto alla parte più a nord, rispettivamente la zona di M. Senes e quella del lago del Cedrino, dove affiora solo il basamento cristallino varisico (v. tav.2 e tav.14).

PROGETTO CARG

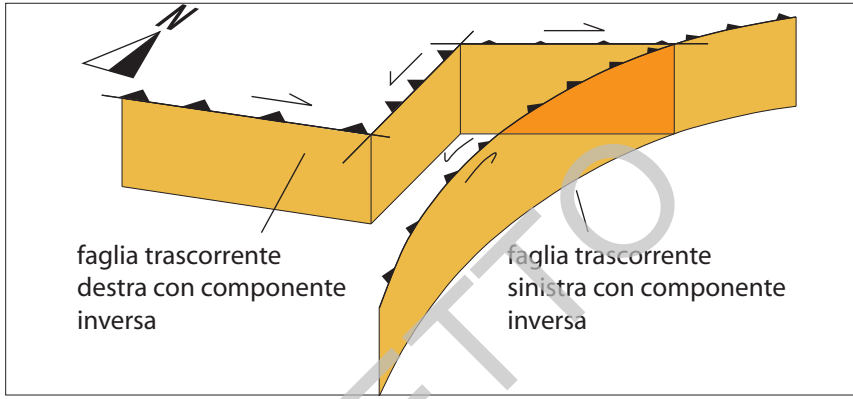


Fig. 106 - *Schema 3D del sistema di faglie S. Giovanni - P.ta Cusidòre - Sòvana, applicabile anche al sistema di faglie Fiume Cedrino - M. Tuttavista (da* Buttau, *2008, ridisegnato).*

Tra P.ta Cusidòre - Pedra Mugrònes e M. Uddè è riconosciuto da tempo il sovrascorrimento di Cusidòre (fig.107), (Chabrier, 1970; Pasci, 1997) con a tetto la piega antiforme di P.ta Cusidòre e a letto una sinclinale rovescia. A tetto affiorano i calcari massivi del Giurassico medio-superiore (formazione di Monte Bàrdia, BRD) ripiegati in un'antiforme rovesciata verso S, e a muro affiorano i calcari marnosi del Cretacico (formazione di Gorròpu, GPU) a nucleo di una sinclinale rovesciata verso S. Il contatto è marcato da una cataclasite con sviluppate superfici di tipo S-C che mostrano chiaramente una cinematica inversa, con debole componente trascorrente destra e direzione di trasporto verso SSE (fig.108). Il rilevamento ha permesso di estendere questo contatto, riconoscendo le strutture anche più a W.

Infatti lo stesso contatto si rinviene alla base di Pedra Mugrònes, dove la parte basale della formazione di Monte Bàrdia sovrascorre direttamente sulle frazioni marnose-calcarenitiche della "facies di Orudè" (BRD_a), (fig.109); le strutture S-C danno una cinematica analoga a quella descritta per P.ta Cusidòre. Il contatto ha una geometria curva, aumentando la sua inclinazione fino a subverticale procedendo verso N, dove verosimilmente si radica lunghe le faglie transpressive E-W. Il rigetto, per quanto osservabile, è dell'ordine di alcune centinaia di metri.

Recentemente (Buttau, 2008; Buttau *et alii*, 2008; Fadda, 2012) oltre al sovrascorrimento di P.ta Cusidòre sono stati cartografati altri sovrascorrimenti con orientazione circa E-W e inclinazione variabile che aumenta verso N. Tra questi è particolarmente interessante il sovrascorrimento di Orgòi (v. fig.107), che sovrappone la formazione di Gorròpu su quella di Monte Bàrdia, nel fianco diritto della sinforme, riattivando probabilmente una faglia diretta.

PROGETTO CARG



Fig. 107 - *Vista panoramica dell'area di P.ta Cusidòre da W. SCU: sovrascorrimento di Cusidòre; SO1: sovrascorrimento di Orgòi 1; SO2: sovrascorrimento di Orgòi 2; BRD: formazione di Monte Bardia (Giurassico medio - Cretacico superiore); BRD$_a$: facies di Orudè (Cretacico inferiore); GPU: formazione di Gorròpu (Cretacico superiore).*

PROGETTO CARG

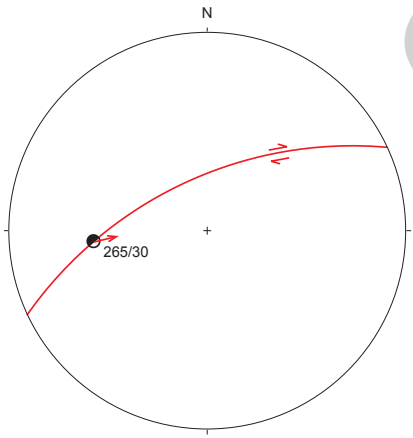


Fig. 108 - *Proiezione stereografica di giaciture del sovrascorrimento di Cusidòre e direzioni di trasporto tettonico calcolate in base alle strutture S-C (proiezione equivalente su emisfero inferiore).*



Fig. 109 - *Vista panoramica del sovrascorrimento di P.ta Cusidòre a Pedra Mugròne; nell'inserto: particolare della fascia cataclastica a spese della facies di Orudè (BRD_a).*

Contrariamente a quanto precedentemente noto, il contatto non è una discordanza stratigrafica ma un contatto tettonico, marcato da una fascia cataclastica lungo la quale si sono sviluppate foliazioni complesse di tipo S-C (fig.110) da cui emerge una direzione di trasporto tettonico verso SSE, indicando quindi una cinematica transpressiva destra. A muro dello stesso contatto sono stati preservati alcuni lembi della facies di Orudè (BRD_a), spesso tettonizzati (fig.111).

Sempre legate alla stessa dinamica, a W di P.ta Cusidòre si osservano pieghe asimmetriche con assi circa E-W, piano assiale immergente verso N, lunghezza d'onda inferiore ai 500 m e *facing* verso SSE (fig.112). Le antiformi interessano le calcareniti stratificate della parte alta della formazione di Monte Bàrdia (v. fig.42) e le sinformi hanno in genere a nucleo la facies di Orudè (BRD_a) (v. figg.97 e 99). I sovrascorrimenti tagliano i fianchi rovesci di queste pieghe, che ripiegano la successione carbonatica mesozoica, ma non sembrano coinvolgere il basamento cristallino varisico sottostante.

Queste considerazioni, insieme alla cinematica del sovrascorrimento, suggeriscono che il sistema di P.ta Cusidòre sia da interpretare come un modello deformativo per *forced fold* (pieghe di rivestimento *sensu* Trevisan & Giglia, 1978).

PROGETTO CARG

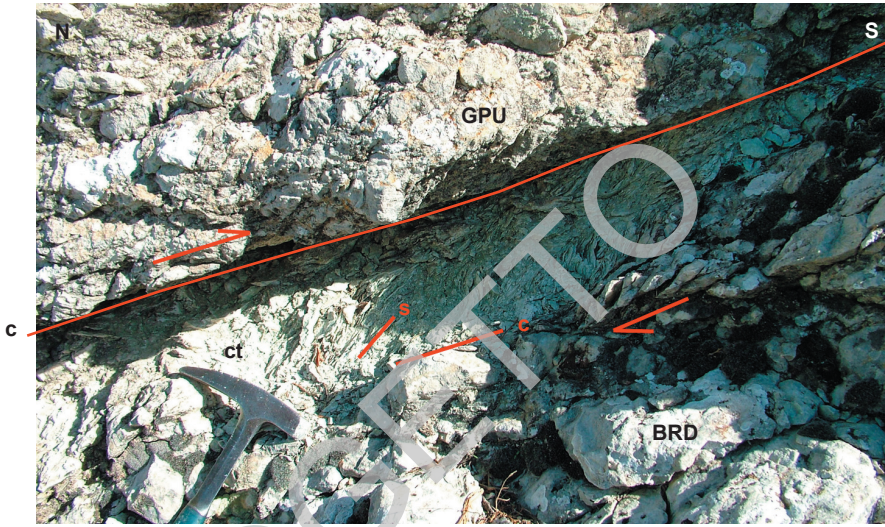


Fig. 110 - *Particolare del sovrascorrimento di Orgòi. ct: fascia cataclastica; c: superficie di faglia; s: superficie di massimo appiattimento). Affioramento 100 m a WNW della Grotta Orgòi.*

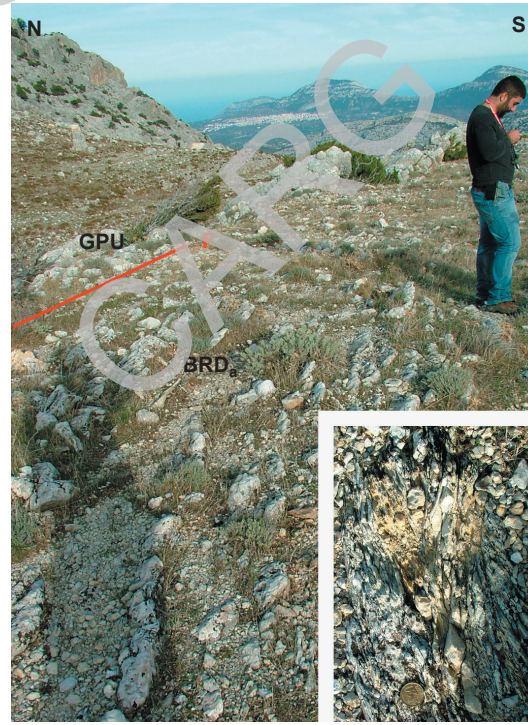


Fig. 111 - *Sovrascorrimento di Orgòi (in rosso). Nell'inserto, aspetto fortemente tettonizzato della facies di Orudè (BRD$_a$). Affioramento 100 m a S della Grotta Orgòi.*

PROGETTO CARG

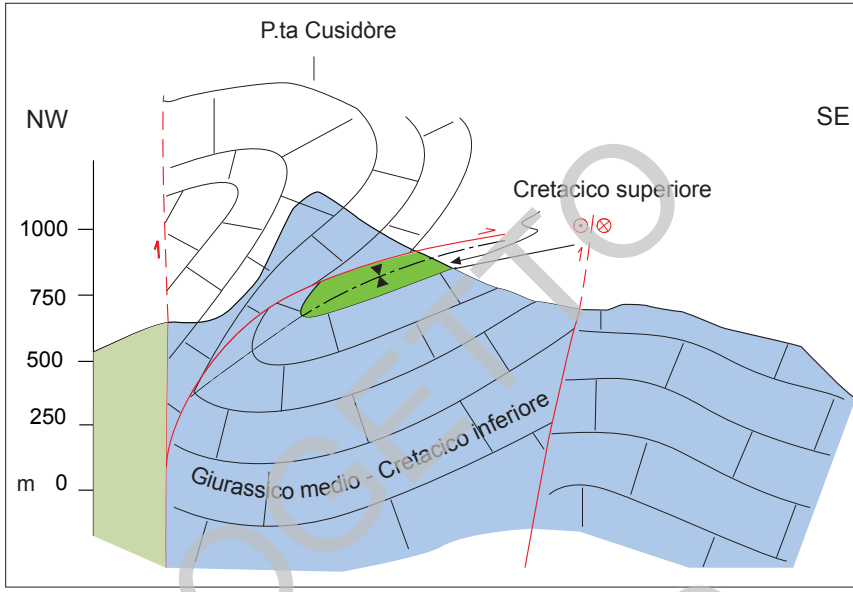


Fig. 112 - *Sezione geologica schematica della zona di P.ta Cusidòre (da* Buttau *et alii, 2008 ridisegnato).*

Le pieghe di rivestimento, quindi, sarebbero state innescate dalle faglie transpressive E-W, che hanno dato origine a dislocazioni sub-verticali nel basamento e che la copertura sedimentaria stratificata mesozoica ha accomodato deformandosi con pieghe e ridotti sovrascorrimenti (Buttau *et alii*, 2008).

Lo stesso modello strutturale può essere individuato a P.ta Fraigada, nel M. Tuttavista, dove la successione giurassico-cretacica è deformata in una sinforme con fianco rovescio, direzione assiale verso NE e piano assiale immergente di circa 20° verso NW (fig.113).

La struttura si estende per circa 2,5 km con direzione media N50, dal settore di P.ta Fraigada verso W fino ad oltrepassare P.ta Conca Niedda. Da W verso E passa da una blanda ondulazione sinforme ad una sinclinale con angolo di apertura intorno a 30° e fianco settentrionale rovesciato (Sarria, 2016). Le osservazioni di campagna fanno propendere per una evoluzione tardiva della struttura plicativa in un *thrust* dovuto al taglio del fianco rovescio dell'anticlinale di raccordo.

La piega si sviluppa a muro di una faglia transpressiva parallela alla faglia del Cedrino; la geometria osservata richiama quella già descritta nella struttura di P.ta Cusidòre.

PROGETTO CARG

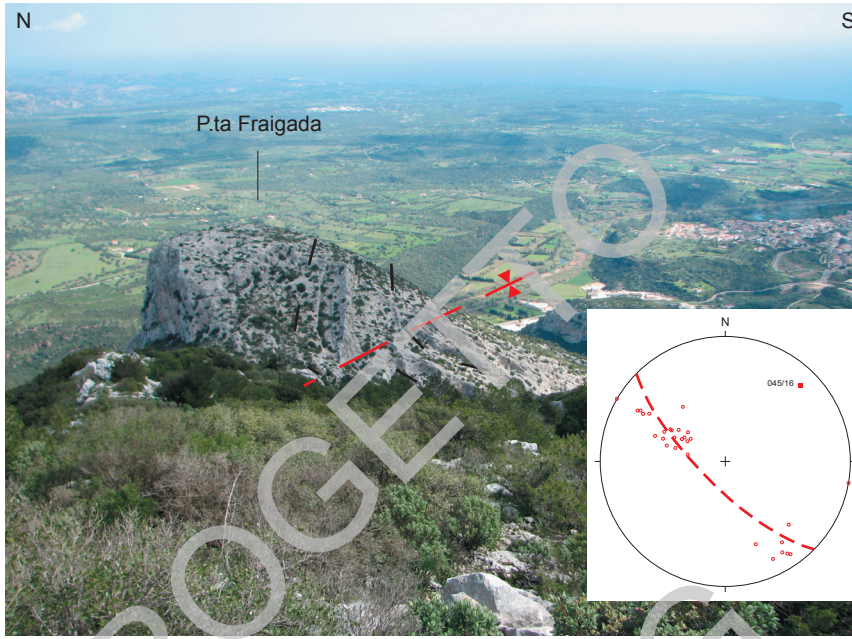


Fig. 113 - *La sinforme rovesciata di P.ta Fraigada, sul M. Tuttavista; i tratti neri indicano la stratificazione. La linea rossa il piano assiale della piega. L'inserto mostra la proiezione stereografica su reticolo equivalente (emisfero inferiore) di 29 poli della stratificazione e la giacitura dell'asse della piega (N045/16) calcolata.*

PROGETTO CARG

3.1.3. - *Sintesi evolutiva della tettonica terziaria nel Foglio*

I dati cinematici e le relazioni di sovrapposizione suggeriscono il seguente quadro strutturale. Dapprima lo sviluppo di faglie e pieghe lungo lineamenti tettonici E-W pre-esistenti nel basamento varisico, con deformazione fragile nel basamento cristallino che induce una deformazione prevalentemente duttile nelle coperture (strutture tipo "*forced fold*" o pieghe di rivestimento); le fasi tardive di questo stadio evolutivo comportano che, allo sviluppo di pieghe con fianchi rovesci, segua la propagazione nella coperture di faglie inverse radicate nella faglia principale che disloca il basamento (fig.114).

Successivamente queste faglie sono interessate dalla già descritta tettonica trascorrente (Pasci, 1997; Pasci *et alii*, 1998), che deforma le strutture precedenti causando, ad esempio, la variazione di orientazione del sovrascorrimento di P.ta Cusidòre (fig.115).

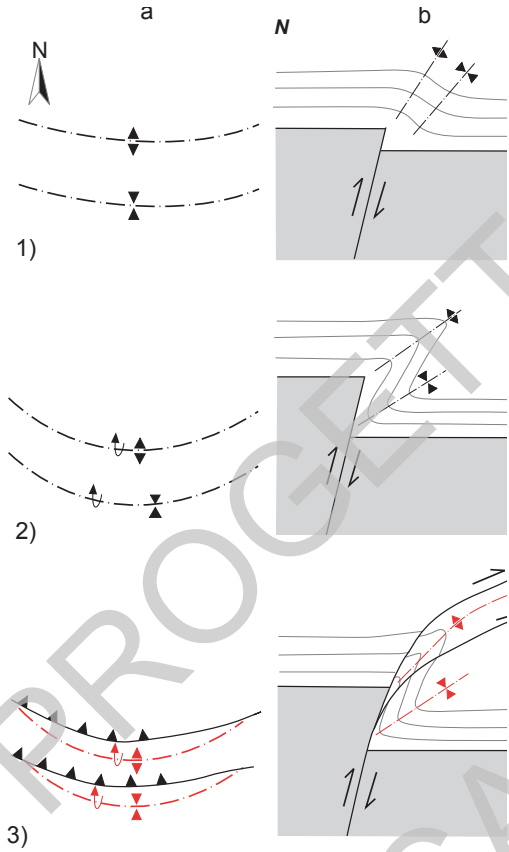


Fig. 114 - *Schema evolutivo (da 1 a 3) delle strutture tipo "forced fold" lungo il contatto E-W presso P.ta Cusidòre (a: vista in piano; b: vista in sezione). Da* Buttau *et alii, 2008 ridisegnato).*

I due stadi deformativi possono essere spiegati come l'evoluzione in regime di trascorrenza di un cuneo crostale con una copertura sedimentaria carbonatica, limitato da faglie E-W con cinematica destra e forte componente inversa (corrispondenti in questo caso al limite settentrionale del massiccio carbonatico del Supramonte) e faglie circa NE-SW con cinematica prevalentemente sinistra trascorrente e minore componente inversa (Buttau *et alii*, 2008). Il cuneo è quindi posto in compressione e parzialmente sollevato ed espulso verso E, coerentemente con una direzione di raccorciamento regionale orientata circa N-S.

Un quadro cinematico simile è riscontrabile pochi chilometri più a N nell'area del M. Tuttavista dove un altro cuneo crostale, limitato dalla Faglia del Cedrino (E-W) e dalla Faglia di Nùoro (NE-SW), viene sollevato ed espulso verso E. L'analoga struttura plicativa, in questo caso, è data dalla Sinclinale rovesciata di P.ta Fraigada (v. fig.113).

L'assenza di dati geocronologici sicuri impedisce finora di determinare l'intervallo di tempo intercorso tra lo sviluppo dei sovrascorrimenti e quello delle faglie trascorrenti; tuttavia, considerando che coinvolgono le stesse formazioni e sono coerenti con un medesimo campo regionale degli sforzi, è probabile che si tratti di un'evoluzione progressiva durante lo stesso evento geodinamico.

PROGETTO CARG

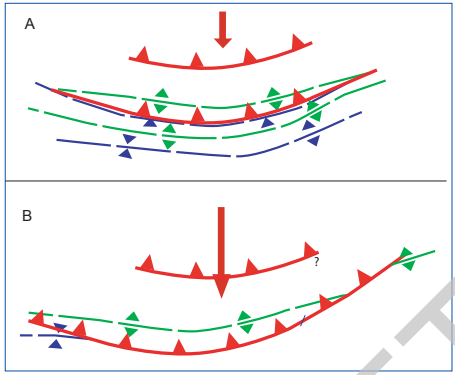


Fig. 115 - *Schema semplificato dell'evoluzione (da A a B) della struttura di P.ta Cusidòre e della faglia di Sòvana (da* Buttau *et alii, 2008 ridisegnato).*

PROGETTO CARG

3.2. - Depositi sintettonici

Un elemento importante della tettonica trascorrente della Sardegna orientale, ed in particolare del Foglio 500 "Nùoro Est", è il carattere sintettonico dei conglomerati di Cùccuru 'e Flores (CUR), ipotizzato da molto tempo (Dieni & Massari, 1965b; Alvarez & Cocozza, 1974) e descritto nel dettaglio più recentemente (Pasci *et alii*, 1998). Questi depositi affiorano in maniera discontinua in varie località della Sardegna centro-settentrionale, in corrispondenza dei massicci carbonatici mesozoici interessati dalla suddetta tettonica (Supramonte, M. Tuttavista, M. Albo).

Depositi molto simili come età, giacitura e ambiente di sedimentazione sono conosciuti anche in Corsica (Amaudric du Chaffaut, 1973; Rossi & Rouire, 1980; Oggiano *et alii*, 2009). Si tratta di depositi clastici più o meno grossolani, poligenici e fortemente eterometrici che rimaneggiano tutte le formazioni precedenti fino al Luteziano inferiore. I problemi legati alla datazione di questi sedimenti sono stati discussi in precedenza.

Le caratteristiche sedimentologiche e deposizionali dei conglomerati di Cùccuru 'e Flores sono da ricondurre ad un'alimentazione prossimale, con limitato trasporto dei clasti, e ad ambienti di deposizione dove predominava la gravità, che in alcuni casi poteva agire in concomitanza con gli agenti fluviali. L'ambiente deposizionale poteva essere quello delle conoidi detritiche e alluvionali.

La paleomorfologia di questi ambienti era quindi caratterizzata da ripide scarpate, degradanti progressivamente verso una piana alluvionale dove diventava importante anche l'azione dei corsi d'acqua. Lo sviluppo delle scarpate e quello delle pianure alluvionali dovevano corrispondere rispettivamente all'andamento dei gradini di faglia e all'andamento assiale delle strutture sinclinali.

Infatti, questi depositi costituiscono corpi sedimentari stretti ed allungati, discordanti sui terreni sottostanti fino al basamento paleozoico, che si depositano parallelamente ed in prossimità delle faglie transpressive e/o lungo depressioni di strutture sinclinali associate a fasce discrete di maggiore deformazione, dove i rigetti verticali hanno creato importanti dislivelli topografici.

Questi depositi clastici sono successivi alla formazione delle depressioni strutturali nelle quali si sedimentavano e sono anche deformati dalle stesse strutture che producevano sia le scarpate di faglia che le sinclinali, come ad es. la sinclinale di Lanaitto o quella presso M. Coazza. Le strutture sinclinali a nucleo di conglomerati sono coassiali con le pieghe della copertura carbonatica sottostante e sistematicamente più aperte delle sottostanti, quindi meno deformate. Pasci *et alii* (1998) hanno proposto, in base a queste osservazioni, uno sviluppo di queste pieghe come sinclinali di crescita ("*growth fold*"), (tav.15).

La loro giacitura, assieme ai caratteri tessiturali e deposizionali dei sedimenti, suggerisce che, mentre si formavano i dislivelli topografici creati dalle faglie e dalle pieghe, l'erosione delle zone più elevate produceva i materiali poi sedimentati, in discordanza, nelle zone più depresse. Poiché i movimenti tettonici erano ancora attivi, il deposito conglomeratico veniva deformato non appena si depositava: nelle sinclinali veniva coinvolto nel piegamento e nelle scarpate di faglia; al fronte dell'accavallamento veniva sovrascorso dall'alloctono ancora in movimento.

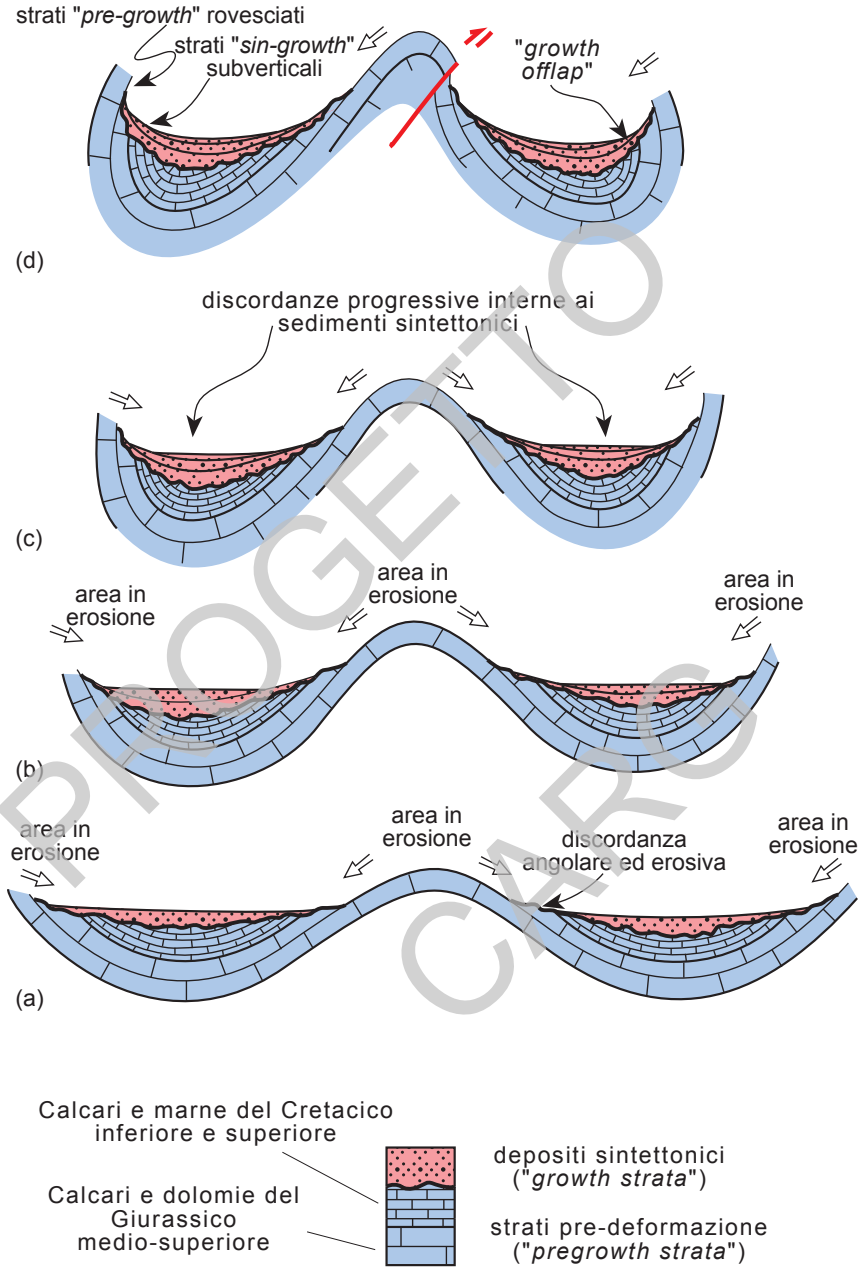
Il sovrascorrimento del basamento cristallino sopra la copertura mesozoica piegata, determinato dalle faglie transpressive coniugate destre e sinistre, doveva aver prodotto una paleogeografia molto articolata, costituita da rilievi granitici e metamorfici paleozoici localmente sovrastanti le depressioni strutturali della successione carbonatica mesozoica. Si possono così spiegare le elevate percentuali degli elementi clastici di basamento presenti nei conglomerati e anche il breve trasporto subito dai sedimenti, testimoniato da una scarsa elaborazione dei clasti e dalla presenza di blocchi di enormi dimensioni in giacitura caotica.

3.3. - Età della tettonica trascorrente

Alcune considerazioni possono essere aggiunte a quelle già fatte nell'Inquadramento geologico (v. Cap.III) riguardo l'età della tettonica trascorrente terziaria.

La presenza di scaglie di rocce eoceniche, sia lungo la Faglia del Cedrino che lungo la vicina Zona a scaglie di Badde Funtana Morta (nel limitrofo Foglio 501 "Orosèi"), permette alcune importanti considerazioni. Infatti, i sedimenti eocenici sono relativamente rari in Sardegna (si rinvengono nel Sulcis, nel Gerrèi e presso Orosèi), dunque rappresentano una rara testimonianza nella zona in esame.

PROGETTO CARG



PROGETTO CARG

Tav. 15 - *Modello evolutivo tettono-sedimentario schematico ipotizzato per l'area di M. Coazza - M. Corallinu. La sedimentazione avviene nelle depressioni sinclinali, dove i depositi clastici vengono progressivamente piegati in strutture tipo sinclinali di crescita (growth syncline), delimitate da faglie trascorrenti inverse (non rappresentate nello schema). Da* Pasci *et alii, 1998).*

La successione arenacea e calcarea eocenica presenta alla base abbondanti elementi clastici e granulari di rocce paleozoiche, suggerendo così un importante rimaneggiamento di un substrato paleozoico (granitoide, metamorfico e vulcanico). Nella zona di Sa Mitra, poco a NW del Foglio, la successione eocenica inizia con abbondanti elementi del basamento paleozoico: in questo caso si tratta di calcari arenacei ad elementi di basamento metamorfico e arenarie calcaree ad elementi micacei, che proverrebbero dalle rocce metamorfiche affioranti nelle vicinanze. Anche presso Riu Badde Funtana Morta (nel Foglio Orosèi) la successione eocenica inizia con un conglomerato monogenico ad abbondanti elementi di rocce granitoidi molto elaborati, che testimonierebbero il rimaneggiamento della stessa superficie di appoggio della sequenza trasgressiva, rappresentata quindi non dalla copertura carbonatica mesozoica, ormai erosa, bensì dal basamento intrusivo affiorante nelle vicinanze.

Queste caratteristiche stratigrafiche e sedimentologiche si conoscono da molto tempo (Dieni *et alii*, 1966a; Dieni & Massari, 1985c). Anche nella Corsica sud-orientale è conosciuta una successione eocenica molto simile a quella di Orosèi con livelli detritici arenacei alla base (Amaudric du Chaffaut, 1973; Rossi & Rouire, 1980). Nonostante le rocce eoceniche dell'area di Sa Mitra - Orosèi siano sempre in contatto tettonico (non stratigrafico) con il basamento paleozoico, sembra verosimile che l'originario appoggio stratigrafico fosse costituito da rocce paleozoiche, proprio come succede nelle altre parti della Sardegna.

In questo caso gli elevati rigetti verticali lungo le faglie transpressive del Cedrino e di Badde Funtana Morta (determinabili sulla base degli spessori delle formazioni mesozoiche) attive durante l'Oligocene-Aquitaniano sarebbero fortemente ridimensionati. Tutto ciò indicherebbe, inoltre, una successione di eventi geologici che partirebbe da un'importante strutturazione pre-ypresiana (?Fase Laramica *Auct.*), seguita da una fase erosiva consistente (responsabile dell'erosione di diverse centinaia di metri delle formazioni mesozoiche), dalla sedimentazione eocenica e, infine, dalla riattivazione in termini transpressivi delle strutture pre-eoceniche.

Nei conglomerati terziari di Cùccuru 'e Flores della Sardegna orientale sono contenuti clasti di calcari fossiliferi del Paleocene (Daniano-Montiano), non conosciuti in affioramento, di ambiente marino poco profondo (Dieni *et alii*, 1985c), che permetterebbero di confinare la breve durata di questa fase tettonica e di continentalità (dal Montiano all'Ilerdiano).

La strutturazione pre-luteziana potrebbe essere correlata alla contemporanea evoluzione del prisma di accrezione del sistema orogenico Corsica-Appennino settentrionale, ossia alle fasi di appilamento delle falde ofiolitiche nella Corsica "alpina" (Egal, 1992) e nell'Appennino settentrionale (Unità Liguri) (Carmignani & Kligfield, 1990).

PROGETTO CARG

PROGETTO CARG

VI - GEOLOGIA MARINA

1. - INQUADRAMENTO GEOLOGICO-STRUTTURALE

L'evoluzione del Bacino del Mediterraneo è conseguenza di una dinamica convergente che ha prodotto la collisione tra la placca Europea e quella Africana ed il relativo movimento di rotazione antioraria del Blocco sardo-corso. In questo contesto geodinamico il Blocco sardo-corso ha urtato contro la micro-placca Adria generando l'Appennino. La migrazione del piano di subduzione verso E e SE ha permesso la risalita di astenosfera e la formazione di bacini estensionali (Mar Tirreno) nella porzione interna della catena Appenninica (Jolivet *et alii*, 2006, *cum bibl.*).

La mancanza di spazio ha prodotto una tettonica a prevalenti movimenti verticali e bacini distensivi poco sviluppati nel Tirreno Settentrionale (Pascucci *et alii*, 1999) e l'apertura di un vero *rift* nel Tirreno Meridionale (*back-arc rifting*, Doglioni *et alii*, 2004). La linea di separazione delle due aree coincide approssimativamente con il 41° parallelo (fig.116).

A partire dal Tortoniano superiore la migrazione di una porzione del Blocco sardo-corso verso E provoca lo sviluppo dei bacini del Vavilov e del Marsili (Critelli & Le Pera, 1998).

L'apertura del Tirreno meridionale come bacino di retroarco ha portato all'individuazione di due margini passivi, quello Sardo (tav.16a) e quello Campano (tav.16b) ed alla successiva fase di *drifting*. Durante questa fase si sono messi in posto, nell'area del Vavilov, alcuni chilometri cubi di crosta oceanica (Sartori *et alii*, 2004), (fig.116 e tav.16).

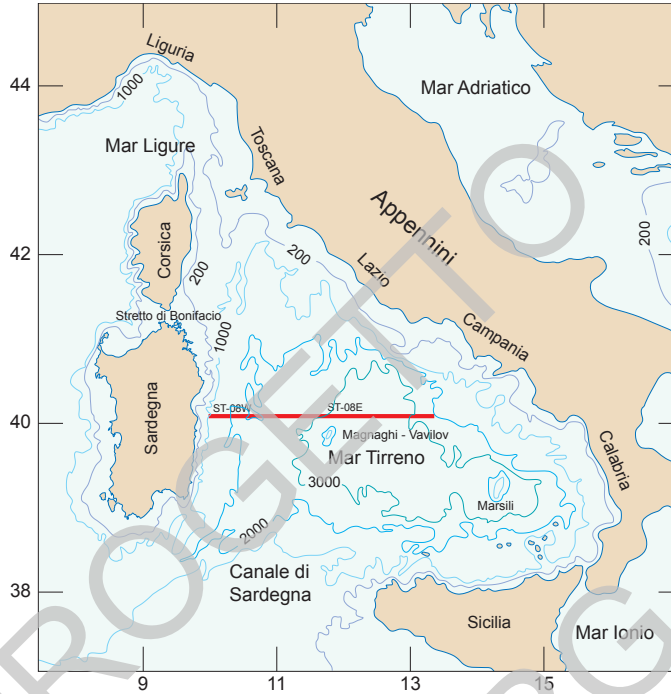


Fig. 116 - *Il Mar Tirreno; sono evidenziate le isobate dei -200, -1000, -2000 e -3000 m s.l.m., ed i principali riferimenti geografici usati nel testo (da* Favali *et alii, 2004, ridisegnato). In figura è riportata la traccia del profilo ST-08W-ST-08E.*

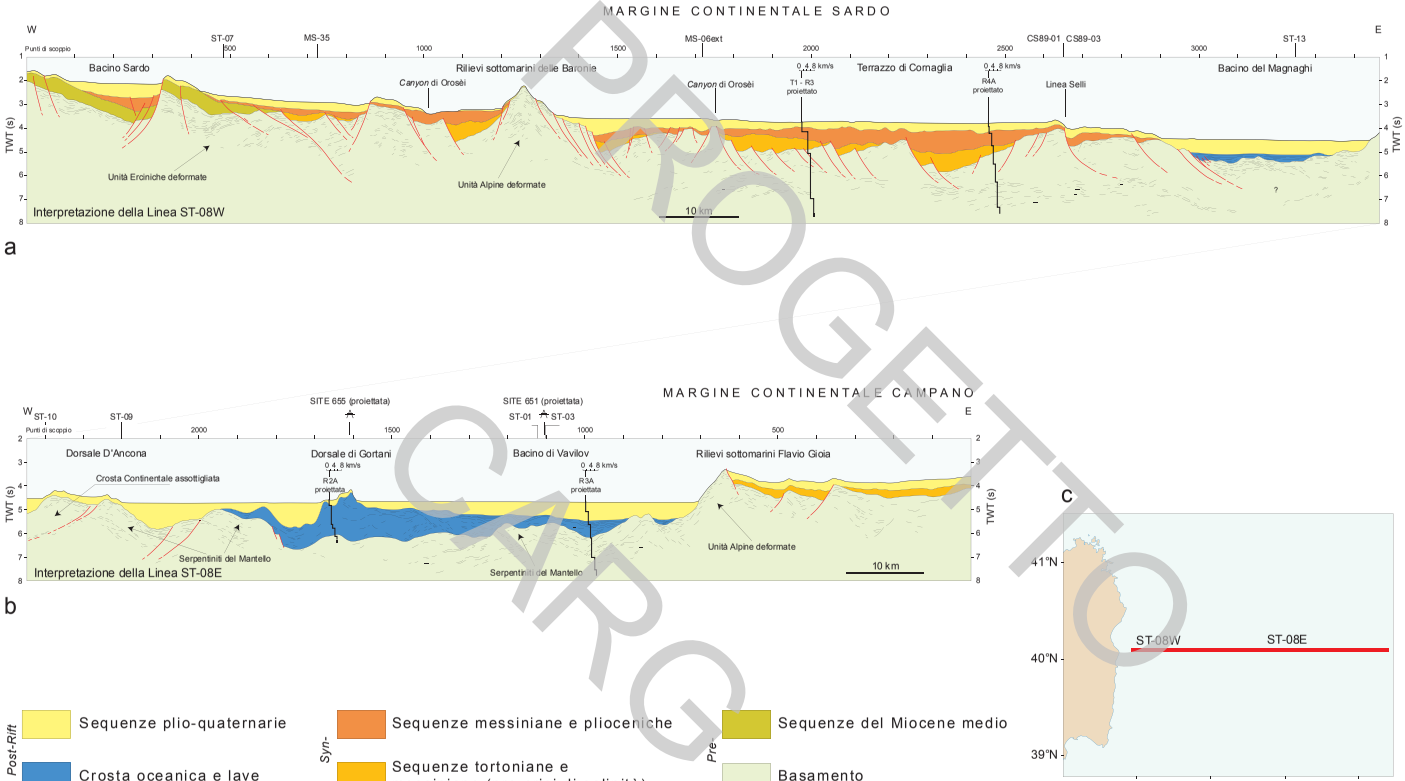
Anche se le porzioni occupate da crosta oceanica sono arealmente molto ridotte, studi sismici condotti nel Tirreno meridionale hanno mostrato la presenza di una MOHO oceanica a circa 10 km di profondità (Carrara, 2002; Doglioni *et alii*, 2004; Sartori *et alii*, 2004), (fig.117).

1.1. - Margine Continentale Sardo

Il Bacino Tirrenico è stato recentemente suddiviso da Marani & Gamberi (2004) in quattro province (fig.118):

- Settentrionale (NT);
- Occidentale (WT);
- Centro Meridionale (CST);
- Orientale (ET).

PROGETTO CARG



PROGETTO CARG

Tav. 16 - *a) sezione geologica schematica del Margine Continentale Sardo (da Sartori et alii, 2004); b) sezione geologica schematica del Margine Continentale Campano e della piana del Vavilov (da Sartori et alii, 2004); c) ubicazione delle sezioni a e b (ridisegnato).*

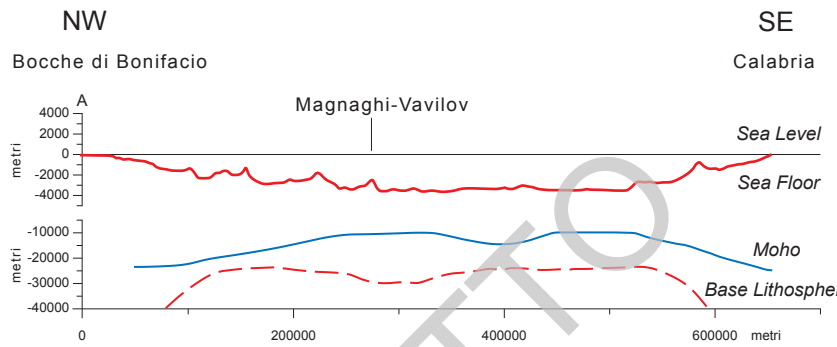


Fig. 117 - *Struttura della crosta (MOHO) e della litosfera del Mare Tirreno, come dedotte dall'analisi delle linee CROP Mare M2A/a e M2A/b (da* Doglioni *et alii, 2004, ridisegnato).*

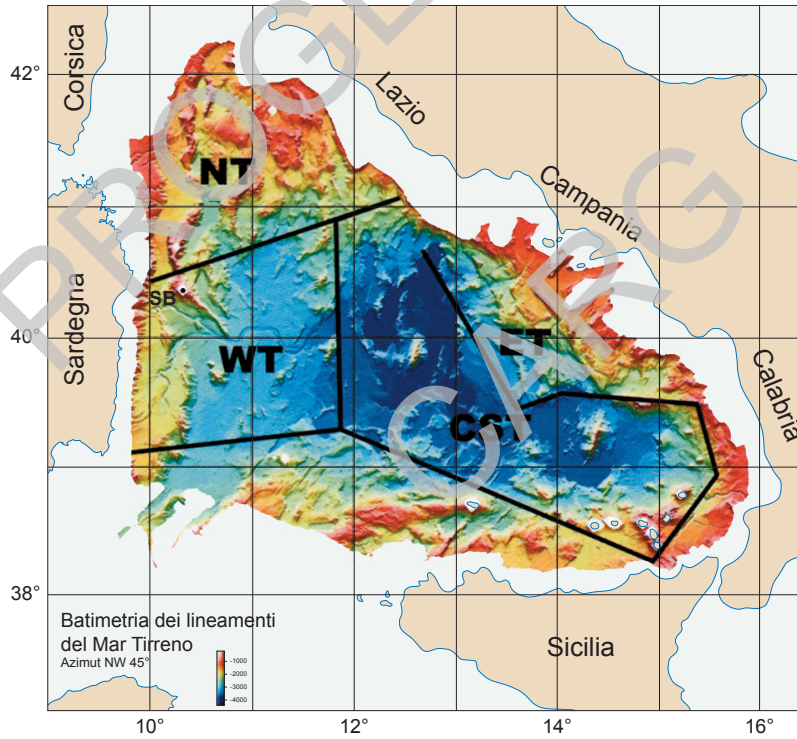


Fig. 118 - *Immagine 3D realizzata con dati Multi Beam del Tirreno. NT= Tirreno Settentrionale; WT= Tirreno Occidentale; ET= Tirreno Orientale; CST= Tirreno Centrale e Meridionale su crosta oceanica; SB= Seamount delle Baronìe (da* Marani & Gamberi, *2004, ridisegnato).*

PROGETTO CARG

La Provincia Occidentale (WT) è compresa tra 40°50'N (rilievo sottomarino *seamount* delle Baronìe) e 39°00'N (rilievo sottomarino Ichnusa) e si estende verso E fino a 11°80'E (v. fig.118). Il *seamount* delle Baronìe (120 km di larghezza e 1200 m di altezza) è l'alto strutturale più importante del Mar Tirreno. Divide i bacini del Tirreno settentrionale dal Margine passivo sardo (Marani & Gamberi, 2004). Da un punto di vista geodinamico il *seamount* delle Baronìe rappresenta il limite tettonico tra la provincia costituita dalle Unità Alpine, affioranti nel NE della Corsica, e quella delle unità dell'Avampaese Alpino, di cui sono costituite la maggior parte delle rocce affioranti in Sardegna e in Corsica. A S del *seamount* delle Baronìe sono state campionate rocce appartenenti al basamento varisico sardo-corso (Borsetti *et alii*, 1979; Marani & Gamberi, 2004).

Il Margine Continentale Sardo è caratterizzato dalla presenza di una serie di faglie dirette, listriche, con rigetto complessivo di circa 2000 m, orientate N-S, che delimitano bacini di intra-scarpata (*intraslope basin*; Della Valle, 2007) di tipo *graben* e *semigraben*: questi sono Olbia e Baronìe, a N; Ogliastra e Sàrrabus (a volte considerati un unico Bacino Sardo; Sartori *et alii*, 2001), a S. I bacini di Olbia e delle Baronìe sono separati verso E dai rilievi sottomarini (*seamount*) dei Monti Etruschi e delle Baronie; i bacini dell'Ogliastra e del Sàrrabus dal Terrazzo di Cornaglia (v. tav.16). I bacini si trovano a profondità comprese tra -1500 e -1700 m, mentre il terrazzo di Cornaglia è situato tra -2500 e -3000 m.

Il *Canyon* di Gonòne-Orosèi divide i bacini settentrionali da quelli meridionali e si forma molto prossimo alla costa (v. carta geologica) con due rami distinti (Gonòne e Orosèi) (fig.119). Questi convergono alla profondità di circa -1600 m dando origine ad una vasta valle sottomarina che taglia in direzione NW-SE l'intero margine sardo. Alla profondità di -2600 m il *Canyon* di Gonòne-Orosèi confluisce con quello del Sàrrabus dando origine alla Valle Sarda. Quest'ultima si esaurisce nella profonda piana bacinale del Vavilov ad oltre -3000 m di profondità (Wezel, 1982; Della Valle, 2007).

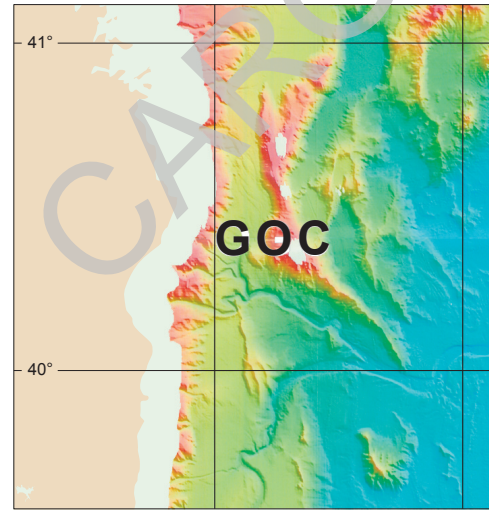


Fig. 119 - *Shaded relief realizzato con dati Multi Beam del Canyon di Gonòne-Orosèi (GOC) dalla piattaforma interna del Foglio 500 "Nùoro Est".*

PROGETTO CARG

Il riempimento dei bacini sedimentari è dato da sequenze deposizionali neogenico-quaternarie distinte, su base sismostratigrafica, in:

1) sequenze del Miocene medio (*pre-rift*);
2) sequenze del Tortoniano *p.p.* - Messiniano *p.p.* (pre-crisi di salinità) e Messiniano *p.p.* - Pliocene *p.p.* (*syn-rift*);
3) sequenze del Pliocene-Quaternario (*post-rift*), (Sartori *et alii*, 2004).

Queste poggiano su un basamento acustico costituito da rocce metamorfico-cristalline sia varisiche che alpine, sormontate dalla copertura sedimentaria clastica *syn*-orogenica (Sartori *et alii*, 2001; 2004), (v. tav.16 e fig.119).

L'attuale assetto del Margine Continentale Sardo sembra essere conseguenza della tettonica distensiva pliocenica, sviluppatasi prevalentemente secondo faglie dirette orientate N-S e faglie di trasferimento E-W (Borsetti *et alii*, 1979; Sartori *et alii*, 2001).

2. - PIATTAFORMA CONTINENTALE E SCARPATA

La piattaforma continentale dell'area in esame ha un'estensione molto limitata (3-4 km) ed è profondamente incisa da *canyon* attivi. Il bordo della piattaforma è caratterizzato da una netta rottura di pendio, con aree in progradazione molto limitate (Orrù & Ulzega, 1987) nelle quali lo spessore massimo dei sedimenti non supera i 20-30 m (v. tav.13).

Le testate dei *canyon* (tre nell'area di studio, v. § 2.2.) mostrano una evidente tendenza regressiva che in alcuni casi porta in affioramento il substrato roccioso (Orrù & Ulzega, 1987).

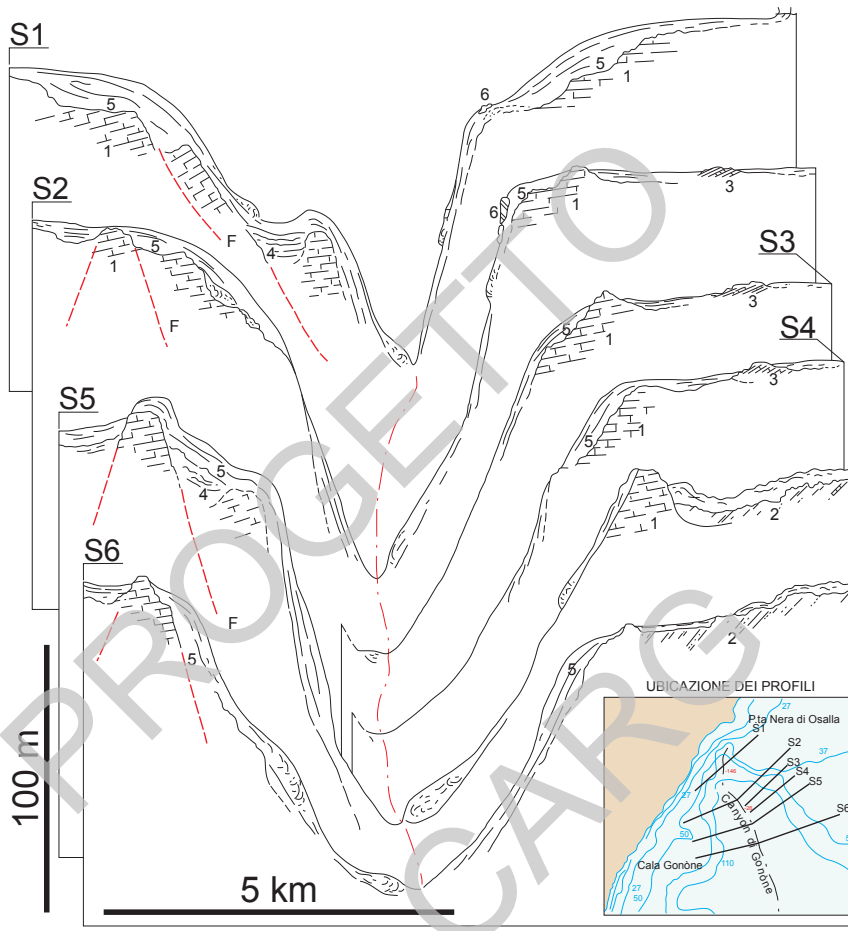
Le testate rilevate sono relative a tre canali distributori del più importante *Canyon* di Gonòne (v. tav.13). La posizione di queste testate sembra non avere alcuna relazione diretta con i torrenti che attraversano il massiccio carbonatico (Còdula de Luna e Còdula Fuìli) e con i sistemi alluvionali di Cala Gonòne (Martini *et alii*, 2009), anche se si trovano in posizione antistante.

I rilevamenti fatti con il *Side Scan Sonar*, infatti, non hanno messo in evidenza canali o anche corpi sedimentari che possano far associare questi *canyon* secondari con i corsi d'acqua terrestri.

Le osservazioni dirette fatte in immersione ed i dati dei campionamenti fanno ritenere probabile un movimento dei sedimenti da S verso N, parallelo alla linea di costa.

La formazione di queste testate è probabilmente da attribuire a frane sottomarine (*creep* e *slumping*) attivate lungo i fianchi del canale principale. La profondità massima dei *canyon* (*thalweg*) nell'area di studio è di circa 200 m e la larghezza massima, alla profondità di -500 m, è di circa 8 km (fig.120).

PROGETTO CARG



PROGETTO CARG

Fig. 120 - *Sezioni interpretate relative alla porzione prossimale del canyon di Gonòne. 1= Basamento mesozoico; 2= Argille stratificate (Pliocene); 3= Arenarie e conglomerati (Pleistocene); 4= Limi ed argille stratificate (Pleistocene); 5= Fanghi di scarpata a foraminiferi (Olocene); 6= Biocostruzioni a Lithophyllum in vita (da Orrù & Ulzega, 1988, ridisegnato).*

2.1. - Distribuzione dei depositi di piattaforma

La distribuzione dei depositi lungo la piattaforma risente in modo evidente sia della presenza delle “còdule” (stretti *canyon* che si sviluppano nell’entroterra del Golfo di Orosèi), che di quella di falesie, principalmente calcaree.

Nel settore settentrionale dell'area, tra Cala Gonòne e il Grottone di Biddiriscottài (3 km verso N), dove non vi sono còdule molto sviluppate, infatti, la prateria di *Posidonia oceanica* si estende sulla continuazione in mare delle falesie basaltiche (BGO) e/o calcaree (BRD) o su blocchi franati di queste. Le sabbie delle *intramatte* (normalmente di diametro inferiore ai 2 mm, sono costituite in larga percentuale da bioclasti o da grani fini (> 100 μm).

Il settore meridionale, compreso tra Cala Gonòne e Cala Luna, risente invece degli apporti silicoclastici delle còdule che tagliano le falesie calcare. In particolare Cala Luna e caletta Fuìli sono caratterizzate da spiagge miste ben sviluppate formatesi a seguito di eventi meteorici eccezionali, che hanno trasformato i *canyon* retrostanti (còdule) in torrenti capaci di trasportare verso mare sedimenti di varia granulometria (blocchi, ghiaie e sabbie), (figg.121 e 122).

Le ghiaie vanno a costituire la parte sommersa delle spiagge antistanti le còdule, mentre le sabbie si distribuiscono verso il largo fino a una profondità di circa -12 m, dove inizia la prateria di *Posidonia oceanica*, e in modo abbastanza uniforme lungo la costa.

PROGETTO CARG



Fig. 121 - *La completa distruzione della spiaggia di Cala Luna durante l'alluvione del Dicembre 2004 (da Cossu et alii, 2007). Foto A. Nieddu.*

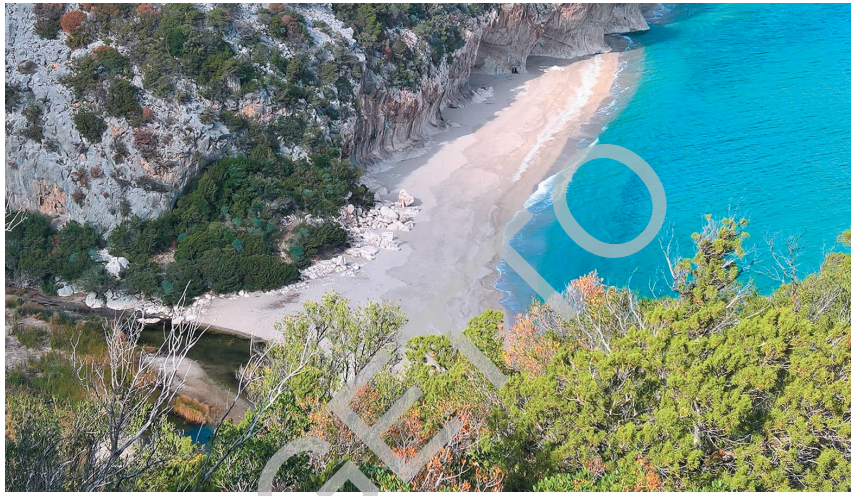


Fig. 122 - *La pocket beach di Cala Luna nel Novembre 2017, ricostruita più volte dalla dinamica costiera dopo vari eventi alluvionali. Foto M.L. Fercia.*

In questa parte di piattaforma le sabbie formano un corpo sedimentario abbastanza continuo che separa la falesia rocciosa dall'inizio della prateria. La granulometria delle sabbie varia da grossolana nelle aree antistanti le còdule a medio-fine in quelle più distali. Le strutture sedimentarie sono *ripple* e *mega-ripple*.

Il movimento di trasporto è prevalentemente da S verso N, come documentato sia dall'orientazione dei *ripple* presenti a profondità comprese tra 5 e 10 m, che dalla diminuzione di granulometria e dall'aumento di selezione.

Il limite inferiore della prateria di *Posidonia oceanica* si trova tra -32 e -36 m, dove passano gradualmente alle sabbie e ghiaie fini bioclastiche di piattaforma. Queste bordano in modo pressochè continuo il limite inferiore e possono essere seguite anche oltre -50 m di profondità. Verso il largo questi depositi bioclastici sfumano, sia in modo netto che eteropico, alle sabbie fini, anche queste essenzialmente bioclastiche. Il passaggio ai più distali fanghi di piattaforma è relativamente graduale, con diminuzione progressiva della granulometria.

2.2. - Canyon di Gonòne-Orosèi

Il *Canyon* di Gonòne-Orosèi (GOC) taglia il Margine Continentale Sardo per circa 20 km; incide la piattaforma continentale dalla profondità di circa -50 m e la scarpata da circa -500 m, con due principali rami distinti: Orosèi e Gonòne.

PROGETTO CARG

La testata principale del ramo di Gonòne si trova circa 1 Mn dalla località costiera di Cala Gonòne; le testate di due rami minori si trovano: una circa 2 Mn verso N, di fronte al Grottone di Biddiriscottài; un'altra alcune miglia a S, subito ad E di Cala Luna. La testata del *Canyon* si trova a profondità tra -50 e -100 m. Ciò ha consentito l'osservazione diretta sia delle forme che dei processi in atto (Orrù & Ulzega, 1988). I principali processi attivi sono movimenti di sedimento sia in massa che canalizzati. L'erosione regressiva è associata a frane sottomarine (*creep* e *slumping*) sia dei fianchi che della testata del canale principale e dei suoi distributori. Questo arretramento fa affiorare il substrato e/o innesca una serie di frane per scalzamento alla base delle scogliere a *Lithophyllum* sp. sviluppate sull'orlo dei *canyon* (Orrù & Ulzega, 1988), (v. fig.120).

Alla base della scarpata, ben al di fuori del Foglio, i vari *canyon* si uniscono e formano un insieme unico di canali molto stretti del tipo *levee* erosionale, per poi unirsi in un unico canale alla profondità di circa -1800 m (v. fig.119). A valle del congiungimento, il sistema Gonòne-Orosèi diventa abbastanza rettilineo, con un *levee* (argine) erosionale ben definito nel lato destro; il lato sinistro, adiacente al margine del *seamount* delle Baronìe, è invece dominato da colamenti (*slump*).

Alla profondità di circa -2300 m il canale compie un'ansa molto stretta in corrispondenza di un alto morfologico, costituito da un diapiro salino che buca il fondo del mare (Gamberi & Marani, 2004). A circa -2600 m il *Canyon* di Gonòne-Orosèi si unisce a quello più meridionale del Sàrrabus per formare la Valle Sarda, che taglia tutto il Terrazzo di Cornaglia fino ad immettersi nella Piana abissale del Vavilov (v. fig.119).

La Valle Sarda ha una larghezza di circa 5 km ed una profondità dalla piana circostante di 100 m. Lungo il suo corso si possono notare alcune avulsioni e la forte componente erosiva del canale in corrispondenza della Linea Selli, scarpata di faglia ad andamento NE-SW che separa il Margine Continentale Sardo dalla Piana del Vavilov. Qui la valle assume un profilo con una V molto pronunciata ed incide fino alla profondità di -200 m rispetto alla circostante piana abissale. Nella parte terminale è possibile notare uno spostamento della valle verso S ed i segni del canale abbandonato (v. fig.119). La Valle Sarda si esaurisce nella profonda Piana abissale del Vavilov, ad oltre -3000 m di profondità (Wezel, 1982; Gamberi & Marani, 2004; Della Valle, 2007).

Da un punto di vista strutturale il *Canyon* di Gonòne-Orosèi può essere considerato il limite tra due aree con diversa evoluzione tettonica. Una settentrionale con modesti spessori di evaporiti (meno di 0,5 sec, *TWT*), ed una meridionale con spessori elevati (fino a 1,0 sec *TWT*). Questo limite passa a S del *seamount* delle Baronìe. Questa struttura può essersi formata nel Mesozoico come limite tra il basamento varisico ed il fondo oceanico in cui si formava la crosta della Tetide, ed essersi riattivata come *transfer zone* dopo l'Oligocene (Sartori *et alii*, 2001).

PROGETTO CARG

3. - ACQUISIZIONE DATI PER LE AREE MARINE

L'area sommersa del Foglio è stata suddivisa in: ambiente litorale, piattaforma prossimale costiera (fino alla batimetrica -12 m), piattaforma prossimale (fino a -50 m), piattaforma distale (fino a -100 m), scarpata (oltre la batimetrica -100).

La carta geologica marina della porzione costiera e della parte prossimale della piattaforma è stata realizzata sfruttando il fotomosaico *Side Scan Sonar* (*SSS*) del progetto "Mappatura delle praterie di *Posidonia oceanica* lungo le coste della Sardegna e delle piccole isole circostanti", del Ministero dell'Ambiente - Ispettorato Centrale per la Difesa del Mare, svolto dalla Cooperativa Nautilus a r.l. nel 1999 (fig.123).

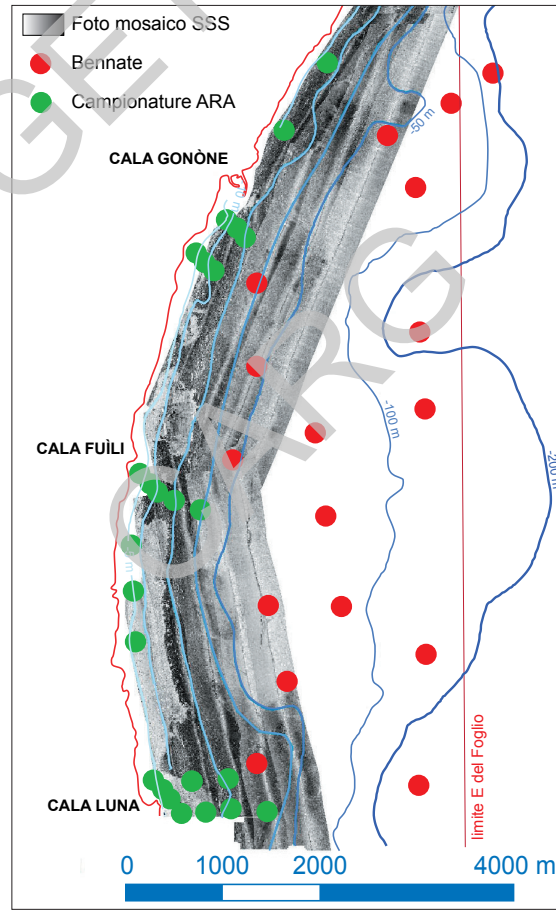


Fig. 123 - *Ubicazione Bennate e Campionature ARA. Fotomosaico Side Scan Sonar realizzato per la mappatura delle praterie di Posidonia oceanica. (Min. Ambiente - Isp. Centrale Difesa del Mare, Cooperativa Nautilus a r.l., 1999, ridisegnato).*

PROGETTO CARG

I dati *SSS* sono stati acquisiti con un sistema *Edgtech* Mod. 260 TD, riportati in ambiente *GIS* ed integrati con nuove acquisizioni *SSS* (*Klein* 3000 a doppia frequenza 100 e 500 Khz) dove necessario. Il *SSS Klein* 3000 è di proprietà dell'Università di Sassari. I dati di nuova acquisizione sono stati acquisiti con il *Software Sonar Pro* ed elaborati con *Software Sonar Web*.

Tutti i dati *SSS* sono stati tarati con rilievi e campionamenti diretti effettuati da subacquei muniti di ARA (fino alla profondità di -30 m), campionamenti del fondale con *Benna Van Veen* e immagini acquisite con il *Remote Operated Veicle* (*ROV*) Mod. *Hyball* della *Hydrovision*, dotato di una telecamera basculante a 360° della *JVC*.

La mappatura della porzione distale della piattaforma è stata fatta utilizzando in modo integrato dati *SSS* (EG. & G. da 100 Khz), *Sub Bottom profiler* (EDO 2,5 e 3,5 Khz) acquisiti dalla N/O Minerva del CNR ed in parte pubblicati da Orrù & Ulzega (1987; 1988) e D'Angelo *et alii* (1994).

Per l'interpretazione della porzione costiera della piattaforma prossimale ci si è avvalsi di foto aeree acquisite in vari anni dalla Regione Sardegna ed immagini satellitari disponibili su *Google Earth*.

Il posizionamento geodetico di tutti i campioni raccolti (v. fig.123) è stato fatto con un *GPS* differenziale (*Trimble Geo XT*) utilizzando boe galleggianti sagolate per i campioni raccolti da operatore subacqueo, il punto in cui è stata calata la benna negli altri casi.

PROGETTO CARG

PROGETTO CARG

VII - CENNI DI GEOMORFOLOGIA

1. - GEOMORFOLOGIA DELL'AREA CONTINENTALE

Il Foglio 500 "Nùoro Est" abbraccia un territorio estremamente articolato e con morfologie peculiari tra le più caratteristiche della Sardegna. In un insieme di forme eterogeneo per tipologie ed evoluzione si genera un paesaggio estremamente vario, dove le aree a morfologie aspre dei rilievi carbonatici e dei graniti si alternano a quelle dolci dei colli e delle valli del basamento metamorfico ed alle forme pianeggianti degli altopiani basaltici e delle piane alluvionali.

In questo contesto si osservano un generale ringiovanimento delle forme ed un reticolo idrografico evoluto, al quale sono legati importanti fenomeni di inversione dei rilievi carbonatici e delle colate basaltiche.

All'interno di questo territorio sono state riconosciute sei grandi unità di paesaggio (a loro volta suddivise talora in varie sottounità):

1. versante calcareo costiero del Golfo di Orosèi;
2. altopiano calcareo del Supramonte di Olièna e *p.p.* di Orgòsolo e Dorgàli;
3. depressione del Riu Flumineddu;
4. altopiano modellato sui terreni del basamento cristallino paleozoico;
5. centri eruttivi, *plateau* e morfologie laviche;
6. pianure alluvionali (Fiume Cedrino e affluenti) e depositi terrazzati adiacenti.

Nel Foglio 500 "Nùoro Est" è compresa parte dell'area carsica del Supramonte, tra le più integre e selvagge del Mediterraneo, con grande abbondanza di speleositi e località di interesse scientifico di risonanza internazionale. Per questo motivo è stato dedicato uno spazio particolare al tema del Carsismo (v. § 3.).

1.1. - Versante calcareo costiero

Questa unità di paesaggio è caratterizzata (fig.124) dall'affioramento di una potente sequenza di rocce calcaree che dal livello del mare raggiungono quote superiori ai 900 m. A scala areale sembra che la parte più elevata del versante possa essere ricondotta ad un esteso altopiano calcareo, meglio conservato nel settore meridionale del Golfo di Orosèi. Nell'insieme la forma dei versanti delle coperture mesozoiche risente fortemente della struttura monoclinale con immersione degli strati verso NE. Soprattutto lungo la costa si sviluppano superfici strutturali inclinate dove immersione ed inclinazione del versante e degli strati coincidono (M. Tuttavista; propaggini N del Supramonte di Dorgàli). Data la natura calcarea l'area è interessata da una serie di micro e macromorfologie carsiche sia ipogee che epigee (cfr. § 3.).



Fig. 124 - *Panoramica del versante costiero a S di Cala Gonòne.*

Questa grande unità di paesaggio è articolata in sottounità:

a. falesia attuale e pleistocenica, con alla base un solco di battente posto al livello del mare attuale;
b. evidente solco di battente attribuito all'Ultimo Interglaciale (Carobene, 1972; 1978; Carobene *et alii*, 1973; Antonioli & Ferranti, 1992; De Waele, 2004) posto a quote comprese tra 8 e 12 m (fig.125), a cui localmente sono associati depositi costieri (cfr. cap. IV § 9.); a tratti sono visibili sulla falesia i resti di solchi più antichi e certamente alcuni piani carsici che si raccordavano ad un livello del mare più alto (fig.126), sviluppandosi a quote più alte del solco "tirreniano".

PROGETTO CARG



Fig. 125 - *Solco di battente tirreniano a S di Cala Luna.*



Fig. 126 - *Grotta costiera con piano carsico a quote superiori al solco "tirreniano" (S di Cala Luna).*

PROGETTO CARSO

Durante il rilevamento CARG, sia nel Foglio 500 “Nùoro Est” che nel Foglio 501 “Orosèi” sono stati evidenziati, sia pure in via preliminare e in attesa di ulteriori studi, diversi terrazzi sia deposizionali che di abrasione marina, che si raccordavano ad un livello del mare più alto e che costituiscono altrettante sottounità paesaggistiche;

c. Terrazzi alluvionali di Cala Gonòne, associati alla deposizione del Sintema del Cedrino. Essi formano pendii inclinati da 2° a 15° e mostrano passaggi graduali ai depositi stratificati di versante;
d. Depositi stratificati di versante, che presentano pendii sino a 25-30° e che provengono da processi nivali attivi nel Pleistocene alle quote più alte dei versanti, dove, a parere del consulente per la stratigrafia del Quaternario e geomorfologia dell’area continentale, prof. M. Coltorti, sono spesso riconoscibili resti di circhi nivali e glacio-nivali (fig.127);
e. Centri eruttivi locali, in genere associati ad attività fessurale, e relative colate. Evidenti i centri di Còdula Manna, Nuragheddu a W di Caletta Fuìli, Fruncu Mannu, Cuile Biddumìe. Il primo generava le colate su cui sorge Cala Gonòne mentre Fruncu Mannu alimentava le colate che sono entrate all’interno della Còdula Fuìle penetrando nei sistemi carsici (cfr. § 3.); in un tratto della còdula le colate raggiungono la base, suggerendo così successivi importanti processi di riesumazione. A Ziu Martìne e sulla falesia alle spalle di Cala Gonòne (Abba Durci, Abba Mèica) si sovrappongono varie colate di lava scoriacea;
f. Baie sabbiose e ciottolose alle foce dei principali torrenti. La più estesa, a Cala Luna, sbarra la valle e crea un piccolo cordone di spiaggia in prevalenza sabbioso.

PROGETTO CARG



Fig. 127 - *Grande circo glacio-nivale pleistocenico (M. Coltorti) a W di Cala Gonòne, che alimentava i detriti stratificati di versante del Pleistocene superiore. In primo piano la falesia costiera, modellata a spese della conoide alluvionale del Pleistocene superiore.*

1.2. - Altopiano calcareo del Supramonte di Olièna

L'altopiano calcareo del Supramonte di Olièna e, *p.p.*, di Orgòsolo e Dorgàli, a scala areale presenta tratti spianati o cime di uguale altezza, intorno a 1300 m s.l.m. sulla culminazione del versante occidentale che sovrasta Olièna, mentre scende a circa 700 m ad E di Sas Seddittas. Si tratta dei resti di un'estesa superficie di spianamento, riconosciuta anche da precedenti autori (Dieni & Massari, 1966b; Massari & Dieni, 1973). L'altopiano è stato poi interessato da una morfogenesi glaciale e glacionivale, durante l'ultima fase fredda pleistocenica, che ha generato una serie di circhi. Rientrano in questa tipologia, a parere del consulente prof. M. Coltorti, la parte alta del versante orientale dell'allineamento M. Bàrdia - M. Tulùi e dell'altopiano Scala'e pradu nel Supramonte di Olièna. L'estesa depressione di Cuile su Cuggiu è probabilmente una forma tettonocarsica approfondita da processi glacio-nivali.

La principale sottounità di paesaggio presente in questo settore, che potrebbe quasi rappresentare una ulteriore unità, è costituita dalla valle di Lanaitto, solcata dal Riu Sa Oche. La sua parte settentrionale era stata sbarrata dalle colate laviche che seppellivano i sedimenti della formazione di Nuraghe Casteddu, la quale costituisce il termine cronologico più antico per il modellamento della valle stessa.

1.3. - Depressione del Riu Flumineddu

Questa ampia depressione è nota con il nome di Valle di Oddoène; separa le litologie carbonatiche del Supramonte di Dorgàli da quelle del Supramonte di Olièna ed è modellata su terreni del basamento varisico. Il contatto con i calcari, marcato da una ripida scarpata al bordo, è quasi sempre coperto da depositi pleistocenici ed olocenici. Laddove affiora, il substrato presenta una fascia di terreni fortemente arenizzati, soprattutto nelle rocce granodioritiche, che nascondono le evidenze di un'importante discordanza tettonica a basso angolo. La depressione è chiaramente di origine erosiva, sebbene i bordi rettilinei della stessa suggeriscano che l'erosione sia stata guidata da faglie e fratture nel basamento, molte delle quali riconosciute durante il rilevamento. Il reticolo di drenaggio è angolare ed angoloso con tratti orientati NNE-SSW, NNW-SSE, N-S, e circa E-W. Il paesaggio della parte centrale della depressione è collinare, con sporadici depositi colluviali e di frana che caratterizzano i versanti.

1.4. - Altopiano modellato sui terreni del basamento

Sul basamento cristallino si individuano le forme di versante di natura granitica che costituiscono serie di rilievi isolati sulle vallate alluvionali.

PROGETTO CARG

I litotipi meno erodibili hanno generato forme residuali circondate da versanti ripidi con rotture di pendio nette (M. Manasuddas, fig.128). Alla sommità presentano superfici sub-pianeggianti che testimoniano la presenza di lembi di superfici di spianamento, delimitate da scarpate in erosione. Alla base non sviluppano versanti in sostituzione, mentre l'erosione al piede del versante genera rotture di pendio concave sulla pianura.



Fig. 128 - *Inselberg di M. Manasuddas; panoramica verso la vallata del Fiume Cedrino a NE di Olièna, sullo sfondo M. Bàrdia e M. Tulùi ed il mare antistante Cala Gonòne.*

I resti di un esteso altopiano, modellato sui terreni del basamento e in seguito profondamente dissecato dall'approfondimento delle valli attuali, caratterizzano l'area a W e NW del Supramònte di Olièna che comprende anche il M. Ortobene, delimitato a S da un versante ripido che si raccorda con un brusco angolo alla valle del Fiume Cedrino. È verosimile che le originarie quote siano state prossime a 800-900 m s.l.m., in tal caso coincidenti con le massime culminazioni attuali di questo altopiano.

Non è escluso che si tratti dei resti riesumati di una antica discordanza sul basamento analoga a quelle che caratterizzano ampi settori della Sardegna ("penepiano ercinico" *sensu* Vardabasso, 1951). L'approfondimento delle valli, analogamente alla depressione del Riu Flumineddu, è stato guidato da linee di faglia e frattura nel basamento con medesime orientazioni.

PROGETTO CARG

1.5. - Centri eruttivi, plateau e morfologie laviche

Formano un'estesa unità di paesaggio che caratterizza il quadrante NE del Foglio, con rilievi di forma prevalentemente tabulare.

Numerosi centri eruttivi, come P.ta Conca de Janas, P.ta Argiadòres, Cùccuru 'e Codas, N.ghe Dudùrri, N.ghe de Sortèi, N.ghe su Cungiàdu, P.ta Tristeddi, Cùccuru Pirisché, M. S. Elena, sono ben riconoscibili dato che originavano coni di scorie la cui morfologia è ancora conservata. Localmente in alcuni di questi centri i fenomeni erosivi hanno permesso l'affioramento dei *neck* e delle fessure da cui si originavano le colate. Queste si estendevano radialmente dai centri effusivi e scorrevano all'interno delle paleo-valli sino al mare, generando piccoli *plateau* lavici (Massari & Dieni, 1973). Sul mare le colate sigillavano la scarpata di erosione costiera ed il terrazzo costiero.

L'erosione fluviale ha interessato la maggior parte dei margini di questi *plateau* talora, come nel caso del Cedrino, persino la parte centrale della valle, innescando processi di inversione del rilievo. La morfologia risultante è stata la creazione di profonde valli delimitate da pareti sub-verticali e verticali, talora a gradini in presenza delle alternanze tra le lave basaltiche e i depositi continentali della formazione di Nuraghe Casteddu (fig.129).

PROGETTO CARG



Fig. 129 - *Lago artificiale di Pedra 'e Othòni. La freccia sulla destra indica il centro eruttivo di N.ghe su Cungiàdu; sullo sfondo le cime innevate del Supramonte di Olièna.*

Sulla costa i tratti interessati dalla presenza di colate basaltiche danno origine a balze rocciose in arretramento.

Particolari forme strutturali sono i rilievi di scorie, ossia coni di scorie senza cratere, che sono il prodotto di un'erosione differenziale delle scorie rispetto alle lave. I coni sono in genere erosi. Ad es., quello di N.ghe su Cungiàdu mostra una fascia esterna in rilievo di forma semi-anulare con residui di scorie, cui segue una zona interna sub-circolare depressa che circonda una zona centrale in forte rilievo, corrispondente al residuo di un cono di scorie attraversato da dicchi lavici.

Di interesse anche il rilievo di Conca de Janas - P.ta Argiadores con la sua tipica forma "a scudo", cui si associa un *pattern* idrografico centrifugo generato sui fianchi del rilievo (fig.130).

Morfologie vulcaniche mai segnalate sinora sono ampie depressioni, talora chiuse, talora allungate, che presumibilmente costituiscono i resti dei collassi di gallerie laviche. Si segnalano quelle di Fruncudunùe, Dorrìsolo, Biriddò, Porcaro, associate ai centri eruttivi di P.ta Marras e P.ta Biristèddi; Paùle Menna, Gammeddàris, Paule Pridemiàle, associate al centro eruttivo di N.ghe su Cungiàdu.



Fig. 130 - *Il centro eruttivo di Conca de Janas - P.ta Argiadòres; sullo sfondo il M. Tuttavista.*

PROGETTO CARG

1.6. - Pianure alluvionali e depositi terrazzati adiacenti

Il reticolo idrografico del Foglio 500 "Nùoro Est" è compreso nel bacino idrografico del Fiume Cedrino e principali affluenti (Riu Marrèri - Isalle - Sòlogo, Riu sa Oche, Riu Flumineddu).

Il Fiume Cedrino nasce dai Monti del Gennargentu, ha un'estensione complessiva di 621 kmq e riceve i maggiori apporti d'acqua dalle sorgenti carsiche del Supramonte. A N del Supramonte il suo corso sviluppa una valle di modesta estensione incisa sui granitoidi tardo-paleozoici, inizialmente diretta N-S (da Orgòsolo a Su Grùmene) in seguito W-E (a S del M. Ortobene). Ad E della Sorgente de Su Gologòne il corso cambia direzione, circa SW-NE, e incide una valle stretta e profonda nel *plateux* basaltico dei Gollèi; al passaggio, l'invaso di Pedra 'e Othòni permette la raccolta di una riserva idrica (Lago del Cedrino, v. fig.129). Il tratto terminale (fig.131), da Galtellì fino ad Orosèi (fuori Foglio), scorre in direzione W-E in un'ampia piana alluvionale.



PROGETTO CARG

Fig. 131 - *L'incisione valliva del Fiume Cedrino a valle dell'invaso di Pedra 'e Othòni.*

Gli importanti assi vallivi del Riu Isalle - Sòlogo e del Fiume Cedrino si sviluppano nel settore settentrionale del Foglio, ed ospitano depositi alluvionali sia olocenici che del Pleistocene superiore, generando una serie di terrazzi alluvionali a quote progressive sui fondi vallivi. I terrazzi olocenici del Riu Isalle e del Fiume Cedrino, che comprendono anche depositi di conoide alluvionale, sono posti a quote di poco superiori all'alveo attuale. È probabile che la loro messa in posto sia la conseguenza di una deposizione accelerata, associata all'erosione del suolo iniziata in epoca pre- e protostorica e proseguita sino a tempi prossimi all'Attuale.

Dinamiche catastrofiche associate ad eventi piovosi eccezionali sono state recentemente segnalate lungo il Riu Flumineddu (De Waele *et alii*, 2010). Lungo il Fiume Cedrino ed i suoi affluenti sono invece conservati estesi lembi di depositi alluvionali terrazzati del subsintema di Abba Mèica. Essi includono sia depositi di pianura che estesi conoidi alluvionali provenienti dai versanti calcarei del Supramonte, profondamente dissecati dall'approfondimento vallivo *post*-glaciale.

2. - GEOMORFOLOGIA DELL'AREA MARINA

L'area marina occupa una piccola parte (circa il 5%) del Foglio 500 "Nùoro Est", pari a circa 35 kmq. Davanti ad una costa in prevalenza rocciosa, spesso a strapiombo sul mare, nel quadrante sud-occidentale del Foglio si estende una piattaforma continentale molto stretta, analogamente a gran parte dell'areale del Golfo di Orosèi (in media 3-4 km).

Una prateria a *Posidonia oceanica* occupa con continuità (localmente interrotta da aree di *intramatte*) una stretta fascia disposta N-S, circa parallela alla costa, da -5 m a -35 m di profondità, separando i sedimenti litorali da quelli di piattaforma. I primi sono soprattutto sabbie medio-fini, da silicoclastiche a bioclastiche, con *ripple-mark* lineari, a lunghezza d'onda 10-30 cm, ben evidenti e simmetrici fino a -1,5 m, quindi asimmetrici e sempre meno pronunciati verso il largo, dove invece aumenta la bioturbazione.

La prima fascia di detrito in mare, spesso colonizzata da *Posidonia oceanica*, è costituita dall'accumulo di blocchi di calcari mesozoici crollati per scalzamento al piede della retrostante falesia, con conseguente arretramento della stessa.

A metà degli anni '90 nel litorale tra il porto di Cala Gonòne e la falesia di Palmavera è stato eseguito un ripascimento artificiale che ha attivato lo sviluppo di una dinamica costiera non presente in precedenza.

I sedimenti di piattaforma vanno da sabbie grossolane e ghiaie fini da silicoclastiche a bioclastiche, fino a sabbie siltose e peliti, il cui spessore si riduce a zero verso il margine della piattaforma; nei depositi più grossolani si osservano strutture sedimentarie a grande scala, quali *mega-ripple* e dune.

Il bordo esterno della piattaforma, dove presente nel Foglio, è marcato da una netta rottura di pendio, ed è in genere in arretramento per l'erosione regressiva innescata dalle testate di canaloni sottomarini attivi, che trasportano verso E e SE, nella piana abissale, i sedimenti presenti sotto costa. Ben evidenti in carta le testate in arretramento ubicate alcuni chilometri ad E di Cala Gonòne, disposte in un tratto del bordo di piattaforma orientato N-S, e lungo il bordo orientale del Foglio.

PROGETTO CARG

Questi *canyon* sono strutture minori, e comunque ne costituiscono parte integrante, del ramo settentrionale del *Canyon* di Gonòne-Orosèi, importante morfostruttura regionale che taglia il margine continentale sardo per circa 20 km con direzione media E-W. La testata del ramo meridionale si posiziona molto vicina alla costa, circa 1 km ad E di Cala Gonòne, a circa -50 m di profondità. Un'evidente tendenza all'arretramento della testata talora favorisce l'affioramento del substrato roccioso ed è ben marcata dalla netta rottura di pendio, che in breve spazio (circa 1 Mn dalla costa) porta da quota 0 m s.l.m. fino ad oltre -100 m di profondità.

3. - CARSISMO

Nel Foglio 500 "Nùoro Est" affiorano diffusamente rocce carbonatiche, prevalentemente di età giurassico-cretacica, che mostrano evidenti segni di carsismo sia epigeo sia ipogeo, con diversi sistemi carsici che superano ciascuno i 10 km di sviluppo. Il Supramonte, in particolare, presenta tra i più integri e selvaggi territori carsici dell'intero Mediterraneo, che non trovano eguali in paesi come la Francia oppure la Spagna che pur sono rinomati per l'abbondanza degli affioramenti e delle forme carsiche.

In realtà, nel Foglio sono comprese soltanto le porzioni settentrionali delle estese aree carsiche del Supramonte (oltre 64 kmq) e del Golfo di Orosèi (oltre 56 kmq), cui si aggiungono aree carsiche più piccole, ma non meno importanti, quali i rilievi di M. S'Òspile (Dorgàli: 1,9 kmq) e di M. Tuttavista (Orosèi - Galtellì - Onifai: 11,3 kmq). La superficie totale in affioramento di queste rocce carbonatiche nel Foglio ammonta a circa 135 kmq, poco meno di un quarto dell'intera superficie emersa (fig.132). A questa andrebbero aggiunte le aree carsiche coperte da un più o meno sottile strato di coperture plio-quaternarie, in particolare basalti, che potrebbero incrementare tale superficie di circa 20 kmq. Queste aree rivestono una notevole importanza nell'ambito della geologia della zona, soprattutto per gli aspetti, non secondari, che riguardano la geomorfologia e l'idrogeologia.

Le rocce carsificabili sono prevalentemente di tre tipi: le rocce della formazione di Dorgàli, composta da dolomie, dolomie arenacee e calcari dolomitici; le rocce più prettamente calcaree delle formazioni di Monte Bàrdia e Monte Tulùi, composte in prevalenza da calcari bioclastici ed oolitici; le rocce più marnose con livelli di calcari oolitici e bioclastici del Cretacico. Mentre le prime mostrano una carsificazione ridotta, impostata prevalentemente lungo le discontinuità, e le ultime a causa della componente insolubile sono in genere scarsamente carsificate, ad esclusione dei banchi più nettamente carbonatici, la dissoluzione agisce in modo talvolta molto efficace sulle formazioni calcaree, specie quelle microcristalline, ed in particolare sui calcari della formazione di Monte Bàrdia.

PROGETTO CARG



Fig. 132 - *Il Supramonte da M. Corràsi verso Lanaìtto; in ultimo piano da sinistra, M. Tuttavista, il paese di Dorgàli, M. Bàrdìa e M. Tulùi.*

PROGETTO CARG

Il carsismo nel Foglio 500 "Nùoro Est", oltre ad essere ovviamente influenzato dalle condizioni litologico-strutturali e dal clima, si differenzia da altre aree per due fattori importanti:

1) la presenza delle vulcaniti plio-quaternarie;
2) la vicinanza al mare.

Il carsismo di queste aree, se escludiamo i primi lavori pionieristici su grotte delle aree del Supramonte (Columbu, 1955), è stato studiato soprattutto a partire dalla fine degli anni '60 del secolo scorso, con ricerche geologico-speleologiche condotte lungo la costa (Assorgia *et alii*, 1968a; 1968b; Colantoni, 1968).

Lo sviluppo delle conoscenze carsologiche è andato di pari passo con le conoscenze speleologiche, che a loro volta sono state pesantemente condizionate dall'avanzamento delle tecnologie di esplorazione. Anche se ancora oggi si può ragionevolmente pensare di conoscere soltanto meno del 10% degli ambienti ipogei esistenti, il quadro dell'evoluzione speleogenetica di queste aree carsiche è ormai abbastanza consolidato. Tuttavia, restano da fare studi di dettaglio nei sistemi carsici più importanti, con datazioni assolute che consentiranno di definire con sempre migliore risoluzione il succedersi delle fasi speleogenetiche.

3.1. - Carsismo superficiale

Le rocce carbonatiche sono state modellate dalle acque meteoriche creando una vasta gamma di forme tipiche delle aree carsiche. Tali forme sono presenti in tutte le aree, ma trovano la loro massima espressione nel Supramonte e nel Golfo di Orosèi, sia per le condizioni litologiche (l'affioramento di grandi porzioni di calcari molto puri e microcristallini), sia per le condizioni meteorologiche locali (altitudine, esposizione, provenienza delle maggiori perturbazioni metereologiche).

Tra le microforme esistono quasi tutti i tipi citati per aree alpine, ad esclusione di forme legate alla fusione della neve (p.e. lame dentate, impronte di passi o *trittkarren*), che in Supramonte non condiziona in modo significativo i fenomeni carsici superficiali (Perna & Sauro, 1978). Le più abbondanti tra le microforme sono i *rillenkarren* o scannellature (fig. 133), piccoli solchi rettilinei, larghi 1-4 cm e profondi 0,5-1 cm, che possono raggiungere lunghezze di mezzo metro.

Molto meno diffusi sono invece i solchi carsici a doccia o *rinnenkarren*, più grandi di circa il doppio rispetto ai primi. Le vaschette di corrosione o *kamenitze*, più o meno piccole conche dal fondo piatto, sono forme molto comuni. La loro genesi va attribuita, almeno in buona parte, a processi fitocarsici, cioè con l'intermediazione di alghe endolitiche (Perna, 1974).

PROGETTO CARG



Fig. 133 - *Campi solcati (rillenkarren) nel Supramonte di Olièna (foto L. Sanna).*

Le grandi *kamenitze* permettono la conservazione dell'acqua piovana e costituiscono alcune delle rare fonti di acqua per gli animali selvatici e di pascolo brado (De Waele & Nieddu, 2005). Sempre legati a processi fitocarsici sono gli alveoli, cavità centimetriche emisferiche compenetrate tra loro. Quando le cavità sono di dimensione decimetrica si parla invece di fori (*cavernöse karren*), cavità tubolari a sezione rotondeggiante che spesso terminano su un giunto di strato. Questi piccoli condotti sono spesso allineati lungo fratture, e quando molti fori si uniscono tra loro si origina un crepaccio (*kluftkarren*), cavità profonda e allungata che può terminare anch'essa su un giunto di strato.

In molte aree del Supramonte i calcari sono stati messi a nudo solo recentemente (negli ultimi 100 anni) a causa di incendi, disboscamenti ed erosione del suolo. In questi casi si possono rinvenire begli esempi di *karren* coperti o *rundkarren*, formati sotto una copertura più o meno importante di suolo. Infine, sui campi solcati estremamente sviluppati, si riconoscono aree completamente frammentate per dissoluzione, le cosiddette *grize*, campi di massi ancora in posto ma completamente staccati dal substrato per la corrosione.

Il tasso di corrosione è reso evidente da alcuni inclusi insolubili nel calcare, come noduli di materiale ferroso o selce, che risultano in rilievo a causa della corrosione selettiva. I tassi medi di degradazione dei calcari dovrebbero essere di 1-4 mm ogni secolo (Cucchi *et alii*, 1995).

Per quanto riguarda le macroforme meritano di essere citate le doline, le macrodoline, i *polje*, le valli chiuse, le gole e i *canyon* fluviocarsici, e gli archi naturali. Tra le doline si possono distinguere quelle di dissoluzione e quelle di crollo. Tra le prime, non molto abbondanti, gli esempi migliori si trovano sotto le cime più alte (M. Corràsi e M. Carabìdda, Olièna). Le grandi depressioni chiuse di Barisòne (Dorgàli) e di Sòvana (Olièna) si potrebbero definire macrodoline, anche se la loro origine sembra imputabile ad un insieme di fattori carsici e strutturali. Certo queste grandi conche hanno una loro funzione idrologica, convogliando le acque superficiali nell'epicarso, ma le forme più spettacolari sono senz'altro le doline di crollo. La più grande è quella di Su Sercòne (Orgòsolo: fig.134), a pianta circolare, dal diametro di 400 m e con una profondità di 200 m. All'interno di essa, in alcune spaccature, furono scoperte sepolture di probabile età nuragica. Più piccola della prima, ma probabilmente più nota, è la dolina sul M. Tìscali, al cui interno è stato ritrovato un villaggio nuragico risalente a circa 2000 anni fà.

Tutta la vallata chiusa di Lanaitto, sottostante M. Tìscali, fu da sempre un luogo ideale per insediamenti umani (Grotta Corbeddu, Sos Carros) soprattutto per la presenza di acqua dovuta ad un'imponente grotta nota come Sa Oche ("la voce" in lingua sarda: fig.135), da cui fuoriesce l'omonimo corso d'acqua. Si tratta di un torrente temporaneo, che si attiva soltanto in occasione di importanti piene, ma all'interno della grotta l'acqua si trova in abbondanza anche in piena estate.

PROGETTO CARG



Fig. 134 - *La dolina di crollo di Su Sercòne (foto R. De Luca).*

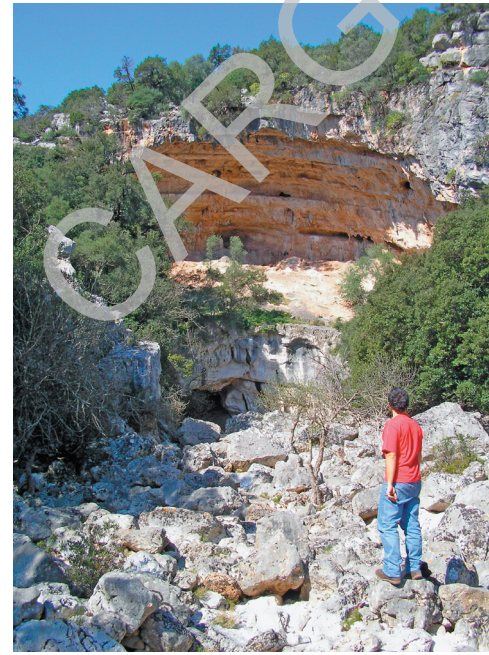


Fig. 135 - *Ingresso della grotta di Sa Oche, Olièna (foto L. Sanna).*

PROGETTO CARG

Tutte le altre valli sono gole e *canyon* fluviocarsici. Le prime sono caratterizzate da pareti verticali in genere distanti tra loro pochi metri, mentre i *canyon* hanno un classico profilo a V delimitato da pareti ripide ma non verticali. Esempi di gole sono Badde 'e Pèntumas (Olièna) ed il tratto mediano della Còdula Fuìli (Dorgàli), mentre i *canyon* più importanti sfociano nel Golfo di Orosèi: la Còdula de Luna (Dorgàli-Baunèi) e il tratto finale della Còdula Fuìli. Anche questo reticolo fluviale, forse formatosi in periodi più umidi durante il Quaternario, si attiva soltanto in occasione di precipitazioni eccezionali (Cossu *et alii*, 2007).

L'evoluzione di queste valli ha avuto profonde ripercussioni anche sul drenaggio sotterraneo, con cambiamenti dei livelli di base e conseguenti approfondimenti del reticolo carsico. La Còdula de Luna (detta anche Còdula Ilùne) ha inciso una gola profonda 100 m dopo la messa in posto delle vulcaniti basaltiche plio-quaternarie (DeWaele, 2004; De Waele & Granger, 2009) che affiorano sia sul lato destro (Biddunìe) sia su quello sinistro (Fruncu Nieddu). Anche la Gola del Riu Flumineddu all'altezza di M. Corallinu è di età quaternaria, visto che taglia le vulcaniti basaltiche nella vallata di Oddoène. Poco più a S un'imponente valle sospesa (Sùrtana) indica un antico passaggio del Riu Flumineddu verso Lanaitto attraverso il canale di Dolovèrre. Recentemente sono stati scoperti resti di alluvioni a composizione prevalentemente granitica e con direzione di trasporto chiaramente verso W. Tale percorso fu cambiato qualche centinaio di migliaia di anni fa, probabilmente a causa di una cattura ad opera di una delle valli impostate sui granitoidi situate a N della Scala 'e Sùrtana.

Sempre nella zona costiera esistono relitti di antiche vie di drenaggio sotterraneo quali gli archi di roccia (Barca *et alii*, 1995), che possono avere diametri di varie decine di metri e forare diaframmi di roccia spessi da un metro fino a diverse decine di metri. Arcu 'e Lupìru (Baunèi: fig.136) sopra Cala Luna e Perda Stampàta (Galtellì) sul M. Tuttavista sono certamente gli esempi più conosciuti.

Le forme carsiche costiere meriterebbero un paragrafo a parte, sia per la loro particolarità, sia perché dovuti ad un insieme di processi chimici (dissoluzione) e fisici (erosione). Nelle aree litorali, infatti, l'azione combinata del moto ondoso, dello *spray* e *splash* marino, del sale, degli organismi marini e terrestri e della miscela tra acque dolci e salate ha creato morfologie uniche, in particolare i solchi di battente. Questi incavi suborizzontali, sviluppati a varie altezze sia al di sopra che al di sotto dell'attuale livello del mare, sono stati studiati da diversi ricercatori (Carobene, 1972; 1978; Carobene & Pasini, 1982; Antonioli *et alii*, 1999; Ferranti *et alii*, 2006). Il loro grande sviluppo nel Golfo di Orosèi è da mettere in relazione a fattori biologici (es.: azione di organismi come i litodomi) e soprattutto alla presenza di ingenti quantità di acque dolci che fuoriescono dalle numerose e copiose sorgenti sottomarine e marine (corrosione da miscela, De Waele & Forti, 2003).

PROGETTO CARG



Fig. 136 - *Arcu 'e Lupìru (foto J. De Waele).*

PROGETTO CARG

3.2. - Grotte

La presenza di grotte nelle grandi aree carbonatiche del Foglio 500 "Nùoro Est" è nota da tempo immemorabile. Consideriamo poco attendibile l'attribuzione alla presenza umana delle ossa bruciate e dei segni di focolari rinvenuti nella Grotta di Cala Ziu Santòru a Dorgàli (Blanc & Cardini, 1955), mentre le prime testimonianze certe di frequentazione datate nelle grotte viene da una grotta supramontana, quella detta "del bandito Corbeddu" (Olièna), dove tracce di lavorazione umana su ossa del Megaceros sono datate a circa 12000 anni fà (Sondaar *et alii*, 1995).

Del resto moltissime grotte del Supramonte rivestono grande interesse archeologico (Moravetti, 1993): tra le più importanti citiamo la Grotta Rifugio, Su Guanu e Sos Mortos ad Olièna, e Sos Sìrios, Malospedes e Sisàia a Dorgàli. Anche le famose grotte di Ispinigòli e del Bue Marino, nel Dorgalese, sono state frequentate in antichità.

In particolare, nell'antro d'ingresso, della Grotta del Bue Marino sono stati trovati graffiti antropomorfi (fig.137) datati a 6000 anni fà (Lo Schiavo, 1978), mentre sul fondo del Pozzo delle Vergini ad Ispinigòli furono trovati molti reperti fenicio-punici.

Le prime segnalazioni scritte su fenomeni carsici nell'area supramontana risalgono al 1580, e sono riportate nel libro di Johannis Francisci Farae che cita la sorgente di Su Gologòne, alle falde del Supramonte di Oliena (Farae, 1580). Per ritrovare ulteriori notizie su grotte nel Foglio 500 "Nùoro Est" bisogna aspettare il XIX secolo, quando Vittorio Angius nel monumentale "Dizionario" di Goffredo Casalis cita, per la prima volta, la Grotta del Bue Marino e quella di S. Giovanni Su Anzu nel M. S'Òspile (Dorgàli), due grotte che in seguito verranno rese fruibili al grande pubblico (benché l'ultima solo nella sua parte fossile, nota come Grotta di Ispinigòli), (Angius, 1833-56).

Nel 1936 Maxia (1936) pubblica un primo elenco catastale delle grotte in Sardegna. Delle 94 grotte elencate, 11 si trovano nell'area del Foglio: 7 a Dorgàli (Biddiriscottài, Idichinzu, Bue Marino, la prima di Cala Luna, Sos Sìrios, Toddeitto e San Giovanni Su Anzu), 2 ad Oliena (Orgòi, Tìscali), 1 a Baunèi (Sa Catteddìna) e 1 ad Orosèi (Conca Ruja). Purtroppo si tratta soltanto di un elenco, senza descrizioni nè rilievi.

PROGETTO CARG



Fig. 137 - *I graffiti antropomorfi nell'antro della Grotta del Bue Marino (foto Laura Sanna).*

Solo verso la metà degli anni ‘50 vengono rese note le prime vere notizie su due dei più importanti interni carsici dell’area, le grotte di Su Bentu (Oliena, Columbu, 1955; Giacobbe, 1955) e del Bue Marino (Dorgàli, Columbu, 1956). In questo periodo nasce la vera speleologia nell’Isola e in meno di un decennio vengono scoperte ed esplorate numerose grotte nella zona, tant’è che nel libro “Grotte della Sardegna” (Furreddu & Maxia, 1964) trovano posto ben 43 grotte localizzate nel Foglio 500 “Nùoro Est” (circa il 15% delle grotte segnalate nell’intera Isola).

Per la prima volta vengono citate e descritte grotte come Grutta ’e S’Orcu, Buchi Arta, Tulùi, Su Anzu, Pisanu, Biddiriscottài 2, Pruvereris, Ziu Santòru e Malospedes a Dorgàli; Su Gologòne, Su Guanu, Sa Oche, Su Bentu, Sas Ballas, Turbùsa, Sos Mortos, Su Pizu, Rifugio, Sas Palumbas, Abba Medica ad Oliena; Carcaragòne e Marinaiu a Baunèi; Pozzo di Tuttavista ad Orosèi (Furreddu & Maxia, 1964).

Negli stessi anni il Gruppo Speleologico Piemontese esplora il sistema carsico di S. Giovanni Su Anzu - Ispinigòli, che con i suoi oltre 8 km di sviluppo dell’epoca risultava la più estesa grotta d’Italia (Balbiano D’Aramengo, 1966). Da allora è un susseguirsi di scoperte ed esplorazioni che hanno portato il numero delle grotte a circa 300 (quasi il 10% del totale delle grotte sarde). Soltanto nel territorio di Dorgàli ve ne sono segnalate oltre 180 (Fancello *et alii*, 1997), più di 70 ad Oliena (Mauro Villani, com. pers.), 15 a Baunèi (De Waele *et alii*, 1995), 12 sul M. Tuttavista (Cossu & Simula, 1992) e alcune in territorio di Urzulèi e Orgòsolo. Le grotte più estese e profonde sono riportate in tab.9.

Tab. 9 - *Le grotte più estese e profonde nel Foglio 500 “Nùoro Est”.*

Nome grotta	Comune	Sviluppo (km)	Bibliografia
Grotta del Bue Marino	Dorgàli	>20 km	Hutùan *et alii*, 2008; Fancello, 2009
Sistema Su Bentu - Sa Oche	Oliena	>16 km	Murgia, 2009
S. Giovanni Su Anzu - Ispinigòli	Dorgàli	>14,5 km	Eusebio *et alii*, 1997 Mucedda & Fancello, 2002
Complesso Monte Coazza	Dorgàli	>5 km	Mucedda, 1987
Grutta de su Molente	Baunèi	>2 km	Loru *et alii*, 2009
Grutta su Guanu	Oliena	1,8	G.G. Nuorese, *com. pers.*
Voragine di Tìscali	Oliena	1,6	Puddu *et alii*, 2002
Grotta Ziu Santòru	Dorgàli	1,6	C.S.A. Dorgali V., “Mazzella”, 2006
Grutta de sas Ballas	Oliena	1,6	De Waele *et alii*, 2001
Inghiottitoio Su Carcaragòne	Baunèi	1,4	Chessa *et alii*, 1986
		Dislivello (m)	Bibliografia
Voragine Filos d’Ortu	Oliena	-228	Piras, 1982

PROGETTO CARG

3.3. - Depositi di origine chimica e fisica

Le grotte contengono una grande varietà di speleotemi, dalle comuni stalattiti, stalagmiti, colate e colonne, vele, vasche stalagmitiche o *gours*, alle meno note pisoliti (o perle di grotta), cannule (o tubolari), eccentriche, coraloidi, latte di monte ed altre forme più rare (Bixio, 1978). Dal punto di vista mineralogico, invece, si tratta in prevalenza di calcite, più o meno bianca a seconda del contenuto in acidi umici e fulvici o di altre impurità, e più raramente di aragonite. Quest'ultimo minerale è presente soprattutto nelle grotte in rocce dolomitiche.

Infatti nel Foglio 500 "Nùoro Est", a contrario di quanto avviene a S nel Foglio 517 "Baunèi", la maggior parte delle cavità e dei sistemi carsici si è sviluppata nelle rocce calcaree, e quindi l'aragonite è largamente subordinata alla calcite.

Esistono alcune grotte molte ricche in speleotemi di vario tipo, tanto da essere considerate come "grotte monumentali": la Grotta di Èlighes Artas (fig.138) e la Grotta di Tìscali (Olièna); quelle di Rutta Niedda e Cùmbida Prantas (Dorgàli).

Le concrezioni più imponenti si trovano nelle grotte del Bue Marino (fig.139) di Ispinigòli - S. Giovanni Su Anzu: nella Sala del Ciclope la colonna centrale misura oltre 5 m in diametro per un'altezza di una dozzina di metri (circa 200 mc di concrezione, fig.140).



Fig. 138 - *Grotta Monumentale di Èlighes Artas, Oliena (foto L. Sanna).*

PROGETTO CARG



Fig. 139 - *Stalagmite centrale nella Grotta di Ispinigòli, Dorgàli (foto G. Badino).*



Fig. 140 - *Colonna enorme nella Sala del Ciclope, Grotta del Bue Marino, Dorgàli (foto R. De Luca).*

PROGETTO CARG

Una simile colonna (più alta e stretta), forse di più grande volume, si trova al termine della Galleria Saracco (a monte) in S. Giovanni Su Anzu.

In queste due grotte, inoltre, si trovano anche le più belle eccentriche della zona, che raggiungono dimensioni decimetriche e assumono le più stravaganti posizioni e direzioni. In un ramo laterale della Grotta del Bue Marino è stata scoperta una cannula, dal tipico diametro di mezzo centimetro, lunga oltre 6 m.

Per quanto riguarda i depositi fisici la presenza dei calcari, nei quali la maggior parte delle grotte sono ubicate, le rende molto più "pulite" rispetto a quelle di altre zone della Sardegna. Il prodotto della dissoluzione è spesso un'argilla rossiccia. Ben più abbondanti sono i depositi alloctoni e semi-autoctoni. I sistemi carsici più importanti sono alimentati da torrenti ipogei che provengono dalle zone metamorfiche e/o granitiche e trasportano sedimenti piuttosto grossolani composti, oltre che da frammenti di calcare, da quarzo, feldspati e miche (per es.: Grotta del Bue Marino, Su Bentu, S. Giovanni Su Anzu).

A questi si aggiungono, dove l'area di ricarica dei sistemi coinvolge coperture vulcaniche plio-pleistoceniche, frammenti di rocce basaltiche (Fuìli, parte a valle di Còdula de Luna, S. Giovanni Su Anzu). Nelle zone costiere l'azione marina e dei venti ha portato, negli ingressi esposti verso il mare, sedimenti di origine marina e/o eolica. Gli esempi più significativi sono senz'altro la Grotta del Bue Marino, i cui sedimenti sono stati ampiamente studiati (Carobene & Pasini, 1982), e quelle di Cala Luna (fig.141).

Di particolare interesse, infine, per l'inquadramento speleogenetico delle cavità, sono i condotti carsici riempiti dalle lave basaltiche plio-pleistoceniche. Questi riempimenti sono stati ritrovati (fig.142) in varie zone della Grotta del Bue Marino (Mahler, 1979) e nella Grotta di Su Molente (Baunèi), (Laura Sanna, com. pers.).

3.4. - Speleogenesi

Le rocce carbonatiche del Foglio 500 "Nùoro Est" sono state sottoposte all'azione delle acque meteoriche soltanto a partire dalla loro definitiva emersione, possibilmente avvenuta già prima dell'Eocene inferiore (De Waele, 2004; Zattin *et alii*, 2008). A seguito dell'emersione le rocce hanno subito la tettonica oligomiocenica, che ne ha condizionato l'attuale assetto strutturale.

Nel Supramonte ampie sinclinali sono delimitate da faglie trascorrenti o da strette anticlinali; nel Golfo di Orosèi e nel M. Tuttavista le bancate distinguono lembi di ampie sinclinali immergenti verso E e SE rispettivamente, con varie faglie inverse (Pasci, 1997). È su queste discontinuità che si sono impostati i primi condotti carsici, non prima del Burdigaliano.

PROGETTO CARG



Fig. 141 - *Una delle grotte di Cala Luna, con il fondo tappato da sedimenti (foto L. Sanna).*



Fig. 142 - *Basalto che riempie un antico condotto carsico nel Ramo Sud della Grotta del Bue Marino (foto L. Picciau).*

PROGETTO CARG

Che il carsismo profondo sia più antico del Pliocene è testimoniato dalle lave basaltiche plioceniche che talvolta riempiono condotti freatici preesistenti (Mahler, 1979; De Waele, 2004), (v. fig.142). Una datazione con il metodo dei radionuclidi cosmogenici di sedimenti di quarzo campionati in una delle più alte (e quindi più antiche) condotte freatiche nel Sistema carsico della Còdula de Luna, le cui estremità a valle si trovano nel sottosuolo del Foglio 500 "Nùoro Est", ha dato un'età di seppellimento di 2,37 ± 0,47 Ma (De Waele & Granger, 2009). È quindi probabile che molti dei grandi sistemi che oggi conosciamo si siano evoluti nell'arco di almeno 2 Ma. Non esistono prove certe di un carsismo molto più antico, anche se non è da escludere che qualche riempimento da grotta, ora messo in luce grazie all'erosione, sia miocenico.

La maggiore parte delle grotte, tuttavia, è impostata su discontinuità oligomioceniche, e quindi sono di età più recente. È il caso della Grotta del Bue Marino, le cui direttrici principali NW-SE, NE-SW e N-S corrispondono all'andamento generale delle fratture nell'area. Anche il Sistema di Su Bentu ha una chiara impostazione sulle maggiori fratture dell'area di Lanaìtto, NE-SW e NW-SE (fig.143). A S. Giovanni Su Anzu le gallerie sotterranee seguono grossomodo la direzione NE-SW.

PROGETTO CARG



Fig. 143 - *La grandissima frana con uno specchio di faglia a Su Bentu (foto R. De Luca).*

Se alcune grotte fossero di età miocenica, sarebbero state influenzate dalla crisi di salinità del Messiniano (circa 6 milioni di anni fà), ma finora non sono state ancora trovate prove convincenti che potrebbero avvalorare questa ipotesi. In particolare nel settore costiero tale enorme abbassamento del livello del mare, e quindi del livello di base, avrebbe avuto grandi ripercursioni sulla morfologia dei sistemi carsici già esistenti. Un'età pre-Messiniano è stata attribuita al sistema carsico di Su Bentu - Sa Oche, ma le prove fornite non sono del tutto convincenti (Perna & Murgia, 2002; Murgia, 2009).

È comunque vero che nelle aree costiere lo sviluppo delle grotte è stato influenzato in modo determinante dalle oscillazioni del livello del mare durante il Quaternario; così come la miscelazione tra acque dolci e acque salate ha certamente contribuito al grande sviluppo delle forme carsiche in queste aree.

Anche l'interazione tra vulcanismo e carsismo merita un breve cenno. Le colate basaltiche possono aver determinato cambiamenti di deflusso delle acque sotterranee e superficiali, e il conseguente adattamento dei reticoli carsici preesistenti (Massari & Dieni, 1973).

Anche dopo la loro messa in posto le colate hanno continuato ad avere una funzione importante. Queste coperture, infatti, sono in genere meno permeabili dei calcari che ricoprono, e fungono quindi da aree di alimentazione allogenica, aumentando l'infiltrazione concentrata. Sistemi carsici in cui i basalti hanno sicuramente avuto un ruolo speleogenetico non secondario sono il Bue Marino e il Sistema S. Giovanni Su Anzu - Ispinigòli.

In ultimo il vulcanismo plio-pleistocenico ha creato l'innescarsi di circuiti profondi delle acque che ancora oggi vengono al giorno in alcune sorgenti termali (per es.: Su Anzu). Tali acque, spesso più ricche in CO_2, possono dare luogo a fenomeni di carsismo ipogenico. Non è da escludere che parti del grande Sistema di S. Giovanni Su Anzu siano da attribuire a questo tipo di speleogenesi.

PROGETTO CARG

3.5. - Carsismo nell'area marino - costiera

3.5.1. - *Golfo di Orosei*

È una delle più importanti aree carsiche costiere d'Italia (De Waele *et alii*, 2009), costituita da un'ampia piattaforma carbonatica mesozoica inclinata verso E che giace su un basamento paleozoico impermeabile.

Il sistema di faglie e la generale giacitura di questa sequenza obbliga le acque di infiltrazione superficiale a fluire all'interno del massiccio in estesi reticoli sotterranei dalle zone montane verso il mare, originando importanti risorgenti subacquee.

La morfologia e l'evoluzione di queste grotte è influenzata da una serie di fattori che dipendono dal tipo di ricarica dell'acquifero (autogenica o allogenica) e dalla quantità del loro flusso, dall'ipercarsismo nella zona di mescolamento tra acque salate e meteoriche (*mixing corrosion*: De Waele & Forti, 2003), dalla stabilità della superficie piezometrica in funzione dei cambiamenti climatici e delle variazioni del livello del mare, ed infine dalla neotettonica e dal vulcanismo plio-pleistocenico.

Nell'area costiera in esame sono presenti vistosi fenomeni carsici sottomarini che osservazioni geomorfologiche attribuiscono in termini cronologici presumibilmente al *MIS* 5e (De Waele, 2004) e ad una speleogenesi legata all'incremento della dissoluzione carsica per mescolamento tra acque a differente contenuto salino. Questo fenomeno, combinato con l'azione del moto ondoso e di altri processi fisici (attività erosiva prodotta dal carico solido trasportato durante gli eventi alluvionali) e biologici, ha portato alla formazione di paesaggi e morfologie uniche (De Waele & Forti, 2003), come:

a) un lungo solco di battente (*notch*) ora inclinato verso S ma che testimonia una stabilità tettonica del Tirreniano (Antonioli *et alii*, 1999);
b) lo sviluppo di ampi ingressi di grotta lungo la costa ad una quota compresa intorno a ±10 m s.l.m. (Carobene & Pasini, 1982), e la presenza di nuove condotte che tagliano gallerie riempite dai basalti (De Waele *et alii*, 2009).

3.5.2. - *Risorgiva di Cala Luna*

L'emergenza sottomarina di Cala Luna è una risorgente carsica perenne (fig.144), con una portata media di qualche decina di litri al secondo, il cui ingresso è localizzato a -5 m di profondità sulla falesia costiera subito a S dell'omonima spiaggia.

Si tratta di un condotto suborizzontale rettilineo, non molto ampio, caratterizzato da una stretta galleria, esplorata per 630 m dagli speleosub cecoslovacchi negli anni '60; recentemente sono stati scoperti diversi promettenti nuovi passaggi che portano ad uno sviluppo complessivo di circa 1 km (De Waele *et alii*, 2009).

La galleria sommersa si sviluppa ad una profondità media di circa -10-15 m, con un picco massimo di -37 m ed è impostata sulla faglia che, tagliando i calcari con direzione NE-SW, delinea il profilo del *canyon* di Còdula de Luna e che intercetta a poche centinaia di metri dalla costa la faglia N-S di Onamarra - S. Pietro, lungo la quale sono stati eruttati i basalti dell'altopiano del Golgo e di Pedra Molina.

Questa risorgente risulta il recapito delle acque drenate dal versante idrografico destro della Còdula de Luna, rappresentando l'estremità terminale del Sistema Carsico di Monte Longos, il più grande reticolo sotterraneo della Sardegna e il secondo in Italia.

PROGETTO CARG



Fig. 144 - *La risorgiva di Cala Luna; si noti la differenza di densità e di trasparenza tra l'acqua dolce e l'acqua salata.*

Nell'assetto idrogeologico generale, l'origine della risorgiva di Cala Luna appare connessa con le dislocazioni recenti (Plio-Quaternario) che hanno prodotto l'approfondimento del *canyon* e la deviazione del fiume sotterraneo di Còdula de Luna, che in precedenza si ipotizza scorresse dal Sistema di Monte Longos direttamente all'interno della Grotta del Bue Marino (Dorgàli).

Questa tesi è avvalorata anche dal contrasto nei volumi delle gallerie di questi due sistemi, ormai tra loro isolati, ma assai più ampi delle piccole condotte della grotta di Cala Luna (Forti & Rossi, 1991).

Il *tilting* N-S, rivelato dall'inclinazione del solco di battente, potrebbe essere il responsabile di questa traslazione del punto di emergenza sorgentizia e quindi lo sviluppo di questa cavità sottomarina sarebbe la risposta più recente all'evoluzione dell'intero sistema carsico di cui ora fa parte (v. fig.144).

In questo contesto ha avuto un ruolo assolutamente rilevante l'interazione tra la falda freatica e le acque marine, che esaspera il processo di carsificazione, insieme al contributo erosivo del periodico alluvionamento che si alterna al basso flusso di base, che caratterizza l'idrodinamica durante la maggior parte dell'anno (De Waele & Forti, 2003).

PROGETTO CARG

PROGETTO
CARG

PROGETTO CARG

VIII - GEOLOGIA APPLICATA

1. - ATTIVITÀ ESTRATTIVE

Nell'areale del Foglio 500 "Nùoro Est" sono presenti 48 cave, che interessano una superficie di circa 40 ha, ripartite tra il bacino estrattivo del "Marmo di Orosèi" (19 cave, fig.145), e il resto del Foglio (29 cave, tab.10). Si distinguono cave attive, inattive o temporaneamente non operative, dismesse talvolta rinaturalizzate, in istruttoria. La localizzazione riportata in fig.145 ed i dati riportati in tab.10 fanno riferimento alla cartografia del Catasto dei Giacimenti di cava predisposta dalla Regione Autonoma Sardegna nell'ambito dell'Aggiornamento del Catasto Regionale dei Giacimenti di Cava previsto dalla L.R. n° 30 del 7/6/1989 "Disciplina dell'attività di cava", in particolare l'aggiornamento eseguito nel 2006 (RAS, 2007).

Le cave di tab.10 sono classificate ad uso "civile", per la produzione di materiali inerti provenienti dalla coltivazione di rocce calcaree e/o basaltiche e/o granitiche, da cui si ricavano prevalentemente conglomerati cementizi e bituminosi e, in subordine, materiali per "rilevati e riempimenti". Solo tre di esse, oramai dismesse, risultano classificate per uso "ornamentale". Tra le più rilevanti per uso civile si segnalano quelle su basalti presso Galtellì in loc. Gollèi Lupu e presso Sega Jubàles vicino a N.ghe Luduruju; su calcari ad Olièna in loc. Su Gurruttone all'ingresso della valle di Lanaittu; su monzograniti sempre ad Olièna in loc. Badde sa 'igu.

Le cave ubicate nel bacino del "Marmo di Orosèi" (fig.145) sono classificate ad "uso ornamentale", distinguendo tra cave dismesse storiche, talora rinaturalizzate, cave autorizzate e cave per le quali (alla data dell'aggiornamento del Catasto Regionale) risultavano in itinere le procedure autorizzanti per l'apertura.

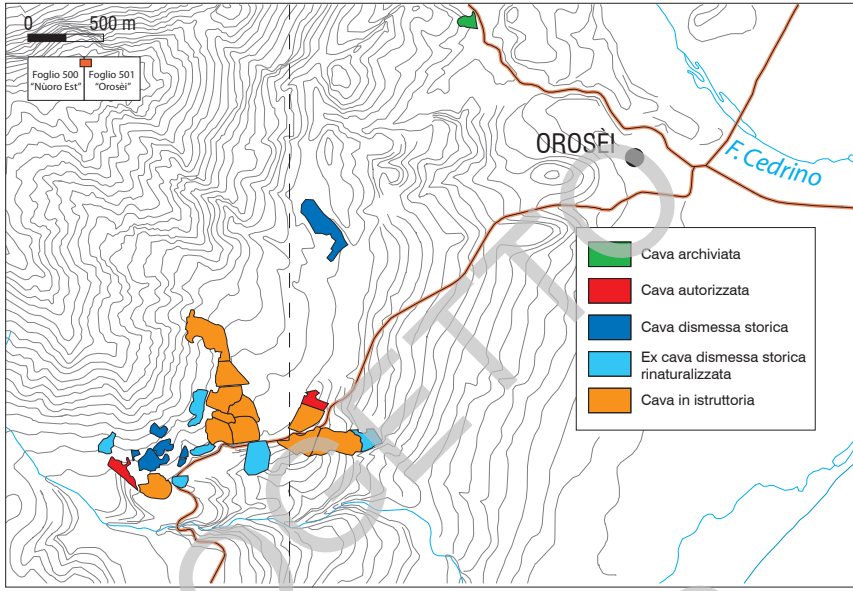


Fig. 145 - *Bacino estrattivo del "Marmo di Orosèi - Biancone Tirreno"; il settore occidentale ricade all'interno del Foglio 500 "Nùoro Est".*

Nel Foglio 500 "Nùoro Est" è infatti compresa una parte dell'importante comprensorio estrattivo del cosiddetto "Marmo di Orosèi", noto anche con il nome commerciale di "Biancone Tirreno". Alle pendici meridionali ed orientali del M. Tuttavista (fig.146) sono coltivati per uso ornamentale i calcari mesozoici della formazione di Monte Bàrdia, i quali una volta tagliati e lucidati nei 15 impianti industriali ivi localizzati vengono venduti con il nome di "marmo", commercialmente corretto anche se geologicamente improprio, in quanto si tratta di rocce calcaree non metamorfiche.

Il giacimento si estende per circa 300 ha con uno spessore medio di circa 550 m; a tutt'oggi, dopo circa 30 anni di attività estrattiva, solo il 6% delle attuali riserve in vista è stato sfruttato e soltanto 35 ha sono interessati dalla coltivazione delle cave.

L'attività di estrazione e lavorazione del "marmo", avviata negli anni '60 del secolo scorso, si è sviluppata fino a diventare una significativa realtà industriale della Sardegna centro-orientale. In quest'area geografica si concentra infatti la produzione della quasi totalità dei "marmi" *s.l.* della Sardegna, al punto che l'areale è stato riconosciuto dalla Regione Autonoma della Sardegna come "Polo estrattivo di pietre ornamentali unico per il comparto dei "marmi".

PROGETTO CARG

Tab. 10 - *Tabella riepilogativa dei principali dati per le unità estrattive esterne al bacino del "Marmo di Orosèi, censite nel Foglio 500 "Nùoro Est".*

Codice Cava	Codice Progetto	Stato	Denominazione	Comune	Prov.	Litologia	Situazione Amministrativa	Uso	Denominazione Commerciale	Titolare	Area di Cava (Mq)
119005	1167	Attiva	Sega Jubàles	Olièna	NU	Basalto	Autorizzata	Civile	Inerti per conglomerati	Basalti Sologo Srl	13837,13
143001	00300	Attiva	Sa Badde e Sa Figu	Olièna	NU	Monzogranito	Autorizzata	Civile	Inerti per conglomerati	Dueci sas di Costa A. e C.	30520,95
119007	00437	Attiva	Sos de Bitti-Gollèi Lupu	Galtellì	NU	Basalto	Istruttoria	Civile	Inerti per conglomerati	Cosseddu Severino	22113,79
164001	00022	Attiva	Su Gurruttone	Olièna	NU	Calcare	Istruttoria	Civile	Inerti per conglomerati cementizi e bituminosi	G.P.M. Manufatti in cemento di Ghisu, Puddu e Massaiu Sebastiano & C. Snc	27572,87
164016	00493	Inattiva	Gollèi	Olièna	NU	Basalto olivinico	Archiviata	Civile	Inerti per conglomerati cementizi e bituminosi	Massaiu e Puddu Sdf	12062,68
118010	00457	Inattiva	Iscala 'e Murru	Galtellì	NU	Alluvione	Archiviata	Civile	Inerti per rilevati e riempimenti	Puddu Giovanni	1863,13
102003		Inattiva	Su Conte	Orune	NU	Granito	C. dismessa storica	Civile	Inerti per rilevati e riempimenti		1830,68
102007		Inattiva	Pala S'angioni	Olièna	NU	Aplite	C. dismessa storica	Civile	Inerti per rilevati e riempimenti		1438,13
143004		Inattiva	Su Crastu	Olièna	NU	Alluvione	C. dismessa storica	Civile	Inerti per conglomerati cementizi e bituminosi		13104,76
164006		Inattiva	Funtana Iscandula	Olièna	NU	Conglomerato	C. dismessa storica	Civile	Inerti per rilevati e riempimenti		22253,08
164012		Inattiva	San Giovanni	Olièna	NU	Conglomerato	C. dismessa storica	Civile	Inerti per conglomerati cementizi e bituminosi		18684,42
165004		Inattiva	Casa Mula	Dorgàli	NU	Calcare	C. dismessa storica	Civile	Inerti per conglomerati cementizi e bituminosi		2867,66
164004		Inattiva	Monte Coazza	Dorgàli	NU	Calcare	C. dismessa storica	Ornamentale	Marmo di Orosei		9601,88
164007		Inattiva	Case Secci	Dorgàli	NU	Basalto	C. dismessa storica	Civile	Inerti per conglomerati cementizi e bituminosi		4991,03
165018		Inattiva	Monte Malospes	Dorgàli	NU	Calcare	C. dismessa storica	Civile	Inerti per conglomerati cementizi e bituminosi		2114,54
165013		Inattiva	Conca De Donnu	Dorgàli	NU	Granito arenizzato	C. dismessa storica	Civile	Inerti per rilevati e riempimenti		2068,41
165016		Inattiva	Km 2 da innesto ss 125-S'Aspru	Dorgàli	NU	Detrito di falda	C. dismessa storica	Civile	Inerti per rilevati e riempimenti		846,27
165006		Inattiva	Su Anzu 2	Dorgàli	NU	Calcare	C. dismessa storica	Ornamentale	Marmo di Orosèi		662,89
165017		Inattiva	km 4 strada per Cala Gonòne	Dorgàli	NU	Detrito di falda	C. dismessa storica	Civile	Inerti per rilevati e riempimenti		1036,66
164005		Inattiva	Monte Orude'	Dorgàli	NU	Calcare	C. dismessa storica	Ornamentale	Marmo di Orosèi		2367,01
164008		Inattiva	Oloe'	Olièna	NU	Granito arenizzato	C. dismessa storica	Civile	Inerti per rilevati e riempimenti		7046,21
143009		Inattiva	Melatu	Olièna	NU	Granito	C. dismessa storica	Civile	Inerti per rilevati e riempimenti		3019,26
143010		Inattiva	Olièna	Olièna	NU	Granito arenizzato	C. dismessa storica	Civile	Inerti per conglomerati cementizi e bituminosi		1196,19
143007		Inattiva	Mancosu	Olièna	NU	Granito	C. dismessa storica	Civile	Inerti per rilevati e riempimenti		1300,10
119004		Inattiva	Cosseddu	Galtellì	NU	Basalto	C. dismessa storica	Civile	Inerti per conglomerati cementizi e bituminosi		55542,17
119008		Inattiva	Sologo-marria	Lula	NU	Alluvione	C. dismessa storica	Civile	Inerti per conglomerati cementizi e bituminosi		42578,33
119006		Inattiva	S'ena e s'ulinu-la traversa	Dorgàli	NU	Basalto	C. dismessa storica	Civile	Inerti per conglomerati cementizi e bituminosi		6160,51
118027		Inattiva	Muru	Galtellì	NU	Detrito di falda	C. dismessa storica	Civile	Inerti per rilevati e riempimenti		11037,06
164014		Inattiva	Ortunule	Dorgàli	NU	Granito arenizzato	C. dismessa storica	Civile	Inerti per rilevati e riempimenti		5552,28
										TOTALE mq	35270,10

PROGETTO



Fig. 146 - *Panoramica del bacino estrattivo di Orosèi alle pendici meridionali del M. Tuttavista.*

PROGETTO CARG

Notevole è il peso che questa industria estrattiva esercita sul sistema locale del lavoro, con circa 500 unità lavorative specializzate, provenienti da tutti i paesi circostanti, pari a circa il 16% degli addetti dell'industria estrattiva sarda. Di rilievo è anche il fatturato complessivo diretto, che negli ultimi anni ha raggiunto 100 milioni di euro rivelandosi strategico, insieme all'indotto generato, per lo sviluppo economico di questo settore dell'Isola; sviluppo favorito dalla dinamicità delle aziende, che promuovono il "Biancone Tirreno" nei mercati mondiali assicurando una offerta di prodotto controllata e garantita per qualità e prezzo.

Dal punto di vista merceologico i prodotti lapidei ornamentali, nelle diverse varietà (figg.147a, 147b, 147c) connesse a differenze tessiturali (Perlato, Nuvolato, Venato, Breccia *etc.*) e cromatiche (beige chiaro, scuro, talora rosato), sono utilizzati in tutto il mondo ed esportati in tutti i continenti per l'utilizzo sia in interni, sia nel rivestimento esterno degli edifici, in opere urbanistiche e per l'arredo urbano, nella realizzazione di sculture e opere d'arte (R.A.S., 2007).

Nella tab.11 vengono riportati i valori medi delle principali caratteristiche fisico-meccaniche delle diverse varietà di "Marmo di Orosèi" indicati sulle schede tecniche compilate a cura del Laboratorio Prove e Materiali dell'Istituto di Scienze delle Costruzioni dell'Università di Cagliari.



Fig. 147 - "*Marmo di Orosèi - Biancone Tirreno": a) varietà "Venato"; b) varietà "Nuvolato"; c) varietà "Perlato".*

Tab. 11 - *Caratteristiche fisico-meccaniche del "Marmo di Orosèi - Biancone Tirreno".*

Caratteristiche fisico-meccaniche del "Marmo di Orosèi - Biancone Tirreno"		
Valori Medi		
Resistenza a compressione uniassiale		
su provino asciutto	kg/cmq	1.679±271
dopo cicli di congelamento	kg/cmq	1.527±285
Resistenza a flessione semplice		
su provino asciutto	kg/cmq	150±39
Resistenza all'urto (altezza di caduta)		
provino da 30 mm di spessore	cm	30
provino da 50 mm di spessore	cm	n.d.
Resistenza all'usura per attrito radente	mm	4,11±0,65
Modulo di elasticità longitudinale (statico)	kg/cmq	778.254±77.930
Coefficiente di imbibizione	‰	5,13±2,47
Peso dell'Unità di Volume	kg/mc	2.685±41

PROGETTO CARG

Gli impianti per la lavorazione dei marmi sono ubicati quasi esclusivamente all'interno del Comune di Orosèi e immediatamente a valle delle cave, dove si concentrano 15 dei 20 impianti per la lavorazione del marmo presenti in Sardegna; 12 impianti sono operativi e 3 non operativi (ma in fase di avvio).

La particolare situazione giacimentologica, organizzativa e logistica del bacino di Orosèi risulta completamente differente rispetto a tutte le altre aree estrattive "ornamentali" della Sardegna. Infatti le cave sono tutte confinanti l'una con l'altra ed il giacimento oggetto della coltivazione è lo stesso, per cui lo spazio a disposizione è molto ridotto e quindi prezioso (fig.148). Tale fatto ha comportato la scelta di allocare al di fuori dell'area di cava gli scarti di lavorazione favorendo il consorziarsi dei diversi imprenditori interessati che, d'intesa con l'Amministrazione Comunale, proprietaria di tutta l'area in cui sono presenti le cave, hanno predisposto un progetto comune per la realizzazione di una discarica consortile in cui tutti i soggetti conferiscono i propri sfridi di cava.

Da oltre un decennio nella filiera produttiva è stata quindi inserita la lavorazione degli sfridi provenienti dall'estrazione e dalla lavorazione industriale, utilizzati per la produzione di inerti per conglomerati cementizi e bituminosi, di calce e altri prodotti per l'edilizia, di blocchi per scogliere, sottofondi e massicciate stradali.

PROGETTO CARG



Fig. 148 - *Cava di "marmo", coltivazione in fossa, località Oròe.*

Attualmente nel bacino di Orosèi sono presenti due impianti di frantumazione per la produzione di inerti per conglomerati, uno collegato alla discarica consortile ed un altro di proprietà privata. Gli impianti di frantumazione riutilizzano circa 70.000 mc/a di sfridi, corrispondenti al 25% dei materiali allocati in discarica.

2. - CENNI DI CLIMATOLOGIA

Il clima del territorio in esame è fortemente influenzato dalla presenza dei contrafforti dei rilievi carbonatici mesozoici del Supramonte. L'andamento di lungo periodo delle temperature (RAS, 1992a) mostra medie giornaliere trentennali che variano dai circa 17°C delle quote più basse ai circa 12°C delle vette del Supramonte di Olièna e Orgòsolo. Si osservano medie delle massime giornaliere variabili tra 21°C e 14°C e medie delle minime giornaliere tra 12°C e 8°C, rispettivamente alle quote più basse ed a quelle più elevate (Proterina, 2009).

La variabilità climatica maggiore è osservabile, come atteso, nel regime delle precipitazioni, fortemente influenzato sia dall'orografia, con massicci montuosi che raggiungono quote importanti già a pochi chilometri dal mare in tal modo ostacolando l'influsso mitigatore delle acque costiere, che dall'esposizione degli stessi alle masse d'aria umida provenienti dal continente africano, per le quali costituiscono una barriera orografica.

I cumulati medi annui di precipitazione, calcolati su base trentennale (fig.149), variano da circa 1200 mm sulle cime a circa 640 mm nelle aree poste a quote più basse.

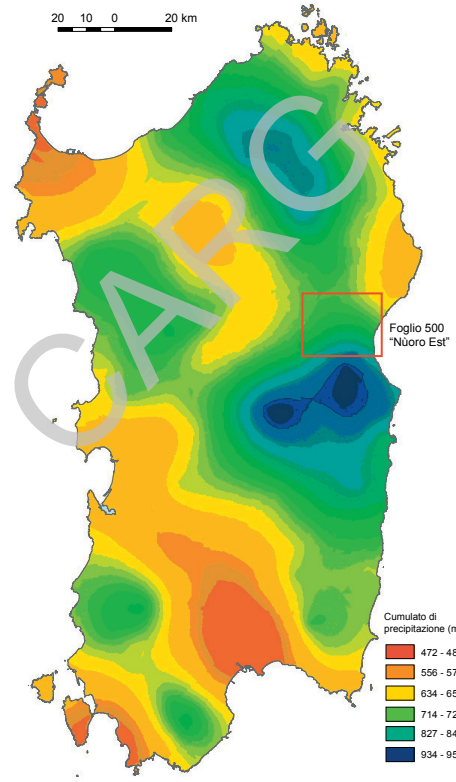


Fig. 149 - *Interpolazione spaziale della media trentennale del cumulato annuo di precipitazione (mm/anno). Nel riquadro il Foglio 500 "Nùoro Est".*

PROGETTO CARG

I cumulati di precipitazione risultano elevati anche lungo le coste, dove si osservano medie di 700-800 mm fino ai circa 1000 mm di M. Oddèu. Il numero medio di giorni di pioggia risulta anche superiore ai 90 giorni sul M. Corràsi, andando a diminuire con un gradiente S-N e arrivando a circa 50 giorni sulle coste di Orosèi.

Rispetto alle medie stagionali dell'Isola gli inverni sono quindi più freddi e piovosi e le estati più calde e secche.

Le suindicate caratteristiche fisiche del territorio determinano, in particolare nella stagione autunnale, precipitazioni tra le più elevate dell'Isola ed un'alta occorrenza di eventi estremi (Betrò *et alii*, 2008; Bodini & Cossu, 2010), particolarmente ricorrenti negli ultimi anni, con effetti di rilievo anche sulla geomorfologia del territorio (Cossu *et alii*, 2007; 2010; De Waele *et alii*, 2010).

L'analisi, effettuata su una base dati di circa quaranta anni, dei livelli di ritorno a 50 anni degli eventi estremi di precipitazione giornaliera (fig.150), ha evidenziato valori superiori ai circa 330 mm/giorno nei versanti orientali dei rilievi, rispetto ai 240 mm/giorno registrati nel versante occidentale del Supramonte (Bodini *et alii*, 2010).

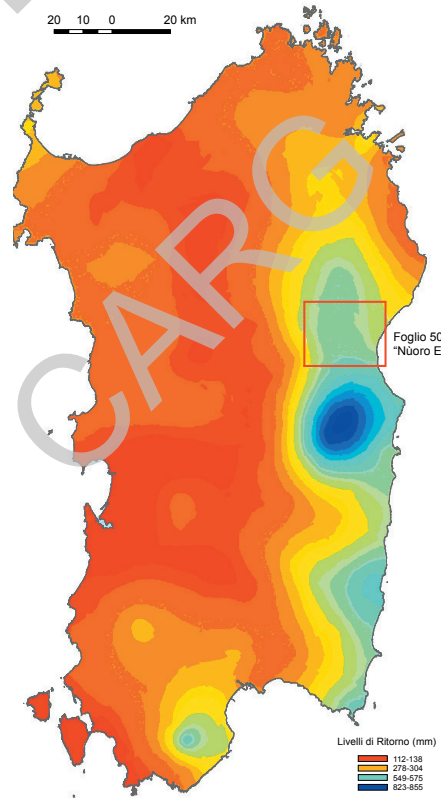


Fig. 150 - *Analisi GEV - Interpolazione spaziale dei livelli di ritorno (limite superiore dell'intervallo di confidenza - mm d-1) stimati per un tempo di ritorno di 50 anni. Nel riquadro il Foglio 500 "Nùoro Est".*

PROGETTO CARG

In tab.12 sono riportati i livelli di ritorno a 20 anni e a 50 anni relativi ad alcune stazioni meteorologiche presenti nell'area in esame.

Tab. 12 - *Risultati dell'analisi degli eventi estremi generalizzata (GEV) per le stazioni ricadenti o limitrofe all'aria di interesse. 20-RL rappresenta il livello di ritorno previsto a 20 anni, 50-RL il livello di ritorno a 50 anni, IC l'intervallo di confidenza.*

Stazione meteorologica	20-RL	IC	50-RL	IC
Talàna	290.8	(212.4, 535.4)	414.3	(270.2, 1000.7)
Genna Sìlana (Cantoniera)	294.7	(244.7, 413.0)	355.5	(285.3, 567.3)
Baunèi	271.7	(224.4, 420.4)	331.8	(258.9, 639.0)
Genna Crèsia (Cantoniera)	258.2	(215.0, 351.7)	311.7	(251.8, 478.7)
Dorgàli	246	(201.5, 360.2)	303.3	(234.9, 523.0)
Olièna	223.1	(174.7, 343.9)	294.7	(214.7, 538.7)
Nùoro	169.8	(125.4, 286.6)	236	(158.6, 484.0)
Galtellì	175.2	(143.6, 274.0)	215.3	(166.7, 420.9)
Orosèi	155.4	(122.1, 252.3)	201.4	(146.1, 406.9)
Cala Gonòne	149.8	(123.5, 220.5)	182.1	(142.4, 317.9)

PROGETTO CARG

Nella porzione del massiccio carbonatico del Supramonte presente nell'area in oggetto, precipitazioni di questa intensità determinano una riattivazione spesso suggestiva del reticolo fluviocarsico ed una saturazione dei condotti sotterranei, oltre che un notevole trasporto di sedimenti con importanti modificazioni geomorfologiche. Si è osservato che nelle aree naturali, sebbene inizialmente gli eventi estremi possano essere valutati negativamente, si ha nel breve termine un quasi totale ripristino degli equilibri naturali preesistenti (Cossu *et alii*, 2007).

Nel lungo periodo si è evidenziato un *trend* decrescente del regime di precipitazione e dei giorni di pioggia, e un generalizzato aumento del regime termico, mentre risultatano immutate sia la frequenza che l'intensità degli eventi estremi di precipitazione. Tali fattori, in certe condizioni di uso del suolo e di gestione del territorio, portano ad un aumento del rischio di erosione, di aridità, di degrado dei suoli, con conseguenti maggiori fenomeni di alluvione e di generale dissesto idrogeologico (Cossu *et alii*, 2010).

3. - IDROGEOLOGIA

3.1. - Idrografia

Il Foglio 500 “Nùoro Est” (tav.17) è caratterizzato da un sistema di drenaggio principale, il sistema Cedrino-Flumineddu, che dal limite meridionale procede in direzione N e NW, per poi disporsi circa E-W in prossimità del versante occidentale del M. Tuttavista; quì riceve le acque dal sistema Marrèri-Isalle, che drena la parte nord-occidentale del Foglio con direzione che da SW-NE si dispone circa E-W fino a confluire nel Cedrino.

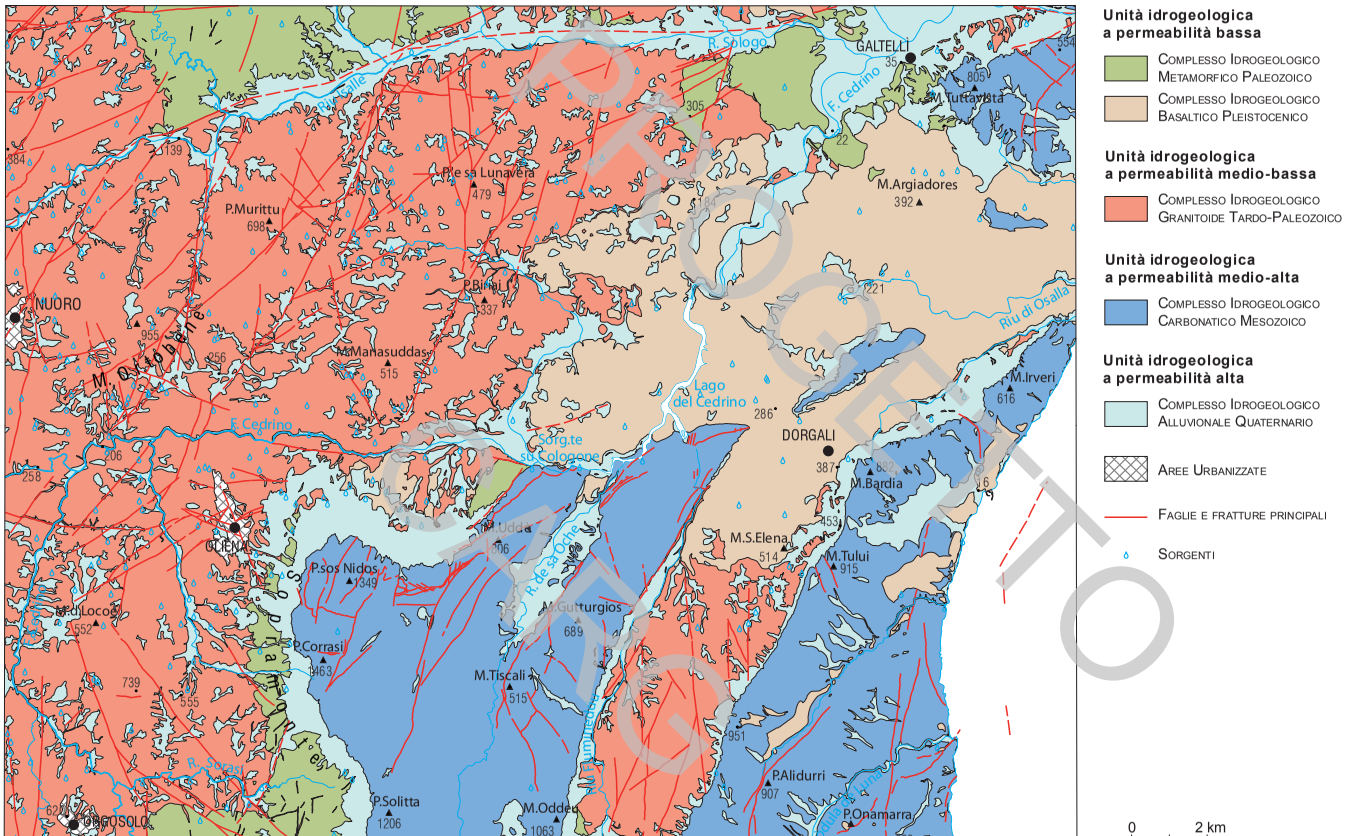
Il Fiume Cedrino nasce poco a S del Foglio, in prossimità dell’area di M. Novo San Giovanni - M. Fumài, e si sviluppa per oltre 80 km, per poi sfociare nel Mar Tirreno vicino ad Orosèi. Esso raccoglie un bacino imbrifero di circa 1.100 kmq, la maggior parte interni al Foglio, di cui una porzione rilevante riguarda il sub-bacino del Riu Flumineddu, che affluisce nel Fiume Cedrino dopo aver attraversato anche parte del Supramonte di Olièna ed Urzulèi. Il Cedrino riceve, tramite il Riu Sa Oche e le sorgenti di Su Gologòne e San Pantaleo, anche l’alimentazione derivante dall’importante sistema carsico del Supramonte. Poco a valle della confluenza tra Flumineddu e Cedrino, in località Pedra ’e Othòni, è stato realizzato uno sbarramento artificiale in terra che si estende per una superficie di 1,5 kmq, può invasare intorno a 16 milioni di metri cubi e sottende un bacino idrografico di circa 630 kmq.

L’andamento del reticolo idrografico principale è influenzato dai lineamenti strutturali sicuramente attivi durante il Terziario e che caratterizzano sia il basamento cristallino che la copertura mesozoica. Infatti, il corso del Riu Isalle scorre lungo la Faglia di Nùoro, per poi seguire l’andamento da E verso W della Faglia del Cedrino. Ugualmente, il corso del Riu Flumineddu scorre per gran parte lungo la faglia transpressiva che limita il lato orientale del Supramonte di Olièna lungo la valle di Oddoène, per poi attraversare la successione mesozoica all’altezza di M. Corallinu ed infine confluire nel Fiume Cedrino.

Quest’ultimo ha un corso comunque parallelo alle direzioni strutturali dominanti nell’area. In particolare si dispone secondo una direzione E-W nell’area tra Nùoro ed Olièna, seguendo l’allineamento della Faglia di San Giovanni e più a N, quando incontra l’omonima faglia trascorrente. Il resto del suo tracciato è parallelo alla direzione NE-SW, localmente influenzata dalla presenza dei rilievi tabulari costituiti dai basalti pleistocenici.

Altri corsi d’acqua rilevanti nel Foglio sono: il Riu sa Oche, che fuoriesce dall’omonima grotta e attraversa la parte settentrionale della Valle di Lanaitto per poi confluire nel Cedrino; il sistema di Riu Littu - Riu de Osalla, che drena l’altopiano basaltico di N.ghe Sortèi ed è anche alimentato dal carso di M. S’Òspile.

PROGETTO CARG


Unità idrogeologica
a permeabilità bassa
Complesso Idrogeologico
Metamorfico Paleozoico
Complesso Idrogeologico
Basaltico Pleistocenico
Unità idrogeologica
a permeabilità medio-bassa
Complesso Idrogeologico
Granitoide Tardo-Paleozoico
Unità idrogeologica
a permeabilità medio-alta
Complesso Idrogeologico
Carbonatico Mesozoico
Unità idrogeologica
a permeabilità alta
Complesso Idrogeologico
Alluvionale Quaternario
Aree Urbanizzate
Faglie e fratture principali
Sorgenti
0
2 km
NUORO
GALTELLI
DORGALI
OLIENA
OROSEI
M. Ortobene
M.Tuttavista
M.Argiadores
P.Murittu
P.Pe sa Lunavera
P.Bilinè
M.Manasuddas
Lago del Cedrino
M.Irveri
M.Bardia
M.S.Elena
M.Tului
P.sos Nidos
M.Gutturgios
P.Corrasi
M.Tiscali
P.Solitta
M.Oddeu
P.Alidurri
P.Onamarra
F. Cedrino
Riu di Osalla
R. Sologo
Riu Flumineddu
Riu Irvine
Riu Sisine
Riu Gorroppu
Riu Sos Alinos
Riu Sos Fruncos
Riu Sos Ollastros
Riu Sos Ollastros
Riu Sos Ollastros

Il reticolo idrografico minore è particolarmente sviluppato nel basamento cristallino, dove sfrutta le numerose discontinuità di origine tettonica, lo stesso avviene sul substrato carbonatico mesozoico, anche se con intensità minore; risulta invece poco espresso sui litotipi basaltici.

3.2. - Unità idrogeologiche

La strutturazione tettonica influenza notevolmente anche la geometria degli acquiferi profondi (intesi come distinti da quelli più superficiali ospitati nelle formazioni quaternarie). La circolazione idrica profonda è infatti fortemente condizionata dalla presenza di discontinuità, maggiormente intense in prossimità delle faglie principali. Inoltre, le stesse tendono a mettere in contatto idrogeologico complessi differenti, quali ad esempio il basamento paleozoico con la successione carbonatica mesozoica. Il sistema idrogeologico carsico del Supramonte ha comunque un'estensione ed una complessità tali per cui la sua circolazione idrica sotterranea ha dimensioni e caratteristiche molto particolari.

Nel Foglio 500 "Nuoro Est" possono essere distinti 5 complessi idrogeologici principali, a loro volta compresi in 4 unità idrogeologiche in base alla loro permeabilità:

- unità a permeabilità bassa, comprendente il complesso delle metamorfiti paleozoiche e quello dei basalti pleistocenici;
- unità a permeabilità medio-bassa, comprendente il complesso granitoide fratturato;
- unità a permeabilità medio-alta, comprendente il complesso dei depositi carbonatici mesozoici;
- unità a permeabilità alta, comprendente il complesso dei depositi quaternari.

Si tratta di una suddivisione di massima, in quanto non tiene conto di fattori che localmente possono influenzare la permeabilità dei complessi individuati, ad esempio locali variazioni litologiche o campi di fratturazione molto sviluppati.

L'alimentazione di queste unità idrogeologiche avviene principalmente per le precipitazioni che si infiltrano lungo le fratture. Sporadicamente queste precipitazioni vengono raccolte dai depositi detritici quaternari.

A parte il sistema carsico, non esistono dati idrogeologici affidabili per stime del bilancio dei diversi acquiferi che caratterizzano i complessi idrogeologici descritti. Sulla base delle valutazioni riportate nel "Piano di Tutela delle Acque della Regione Sardegna" (PTA, Assessorato all'Ambiente della Regione Autonoma della Sardegna; RAS, 2009) vengono di seguito riportate alcune indicazioni di massima riguardanti i coefficienti di evapotraspirazione CE (% dell'evapotraspirazione sulla pioggia totale P); e di infiltrazione CI (% dell'infiltrazione efficace sulla pioggia totale P).

PROGETTO CARG

3.2.1. - *Unità idrogeologica a permeabilità bassa*

È costituita da due complessi molto differenti per età, litotipi e caratteristiche meccaniche, ma entrambi accomunati da una scarsa permeabilità per fessurazione.

3.2.1.1. - Complesso idrogeologico metamorfico paleozoico

La permeabilità delle metamorfiti è legata al grado di fratturazione e tiene conto che frequentemente i sistemi di fratture hanno riempimenti limoso-argillosi che non favoriscono il ricircolo delle acque. Spesso le fratture si chiudono a bassa profondità, cosicché si hanno acquiferi molto superficiali, con una direzione di deflusso influenzata direttamente dalla topografia. Talvolta si individuano zone più ricche d'acqua in prossimità di fasce cataclastiche lungo le principali faglie ad orientazione NW-SE ed E-W.

Le sorgenti sono rare e con portate molto limitate. Il pH misurato in poche sorgenti e pozzi varia da 6,78 a 7,5. Il PTA (RAS, 2009), in base a dati pluviometrici misurati in aree limitrofe al Foglio, per gli acquiferi contenuti in questo complesso idrogeologico ha stimato un coefficiente di evapotraspirazione CE di 0,6% ed un coefficiente di infiltrazione CI di 0,09%.

3.2.1.2. - Complesso idrogeologico basaltico pleistocenico

Il complesso è litologicamente costituito da una successione di colate sovrapposte di lave basaltiche, che presenta alla base o intercalati ridotti spessori di sedimenti clastici, mediamente permeabili, della formazione di Nuraghe Casteddu. L'estensione dell'intero complesso è di circa 130 kmq ma, considerato che lo spessore è in genere inferiore ai 20 m, il volume totale è decisamente ridotto.

La permeabilità per fessurazione è molto bassa, raramente si osserva una circolazione nelle parti clastiche basali delle singole colate, nonché all'interno delle frazioni più permeabili della formazione di Nuraghe Casteddu ad esse intercalate. Le portate di emungimento misurate all'interno dei pozzi hanno valori massimi inferiori a 1 l/sec.

La scarsa presenza di sorgenti interne alle colate laviche suggerisce ulteriormente l'assenza di una circolazione idrica importante. Sono invece note diverse sorgenti al contatto con il substrato granitico, e talvolta a contatto con le intercalazioni sedimentarie della formazione di Nuraghe Casteddu (ad es., nei pressi del ponte sul Lago del Cedrino). Queste possono avere portate variabili da 2,8 a 128 l/sec (RAS, 2009).

PROGETTO CARG

Nel complesso basaltico circolano acque con valori del pH da neutri a leggermente alcalini (pH medio 7,2) e con valori di conducibilità generalmente compresi tra 0,3 e 1 mS/cm.

Facendo riferimento ai dati della stazione idrometeorologica di Orosèi, nel Piano di Tutela delle Acque (RAS, 2009) sono riportati valori di evapotraspirazione reale (calcolati secondo *Thorntwhite*) pari a 422,6 mm in presenza di precipitazioni annue stimate intorno a circa 561.7 mm. Da questi dati vengono ricavati, per gli acquiferi contenuti in questo complesso idrogeologico, un coefficiente di infiltrazione reale CI pari a 0,07% ed un coefficiente di evapotraspirazione CE di 0,75%.

Secondo gli studi prodotti nell'ambito del "Piano di monitoraggio e gestione dei corpi idrici, i corpi idrici sotterranei contenuti" (RAS, 2009), questi acquiferi, proprio in relazione con la bassa permeabilità per fessurazione che li contraddistingue, hanno una vulnerabilità medio-bassa, legata più che altro all'attività antropica, principalmente estrattiva ed agro-zootecnica.

3.2.2. - *Unità idrogeologica a permeabilità medio-bassa*

3.2.2.1. - Complesso idrogeologico granitoide tardo-paleozoico

È caratterizzato dai litotipi granitoidi, che costituiscono circa il 50% dell'intero Foglio.

In questo complesso la permeabilità è molto bassa (> 10^{-7} m/s) nella roccia sana mentre aumenta notevolmente, fino a valori di 10^{-5} m/s, nelle zone intensamente fratturate o nelle fasce arenizzate.

La trasmissività può quindi avere valori compresi tra 10^{-3} e 10^{-4} mq/s e coefficiente di immagazzinamento compreso tra 10^{-1} e 10^{-4} (RAS, 2009).

Nel complesso idrogeologico granitoide circolano acque con pH variabile da 6,1 a 8,3 (valore medio 6,9).

Secondo il Piano di Tutela delle Acque (RAS, 2009) i valori medi di conducibilità e salinità (sommatoria dei cationi e degli anioni maggiori) sono pari rispettivamente a 0,64 mS/cm (intervallo tra 0,11 e 1,4 mS/cm) e 380 mg/l (intervallo compreso tra 89 e 1.043 mg/l).

Sempre la medesima fonte indica, nella stazione idrometeorologica di Nùoro, una evapotraspirazione misurata pari a 325,6 mm (secondo *Thornthwhite*), riferita a 714,8 mm annui di precipitazioni.

Da questi dati è possibile calcolare per l'acquifero contenuto in questo complesso idrogeologico un coefficiente di evapotraspirazione CE pari a 0,55% ed un coefficiente di infiltrazione CI pari a 0,1%.

PROGETTO CARG

3.2.3. - *Unità idrogeologica a permeabilità medio-alta*

3.2.3.1. - Complesso idrogeologico carbonatico mesozoico

Una descrizione a parte, sia per la significativa estensione sia, soprattutto, per l'importanza strategica che assume per le comunità ivi residenti, merita l'idrogeologia del sistema carsico sviluppato nella successione carbonatica mesozoica. Infatti, mentre le acque che fuoriescono dal Golfo di Orosèi si disperdono nel mare, quelle del Supramonte, del M. S'Òspile e del M. Tuttavista, invece, sono in buona parte captate per uso idropotabile.

Il grande acquifero carsico del Supramonte di Olièna ed Urzulèi, prima ritenuto compartimentato in un settore meridionale ed uno settentrionale, costituisce un'unica idrostruttura, con le principali sorgenti tutte ubicate lungo il suo bordo settentrionale, lungo l'alveo del Rio Cedrino. Prove con traccianti effettuate dal 1999 hanno dimostrato senza dubbi che parte delle acque che sgorgano dalla Sorgente di Su Gologòne (Olièna) provengono dal Supramonte di Urzulèi (Cabras *et alii*, 2002; 2008; Sanna *et alii*, 2002; Crobu & De Waele, 2007).

La sorgente di Gorròpu, ubicata a S del Foglio, sarebbe la più importante perdita laterale di questo enorme acquifero. Purtroppo non si hanno dati certi sulle altre due importanti sorgenti, Su Tìppari (Olièna) e San Pantaleo (Dorgàli), perchè risultano quasi perennemente sommerse dalle acque del lago artificiale di Pedra 'e Othòni (De Waele, 2008). È molto probabile, tuttavia, che anch'esse facciano parte del medesimo sistema carsico.

Anche nel M. S'Òspile (Dorgàli) l'assetto idrogeologico è stato chiarito grazie ad un tracciamento delle acque, a misure di portata e ad analisi chimiche di campioni d'acqua (Vigna, 1997). Da queste ricerche è risultato evidente che le acque presenti nel sistema carsico conosciuto, e che sgorgano dalla sorgente di S. Giovanni Su Anzu, non provengono soltanto dalle infiltrazioni nel rilievo carbonatico, troppo esigue per giustificare una portata di alcune decine di litri al secondo; è infatti rilevante anche il contributo di inghiottitoi posti al lato della struttura carbonatica e coperti dalle colate basaltiche, di travasi dell'acquifero in questi ultimi verso il sistema carsico e di altri condotti carsici che si estendono al di sotto della copertura basaltica fino al rilievo carbonatico di M. Coazza - M. Corallinu, distante poco più di 1 km in linea d'aria.

Il Supramonte di Dorgàli-Baunèi ospita un altro complesso idrogeologico carsico, esteso lungo la costa orientale. In questo caso la circolazione idrica è fortemente influenza dalla giacitura quasi monoclinalica dell'intera successione carbonatica mesozoica, e secondariamente dai lineamenti strutturali lungo i quali si sviluppano alcune delle "còdule". Il deflusso sotterraneo è così in genere diretto da W e SW verso E e NE.

PROGETTO CARG

Infatti, nel Golfo di Orosèi le acque dolci provenienti dai circuiti carsici della Grotta del Bue Marino e del grande Sistema carsico della Codula de Luna vedono la luce, rispettivamente, nel Lago Smeraldo poco distante dall'ingresso principale del Bue Marino (Hovorka, 1993), e nella risorgiva sottomarina di Cala Luna, ubicata subito a S della famosa spiaggia (Hovorka, 1993). Anche se le portate di queste sorgenti non sono mai state misurate, si possono stimare valori medi intorno al centinaio di litri al secondo (De Waele & Forti, 2003).

Le acque ospitate nel complesso carsico del Supramonte hanno valori di pH decisamente basici. La vulnerabilità, secondo le ipotesi contenute nel "Piano di monitoraggio e gestione dei corpi idrici, i corpi idrici sotterranei contenuti" (RAS, 2009), è estremamente alta a causa dell'elevata permeabilità e dell'assenza di una copertura pedologica o anche di coperture quaternarie. Nelle zone dove il corpo idrico è contenuto in un acquifero al disotto della coltre quaternaria e/o delle vulcaniti plioceniche, questa vulnerabilità viene ridotta.

Secondo i dati presenti nel Piano di Tutela delle Acque (RAS, 2009), è stato stimato un coefficiente di infiltrazione CI reale dello 0,32% a fronte di un coefficiente di evapotraspirazione CE di 0,47%. Le analisi eseguite nell'ambito del "Piano di monitoraggio e gestione dei corpi idrici, i corpi idrici sotterranei contenuti" (RAS, 2009) indicano un valore medio del pH pari a 7,6 ed un valore medio della conducibilità intorno a 0,5 mS/cm.

3.2.4. - *Unità idrogeologica a permeabilità alta*

3.2.4.1. - Complesso idrogeologico alluvionale quaternario

Questo complesso idrogeologico ha una dimensione significativa esclusivamente nella piana di Galtellì, dove localmente può raggiungere spessori di circa 20 m. I litotipi sono molto variabili, dalle ghiaie grossolane con scarsa matrice alle sabbie medio-fini, talvolta con lenti di argille e siltiti che isolano piccole falde sospese. L'alimentazione avviene sia per precipitazione meteorica, sia per alimentazione dalle fratture degli acquiferi granitoidi e, in alcune fasi, per alimentazione diretta dal corso d'acqua del Cedrino.

Le acque circolanti nei sedimenti quaternari hanno un pH tra neutro e debolmente alcalino, presentano un certo grado di variabilità sia della salinità che del chimismo ed una conducibilità tra 0,2 e 1,5 mS/cm. Considerando l'evapotraspirazione calcolata nella stazione più vicina in prossimità del medesimo complesso idrogeologico (Er pari a 422 mm) nel PTA (RAS, 2009), è stato stimato un coefficiente di infiltrazione CI reale dello 0,06% a fronte di un coefficiente di evapotraspirazione CE di 0,75%.

PROGETTO CARG

3.3. - Dighe

All'interno del Foglio 500 "Nùoro Est" due importanti dighe sbarrano il corso del Fiume Cedrino: la diga di Pedra 'e Othòni presso Dorgàli, attualmente operativa, e la diga di Cumbidanovu presso Orgòsolo, in costruzione al momento della stesura di queste Note.

3.3.1. - *Diga di Pedra 'e Othòni*

L'idea di costruire presso Galtellì, in località Pedra 'e Othòni, uno sbarramento sul Fiume Cedrino per laminarne le piene nasce intorno agli anni '20 del secolo scorso ma è l'evento alluvionale del 1951 ad avallare l'ipotesi.

Il progetto viene approvato nel maggio 1963, i lavori iniziano nel febbraio 1964 e si concludono nel 1994; il collaudo è del 29 aprile 1999. La diga viene realizzata con uno sbarramento a scogliera in materiali sciolti, di pietrame, con manto di tenuta di materiali artificiali. La cava di prestito è situata pochi chilometri a monte dell'invaso, nelle rocce calcaree di M. Coazza.

La quota dell'invaso viene prevista inizialmente a 120 m s.l.m., con lo scarico di fondo sempre aperto da ottobre a marzo. A questa quota la diga poteva accumulare circa 15 milioni di metri cubi d'acqua, ma in caso di piena poteva invasare altri 49 milioni di metri cubi, dando la possibilità di regolare lo scorrere delle acque verso le Baronie. Nel 1970 viene proposto l'innalzamento dello sbarramento di altri 7 m, in seguito alla ricostruzione dell'evento del 1951, e nel 1975 si decide di chiudere lo scarico di fondo. La quota di utilizzo viene collocata a 105 m e solo con i lavori del 2004 viene portata a 103 m, quella di massimo invaso a 127,50 m s.l.m.; ove si verifichi il più gravoso evento di piena previsto l'invaso passa da 16 Mmc a 117 Mmc, con il conseguente allagamento dell'area di Ilòghe.

L'acqua dell'invaso viene utilizzata esclusivamente per uso irriguo e potabile. I principali dati tecnici dello sbarramento sono riassunti in tab.13.

La presenza di questa diga (fig.151) a valle di un complesso idrogeologico carsico ha creato una serie di conseguenze sul sistema acquedottistico a monte.

La sorgente "Su Tìppari", ubicata lungo il Cedrino vicino all'ingresso inferiore della grotta del Guano nella valle di Lanaitto, rimane quasi sempre sommersa in quanto posta a -4 m sotto il liv. 103; è accessibile solo durante la stagione siccitosa, allorché il lago artificiale viene parzialmente svuotato.

La risorgente di San Pantaleo, situata più a valle in territorio di Dorgàli, con portate medie intorno ai 250 l/s, è posta a -9 m dal liv.103, quindi viene sommersa per la maggior parte dell'anno dalle acque dell'invaso, con conseguente forte degrado della sorgente stessa.

PROGETTO CARG

Tab. 13 - *Diga di Pedra 'e Othòni (Dorgàli, NU): dati tecnici.*

Dati principali della diga	
Altezza della diga	81,70 m
Quota coronamento	129,70 m s.l.m.
Sviluppo del coronamento	301,00 m
Volume del corpo diga	1.015.000 mc
Dati principali del serbatoio	
Quota di massimo invaso	127,50 m s.l.m.
Superficie dello specchio liquido alla quota di massimo invaso	7,810 kmq
Volume totale del serbatoio di invaso	117,00 Mmc
Volume utile di regolazione	16,030 Mmc
Volume di laminazione	97,13 Mmc
Superficie del bacino imbrifero (direttamente sotteso)	628,00 kmq
Portata di massima piena del progetto originario	2600 mc/s

PROGETTO CARG



Fig. 151 - *Diga di Pedra 'e Othòni.*

La sorgente “Sa Vena Minore”, dove sono situate le pompe di captazione del complesso di Su Gologòne, si trova a 103,70 m s.l.m.. In occasione di abbondanti piogge, non appena l’invaso supera quota 103 m., le acque fortemente inquinate dell’invaso sommergono la sorgente che approvvigiona di acqua potabile Olièna e Dorgàli, causando la sospensione del servizio.

3.3.2. - *Diga di Cumbidanovu*

La diga di Cumbidanovu è del tipo a gravità massiccia in cls con asse curvilineo. È stata progettata per invasare le acque del Cedrino immediatamente a valle di Orgòsolo; conterrà circa 13 milioni di metri cubi d’acqua, che serviranno principalmente per irrigare circa 2810 ettari di terreno agricolo in una zona votata soprattutto alla avicoltura e viticoltura, compresa nei comuni di Orgòsolo, Olièna, Nùoro, Orùne, Lula e Dorgàli. L’impianto assicurerà anche una portata continua per gli usi industriali nel territorio di Nùoro e Olièna pari a 50 l/sec. I principali dati tecnici dello sbarramento sono riassunti in tab.14.

Tab. 14 - *Diga di Cumbidanovu (Orgòsolo, NU): dati tecnici.*

Dati principali della diga	
Volume totale del serbatoio	13,3 Mmc
Altezza dello sbarramento	73 m
Sviluppo del coronamento	227 m
Volume calcestruzzo gettato	303. 297 mc
Tiranti realizzati	37.000 m
Chiodature passive e drenaggi	20.500 m
Schermo di impermeabilizzazione	9.000 m

La storia di questa diga è lunga e non priva di ostacoli. Il primo appalto risale al 1986; il secondo, dopo 17 anni di interruzione, è datato 2003, interrotto nuovamente per via del fallimento dell’impresa appaltatrice e ripreso due anni dopo nel 2005. Nel 2013 l’ultimo blocco forzato, a seguito di un evento alluvionale che ha devastato il cantiere. Nel 2016, infine, la probabile ripresa per il completamento (fig.152).

PROGETTO CARG



PROGETTO CARG

Fig. 152 - *Diga di Cumbidanovu (Orgòsolo, NU): a) in costruzione, ottobre 2007; b) dettaglio della spalla destra.*

3.4. - Geotermia e idrotermalismo

L'anomalia geotermica presente in Sardegna si manifesta nel Foglio 500 "Nùoro Est" con alcune sorgenti nell'area di Dorgàli, precisamente la sorgente di S. Giovanni Su Anzu, presso la terminazione NE di M. S'Òspile e quella de S'Abba Mèiga a Cala Gonòne.

Alcuni studi realizzati negli anni '70 (Damiani & Maxia, 1973; Dettori, 1978) citano le due sorgenti riportando solo i valori di temperatura dell'acqua.

Più recentemente, Bacciu (2009) ha approfondito l'argomento procedendo anche ad un raffronto tra le vicine sorgenti carsiche e quella puramente termale di S. Giovanni Su Anzu (tab.15). Attraverso la raccolta e l'analisi di dati sulle portate e temperature, analisi chimiche ed isotopiche, viene così evidenziato che l'emergenza è legata ai sistemi di faglie trascorrenti oligo-miocenici e, più precisamente, ad una faglia transpressiva ad orientamento NNE che interseca le strutture E-W.

Tab. 15 - *Principali parametri chimico-fisici della sorgente di S. Giovanni Su Anzu.*

Parametri	Sorgente termale		Sorgente carsica	
Temperatura acqua (°C)	29,2		16,1	
Conducibilità (µS/cm 18°C)	476		410	
Residuo Fisso a 180°C (mg/l)	300		220	
pH	7,4		8,3	
Salinità (mg/l)	356		307	
Durezza totale (mg/l $CaCO_3$)	220,74		169,17	
Unità di misura	mg/l	meq/l	mg/l	meq/l
Ione Calcio	62,00	3,09	43,00	2,15
Ione Magnesio	16,00	1,32	15,00	1,23
Ione Sodio	26,00	1,13	28,00	1,22
Ione Potassio	4,10	0,10	6,50	0,17
Somma cationi		**5,65**		**4,76**
Ione Bicarbonato	252,37	4,13	172,31	2,82
Ione Cloruro	39,71	1,12	39,28	1,10
Ione Solfato	9,57	0,19	9,07	0,18
Ione Nitrato	11,56	0,19	24,16	0,39
Somma anioni		**5,63**		**4,49**
Silice (SiO_2)	15,63		18,64	

PROGETTO CARG

L'indipendenza delle acque termali di S. Giovanni Su Anzu dai circuiti carsici, legate ad una circuitazione di tipo veloce, è ben mostrata dai valori più bassi di tritio rilevati in questa emergenza (tab.16). In ogni caso, questo dato non esclude la possibilità di un'interazione superficiale tra circuiti carsici superficiali e termali profondi.

Tab. 16 - *Valori delle analisi isotopiche nelle sorgenti di Su Gologòne e di S. Giovanni Su Anzu.*

Sorgente	δ 18° (V-MOW)	D (V-MOW)	Tritio (U.T.)
Su Gologòne	-8,21	-48,9	4,5
San Giovanni termale	-6,26	-40,2	2,2
San Giovanni carsica	-8,37	-48,7	4,6

4. - PEDOLOGIA

La descrizione delle caratteristiche pedologiche, fondata su dati editi ed inediti, è stata eseguita mediante il riconoscimento di associazioni di suolo, ovvero descrivendo le principali caratteristiche di più tipologie di suolo differenti che ricorrono in un *pattern* che si ripete regolarmente (Soil Survey Staff, 1999) all'interno delle singole unità geologiche. La classificazione adottata si spinge in prevalenza fino al livello gerarchico di sottogruppo del sistema internazionale di classificazione *Soil Taxonomy* (Soil Survey Staff, 2010). I suoli sono stati descritti e campionati secondo procedure *standard* di livello internazionale (Schoeneberger *et alii*, 2002) e le indagini analitiche (quando presenti) sono state eseguite in accordo alle procedure ufficiali definite dal Ministero delle Politiche Agricole e Forestali (MiPAF, 2000; 2005).

Le descrizioni che seguono rappresentano una forma di estrema, nonché talvolta, semplicistica sintesi delle proprietà e della pedovariabilità dei suoli presenti nelle unità geologiche. Tale sintesi, pur esaustiva, non è dunque da ritenersi esauriente di tutte le possibili combinazioni pedotipologiche riscontrabili.

4.1. - Basamento metamorfico paleozoico

Lo sviluppo dei suoli in questa unità risulta spesso fortemente limitato dall'eccessivo sfruttamento antropico; le principali forme d'uso sono infatti il pascolo, specialmente ovino, e l'uso spesso irrazionale dell'incendio intenzionale per il ripristino delle aree a prato pascolo (Aru *et alii*, 1991).

PROGETTO CARG

In termini di estensione areale dominano tipologie di suolo rappresentanti una scarsa evoluzione pedogenetica, sia per motivi legati alla scarsa alterabilità del substrato (ad esempio su quarziti e metarenarie), sia per fenomeni di spinta erosione degli orizzonti superficiali, specie nelle aree a maggiore acclività. In simili condizioni prevalgono i suoli caratterizzati da orizzontazione del tipo A-C, A-R ed appartenenti prevalentemente ai sottogruppi dei *Lithic*, *Dystric* e *Typic Xerorthents*.

In condizioni di più spinta evoluzione pedogenetica, fortemente condizionata da una maggiore alterabilità del substrato o, comunque, dall'assenza di eccessivo sfruttamento antropico, si possono indagare suoli con orizzontazione del tipo A-Bw-C, A-Bw-R appartenenti ai *Lithic* e *Typic Dystroxerepts* nonché agli *Humic Lithic*, *Lithic*, *Humic* e *Typic Haploxerepts*. La presenza di un orizzonte di superficie umbrico è spesso fortemente legata alle più spinte condizioni di naturalità della stazione, in aree con vegetazione duratura ed abbondante per lunghi periodi dell'anno (talvolta boschiva), morfologie prevalentemente pianeggianti/sub-pianeggianti nonché limitazioni nel pascolo. In condizioni di eccessivo sfruttamento e pendenze più marcate si possono spesso osservare fenomeni di troncamento degli orizzonti di superficie.

Infine, i suoli a più spinta evoluzione pedogenetica possono presentare un orizzonte argillico più o meno espresso (orizzontazione del tipo A-Bt-R, A-Bt-C). Questi pedotipi risultano spesso ubicati in condizioni morfologiche tali da consentire una maggiore possibilità di espressione dei processi di lisciviazione lungo il profilo. Dal punto di vista tassonomico si possono collocare prevalentemente tra i *Lithic* e *Typic Haploxeralfs* e subordinatamente tra i *Lithic Mollic*, *Lithic Ruptic-Inceptic* e *Mollic Haploxeralfs* nonché tra i *Typic* e *Lithic Palexeralfs*.

Dal punto di vista fisico-chimico si possono evidenziare i seguenti aspetti: tra medi ed elevati contenuti in scheletro; tessitura da franco-sabbiosa - sabbioso-franca (orizzonti A e Bw) a franco-argillosa (Bt); da medi a moderati tenori in sostanza organica; contenuti in macronutrienti (azoto e fosforo) spesso limitanti; da bassa a media CSC (Capacità di Scambio Cationico); complesso di scambio parzialmente desaturato.

4.2. - Granitoidi

In questa unità prevalgono, per estensione, i suoli caratterizzati da scarsa a media evoluzione pedogenetica. I fattori pedogenetici dominanti risultano essere prevalentemente il substrato e la morfologia, benché in aree di dimensioni più o meno rilevanti il clima e l'influenza antropica possono risultare determinanti.

PROGETTO CARG

In aree con pendenze rilevanti, scarsa copertura vegetale in prevalenza di tipo erbaceo-arbustiva) ed erosione più o meno accentuata, i suoli sono spesso sottoposti a continui fenomeni di entisolizzazione e leptosolizzazione con ringiovanimento del profilo. L'orizzontazione si presenta principalmente del tipo A-C, A-R e subordinate A-Bw-R, A-Bw-C. Le condizioni morfologiche determinano una scarsa capacità di ritenuta idrica ed una tendenza spesso marcata all'erosione superficiale.

Dal punto di vista tassonomico si rilevano in prevalenza suoli appartenenti al sottogruppo dei *Lithic Xerothents* e subordinatamente a quello dei *Dystric* e *Typic Xerothents*.

In aree con morfologie meno acclivi e con incremento delle coperture vegetali arboree, i suoli risultano meno sottoposti a fenomeni erosivi superficiali; si possono così rilevare suoli caratterizzati dalla presenza di un orizzonte cambico (Bw), in genere di modesta potenza, mentre solo in situazioni morfologiche favorevoli alla formazione di colluvi si possano riscontrare suoli decisamente più profondi. Dal punto di vista tassonomico prevalgono i *Lithic* e *Typic Dystroxerepts* ed i *Lithic* e *Typic Haploxerepts*.

In aree con morfologie da pianeggianti a sub-pianeggianti, ovvero lungo il piede dei pendii, in condizioni tali da favorire lo sviluppo di una più intensa vegetazione arborea, resistono ancora limitati lembi di antiche coperture pedologiche caratterizzate da condizioni evolutive decisamente più marcate. Si tratta di suoli maggiormente evoluti, con orizzontazione del tipo A-Bt-R, Ap-Bt-R, che originariamente coprivano porzioni decisamente più estese di territorio. Tali suoli sono classificabili prevalentemente come *Lithic* e *Typic Haploxeralf* e subordinatamente *Ultic Haploxeralfs*, *Haplic* e *Typic Palexeralfs*.

Le caratteristiche fisico-chimiche attengono soprattutto ai seguenti aspetti: tra medi ed elevati contenuti in scheletro; tessitura da sabbioso-franca - franco-sabbiosa (orizzonti A e Bw) a franco-sabbioso-argillosa (Bt); da scarsi (coperture erbacee-arbustive e pendenze elevate) a modesti/medi (sotto copertura arborea) contenuti in SO; limitanti tenori in macronutrienti (azoto e fosforo); da bassa a media CSC; complesso di scambio parzialmente desaturato.

4.3. - Successione vulcano-sedimentaria tardo-paleozoica

In questa tipologia di substrato è possibile rilevare una contenuta pedovariabilità. I fattori della pedogenesi dominanti sono soprattutto il substrato, il tempo e l'uomo. Infatti, in queste aree la pastorizia rappresenta da sempre uno dei settori di maggiore interesse economico nonché una delle maggiori cause di degrado delle coperture pedologiche.

PROGETTO CARG

In queste unità, inoltre, si sviluppano spesso morfologie piuttosto aspre con bruschi cambiamenti di rilievo, alternati ad aree subpianeggianti (Aru *et alii*, 1991). L'orizzontazione dei suoli si presenta prevalentemente del tipo Ap-C, Ap-R e subordinatamente Ap-Bw-C. Si tratta dunque di suoli generalmente di scarsa potenza, con contatti litici evidenti nonché roccia affiorante in ampi tratti della superficie. A livello tassonomico prevalgono per estensione e copertura i *Lithic* e *Typic Xerorthents*. In condizioni morfologiche tali da consentire un discreto ristagno idrico ed uno scarso drenaggio, si possono rilevare *Aquic Xerorthents* ovvero suoli caratterizzati da figure *red-ox*, causate da processi più o meno espressi di pseudogleificazione, e condizioni aquiche (Soil Survey Staff, 1999). In taluni ambiti, con morfologie sub-pianeggianti e scarsa influenza antropica, si possono rilevare suoli leggermente più evoluti, con un orizzonte di profondità cambico (Bw) più o meno evoluto e potente, appartenenti ai sottogruppi dei *Typic* e *Lithic Haploxerepts* (fig.153).

Le prevalenti caratteristiche fisico-chimiche attengono ai seguenti aspetti: elevati contenuti in scheletro (spesso superiori al 60%); tessitura prevalentemente franco-sabbiosa - sabbioso-franca; modesti o bassi tenori in sostanza organica (spesso > 1-2%) e macronutrienti (azoto e fosforo); contenuta CSC; elevata saturazione in basi (spesso > 90%).

PROGETTO CARG



Fig. 153 - *Foglio 500 "Nùoro Est", suolo su piroclastiti del Permiano: Lithic Xerorthent (orizzontazione Ap-R).*

4.4. - Successioni sedimentarie prevalentemente carbonatiche

In tale unità prevalgono i suoli definibili "calcarei" (FAO, 1973), ovvero caratterizzati da un contenuto in carbonati sempre più o meno rilevante. Lo sviluppo di questi suoli è fortemente influenzato dalle condizioni morfologiche benché, come sarà possibile osservare in seguito, tutti i fattori della pedogenesi concorrono, in maniera più o meno rilevante ed a seconda delle differenti condizioni della stazione indagata, alla formazione ed evoluzione di questi suoli. Tra le unità geologiche studiate, questa rappresenta infatti una tra le più interessanti in virtù delle condizioni di estrema e complessa pedovariabilità ad essa associate. La schematizzazione che segue risulta dunque necessaria al fine di individuare al meglio le principali caratteristiche pedologiche connesse ad un ambiente geologico così complesso. I processi pedogenetici dominanti attengono prevalentemente alla carbonatazione/decarbonatazione, rubefazione e brunificazione.

Lungo la sommità/spalla del versante prevalgono gli affioramenti rocciosi e i suoli caratterizzati da limitata profondità, appartenenti prevalentemente all'Ordine degli Entisuoli (*Lithic* e *Typic Xerorthents*), con orizzontazione del tipo A-C, A-R ovvero A-Ck1-2Ck2-R. La formazione di tali pedotipi è principalmente dovuta alle condizioni di scarsa copertura vegetale, elevate pendenze e sovrapascolamento. Si tratta dunque di suoli allo stadio iniziale di formazione pedogenetica, oppure in stadi di entisolizzazione (Dazzi, 1995) come conseguenza di regressione da fasi di maggiore sviluppo pedogenetico. In particolare, studi effettuati in questi ambienti (Buondonno *et alii*, 2009) suggeriscono una probabile regressione dai Mollisuoli verso gli Entisuoli. Tali evidenze risultano confermate dalla presenza di Mollisuoli (prevalentemente *Lithic* e *Typic Haploxerolls*) in aree caratterizzate da maggiore copertura vegetale arborea (prevalentemente a *Quercus ilex*) e minore disturbo antropico.

Alla base del pendio prevalgono solitamente, per copertura ed estensione, i suoli rappresentanti condizioni di maggiore naturalità; si tratta prevalentemente di Alfisuoli e Mollisuoli. La formazione dei Mollisuoli, caratterizzati da orizzontazione del tipo A-C, A-R (*Lithic* e *Typic Haploxerolls*) e A-Bt-R (*Lithic* e *Typic Argixerolls*), è spesso riconducibile a fenomeni di pedoturbazione, avvenuti a carico degli originari orizzonti argillici (Alfisuoli), legati alla presenza di una coltre vegetale arborea, ovvero al passaggio da copertura erbacea ad arbustiva-arborea. Infatti, con l'infittirsi della copertura vegetale arborea si assiste spesso ad una rapida formazione di orizzonti di superficie ricchi in sostanza organica, talvolta con caratteristiche molliche, nonché ad un incremento della SO lungo l'intero profilo per effetto dell'intensa attività biologica e dell'approfondirsi dell'apparato radicale. Questo processo comporta la predominanza, in termini tassonomici, dell'espressione dei carattere mollici con conseguente evoluzione da Alfisuoli verso Mollisuoli (Aru *et alii*, 1991).

PROGETTO CARG

È ancora possibile rilevare aree con prevalenti Alfisuoli (*Lithic* e *Typic Haploxeralf*) di scarsa potenza e limitata orizzontazione (A-Bt-R), con orizzonti argillici (Bt) ed *epipedon* scuri, ricchi in sostanza organica e con proprietà molliche più o meno espresse (*Mollic Haploxeralf*). Questi suoli rappresentano fasi intermedie di sviluppo evolutivo nella sequenza Entisuoli - Alfisuoli - Mollisuoli.

Alla base/piede del pendio si possono rilevare Entisuoli, Mollisuoli ed Alfisuoli. In tali ambiti morfologici appare particolarmente interessante comprendere l'insieme dei fattori e processi che hanno portato alla genesi ed evoluzione degli Alfisuoli, con particolare riferimento ai pedotipi dove si registra la contemporanea presenza di orizzonti argillici (Bt) e calcici (Bk) o di un orizzonte argillico che contiene carbonati di origine secondaria (Btk). Tali pedotipi (*Lithic*, *Calcic* e *Typic Rodhoxeralf*) rappresentano spesso il risultato di intensi processi di alterazione delle rocce carbonatiche avvenuti durante periodi di maggiore umidità.

I fattori pedogenetici più importanti nella formazione di questi suoli, vere e proprie testimonianze paleoclimatiche (Yaalon, 1997), sono il substrato, il clima (alternanza tra periodi umidi e secchi) ed il tempo. In particolare, i processi pedogenetici che hanno portato alla formazione di tali suoli sono:

- decarbonatazione del profilo, durante condizioni climatiche tali da favorire l'instaurarsi di "regimi di umidità percolativi" (Yaalon, 1983); infatti solo in climi umidi è possibile osservare una completa lisciviazione dei carbonati dal suolo, e tali processi pedogenetici risultano i più importanti nei suoli formatisi su carbonati in condizioni climatiche analoghe (Nettleton, 1991);
- eluviazione delle argille che, dopo la completa decarbonatazione, sono in grado di muoversi e migrare sia verticalmente che lateralmente, non essendo più coinvolte in fenomeni di flocculazione governati dalla presenza di ioni calcio;
- liberazione del ferro dai minerali primari che lo contengono e dalla matrice carbonatica ricca in ferro ed alluminio. Il ferro libero può migrare verso il basso e lateralmente e muoversi mediante legami con le argille e con le sostanze umiche, con formazione di complessi organo-minerali;
- carbonatazione secondaria degli orizzonti di profondità; tali fenomeni possono avvenire durante l'instaurarsi di "regimi di umidità non percolativi" (Yaalon, 1983), ovvero in condizioni climatiche di maggiore aridità;
- flocculazione delle argille, in condizioni nelle quali l'incremento degli ioni calcio in soluzione porta ad un deciso decremento dei fenomeni di eluviazione e trasporto delle argille stesse e dei complessi organo-minerali;
- rubefazione con precipitazione dei composti del ferro a seguito della flocculazione delle argille e dei complessi organo-minerali; la formazione di fasi discrete dei composti del ferro avviene in una prima fase sotto forma prevalente di idrossidi amorfi e successivamente, a seguito di fenomeni di cristallizzazione e disidratazione, sotto forma di ematite (figg.154a, 154b, 154c).

PROGETTO CARG



PROGETTO CARG

Fig. 154 - *Foglio 500 "Nùoro Est", suoli su carbonati mesozoici; a) Typic Xerorthent (orizzontazione Ap-CB-Ck); b) Lithic Argixeroll (orizzontazione A-Ab-Bwb-Btb-R); c) Calcic Rodhoxeralf (orizzontazione A-Bt1-Bt2-Btk).*

Dal punto di vista fisico-chimico si rilevano: elevati contenuti in scheletro (spesso superiori al 80%); tessitura in prevalenza sabbioso-franca negli orizzonti di superficie, da franca ad argillosa in quelli diagnostici di profondità (Bt, Btk); da medi ad elevati tenori in sostanza organica, soprattutto negli orizzonti di superficie con caratteri mollici (dal 4 fino al 19-20%); medi contenuti in macronutrienti (azoto e fosforo), con azoto quale principale elemento limitante; da media ad elevata CSC; complesso di scambio saturo (Ca_2+>Mg_2+>Na+>K+).

4.5. - Successione vulcano-sedimentaria plio-pleistocenica

Dal punto di vista pedologico e pedogenetico, le aree di maggiore interesse all'interno di tale unità sono quelle occupate prevalentemente da rocce vulcaniche alcaline - sub-alcaline. Questi litotipi risultano infatti altamente reattivi (Naidu *et alii*, 1997; Chesworth *et alii*, 2004) e possono contribuire ai cicli geochimici di molti elementi (Chesworth *et alii*, 2004; Soubrand Colin *et alii*, 2007), risultando inoltre fondamentali quali fonte di elementi nutritivi sia nei suoli agricoli (Chesworth, 1982) che forestali (Vacca *et alii*, 2009).

I suoli indagati su simili substrati risultano particolarmente caratterizzati da processi pedogenetici quali andosolizzazione e brunificazione. Tali processi consistono principalmente nella formazione ed accumulo, specialmente nella frazione fine del suolo, di costituenti non cristallini quali allofane, immogolite e ferridrite insieme a complessi umo-metallici.

Con il progredire nel tempo dei processi di alterazione si osserva spesso, in condizioni climatiche favorevoli (sufficiente umidità del suolo), un arricchimento di frazioni colloidali altamente reattive. I processi di formazione che maggiormente influenzano lo sviluppo di tali suoli sono prevalentemente clima e substrato.

Dal punto di vista mineralogico e pedogenetico si possono dunque rilevare suoli con proprietà andiche (Alo+0,5 Feo ± 2%; densità apparente ± 0,90 g/cmc; ritenzione in fosfati ± 85%) più o meno espresse, secondo le seguenti specifiche:

- suoli con totale mancanza di proprietà andiche: si sviluppano in condizioni climatiche (regimi xerici di umidità del suolo) tali da non consentire la formazione di minerali amorfi (in prevalenza allofane) nè di complessi organominerali con Al e Fe. Oltre al clima vi possono essere altri fattori concomitanti, quali mancanza di copertura arborea, esposizione dei versanti soprattutto meridionale, morfologie sfavorevoli a garantire sufficienti condizioni di umidità al suolo (spalla dei versanti), antropizzazione/entisolizzazione. In simili condizioni prevalgono i suoli con orizzontazione del tipo A-C, A-R (*Lithic*, *Dystric* e *Typic Xerorthents*) o A-Bw-R, A-Bw-C (*Lithic* e *Typic Dystroxerepts*), caratterizzati da scarsa o minima evoluzione pedogenetica;

PROGETTO CARG

- suoli allofanici e suoli non allofanici: i suoli allofanici si sono formati in un ambiente di alterazione con basso contenuto in complessi organometallici. La frazione fine di questi suoli contiene spesso discreti quantitativi in minerali amorfi. La distribuzione areale è limitata, legata alla concomitante presenza di fondamentali fattori quali condizioni di sufficiente umidità al suolo, coperture boschive, esposizione prevalente settentrionale, base/piede/punta del pendio (*Lithic*, *Andic* e *Typic Dystroxerepts*; *Lithic*, *Andic* e *Typic Haploxerepts*). Nei suoli non allofanici prevalgono invece i complessi *Al-humus*, a causa degli ingenti quantitativi di SO al suolo in grado di complessare Al e Fe, impedendo una loro ulteriore organizzazione e cristallizzazione. In simili condizioni è possibile rilevare suoli moderatamente evoluti, con orizzontazione del tipo A-Bw-R, A-Bw-C ed orizzonti di superficie talvolta di tipo umbrico (*Humic Lithic*, *Humic*, *Dystroxerepts* e *Humic Lithic*, *Humic Haploxerepts*).

Oltre a queste pedotipologie si possono riscontrare, in condizioni di elevato contenuto idrico nei suoli legato a condizioni morfologiche favorevoli (ad es. sui *plateau* basaltici), suoli con discreti contenuti in argille a reticolo espandibile (smectiti) e caratteri vertici (Soil Survey Staff, 1999) più o meno espressi. In simili condizioni i processi pedogenetici dominanti sono prevalentemente legati ai fenomeni di pedoturbazione/vertisolizzazione. Nelle condizioni di massimo sviluppo si possono rilevare suoli con orizzontazione Ap-Bss-C o Ap-Bss-R (*Lithic*, *Aquic*, *Entic* e *Typic Haploxererts*), oppure del tipo Ap-Bw-R (*Vertic Haploxerepts*) in condizioni di minore sviluppo delle proprietà vertiche (figg.155 e 156).

PROGETTO CARG



Fig. 155 - *Foglio 500 "Nùoro Est", suolo su basalto plio-pleistocenico: Lithic Haploxerert (orizzontazione Ap-Bss-R).*



Fig. 156 - *Foglio 500 "Nuoro Est", suolo su basalto plio-pleistocenico: fenomeni di cracks visibili sulla superficie di un Typic Haploxerert, caratterizzato da fenomeni di pedoturbazione/vertisolizzazione dovuti alla rilevante presenza di argille a reticolo espandibile (smectiti).*

Le caratteristiche fisico-chimiche attengono principalmente ai seguenti aspetti: da scarso a modesto contenuto in scheletro (da 1 a 20%); tessitura prevalentemente da sabbioso-franca - franco-sabbiosa (orizzonti di superficie) a franco-argillosa - argillosa negli orizzonti a *slickensides*; tenori in sostanza organica da medi ad elevati; contenuti in macronutrienti (azoto e fosforo) raramente limitanti; da media ad elevata CSC, fortemente influenzata dai contenuti in SO e, in particolare, dal contenuto in sostanze umiche negli orizzonti di superficie; suoli prevalentemente desaturati.

PROGETTO CARG

4.6. - Depositi Quaternari

I suoli rilevabili su questi depositi presentano proprietà estremamente variabili e difficilmente generalizzabili, per le differenti tipologie di substrato.

I fattori dominanti nella formazione dei suoli, a seconda della tipologia di ambiente considerato, risultano essere il substrato, il tempo ed il clima. La variabilità pedologica risulta abbastanza rilevante e, in taluni ambiti, fortemente influenzata dalle attività antropiche; ad esempio, in aree a rilevante vocazione turistica ingenti porzioni del territorio sono caratterizzate dalla presenza di "suoli antropogenici" (Icomanth, 2003).

Dal punto di vista pedologico è di fondamentale importanza la composizione litologica prevalente del substrato pedogenetico originario. Nei depositi del tipo *grèzes-litées* ed *éboulis ordonnées* (depositi periglaciali riferibili al Würm) il substrato pedogenetico è costituito da materiale clastico spigoloso di origine carbonatica. I suoli rilevabili sono spesso caratterizzati da un elevato contenuto in carbonati di origine primaria e secondaria (Buondonno *et alii*, 2009). La pedovariabilità risulta spesso marcata con sequenze di suoli, lungo i versanti, che ricordano lo schema riportato per i suoli delle successioni sedimentarie carbonatiche (cfr. § 4.4.).

Nelle aree da sub-pianeggianti a pianeggianti, sottoposte invece ad una forte influenza di corsi d'acqua limitrofi, il substrato originario può avere una composizione litologica assai variabile ed assumono maggiore rilievo il fattore tempo ed il clima (Carboni *et alii*, 2006).

In simili ambienti i processi pedogenetici dominanti sono argillificazione e pseudogleificazione. L'orizzontazione si presenta prevalentemente del tipo Ap-C ovvero Ap-C1-2C2 (Entisuoli) e subordinatamente Ap-Bt-C, Ap-Bt-Bg-C, ovvero Ap-2Btg1-3Btg2-C (Alfisuoli). Le dinamiche fluviali ed i relativi regimi idrici hanno influenzato e/o influenzano notevolmente lo sviluppo e la formazione dei *pedon* indagabili in simili ambienti. I fenomeni di ossido-riduzione, ascrivibili alla duratura presenza di falde spesso superficiali, sono ingenti in tutti i suoli limitrofi ai principali corsi d'acqua.

Lungo i profili risultano dunque evidenti fenomeni quali segregazione orizzontale del Fe, presenza di rivestimenti di ossidi ed idrossidi di Fe-Mn (con o senza argille) nonché concrezioni di Fe-Mn. Ad ulteriore conferma della forte influenza dei regimi idrici fluviali, vengono spesso rilevate evidenti discontinuità litologiche, causate dalla stretta vicinanza di corsi d'acqua e/o evoluzione dei suoli all'interno di antichi paleoalvei. Nella definizione dell'influenza dei regimi idrici sullo sviluppo dei suoli dell'area, ulteriore supporto viene fornito dall'osservazione della tipologia di scheletro (forma e dimensioni) contenuto all'interno dei profili indagati: lo scheletro si presenta quasi sempre di tipo prevalentemente arrotondato e subordinatamente spigoloso negli orizzonti di superficie (A o Ap) e di profondità (Bt o Bg); di tipo piatto-arrotondato negli orizzonti profondi di tipo C o CB. Si rileva dunque chiaramente come i clasti abbiano subito una prevalente forma di trasporto idrico/fluviale.

Dal punto di vista tassonomico si rilevano Entisuoli (*Typic Xeorthents*, *Typic Xerofluvents*, *Aquic* e *Oxyaquic Xerofluvents*) ed Alfisuoli (*Ultic* e *Typic Haploxeralf*, *Ultic Palexeralfs* e subordinatamente *Typic Endoaqualf*). Il Sottogruppo degli *Ultic Palexeralfs* rappresenta i suoli di più antica formazione, evoluti durante condizioni climatiche differenti rispetto alle attuali e, per tali ragioni, considerabili quali paleosuoli (Carboni *et alii*, 2006; Scarciglia *et alii*, 2009).

PROGETTO CARG

Le proprietà fisico-chimiche possono essere generalmente riepilogate nei seguenti caratteri: rilevanti contenuti in scheletro (spesso superiori al 60%) soprattutto negli orizzonti rappresentanti discontinuità litologiche; tessiture prevalentemente franco-sabbiose e sabbioso-franche negli orizzonti Ap e Bg e C, argillose e franco-argillo-sabbiose negli orizzonti di tipo Bt o Btg; da bassi a modesti tenori in sostanza organica e macronutrienti; da media ad elevata CSC legata prevalentemente ai contenuti in frazioni argillose; da bassa ad elevata saturazione in basi (figg.157a e 157b).



Fig. 157 - *Foglio 500 "Nùoro Est", suoli su depositi quaternari: a) suolo su grèzes-litées, classificato come Typic Xerorthent (orizzontazione A-C-Ck1-Ck2-Cmk); b) suoli su depositi alluvionali attuali.*

PROGETTO CARG

5. - DISSESTI

Il DLgs n.152/2006 "Norme in materia ambientale" definisce, all'art. 54 (c.1, lett. v), come dissesto idrogeologico "la condizione che caratterizza aree ove processi naturali o antropici, relativi alla dinamica dei corpi idrici, del suolo o dei versanti, determinano condizioni di rischio sul territorio".

Più in generale si definiscono come dissesti idrogeologici quei processi che vanno dalle erosioni contenute e lente alle forme più consistenti della degradazione superficiale e sotterranea dei versanti, fino alle forme imponenti e gravi delle frane comprendendo anche fenomeni come alluvioni e valanghe.

Il territorio del Foglio 500 "Nùoro Est", per le caratteristiche geomorfologiche, litologiche e idrogeologiche, nonchè per l'intenso intervento antropico operato in molte aree, è sede di fenomeni di dissesto attribuibili essenzialmente ad instabilità dei versanti ed a particolari condizioni idrauliche.

5.1. - Dissesti di versante

Ai dissesti di versante sono riconducibili i fenomeni dovuti al dilavamento (erosione e ruscellamento diffuso e concentrato) e soprattutto quelli dovuti alla gravità, che comprendono le frane *s.s.*, le deformazioni gravitative profonde di versante, i movimenti lenti superficiali, gli sprofondamenti (*sinkholes*) ed altri fenomeni quali le colate rapide di detrito e fango (*debris flows* e *mud flows*), con caratteristiche intermedie tra i movimenti di massa ed i fenomeni di trasporto idrico.

I dissesti di versante dovuti alla gravità dipendono da un elevato numero di fattori, spesso tra loro interdipendenti, dalla cui combinazione possono derivare una grande molteplicità di fenomeni ed eventi. I fattori che favoriscono, condizionano e determinano i fenomeni di dissesto vengono distinti in due tipologie: fattori strutturali o predisponenti (ad es.: litologia e struttura geologica, assetto orografico e geomorfologico, caratteri climatici, fattori idrologici e idrogeologici) e fattori determinanti o innescanti (ad es.: eventi meteorici, correnti idriche, moto ondoso, variazione repentina del livello piezometrico delle falde); tra i secondi assumono particolare rilevanza le numerose attività di utilizzo e trasformazione dell'ambiente naturale e del territorio dovute all'intervento antropico.

Il territorio del Foglio 500 "Nùoro Est", in considerazione della complessa interazione di tutti i fattori sopraelencati, presenta numerose aree interessate da dissesti di versante. Molteplici sono gli studi attinenti tale tematica, tra questi si segnalano, a scala nazionale, i progetti realizzati dal Gruppo Nazionale Difesa Catastrofi Idrogeologiche (GNDCI) del CNR: 1) Progetto AVI (Aree Vulnerate Italiane); 2) Progetto SCAI (Studio dei Centri Abitati Instabili); 3) Progetto VAPI (Valutazione delle Piene). A questi si affiancano, in ambito regionale, il "Piano Stralcio per l'Assetto Idrogeologico (PAI) della Sardegna" (RAS, 2002) adottato dalla Regione Autonoma Sardegna con DGR n.54/33 del 30/12/2004) e la variante al PAI denominata "Approfondimento e studio di dettaglio ... (*omissis*) ... nei sub-bacini Posada-Cedrino e Sud-Oientale" (RAS, 2005).

Di rilievo anche il Progetto I.F.F.I. "Inventario dei Fenomeni Franosi in Italia", predisposto dalla RAS su coordinamento nazionale dell'ISPRA (RAS, 2006), realizzato con lo scopo principale di fornire un quadro sinottico ed omogeneo sulla distribuzione dei fenomeni franosi e di dissesto di versanti sull'intero territorio nazionale, e di offrire uno strumento conoscitivo ai fini della valutazione del

PROGETTO CARG

rischio da frana e, più in generale, del dissesto di versante, della programmazione degli interventi di difesa del suolo e della pianificazione territoriale a scala nazionale e locale.

Dai progetti ora menzionati sono riportate (tabb.17 e 18) alcune informazioni sui fenomeni di dissesto di versante censiti nell'area del Foglio, rielaborate ai fini della stesura di queste Note. Sebbene le modalità di censimento e di rilevamento portate avanti dai diversi progetti non siano omogenee, i dati raccolti consentono comunque di identificare i contesti in cui tali fenomeni si sono sviluppati e forniscono la base conoscitiva per le osservazioni illustrate nel paragrafo seguente.

5.2. - Rischio di frana

Il rischio di frana nell'area del Foglio è definito nel P.A.I. (RAS, 2002; 2005) attraverso la delimitazione delle aree di pericolosità e di rischio frane e la loro classificazione secondo le diverse classi indicate rispettivamente nella tab.19 e nella tab.20; esso deriva da un attento lavoro di analisi che si riassume brevemente.

Nel Foglio 500 "Nùoro Est" sono state censite 59 differenti aree interessate da fenomeni franosi, 30 con il Progetto IFFI (RAS, 2006) e 29 con la Variante al PAI (RAS, 2005). Pur con una distribuzione disomogenea, esse interessano porzioni di territorio di tutti i Comuni (fig.158a): Dorgàli con 24 frane, pari al 40% del totale, è il Comune maggiormente interessato, seguono in ordine decrescente Orgòsolo, Olièna, Nùoro, ed infine Galtellì e Baunèi (fig.158b).

Nel territorio in esame prevalgono nettamente i siti rappresentati in modo puntuale, ma si individuano anche alcune vaste aree al cui interno i singoli fenomeni franosi non sono sempre ben distinguibili l'uno dall'altro. In particolare si segnalano l'orlo di scarpata esterno dell'altopiano carbonatico del Supramonte di Dorgàli ubicato lungo il tracciato della SS.125 "Orientale Sarda", il versante settentrionale dei rilievi tra P.ta Cusidòre e l'abitato di Olièna, il versante occidentale del M. Corràsi; vari areali del M. Ortobene. Altre aree caratterizzate da una rilevante pericolosità sono quelle ad acclività molto elevate, quali gli orli di scarpata degli altopiani carbonatici e dei *plateau* basaltici.

Le formazioni geologiche più coinvolte nei fenomeni franosi (fig.159) sono i depositi quaternari (al loro interno ricadono 18 frane), prevalentemente depositi di versante costituiti da sedimenti sciolti ed in condizioni di precaria stabilità in situazioni morfologiche di elevata acclività: molto comuni le pietraie e gli accumuli di massi di grosse dimensioni alla base di versanti ripidi o di orli di scarpata. Questa tipologia comprende anche i depositi riconducibili ad aree di frana storiche ed i detriti di versante tipo "*éboulis ordonnées*".

PROGETTO CARG

Tab.17 - *Fenomeni franosi censiti nel Foglio 500 "Nùoro Est". Rielaborazione ed aggiornamento dati dal Piano Stralcio di Bacino per l'Assetto Idrogeologico della Sardegna (RAS, 2002; 2005).*

Cod.ID PAI	Comune	Toponimo IGMI	Sezione 1:10.000	Tipologia movimento franoso	Stato attività	Geologia dell'area	Litologia	Litologia tecnica	Causa innesco evento
D001	Dorgàli	Dorgàli paese	500120	n.d	n.d	Basalti da alcalini a subalcalini; in grandi espandimenti, colate, coni di scorie, dicchi, livelli piroclastici (BGO)	Rocce effusive	Roccia lapidea	n.d
D002	Dorgàli	Dorgàli paese	500120	n.d	n.d	Basalti da alcalini a subalcalini; in grandi espandimenti, colate, coni di scorie, dicchi, livelli piroclastici (BGO)	Rocce effusive	Roccia lapidea	n.d
D003	Dorgàli	Dorgàli paese	500120	n.d	n.d	Basalti da alcalini a subalcalini; in grandi espandimenti, colate, coni di scorie, dicchi, livelli piroclastici (BGO)	Rocce effusive	Roccia lapidea	n.d
D004	Dorgàli	Dorgàli paese	500120	n.d	n.d	Basalti da alcalini a subalcalini; in grandi espandimenti, colate, coni di scorie, dicchi, livelli piroclastici (BGO)	Rocce effusive	Roccia lapidea	n.d
D005	Dorgàli	Dorgàli paese	500120	n.d	n.d	Basalti da alcalini a subalcalini; in grandi espandimenti, colate, coni di scorie, dicchi, livelli piroclastici (BGO)	Rocce effusive	Roccia lapidea	n.d
D006	Dorgàli	Dorgàli paese	500120	n.d	n.d	Depositi di versante. Detriti con clasti angolosi, talora parzialmente cementati (a)	Detriti	Detrito incoerente	n.d
D007	Dorgàli	Dorgàli paese	500120	n.d	n.d	Biocalcareniti/calciruditi, calcari oolitici e subordinati calcari bioclastici (BRD)	Rocce carbonatiche	Roccia lapidea	n.d
D008	Dorgàli	Dorgàli paese	500120	n.d	n.d	Basalti da alcalini a subalcalini; in grandi espandimenti, colate, coni di scorie, dicchi, livelli piroclastici (BGO)	Rocce effusive	Roccia lapidea	n.d
D009	Dorgàli	Dorgàli paese	500120	n.d	n.d	Detriti di versante tipo "*éboulis ordonnés*" (ORS_{2c})	Conglomerati e brecce poco cementate	Terra granulare addensata	n.d
G001	Galtellì	Versante sud	500030	n.d	n.d	Filladi, filladi carboniose, quarziti con subordinate metarenarie quarzoso-micacee (LUL)	Rocce metamorfiche	Roccia lapidea	n.d
G002	Galtellì	Versante sud	500030	n.d	n.d	Filladi, filladi carboniose, quarziti con subordinate metarenarie quarzoso-micacee (LUL)	Rocce metamorfiche	Roccia lapidea	n.d
G003	Galtellì	Versante sud	500030	n.d	n.d	Filladi, filladi carboniose, quarziti con subordinate metarenarie quarzoso-micacee (LUL)	Rocce metamorfiche	Roccia lapidea	n.d
G004	Galtellì	Versante sud	500030	n.d	n.d	Filladi, filladi carboniose, quarziti con subordinate metarenarie quarzoso-micacee (LUL)	Rocce metamorfiche	Roccia lapidea	n.d
N007	Nùoro	Nùoro	500050	n.d	n.d	Monzograniti biotitici a grana medio-grossa, inequigranulari e con tessitura orientata (OBN_{1b})	Rocce intrusive	Roccia lapidea	n.d
OL001	Olièna	Olièna	500090	n.d	n.d	Monzograniti a biotite, muscovite, cordierite e andalusite, a grana grossa, inequigranulari, tessitura moderatamente orientata (BLA_{1b})	Rocce intrusive	Roccia lapidea	n.d
OL002	Olièna	Olièna	500090	n.d	n.d	Depositi di versante. Detriti con clasti angolosi, talora parzialmente cementati (a)	Detriti	Detrito incoerente	n.d
OL003	Olièna	Olièna	500090	n.d	n.d	Depositi di versante. Detriti con clasti angolosi, talora parzialmente cementati (a)	Detriti	Detrito incoerente	n.d
OL004	Olièna	Olièna	500090	n.d	n.d	Depositi alluvionali. Ghiaie da grossolane a medie (b_a)	Conglomerati non cementati	Materiali sciolti	n.d
OL005	Olièna	Olièna	500090	n.d	n.d	Depositi alluvionali. Ghiaie da grossolane a medie (b_a)	Conglomerati non cementati	Materiali sciolti	n.d
OR001	Orgòsolo	Orgòsolo	500130	n.d	n.d	Granodioriti monzogranitiche grigie, a grana media, moderatamente equigranulari e con tessitura orientata (ORG_h)	Rocce intrusive	Roccia lapidea	n.d
OR002	Orgòsolo	Orgòsolo	500130	n.d	n.d	Granodioriti monzogranitiche grigie, a grana media, moderatamente equigranulari e con tessitura orientata (ORG_h)	Rocce intrusive	Roccia lapidea	n.d
OR003	Orgòsolo	Orgòsolo	500130	n.d	n.d	Depositi di versante. Detriti con clasti angolosi, talora parzialmente cementati (a)	Detriti	Detrito incoerente	n.d
OR004	Orgòsolo	Orgòsolo	500130	n.d	n.d	Depositi di versante. Detriti con clasti angolosi, talora parzialmente cementati (a)	Detriti	Detrito incoerente	n.d
OR005	Orgòsolo	Orgòsolo	500130	n.d	n.d	Depositi di versante. Detriti con clasti angolosi, talora parzialmente cementati (a)	Detriti	Detrito incoerente	n.d
OR006	Orgòsolo	Orgòsolo	500130	n.d	n.d	Granodioriti monzogranitiche grigie, a grana media, moderatamente equigranulari e con tessitura orientata (ORG_h)	Rocce intrusive	Roccia lapidea	n.d
OR007	Orgòsolo	Orgòsolo	500130	n.d	n.d	Depositi di versante. Detriti con clasti angolosi, talora parzialmente cementati (a)	Detriti	Detrito incoerente	n.d
OR008	Orgòsolo	Orgòsolo	500130	n.d	n.d	Granodioriti monzogranitiche grigie, a grana media, moderatamente equigranulari e con tessitura orientata (ORG_h)	Rocce intrusive	Roccia lapidea	n.d
OR009	Orgòsolo	Orgòsolo	500130	n.d	n.d	Granodioriti monzogranitiche grigie, a grana media, moderatamente equigranulari e con tessitura orientata (ORG_h)	Rocce intrusive	Roccia lapidea	n.d
OR010	Orgòsolo	Orgòsolo	500131	n.d	n.d	Granodioriti monzogranitiche grigie, a grana media, moderatamente equigranulari e con tessitura orientata (ORG_h)	Rocce intrusive	Roccia lapidea	n.d

PROGETTO CARG

Negli areali occupati da granodioriti e da monzograniti ricadono 15 frane. I corpi intrusivi sono in genere massivi ma con una forte fatturazione che favorisce il distacco e la caduta di massi isolati anche di grandi dimensioni; talora hanno invece una coltre superficiale molto alterata e disgregata, che in aree acclivi, a seguito di una forte imbibizione idrica, tende a diventare instabile.

Anche i basalti plio-pleistocenici, al cui interno ricadono 13 frane, sono massivi e spesso fortemente fratturati. Le attuali condizioni morfologiche, caratterizzate da altopiani sub-pianeggianti in rilievo rispetto alle rocce sottostanti, determinano orli di scarpata o bordi di espandimento molto acclivi su cui si instaurano, generalmente, fenomeni di distacco e crollo.

Le formazioni carbonatiche sono anch'esse piuttosto massive ma con una stratificazione variabile ed irregolare cui generalmente si sovrappone una forte fatturazione. Anche in questo caso si generano orli di scarpate subverticali o superfici di versante con acclività talora elevatissime, condizioni che favoriscono i fenomeni di distacco, ribaltamento e crollo di blocchi anche di rilevanti dimensioni.

Sulle metamorfiti sono state censite 5 frane, tutte ubicate a S dell'abitato di Galtellì, nel versante di raccordo con il M. Tuttavista, dove potenti depositi di versante sono associati ad una morfologia anche fortemente acclive.

L'analisi d'insieme delle caratteristiche litotecniche delle formazioni geologiche interessate dai fenomeni franosi evidenzia che il 68% delle frane interessa rocce lapidee mentre il restante 32% interessa materiali incoerenti o debolmente cementati (fig.160a).

Tali aspetti trovano una diretta relazione con le tipologie dei movimenti franosi degli eventi censiti. Infatti, sempre sulla base dei dati forniti dal Progetto IFFI, nell'area in esame prevalgono nettamente le frane dovute a crollo e/o ribaltamento, mentre sono molto limitati i movimenti di tipo complesso o di scivolamento rotazionale o traslativo (fig.160b).

Utilizzando le schede di censimento, dove è riportata l'informazione relativa allo stato di attività delle frane (fig.160c), si osserva che circa il 50% di esse si trova attualmente in stato attivo o riattivato, mentre la restante metà risulta in stato di stabilizzazione naturale o di quiescenza.

5.3. - Dissesti idraulici

Le aree interessate da fenomeni di dissesto idraulico del Foglio 500 "Nùoro Est" sono riconducibili principalmente al bacino del Fiume Cedrino (e più specificatamente al suo corso d'acqua principale), e secondariamente ad alcuni tratti dei corsi d'acqua minori che scaricano direttamente sul Golfo di Orosèi.

PROGETTO CARG

Tab.18 - *Fenomeni franosi censiti nel Foglio 500 "Nùoro Est". Rielaborazione ed aggiornamento dati da Progetto IFFI (RAS, 2006).*

Cod.ID IFFI	Comune	Toponimo IGMI	Sezione 1:10.000	Tipologia movimento franoso	Stato attività	Geologia dell'area	Litologia	Litologia tecnica	Causa innesco evento
0910009400	Galtellì	S. Caterina	500040	Aree soggette a crolli/ribaltamenti diffusi	n.d.	Dolomie, dolomie arenacee, calcari dolomitici (DOR)	Rocce carbonatiche	Roccia lapidea	n.d
0910025700	Galtellì	N.ghe Calistru	500040	Scivolamento rotazionale/traslativo	Attivo	Filladi, filladi carboniose, quarziti, metarenarie quarzoso-micacee (LUL)	Rocce metamorfiche	Roccia lapidea	Precipitazioni brevi ed intense
0910001300	Nùoro	N. S. La Solitudine	500050	Crollo/Ribaltamento	Quiescente generico	Monzograniti biotitici a grana medio-grossa inequigranulari (OBN_{1b})	Rocce intrusive	Roccia lapidea	Precipitazioni eccezionali prolungate
0910001600	Nùoro	P.ta S. Onofrio	500050	Aree soggette a crolli/ribaltamenti diffusi	Quiescente generico	Granodioriti tonalitiche biotitico-anfiboliche, a grana medio-fine, equigranulari e con tessitura orientata (NUO_2)	Rocce intrusive	Roccia lapidea	Precipitazioni eccezionali prolungate
0910001700	Nùoro	P.ta S. Onofrio	500050	Crollo/Ribaltamento	Quiescente generico	Granodioriti tonalitiche biotitico-anfiboliche, a grana medio-fine, equigranulari e con tessitura orientata (NUO_2)	Rocce intrusive	Roccia lapidea	Precipitazioni eccezionali prolungate
0910001800	Nùoro	Nùoro	500050	Aree soggette a crolli/ribaltamenti diffusi	Quiescente generico	Monzograniti biotitici a grana medio-grossa inequigranulari (OBN_{1b})	Rocce intrusive	Roccia lapidea	Precipitazioni eccezionali prolungate
0910025300	Nùoro	N. S. del Monte	500050	Aree soggette a crolli/ribaltamenti diffusi	Attivo	Monzograniti biotitici a grana medio-grossa inequigranulari (OBN_{1b})	Rocce intrusive	Roccia lapidea	Precipitazioni eccezionali prolungate
0910025500	Nùoro	N. S. La Solitudine	500050	Crollo/Ribaltamento	Attivo	Monzograniti biotitici a grana medio-grossa inequigranulari (OBN_{1b})	Rocce intrusive	Roccia lapidea	Precipitazioni eccezionali prolungate
0910025600	Nùoro	P.ta S. Onofrio	500050	Crollo/Ribaltamento	Attivo	Depositi di frana. Corpi di frana (a_1)	Detriti	Detrito incoerente	Precipitazioni eccezionali prolungate
0910060800	Dorgàli	N.ghe S'Ùlumu	500070	Aree soggette a crolli/ribaltamenti diffusi	Quiescente generico	Basalti da alcalini a subalcalini; in grandi espandimenti, colate, coni di scorie, dicchi, livelli piroclastici (BGO)	Rocce effusive	Roccia lapidea	Precipitazioni eccezionali prolungate
0910060900	Dorgàli	Casa Muggiano	500070	Aree soggette a crolli/ribaltamenti diffusi	Quiescente generico	Basalti da alcalini a subalcalini; in grandi espandimenti, colate, coni di scorie, dicchi, livelli piroclastici (BGO)	Rocce effusive	Roccia lapidea	Precipitazioni brevi ed intense
0910061000	Dorgàli	N.ghe Su Icu	500070	Complesso	Quiescente generico	Basalti da alcalini a subalcalini; in grandi espandimenti, colate, coni di scorie, dicchi, livelli piroclastici (BGO)	Rocce effusive	Roccia lapidea	n.d
0910061100	Dorgàli	N.ghe Su Icu	500070	Aree soggette a crolli/ribaltamenti diffusi	Riattivato	Basalti da alcalini a subalcalini; in grandi espandimenti, colate, coni di scorie, dicchi, livelli piroclastici (BGO)	Rocce effusive	Roccia lapidea	Precipitazioni brevi ed intense
0910048800	Olièna	Janna 'e Bentu	500100	Aree soggette a crolli/ribaltamenti diffusi	Attivo	Depositi di frana, talvolta con blocchi ettometrici (ORS_{2d})	Detriti	Detrito incoerente	Precipitazioni brevi ed intense

PROGETTO CARG

Cod.ID IFFI	Comune	Toponimo IGMI	Sezione 1:10.000	Tipologia movimento franoso	Stato attività	Geologia dell'area	Litologia	Litologia tecnica	Causa innesco evento
0910057100	Dorgàli	Abba Mèica	500120	Aree soggette a crolli/ribaltamenti diffusi	Quiescente generico	Detriti di versante tipo "*éboulis ordonnés*" (ORS_{2c})	Conglomerati e brecce poco cementate	Terra granulare addensata	Precipitazioni brevi ed intense
0910057300	Dorgàli	S'Abba Durche	500120	Aree soggette a crolli/ribaltamenti diffusi	Quiescente generico	Basalti da alcalini a subalcalini; in grandi espandimenti, colate, coni di scorie, dicchi, livelli piroclastici (BGO)	Rocce effusive	Roccia lapidea	Precipitazioni brevi ed intense
0910057400	Dorgàli	Dorgàli	500120	Aree soggette a crolli/ribaltamenti diffusi	Attivo	Depositi di versante a clasti angolosi, talora parzialmente cementati (a)	Detriti	Detrito incoerente	Precipitazioni brevi ed intense
0910057500	Dorgàli	Buca Entu	500120	Aree soggette a crolli/ribaltamenti diffusi	n.d.	Depositi di versante a clasti angolosi, talora parzialmente cementati (a)	Detriti	Detrito incoerente	n.d
0910057600	Dorgàli	Caletta Fuìli	500120	Aree soggette a crolli/ribaltamenti diffusi	Quiescente generico	Biocalcareniti/calciruditi, calcari oolitici, calcari bioclastici (BRD)	Rocce carbonatiche	Roccia lapidea	n.d
0910057700	Dorgàli	SP. 26 bis	500120	Aree soggette a crolli/ribaltamenti diffusi	Riattivato	Basalti da alcalini a subalcalini; in grandi espandimenti, colate, coni di scorie, dicchi, livelli piroclastici (BGO)	Rocce effusive	Roccia lapidea	Precipitazioni brevi ed intense
0910060700	Dorgàli	Caletta Fuìli	500120	Aree soggette a crolli/ribaltamenti diffusi	Riattivato	Biocalcareniti/calciruditi, calcari oolitici, calcari bioclastici (BRD)	Rocce carbonatiche	Roccia lapidea	Precipitazioni brevi ed intense
0910061200	Dorgàli	Buca Entu	500120	Aree soggette a crolli/ribaltamenti diffusi	Quiescente generico	Detriti di versante tipo "*éboulis ordonnés*" (ORS_{2c})	Conglomerati e brecce poco cementate	Terra granulare addensata	Precipitazioni brevi ed intense
0910061300	Dorgàli	Abba Mèica	500120	Aree soggette a crolli/ribaltamenti diffusi	Quiescente generico	Detriti di versante tipo "*éboulis ordonnés*" (ORS_{2c})	Rocce effusive	Detrito incoerente	Precipitazioni brevi ed intense
0910025900	Orgòsolo	Orgòsolo	500130	Crollo/Ribaltamento	Attivo	Granodioriti monzogranitiche grigie, a grana media, moderatamente equigranulari e con tessitura orientata (ORG_b)	Rocce intrusive	Roccia lapidea	n.d
0910026000	Orgòsolo	Orgòsolo	500130	Scivolamento rotazionale/traslativo	Attivo	Depositi di versante a clasti angolosi, talora parzialmente cementati (a)	Detriti	Detrito incoerente	Precipitazioni brevi ed intense
0910026100	Orgòsolo	Scala Cazzamene	500140	Aree soggette a crolli/ribaltamenti diffusi	Attivo	Depositi di frana, talvolta con blocchi ettometrici (ORS_{2d})	Detriti	Detrito incoerente	n.d
0910048700	Olièna	M. Corràsi	500140	Aree soggette a crolli/ribaltamenti diffusi	Attivo	Dolomie, dolomie arenacee, calcari dolomitici (DOR)	Rocce carbonatiche	Roccia lapidea	n.d
0910057800	Dorgàli	M. Tulùi	500150	Aree soggette a crolli/ribaltamenti diffusi	Attivo	Dolomie, dolomie arenacee, calcari dolomitici (DOR)	Rocce carbonatiche	Roccia lapidea	Precipitazioni brevi ed intense
0910057900	Dorgàli	Fruncu Mannu	500150	Complesso e Colamento rapido	n.d.	Dolomie, dolomie arenacee, calcari dolomitici (DOR)	Rocce carbonatiche	Roccia lapidea	Precipitazioni brevi ed intense
0910057200	Baunèi	Cala Luna	500160	Aree soggette a crolli/ribaltamenti diffusi	Stabilizzato naturalmente	Biocalcareniti/calciruditi, calcari oolitici, calcari bioclastici (BRD)	Rocce carbonatiche	Roccia lapidea	Precipitazioni brevi ed intense

PROGETTO CARG

Tab. 19 - *Classi di pericolosità (Hg) e quantificazione lineare nell'intervallo (0,1), (RAS, 2002; 2005).*

Classe	Intensità	Valore	Descrizione
Hg0	Nullo	0	Aree non soggette a fenomeni franosi, con pericolosità assente.
Hg1	Moderato	<0,25	Aree con pericolosità assente o moderata.
Hg2	Medio	<0,50	Aree con pericolosità media con fenomeni di dilavamento diffusi, frane di crollo e/o scivolamento non attive e/o stabilizzate.
Hg3	Elevato	<0,75	Aree con pericolosità elevata, con frane di crollo e/o scorrimento quiescenti o messe in sicurezza, fenomeni di erosione delle incisioni vallive; discariche di inerti, cave a cielo aperto, cavità sotterranee con rischio di collasso del terreno e/o subsidenza.
Hg4	Molto elevato	<1.00	Aree con pericolosità molto elevata, con manifesti fenomeni d'instabilità attivi.

Tab. 20 - *Descrizione delle classi di rischio di frana e loro quantificazione, (RAS, 2002; 2005).*

Classe	Intensità	Valore	Descrizione degli effetti
Rg1	Moderato	<0,25	Danni sociali, economici e al patrimonio ambientale marginali.
Rg2	Medio	<0,50	Sono possibili danni minori agli edifici, alle infrastrutture e al patrimonio ambientale che non pregiudicano l'incolumità del personale, l'agibilità degli edifici e la funzionalità delle attività economiche.
Rg3	Elevato	<0,75	Sono possibili problemi per l'incolumità delle persone, danni funzionali agli edifici e alle infrastrutture con conseguente inagibilità degli stessi, l'interruzione di funzionalità delle attività socio-economiche e danni rilevanti al patrimonio ambientale.
Rg4	Molto elevato	<1.00	Sono possibili la perdita di vite umane e lesioni gravi alle persone, danni gravi agli edifici, alle infrastrutture e al patrimonio ambientale, la distruzione delle attività socio-economiche.

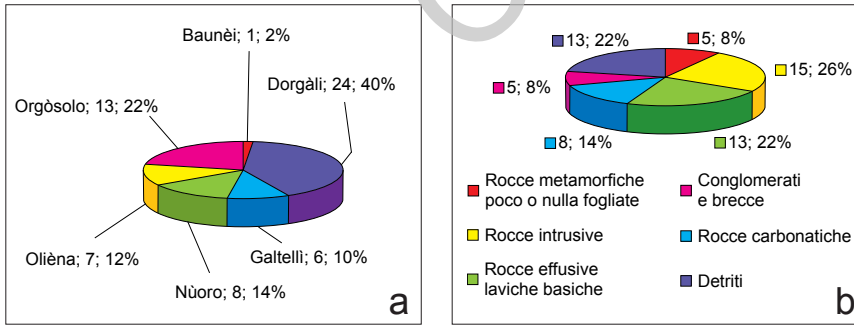


Fig. 158 - *Distribuzione delle frane nel Foglio 500 "Nùoro Est": a) per Comune; b) per litotipo.*

PROGETTO CARG

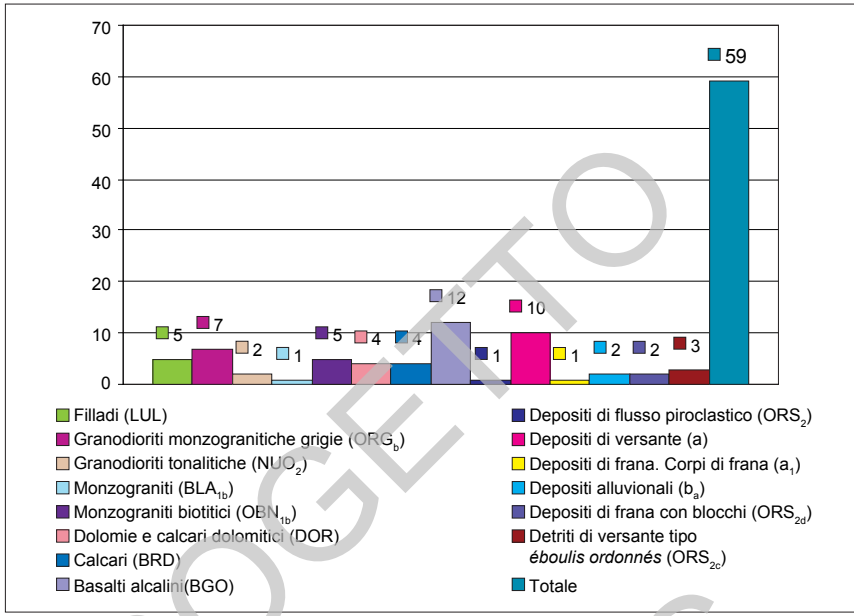


Fig. 159 - *Distribuzione delle frane per formazione geologica nel Foglio 500 "Nuoro Est".*

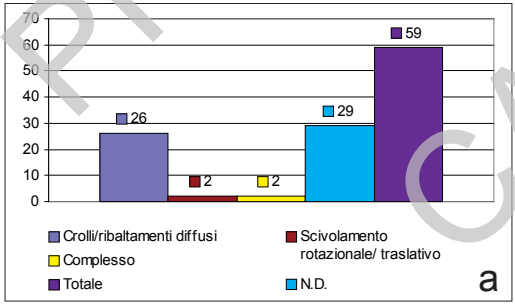
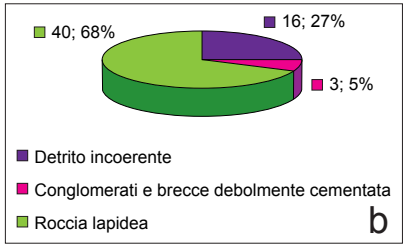
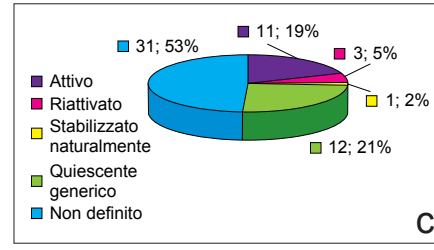


Fig. 160 - *Distribuzione delle frane nel Foglio 500 "Nuoro Est":*
a) per tipologia del movimento franoso;
b) per caratteristiche litotecniche;
c) per stato di attività.





PROGETTO CARG

Il Fiume Cedrino trae origine dal M. Novo S. Giovanni, situato nelle propaggini settentrionali del Massiccio del Gennargentu e scorre per circa 60 km in direzione S-N prima, W-E poi, sino a sfociare nel mare Tirreno all'estremo N del Golfo di Orosèi. Nel tratto alto il corso ha andamento irregolare e riceve alcuni brevi e ripidi torrenti fino alla confluenza con il Rio de Su Grùmene che drena un bacino di 116 kmq. Nel tratto successivo, denominato Riu di Olièna, riceve in destra il Riu Flumineddu, che drena un bacino di 181 kmq, ed in sinistra il Riu Isalle, che drena una superficie pari a 288 kmq, corrispondente alla parte settentrionale del bacino.

È caratterizzato da un'idrografia incisa, con sviluppo prevalentemente lineare e ortogonale alla linea di costa lungo la parte centrale, dovuto ai litotipi attraversati. Il regime idrologico è condizionato dalla diga di Pedra 'e Othòni, realizzata a fini multipli, capace di operare una sostanziale attenuazione dei colmi di piena. Nel tratto a valle della diga il suo corso è attraversato da 4 ponti (Bartàra, Galtellì, Onifài, SS.125 a Orosèi).

Il bacino del Cedrino si estende complessivamente per 1100 kmq e si sviluppa soprattutto in zona montuosa, salvo gli ultimi 15 km dal Ponte Bartàra alla foce, ove scorre in golene ampie ed aperte. A circa 3 km dal ponte riceve gli apporti del Riu Sòlogo; da questa confluenza sino a 5,5 km dalla foce, poco a valle del ponte per Onifài, il fiume entra in una gola stretta e incisa per circa 1000 m, per poi allargarsi nell'area di foce prospiciente il Golfo di Orosèi e, infine, riversarsi nel Tirreno all'altezza di S. Maria 'e Mare.

Il principale affluente del Cedrino è il Riu Sòlogo - Isalle - Marrèri, che a sua volta riceve numerosi affluenti a carattere torrentizio nei quali sono state realizzate, in passato, numerose briglie. Poco prima della confluenza sul Cedrino è inserita una traversa in calcestruzzo munita di vasca di dissipazione; a valle l'alveo è stato regolarizzato per 1400 m con sezione trapezia composita e rivestimenti con mantellate metalliche e pietrame alle sponde e sul fondo.

In sponda sinistra altri importanti affluenti del Cedrino sono, nella parte alta, Riu de su Grùmene, Riu Funtanas e Riu Filicòne, Riu Margugliani e Riu Chindàmu; nella parte bassa, Riu Vittoria - Canale Lope, Riu Santa Maria (tra Irgòli e Onifài), Riu Berritta. In sponda destra si segnalano nella parte alta Riu Caschìo - Sedaglio, Riu Guidìche - Sa Pramma, Riu de sa Oche, Riu Flumineddu; nella parte bassa il Riu Asquidda ed infine il Torrente Taddòre che attraversa l'abitato di Galtellì.

Il bacino del Cedrino ed il corso del fiume con i suoi affluenti principali sono storicamente una delle aree dell'Isola maggiormente interessate da eventi alluvionali. I fenomeni di dissesto sono diffusi lungo tutto il corso del fiume ma è nel tratto terminale, tra il Ponte Bartàra e la foce, che si determinano le principali problematiche. Infatti in occasione di eventi meteo-climatici particolarmente intensi il fiume spesso esonda (fig.161) causando notevoli danni alle infrastrutture antropiche ed alle attività agricole in particolare.

PROGETTO CARG



Fig. 161 - *Fiume Cedrino a Ponte Bartàra (Galtellì, NU), alluvione del 2008. Sulla destra la galleria paramassi al Km 7 della SS. 129, la cui sede stradale è invasa dalle acque.*

PROGETTO CARG

Anche il reticolo idrografico minore è causa di allagamenti, in molti casi per eventi meteorici locali ma di forte intensità. Infatti questi fenomeni comportano molto spesso gravi disagi soprattutto nei contesti urbani, dove molti canali sono stati coperti e le reti fognarie non sono dimensionate per smaltire le acque meteoriche in condizione di particolare criticità, soprattutto in quanto progettate con tempi di ritorno non idonei alle mutate condizioni geoambientali.

Il fiume è stato oggetto di interventi strutturali sin dagli anni ‘60 dello scorso secolo, con sistemi articolati di opere comprendenti sagomature dell’alveo, rivestimenti spondali e di fondo, realizzazione di savanella, soglie di fondo, opere di imbocco degli immissari. In corrispondenza dell’abitato di Galtellì è stata realizzata un’arginatura in muro di calcestruzzo lungo 3000 m e con altezza media sul piano di golena dell’ordine di 1,20 m. A valle del ponte Orosèi, sulla SS.125, l’alveo del Cedrino, su entrambi i lati, ha argini in terra alti 4 m sul piano di golena.

Il rischio di inondazione rimane tuttavia elevato. Nella tabella 21 sono riportati gli eventi di piena registrati fra il 1892 e il 2002 e inseriti nella banca dati del Progetto AVI, e altri eventi rilevati dalla stampa locale e da conoscenze personali.

Tab. 21 - *Eventi alluvionali nell'area di Orosèi e comuni limitrofi. Fonte dati: a) Progetto AVI; b) rassegna stampa.*

Eventi alluvionali area di Orosèi-Galtellì				
Progetto AVI (http://sici.irpi.cnr.it/avi.htm)				
Codice AVI	Località	Data	Ambiente fisiografico	Fiume
10600024	Sos Àlinos (campagne di Orosèi)	/12/1998	Pianura	Rio di Sos Àlinos
10600043	Sos Àlinos (campagne di Orosèi)	//1998	Pianura	Rio di Sos Àlinos
10600020	Sos Àlinos (campagne di Orosèi)	/10/1997	Pianura	Rio di Sos Àlinos
600568	Orosèi	9/2/1987	Pianura	
600482	Orosèi (campagne)	1/6/1981	Pianura	Fiume Cedrino
600481	Orosèi; Galtellì; Irgòli; Onifài	12/29/1980	Pianura	
600346	Orosèi; Galtellì	1/2/1973	Pianura	
600341	Orosèi (Comune); Galtellì (Comune)	12/22/1972	Pianura	Fiume Cedrino
600273	Orosèi	12/12/1968	Collina	Canali
600218	Orosèi	12/13/1963	Collina	
4600002	Orosèi (Comune)	11/21/1958		Fiume Cedrino
4600002	Galtellì	11/21/1958		Fiume Cedrino
600146	Cedrino (campagne lungo la valle del fiume)	2/12/1956	Pianura	Fiume Cedrino
600117	Orosèi (campagne a valle dell'abitato); Valle Pappadosa (lungo la SS.129); Bartàra (lungo la SS.129); Galtellì; Galtellì (campagne); Onifài	10/16/1951	Pianura	Fiume Cedrino
600090	Orosèi-Galtellì	9/19/1946	Collina	
600048	Orosèi	2/10/1930	Pianura	
Rassegna Stampa				
	Cedrino (campagne lungo la valle del fiume)	18-19/11/2013	Pianura	Fiume Cedrino
	Cedrino (campagne lungo la valle del fiume)	27-28/11/2008	Pianura	Fiume Cedrino
	Cedrino (campagne lungo la valle del fiume)	30-31/01/2006	Pianura	Fiume Cedrino
	Cedrino (campagne lungo la valle del fiume)	6/12/2004	Pianura	Fiume Cedrino

PROGETTO CARG

Nell'area tra Galtellì ed Orosèi si hanno notizie di 20 eventi alluvionali importanti, nel periodo 1930-2010, con estesi allagamenti nella piana tra Galtellì ed Onifài (fig.162) e, più a valle, ad Orosèi e nell'area di foce. Il moto tumultuoso delle acque determinato dagli eventi alluvionali fa sì che rilevanti quantitativi di materiali solidi siano presi in carico e trasportati dai corsi d'acqua, determinando un rilevante trasporto solido che viene riversato alla foce o nelle piane inondate. Gli effetti di tali fenomeni sono ben evidenti in alcune immagini satellitari (fig.163) riprese in occasione dell'evento del 30-31/01/2006.

Tutto il settore marino orientale dell'Isola risulta interessato da imponenti correnti di sedimenti in sospensione che si distribuiscono in vario modo lungo la costa. Le correnti più potenti sembrano quelle relative alla foce del Fiume Cedrino; il colore molto più intenso evidenzia la capacità del fiume di prendere in carico un maggior quantitativo di materiali. Rilevante anche il percorso dei materiali: presi in carico dalle correnti marine, spesso con modalità complesse, sono distribuiti in tutto il Golfo di Orosèi e una volta giunti in prossimità di Capo di Monte Santu, una parte prosegue verso S lungo costa ed un'altra ripiega verso N.



Fig. 162 - *Fiume Cedrino a Galtellì, alluvione del 2004.*





Fig. 163 - *Effetti indotti dal trasporto solido dei fiumi e dalle correnti di torbida riversate in mare dai principali corsi d'acqua nel settore orientale della Sardegna in occasione degli eventi alluvionali del 30-31 gennaio 2006: a) quadro generale; b) particolare del settore centro-orientale. (Da Andrea Meloni: www.mtgforum.it; le foto sono state ottenute dal satellite della NASA, fonte http://rapidfire.sci.gsfc.nasa.gov).*

PROGETTO CARG

5.4. - Rischio Idraulico

Il "Piano Stralcio per l'Assetto Idrogeologico della Sardegna" (RAS, 2002; 2005) ha individuato numerosi tronchi critici che presentano problemi di deflusso di piena; si tratta per lo più di piccoli compluvi spesso interni agli abitati, di torrenti montani e di alvei del reticolo idrografico secondario.

Questa caratteristica di bassa importanza degli alvei ha condotto ad una minore attenzione nei loro confronti, con risultati spesso clamorosi, come si è verificato più volte in occasione di eventi piovosi intensi, durante i quali i danni maggiori sono derivati da piene repentine e cariche di detrito in piccoli bacini montani, piuttosto che nei grandi fiumi (tab.22).

Tab. 22 - *Relazione tra pericolosità, frequenza e periodo di ritorno nei fenomeni di piena (RAS, 2002; 2005).*

Pericolosità		Frequenza (1/T)	Periodo di ritorno (T anni)
Hi1	bassa	0.002	500
Hi2	moderata	0.005	200
Hi3	alta	0.010	100
Hi4	molto alta	0.020	50

Ma spesso, come nel caso del Fiume Cedrino, gli eventi alluvionali interessano il corso d'acqua principale ed in questi casi i danni da essi provocati diventano davvero rilevanti, anche se paradossalmente più facilmente prevedibili.

I tronchi critici censiti nel PAI (RAS, 2002) e successiva revisione (RAS, 2005) ricadenti all'interno del Foglio 500 "Nùoro Est" sono:

- B5TC001 Fiume Cedrino (Comuni di Galtellì e Orosèi);
- B5TC002 Fiume Cedrino (Comuni di Galtellì e Orosèi);
- B5TC009 Su Càntaru (Comune di Lodè);
- B5TC010 Riu Giudiche (Comune di Lodè);
- B5TC011 Riu Caschìo (Comune di Olièna);
- B5TC012 Riu Taddòre (Comune di Galtellì);
- DOR1 C.le tomb. Porto (Comune di Dorgàli - Cala Gonòne);
- DOR2 Riu Ischirtiòre (Dorgàli - Cala Gonòne);
- GAL1 Riu Asquidde (Comune di Galtellì);
- GAL2 Campo sportivo (Comune di Galtellì).

Secondo la notazione usuale, il Rischio Idraulico, Ri , è definito come il prodotto di tre fattori secondo l'espressione: Ri = Hi+E+V, dove:

Ri = rischio idraulico totale, quantificato secondo i 4 livelli riportati in tab.23, in cui sono evidenziati gli estremi superiori delle classi;

PROGETTO CARG

Hi = pericolosità (*natural Hazard*), ossia la probabilità di superamento della portata al colmo di piena; in accordo al DPCM 29/09/98 è ripartita in 4 livelli, pari a 0,02, 0,01, 0,005, 0,002, che corrispondono ai periodi di ritorno (T) di 50, 100, 200 e 500 anni.

E = elementi a rischio; ai sensi del citato DPCM sono costituiti da persone e cose suscettibili di essere colpiti da eventi calamitosi, classificati secondo la tab.23, nella quale ad ogni classe è stato attribuito un peso secondo una scala compresa fra 0 e 1.

V = vulnerabilità, intesa come capacità a resistere alla sollecitazioni indotte dall'evento, e quindi dal grado di perdita degli elementi a rischio E, in caso del manifestarsi del fenomeno.

Tab. 23 - *Descrizione delle classi di rischio idraulico e loro quantificazione (RAS, 2002; 2005).*

Classe	Intensità	Valore	Descrizione degli effetti
Ri1	Moderato	<0,002	Danni sociali, economici e al patrimonio ambientale marginali.
Ri2	Medio	0,005	Sono possibili danni minori agli edifici, alle infrastrutture e al patrimonio ambientale che non pregiudicano l'incolumità del personale, l'agibilità degli edifici e la funzionalità delle attività economiche.
Ri3	Elevato	0,01	Sono possibili problemi per l'incolumità delle persone, danni funzionali agli edifici e alle infrastrutture con conseguente inagibilità degli stessi, la interruzione di funzionalità delle attività socio-economiche e danni rilevanti al patrimonio ambientale.
Ri4	Molto elevato	0.02	Sono possibili la perdita di vite umane e lesioni gravi alle persone, danni gravi agli edifici, alle infrastrutture e al patrimonio ambientale, la distruzione delle attività socio-economiche.

PROGETTO CARG

Come definito dal PAI (RAS, 2002; 2005) nell'areale in esame le zone con maggiore pericolosità, individuate secondo questi criteri, interessano un ampio settore all'incirca triangolare alcuni chilometri a ENE di Olìena, tra il Ponte Papaloppe, il Riu Gurpìa - Fratàle e il vallone Ganagosula; al centro dell'area è collocato il Ponte di Olòe, luogo dei tragici eventi dell'alluvione del 18 novembre 2013. Un'altra zona di particolare rilievo è tutta la piana del Cedrino a valle della diga di Pedra 'e Othòni, alcuni chilometri a S del Ponte Bartàra.

La distribuzione nel Foglio delle aree a rischio alluvione definite secondo i suddetti criteri, è sostanzialmente analoga, con una leggera diminuzione delle superfici potenzialmente coinvolte. L'area di maggiore rischio rimane la piana del Cedrino dal Ponte Bartàra sino alla stretta di Onifài, per proseguire nel Foglio accanto comprendendo tutta la piana costiera e la foce del fiume.

6. - AREE NATURALI PROTETTE

Le “Aree Naturali Protette” sono zone ben individuate nelle quali è necessario garantire, promuovere, conservare e valorizzare il patrimonio di *habitat* naturali, specie animali e vegetali, associazioni forestali, singolarità geologiche, valori scenici e panoramici, equilibri ecologici; nel Foglio 500 “Nuoro Est” sono comprese Monumenti Naturali, Parchi Nazionali e Regionali e siti della Rete Ecologica Natura 2000.

6.1. - Monumenti Naturali

6.1.1. - *Colata basaltica su graniti, Gollèi (Dorgàli-Olièna)*

Si tratta di un piccolo tavolato basaltico, con inversione di rilievo, delimitato a N dalla strada provinciale Olièna-Dorgàli, ad E e S dal Fiume Cedrino e a W dall’incisione del Riu Fratàle. Questo altopiano mostra, sul versante meridionale prospiciente la gola del Cedrino (loc. Ganagòsula), una caratteristica scarpata verticale formata da una colonnata di prismi lavici a base pentagonale, alti sino a 20 m (v. fig.57); ha un’estensione di circa 5 kmq e si innalza da circa 120 m s.l.m. fino a 200 m arrivando a quota 233 m presso il centro di emissione di N.ghe Su Cungiàdu.

Le lave si sono riversate in colate successive nelle depressioni dei paleoalvei del Fiume Cedrino e del Riu Sa Oche ostruendo il deflusso delle acque; il Gollèi si estende poco a N del Supramonte di Olièna. L’area, geologicamente complessa, è costituita dal basamento paleozoico ricoperto dalla successione sedimentaria mesozoica, dai conglomerati eo-oligocenici, dalle vulcaniti plio-quaternarie e dai depositi detritici quaternari.

6.1.2. - *Su Suercòne (Orgòsolo)*

È noto anche con il toponimo Su Sercòne (v. fig.134). Si tratta di una grande dolina di crollo ubicata nel Supramonte di Orgòsolo, precisamente sull’altopiano di Donanìgoro, ad una quota di 900 m s.l.m.; ha una tipica forma ad imbuto, con un diametro all’imboccatura di circa 400 m, pari al doppio della profondità (che è di 200 m), e copre una superficie di circa 18 ha. Il carattere di eccezionalità di questa emergenza risiede, oltre che nelle dimensioni, anche nell’esemplarità didascalica della sua forma. La genesi è dovuta al processo di formazione e successivo crollo di cavità carsiche a prevalente sviluppo verticale che si sono innestate lungo fratture e altre discontinuità.

PROGETTO CARG

Motivo di interesse è dato inoltre dalla vegetazione, soprattutto quella arborea, che comprende una stazione di tassi plurisecolari alti sino a 20 m e con diametro del tronco sino ad 1 m.

6.1.3. - *Sorgente Su Gologòne (Olièna)*

Il Monumento Naturale della Sorgente de Su Gologòne è la maggiore fonte carsica della Sardegna, perennemente sommersa, situata alle falde del Supramonte, presso la riva destra del Fiume Cedrino. Offre uno straordinario spettacolo, con l'importante massa d'acqua (portata di massima magra 60 l/s, ricarica 1500 l, piena 8000 l stimabili: rilevamenti 1995) che sgorga da una vertiginosa e complessa gola calcarea, esplorata dagli speleologi fino a 107 m di profondità. Con le piene, le acque creano un vero e proprio torrente molto impetuoso che, dopo un breve percorso tra la vegetazione lussureggiante ed i massi levigati dalla corrente, confluisce nel Fiume Cedrino. La sorgente costituisce per il fiume, durante il periodo estivo, pressoché l'unica fonte di alimentazione (fig.164).

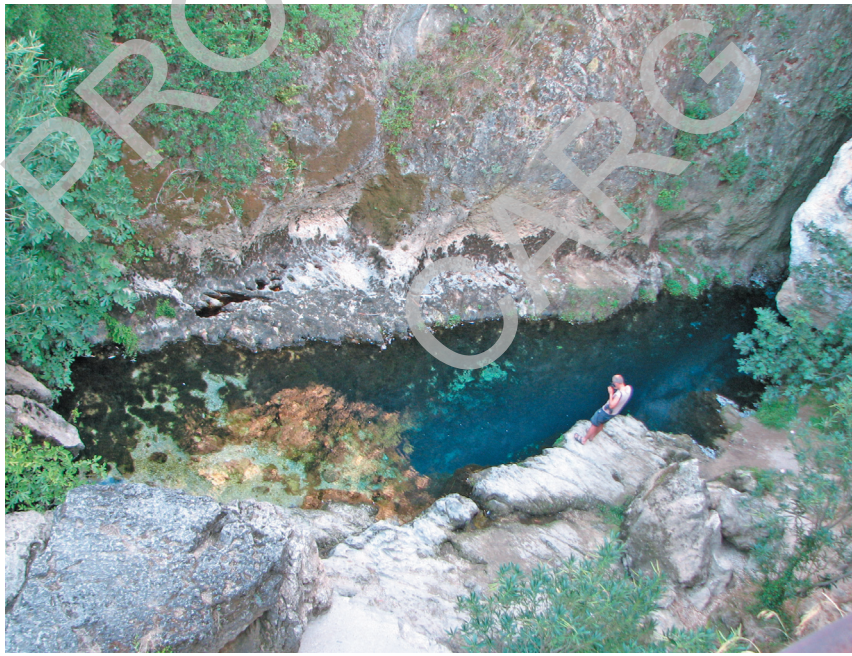


Fig. 164 - *Monumenti Naturali nel Foglio 500 "Nùoro Est": Sorgente di Su Gologòne.*

PROGETTO

6.1.4. - *Grotte litoranee di Baunèi-Dorgàli*

Le grotte costiere di Baunèi-Dorgàli (Grotta del Bue Marino, Grotta di Su Gannu, Grotta dei Colombi e Grotta de Isparàusu segnalate dalla Legge Regionale 31/89), si aprono nel tratto di costa alta che da Cala Gonòne, a N, scende a S fino a S. M. Navarrese (v. fig.66).

Si distinguono due settori, uno a N ed uno a S di Capo M. Santo; a N si ritrova la grotta del Bue Marino sita in comune di Dorgàli. È sicuramente la più nota delle quattro grotte, si apre nella falesia praticamente al livello del mare; considerata tra le più lunghe grotte d'Italia, si sviluppa per circa 10 km. Dall'ingresso si staccano due rami, uno verso NW e uno verso SW. Il primo ramo, esplorato per circa 3 km è costituito da una galleria inondata dal mare. Proseguendo verso N si trova la sala della "Dama Bionda" e da questa si passa, attraverso il Laghetto Smeraldo, alla Sala dei Candelabri, il cui nome è dovuto a una bellissima serie di stalattiti. Infine si giunge alla Sala della Torta così denominata per la presenza di una concrezione a forma di torta, interamente ricoperta di cristalli traslucidi. Il secondo ramo, più esteso, consiste in una successione di gallerie e sifoni, che conducono, tra l'altro, alla Sala della Spiaggia delle Foche, cosidetta perchè sino ad alcuni anni fa, si ritrovavano esemplari di foca monaca, pressochè estinta in questi mari.

Caratteristico della Grotta del Bue Marino è, inoltre, un coleottero carabide Pterostichino adattato alla vita in ambiente buio, del tutto cieco, che vive sui sabbioni umidi nelle cavità. Si tratta di un endemismo delle grotte dorgalesi, che deriva da forme risalenti all'Oligocene e al Miocene inferiore (Casale, 1972).

6.2. - Parco Nazionale del Golfo di Orosèi e del Gennargentu

Il Parco Nazionale del Golfo di Orosèi e del Gennargentu interessa i territori delle provincie di Nùoro e dell'Ogliastra; l'intero settore S e SE del Foglio è compreso entro i suoi confini. Il Parco ha una storia amministrativa complessa e travagliata. Infatti è stato istituito nel 1998 ma nel 2008, in seguito a ripetute proteste delle popolazioni locali dovute a vari ordini di motivi, una sentenza del TAR ha annullato il decreto istitutivo. Attualmente, in assenza del Parco, esiste un progetto pilota "Supramonte", condiviso con le popolazioni di Dorgàli, Olièna e Orgòsolo, all'interno dei territori gestiti dall'Ente Foreste della Sardegna, che interessa un areale di circa 15.510 ha.

Il Parco aveva in origine una superficie di 73.935 ha, che si sviluppava tra il Golfo di Orosèi e il Massiccio del Gennargentu, un territorio molto grande con un paesaggio mai uguale, in un'alternanza di rilievi, pascoli, rocce, *canyon*, vallate, foreste, boscaglie, spiagge, falesie a picco su un mare dai colori unici.

PROGETTO CARG

Dal Massiccio del Gennargentu, imponente complesso di scisti paleozoici dalle pendici boscate e le cime steppose, dove si trova la massima elevazione dell'isola (P.ta La Marmora, 1.834 m), nascono i principali corsi d'acqua della Sardegna orientale: il Cedrino, nel versante N, che scende con diversi rivoli e forma splendide gole fino a sfociare in mare subito a NE di Orosèi; il Flumendosa, a S, che con i suoi 122 km di lunghezza è il secondo fiume della Sardegna, ed attraversa le regioni della Barbagia, Quirra, Sarcidàno e Gerrèi, spesso incassato in profonde valli, sino a formare un'estesa piana alluvionale costiera e gettarsi in mare presso Muravera.

Tra le aree di maggiore interesse, molte delle quali ubicate all'interno del Foglio, si segnalano:

- il Supramonte di Olièna (e la valle di Lanaitto), un'immensa e selvaggia catena calcareo-dolomitica ad altopiano, che s'innalza fino a 1.463 m con la P.ta Corràsi e si estende per 21.000 ha; in particolare il Supramonte di Olièna, tra i luoghi più antichi e ancora ricchi di vegetazione, e quello di Orgòsolo, dove sopravvivono boschi ultrasecolari (Foresta Demaniale di Montes);
- la sorgente carsica di Su Gologòne, la più importante della Sardegna;
- il *canyon* di Gorròpu (fig.165), uno dei più profondi d'Europa, con pareti alte oltre 400 m;



Fig. 165 - *Canyon di Gorròpu, sullo sfondo la dorsale M. Corràsi - P.ta Cusidòre.*

PROGETTO CARG

- l'enorme dolina denominata Su Suercòne, un immenso inghiottitoio al cui interno si può intravvedere una stazione di tassi secolari;
- il mondo segreto delle grotte, con le cavità e le voragini più grandi dell'Isola; nel comune di Olièna si trovano Su Bentu - Sa Oche, circa 15 km di ambiente sotterraneo solo parzialmente esplorato;
- il Golfo di Orosèi, da Cala Gonòne a S. M. Navarrese, un tratto di costa di 40 km, di grande bellezza paesaggistica, fatto di falesie e bastioni imponenti, calette da sogno, foci di "codule" (toponimo locale che identifica le valli fluvio-carsiche che attraversano il massiccio carbonatico mesozoico) tra cui quelle famose di Luna, di Sisìne e di Fuìle, acqua trasparente e profondità intatte, grotte meravigliose come quella famosa del Bue Marino.

Il paesaggio vegetale del Gennargentu (fig.166) muta col salire di quota: alle pendici residuano lembi della lecceta che, prima del taglio selvaggio operato nell'800, interessava l'intera montagna; più in alto sono presenti roverelle, aceri, ginepri, formazioni di agrifoglio e isolati tassi; sulle cime crescono erbe perenni ed arbusti prostrati, con preziosi endemismi e specie esclusive (*Lamyropis microcephala* (Moris) Dittrich & Greuter, 1972). Nel Supramonte dominano le foreste di leccio, in molte località ancora "primarie" ossia mai interessate da "interventi" antropici.



Fig. 166 - *Parco Nazionale del Gennargentu: sullo sfondo il crinale di P.ta La Marmora (1834 m s.l.m.), versante orientale.*

PROGETTO CARG

Molto ricca la fauna, con specie endemiche esclusive della Sardegna: tra i mammiferi i mufloni, la cui popolazione è in ripresa, cervi sardi e daini reintrodotti, gatti selvatici, volpi e ghiri; l'avifauna annovera quasi cento specie nidificanti, tra cui il grifone, il falco della regina, l'aquila reale, l'astore, lo sparviero, la poiana; anfibi, rettili e insetti, con la rara farfalla *Papilio hospiton* Genè, 1839; importanti anche gli invertebrati degli ambienti di grotta e la foca monaca, che ha dato il nome alla Grotta del Bue Marino e delle quali da molti anni (anni '70) non si hanno avvistamenti nelle acque del Golfo di Orosei.

L'area, in particolare il Supramonte di Olièna e la valle di Lanaitto, conserva importanti siti archeologici: la grotta Corbeddu, che ha restituito i più antichi resti ossei della Sardegna, attribuiti al Paleolitico inferiore; il villaggio nuragico del M. Tìscali, quasi intatto nel profondo di una dolina, e quello di Sa Sedda 'e sos Carros, cui è annessa un'area sacra. Risalgono al Neolitico i graffiti rupestri della grotta del Bue Marino, ma abbondano nel restante territorio i monumenti prenuragici (domus de janas, dolmen, menhir) e nuragici (nuraghi, villaggi, santuari, tombe dei giganti).

6.3. - Rete Ecologica Natura 2000

Rete Ecologica Natura 2000 è il sistema coordinato di aree destinate alla conservazione della biodiversità presente nel territorio dell'Unione Europea, una tutela che riguarda l'habitat e le specie animali e vegetali indicati nelle direttive 94/43/CEE "*Habitat*" e 74/409/CEE "Uccelli", ma anche altre specie migratrici che tornano regolarmente in Italia.

Nel Foglio rientrano il pSIC "Supramonte di Olièna, Orgòsolo e Urzulèi - Su Sercòne"; il pSIC "Golfo di Orosèi" e la ZPS "M. Ortobene". Per ciascuno dei 3 siti si riporta di seguito una breve descrizione tratta dalle schede predisposte da Ministero Ambiente (2007, e ss.mm.ii).

6.3.1. - *Supramonte di Olièna, Orgòsolo e Urzulèi - Su Sercòne*

Altopiano di vastissima estensione, bordato da numerose vette che superano i 1000 m di quota, profondamente legato a strutture di faglia, ha in P.ta Solitta (1206 m) una delle cime più alte.

Superficie profondamente modellata dal fenomeno carsico, substrato calcareo con elevata componente di flora endemica e foreste quasi-climaciche di leccio. Frequenti sono gli inghiottitoi e le doline, tra cui va segnalata l'impressionante voragine di Su Sercòne (denominato anche Su Suercòne).

PROGETTO CARG

Il complesso montuoso interno del sistema dei calcari mesozoici è contrassegnato da un elevato numero di specie endemiche e rare, soprattutto nelle zone di quota più elevata. I monti di Olièna sono *locus classicus* di numerose specie e accolgono anche endemismi ad areale puntiforme o comunque molto rari e specie di grande interesse fitogeografico. La vegetazione forestale è caratterizzata dalla più vasta foresta di leccio in struttura climacica o quasi climacica, che ne fa un biotopo di grande interesse scientifico; notevoli i ginepreti a *Juniperus oxycedrus* L. 1753 e *Juniperus phoenicea* L. 1753, ma anche gli esemplari in forma arborea di grandi dimensioni di *Arbutus unedo* L. 1753 e di *Phillyrea latifolia* L. 1753. Nelle zone di quota elevata le associazioni delle Teucrio-Santolinetalia con *Santolina insularis* (Fiori) Arrigoni 1979 dominano nella vasta area dei campi carsici, mentre nelle zone più basse prevalgono le boscaglie di sclerofille sempreverdi con *Juniperus phoenicea* e *Pistacia lentiscus* L. 1753 associato a *Quercus ilex* L. 1753. Gli ontaneti si sviluppano su tutti i corsi d'acqua permanenti, particolarmente lungo il Riu Flumineddu.

In quest'ambiente le aree calcaree sono particolarmente vulnerabili, in quanto molto sensibili alle trasformazioni antropiche, quali opere di urbanizzazione, attività agricole intensive, di miglioramento pascolo, ed eventuali interventi di rimboschimento che portano all'alterazione del substrato.

Anche i piccoli insediamenti o interventi antropici, quando non correttamente attuati, possono indurre fenomeni di erosione ed alterare le condizioni di conservazione degli *habitat* presenti. Una particolare attenzione deve essere data alle attività turistiche, che devono essere pianificate al fine di evitare raccolte di specie di interesse comunitario e delle numerose entità endemiche locali, gran parte presenti nel *National Red Book*.

PROGETTO CARG

6.3.2. - *Golfo di Orosèi*

Il Golfo di Orosèi è costituito da un'ampia falcata di circa 40 km di falesie, di pareti a picco, terrazze e scarpate di detriti dovute a rocce calcaree (v. fig.124). La sequenza di bastioni torreggianti sul mare segna una costa in molti tratti inaccessibile, interrotta da numerose calette tra le quali Cala Fuìli, Cala Sisìne e la più nota Cala Luna, poste allo sbocco delle "còdule", torrenti che hanno inciso profonde valli nella roccia carbonatica. È uno dei siti di maggiore interesse per la presenza di un alto numero di specie endemiche e rare, sia lungo la fascia litoranea e nelle falesie, sia nelle aree interne elevate.

M. Tulùi è il *locus classicus* di *Genista toluensis* Vals 1985. Le falesie sono caratterizzate dalla serie delle Chritmo-Limonietea, con abbondanza di *Seseli bocconei* Guss 1821, che si eleva sino ad alta quota anche oltre l'influenza dell'aerosol salso. L'area è il luogo classico del *Brassicion insularis* Moris 1837 e del *Centaureo*

filiformis - Micromerion cordatae Arrigoni & D. Tommaso 1991, tipici delle falesie basiche della Sardegna costiera. Il paesaggio vegetale è dominato dalle boscaglie di sclerofille sempreverdi con *Juniperus phoenicea*, spesso in forma arborea, e dalle leccete a varia composizione flogistica e struttura e in diverso stadio evolutivo.

Nelle zone più impervie non mancano situazioni assimilabili a formazioni *climax*. Lungo le còdule, particolarmente negli sbocchi a mare lungo i corsi d'acqua (Cala Luna, fig.167 e Caletta Fuìli), sono le formazioni a *Nerium oleander* L. 1753 a costituire l'elemento più vistoso del paesaggio vegetale. La macchia, soprattutto quella termo-xerofila, si estende su ampie superfici alternata alle garighe a *Rosmarinus officinalis* L. 1753 e *Genista corsica* (Loisel) DC. Assumono un significato particolare i grandi oleastri pluricentenari presenti soprattutto a S. M. Navarrese.

Anche per quanto riguarda la fauna si tratta di un sito importante per gran parte delle specie animali presenti nell'Isola, alcune prioritarie, molte endemiche e presenti solo in Sardegna. Infine costituisce l'ultimo sito di riproduzione conosciuto per la foca monaca (Monachus monachus Hermann, 1779) in Italia.

Il territorio si presenta particolarmente vulnerabile al pericolo di incendi, per le difficoltà di accesso in molti luoghi e per l'eccessiva frequentazione delle poche spiagge esistenti. La vulnerabilità è elevata soprattutto per le formazioni forestali a causa del tipo di suoli che si originano sui calcari.

PROGETTO CARG



Fig. 167 - *Aree Naturali Protette nel Golfo di Orosèi: Cala Luna.*

6.3.3. - *Monte Ortobene*

Le caratteristiche geologiche e geomorfologiche sono ben descritte in altre parti di queste Note (cfr. cap. VII § 3.), (fig.168a).

Nell'area del M. Ortobene è presente la serie sardo-corsa, calcifuga, meso-supramediterranea, del leccio. Ben rappresentate le lianose come *Smilax aspera* L. 1753. In questo particolare ecosistema si possono osservare differenti caratteristiche in funzione dell'altitudine, della differente esposizione, degli usi delle terre, che rendono il paesaggio vegetale eterogeneo e complesso.

In quest'areale è importante evitare qualsiasi operazione di disboscamento incontrollato che potrebbe incidere negli ambiti montani caratterizzati da pendenze elevate. Rilevante è il ruolo di contenimento all'erosione esercitato dalla copertura vegetale per effetto della laminazione delle acque. Si evidenziano le possibili ripercussioni negative su *habitat* e specie dovute ad una eccessiva antropizzazione (fig.168b).



Fig. 168 - *M. Ortobene: a) versante sud; b) versante sud-est, effetti dell'incendio dell'estate 2003.*

PROGETTO CARG

BIBLIOGRAFIA

AA.VV. (1983) - *North American Stratigraphic Code.* A.A.P.G. Bull., **67** (5): 841-875, Tulsa.

Abbazzi L., Angelone C., Arca M., Barisone G., Bedetti C., Delfino M., Kotsakis T., Marcolini F., Palombo M.R., Pavia M., Piras P., Rook L., Torre D., Tuveri C. & Valli A. (2003) - *I vertebrati fossili plio-pleistocenici del Monte Tuttavista (Orosei, Sardegna).* In: M. Pavia & D. Velanti (Eds.): «*Giornate di Paleontologia 2003*». Soc. Paleont. It., 22-25 Maggio 2003, riassunti. 1. Alessandria.

Abbazzi L., Angelone C., Arca M., Barione G., Bedetti C., Delfino M., Kotsakis T., Marcolini F., Palombo M.R., Pavia M., Piras P., Rook L., Torre D., Tuveri C., Valli A.M.F. & Wilkens B. (2004) - *Plio-Pleistocene Fossil Vertebrates of Monte Tuttavista (Orosei, E. Sardinia, Italy), An overview.* Riv. It. Paleont. Strat., **110** (3): 681-706, Milano.

Abbazzi, L., Arca M., Tuveri C. & Rook L. (2005) - *The endemic canid Cynotherium (Mammalia: Carnivora) from the Pleistocene deposits of Monte Tuttavista (Nuoro, Eastern Sardinia).* Riv. It. Paleont. Strat., **111** (3): 493-507, Milano.

Alvarez W. (1972) - *Rotation of the Corsica-Sardinia microplate.* Nature, **235**: 103-105, London.

Alvarez W. (1973) - *Sardinia and Corsica: one microplate or two?* Rend. Sem. Fac. Sc. Univ. Cagliari, suppl., **48**: 1-4, Cagliari.

Alvarez W. (1991) - *Tectonic evolution of the Corsica-Apennines-Alps region studied by the method of successive approximations*. Tectonics, **10** (5): 936-947, Washington.

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: C. Maxia & A. Cherchi Pomesano (Eds.): «*Paleogeografia del Terziario sardo nell'ambito del Mediterraneo occidentale*». Cagliari, 23-27 luglio 1973, vol. monogr., Rend. Sem. Fac. Sc. Univ. Cagliari, suppl. 5, **13**: 5-34, Cagliari.

Amadesi E., Cantelli C., Carloni G.C. & Rabbi E. (1961) - *Ricerche geologiche sui terreni sedimentari del Foglio 208 Dorgali.* Giorn. Geol., **28**: 59-87, Bologna.

Amadesi E., Cantelli C., Carloni G.C. & Rabbi E. (1967) - *Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000, Foglio 208 "Dorgali".* Servizio Geologico d'Italia, Libreria dello Stato, Roma.

Amaudric du Chaffaut S. (1973) - *Les relations entre Schistes lustrés et Flyschs autochtones dans le Sud de la Corse alpine.* Géologie Alpine, **49**: 5-12, Grenoble.

Ambrosetti L. (1972) - *L'Elefante fossile della Sardegna.* Boll. Soc. Geol. It., **91**: 127-131, Roma.

PROGETTO CARG

Amstutz A. (1925) - *Les roches éruptives des environs de Dorgali et Orosei en Sardaigne.* Bull. Suisse de Miner., **5** (2): 261-321, 9 figg., 1 carta geol., Zúrich.

Angius V. (1833-56) - *Dizionario geografico-storico-statistico-commerciale degli Stati di S.M. il Re di Sardegna.* In: G. Casalis (Ed.): «*Maspero & Marzorati Tipografi*», Torino

Antonioli F. & Ferranti L. (1992) - *Geomorfologia costiera e subacquea e considerazioni paleoclimatiche sul settore compreso tra S. Maria Navarrese e Punta Goloritzé (Golfo di Orosei, Sardegna).* Giorn. Geol., **54** (2): 65-89, Bologna.

Antonioli F., Silenzi S., Vittori E. & Villani C. (1999) - *Sea level changes and tectonic mobility: precise measurements in three coastlines of Italy considered stable during the last 125 ky.* Physics and Chemistry of the Earth (A) **24**: 337-342, Amsterdam.

Arangino F., Aru A., Baldaccini P. & Vacca S. (1986a) - *Carta dei suoli delle Aree Irrigabili della Sardegna*. Litotip. SELCA, Firenze.

Arangino F., Aru A., Baldaccini P. & Vacca S. (1986b) - *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.

Arba P., Arisci A., De Waele J., Di Gregorio F., Ferrara C., Follesa R., Piras G. & Pranzini E. (2002) - *Environmental impact of artificial nourishment of the beaches of Cala Gonone (Central-East Sardinia)*. Littoral 2002, The Changing Coast. EUROCOAST/EUCC, 465-468, Ed. EUROCOAST, Porto, Portugal.

Arthaud F. & Matte P. (1975) - *Les Décrochements tardi-Hercyniens du Sud-Ouest de l'Europe. Géometrie et Essai de Reconstitution des Conditions de la Déformation.* Tectonophysics, **25**: 139-171, Amsterdam.

Arthaud F. & Matte P. (1976) - *Le controle de la rotation post-paléozoique de la Corse et de la Sardaigne grace aux raccords des marqueurs hercyniens et tardi-hercyniens (résumé).* Coll. «*Géodynamique de la Méditerranée occidentale et de ses abords*». Bull. Soc. Géol. France, **19** (4): 27, Montpellier, Paris.

Arthaud F. & Matte Ph. (1977a) - *Late Paleozoic strike-slip faulting in southern Europe and northern Africa: Result of a right-lateral shear zone between the Appalachians and the Urals.* Geol. Soc. Am. Bull., **88**: 1305-1320, Boulder.

Arthaud F. & Matte Ph. (1977b) - *Détermination de la position initiale de la Corse et de la Sardaigne à la fin de l'orogenese Hercynienne grace aux marqueu geologiques ante-mesozoiques.* Bull. Soc. Geol. France, **19** (4): 833-840, Paris.

Arthaud F. & Matte Ph. (1977c) - *Synthese provisoire sur l'evolution tectonique et les raccords entre les segments hercyniens situés autour du bassin nord-Baléare (Sud de la France, Espagne, bloc corso-sarde).* Coll. Int. CNRS (Rennes), **243**: 497-513, Rennes.

Arthaud F. & Sauniac S. (1981) - *Une coupe synthetique à travers la chaine varisque de Sardaigne: commentaires sur l'evolution tectono-metamorphique.* Bull. Soc. Géol. Fr., **23**: 535-539, Paris.

Artini E. (1922) - *Sopra alcune rocce porfiriche della Barbagia di Seùlo.* Boll. R. Uff. Geol. d'It., **49** (9): 1-19 Roma.

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, 83 pp., Cagliari.

Assorgia A., Bentini L. & Biondi P.P. (1974) - *Caratteristiche strutturali delle assise carbonatiche mesozoiche del Golfo di Orosei. Il Sopramonte di Orgosolo-Urzulei.* Mem. Soc. Geol. It., **13** (2): 209-213, Roma.

Assorgia A., Bentini L. & Dernini C. (1968a) - *Nuove conoscenze sulle grotte costiere del settore di Cala di Luna (Dorgali-Sardegna Orientale)*. Atti Congr. Int. Studi Sardi, **10**: 4-31, Cagliari.

Assorgia A., Bentini L. & Leoncavallo G. (1972) - *Note geomorfologiche e fenomeni carsici del Supramonte di Urzulei, Orgosolo e Oliena (Nùoro, Sardegna centro-orientale).* XI Congresso Nazionale di Speleologia, Atti: **180** (2): 165-168, Genova.

PROGETTO CARG

Assorgia A., Cardia D. & Serra A. (1968b) - *Ricerche speleologiche nel settore costiero compreso fra Cala di Luna e Cala di ziu Santoru (Golfo di Orosei, Sardegna centro-orientale)*. Boll. Soc. Sarda Sc. Nat., **2**: 14 pp., Sassari.

Assorgia A. & Gandolfi R. (1975) - *Il Sopramonte di Orosei (Golfo di Orosei, Sardegna) e la Gola di Gorropu; Osservazioni stratigrafiche e geomorfologiche sul Mesozoico affiorante, con particolare riguardo al Cretaceo superiore e microfaune planctoniche.* Boll. Soc. Geol. It., **94** (6): 1723-1740, Roma.

Atzori P. & Traversa G. (1986) - *Post-granitic permo-triassic dyke magmatism in eastern Sardinia (Sarrabus pp., Barbagia, Mandrolisai, Goceano, Baronie and Gallura).* Per. Mineral., **55**: 203-231, Roma.

Azzaroli A. & Cita M.B. (1968) - *Codice Italiano di Nomenclatura Stratigrafica.* Boll. Serv. Geol. It., **89**: 1-22, Roma.

Azema J., Chabrier G., Fourcade E. & Jaffrezo M. (1977) - *Nouvelles données micropaléontologiques, stratigraphiques et paléogéographiques sur le Portlandien et le Néocomien de Sardaigne.* Rev. Micropaléont., **20** (3): 125-139, Paris.

Bacciu M.P. (2009) - *Le sorgenti di San Giovanni su Anzu e del sistema carsico del Supramonte: considerazioni sui circuiti e sulle zone di ricarica.* Tesi di laurea inedita, pp. 50. Università di Sassari.

Balbiano D'Aramengo C. (1966) - *Su Anzu: la grotta più lunga d'Italia.* Grotte, **31**: 15-31, Torino.

Baldelli C., Bigazzi G., Elter F.M. & Macera P. (1987) - *Decription of a Permo-Triassic alkaline lamprophyre embedded into the micascists of garnet-staurolite-kyanite grade of North-Eastern Sardinia Island.* In: F.P. Sassi & R. Bourrouilh (Eds.): I.G.C.P. Project No. 5, Newsletter, **7**: 8-10, Padova.

Baldelli C., Elter F.M. & Macera P. (1985) - *Segnalazione di un lamprofiro alcalino permo-triassico intruso tra i micascisti a granato + staurolite + cianite nella Sardegna NE.* In: T. Cocozza & C.A. Ricci (Eds.): «*Evoluzione stratigrafica, tettonica, metamorfica e magmatica del Paleozoico italiano*». 13-14 dicembre, Dip. Sc. Terra Univ. Siena., pp. 70-72, Siena.

Barberi F. & Cherchi A. (1980) - *Excursion sur le Mésozoïque et le Tertiaire de la Sardaigne Occidentale*. Livret-guide, XXVII Congr. de la C.I.E.S.M.E., C.N.R., P.F.Geodinamica, pub. **345**: 127 pp., Roma.

Barberi F. & Cherchi A. (1981) - *Evolution du Mesozoique-Cenozoique de la Sardaigne; aspects stratigraphiques et volcanologiques et leur signification structurale*. In: Anonymous (Eds.): «*Geologie et geophysique marines; Vingt-septieme congres CIESM*». Rapp. Proc. Verb. CIESM, **27** (8): 165-170, Paris.

Barca S., Carmignani L., Eltrudis A. & Franceschelli M. (1995) - *Origin and evolution of the Permian-Carboniferous basin of Mulargia Lake (South-Central Sardinia, Italy) related to the Late Hercynian extensional tectonics.* C.R. Acad. Sci. Paris, s. 2A, **321**: 171-178, Paris.

Barca S. & Cherchi A. (Eds.) (2004) - *Sardinian Palaeozoic basement and its Meso-Cainozoic covers (Italy).* 32nd I.G.C., Firenze 20-23 Agosto 2004, Field-trip Guide-book P39, 64 pp., Firenze.

Barca S., Cocozza T. & Salvadori I. (1984) - *Storia delle ricerche geologiche nel Massiccio Sardo.* In: AA. VV. (Eds.): «*Cento Anni di Geologia Italiana*». Vol. Giub. I° Cent. Soc. Geol. It. (1881-1991), 315-352, Bologna.

Barca S. & Costamagna L.G. (2004) - *Stratigrafia, analisi di facies, paleogeografia ed inquadramento regionale della successione giurassica dell'area dei Tacchi (Sardegna orientale).* Boll. Soc. Geol. It., **123**: 477-495, Roma.

Barca S., Di Gregorio F. & Mulas G. (1995) - *Natural rock arches of the Orosei Gulf, Sardinia, Italy.* Atti Medcoast '95, **1**: 217-229, Ankara.

Barca S., Di Gregorio F. & Palmerini V. (1981) - *Linea di costa pleistocenica nella piana di S. Priamo (Sarrabus, Sardegna sud-orientale).* Boll. Soc. Geol. It., **100**: 71-84, 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.

PROGETTO CARSO

Barca S., Melis E., Calzia P., Patta E.D., Rizzo R. & Serri R. (in stampa) - *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000. Foglio 547 "Villacidro"*. Serv. Geol. d'It., Reg. Auton. Sardegna, (Pubbl. www.isprambiente.gov.it, 2012), 272 pp., Roma.

Barca S. & Palmerini V. (1974) - *Indagine sedimentologica e significato paleoclimatico delle facies clastiche alla base dei "Tacchi"*. Rend. Sem. Fac. Sc. Univ. Cagliari, **28**: 1-20, 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.

Barca S. & Spalletta C. (1985) - *Nuove osservazioni sul conglomerato di Villasalto.* Giorn. Geol., **46**: 25-32, Bologna.

Barroccu G. & Gentileschi M.L. (1996) - *Monumenti naturali della Sardegna*. Carlo Delfino Ed., 222 pp., Sassari.

Bartolini C. & Peccerillo A. (1992) - *I fattori geologici delle forme del rilievo.* Pitagora Editrice Bologna.

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., Deriu M., Macciotta G.P., Savelli C. & Venturelli G. (1977) - *Geochronology and Magmatic character of the Pliocene-Pleistocene Volcanism in Sardinia (Italy).* Bull. Volcanol., **40** (3): 153-168, Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg.

Beccaluva L., Leone F., Macciotta G. & Macciotta G. (1981) - *Petrology and tectonic setting of the paleozoic basic rocks from Sulcis-Iglesiente (Sardinia-Italy).* N. Jb. Miner. Abh., **140** (2): 184- 201, Stuttgart.

Beccaluva L., Macciotta G. & Savelli C. (1983) - *Carta geopetrografica del Vulcanismo Pliocenico della Sardegna centro-orientale.* L.A.C., Litografia Artistica Cartografica, Firenze.

Beccaluva L., Macciotta G. & Venturelli G. (1974) - *Dati geochimici e petrografici sulle vulcaniti "plio-quaternarie" della Sardegna centro-occidentale.* Boll. Soc. Geol. It., **94**: 1437-1457, Roma.

Bellon H. (1976) - *Séries magmatiques néogènes et quaternaires du pourtour de la Méditerranée occidentale, comparées dans leur cadre géochronométrique. Implications géodynamiques.* Thèse Doct. Etat., Université de Paris Sud -Orsay, 367 pp., Paris.

Bellon H. (1981) - *Chronologie radiométrique (K-Ar) des manifestations magmatiques autour de la Méditerranée occidentale entre 33 et 1 Ma.* In: F.C. Wezel (Ed.): «*Sedimentary basins of Mediterranean margins*». CNR Italian Project of Oceanography, Technoprint, 341-360, Bologna.

Berra F., Jadoul F. & Lanfranchi A. (2007) - *The uppermost Tithonian-Berriasian shallow-water carbonate depositional system of Eastern Sardinia (Monte Bardia Limestone): facies and stacking pattern analysis.* GeoItalia, Epitome, p. 396, Rimini.

Berra F., Casellato C.E., Erba E., Lanfranchi A. & Jadoul F. (2008) - *I sistemi carbonatici giurassici della Sardegna orientale (Golfo di Orosèi).* Atti 84° Congr. Naz. Soc. Geol. It., 15-17 settembre, Sassari.

Betrò B., Bodini A. & Cossu Q.A. (2008) - *Using a hidden Markov model to analyse extreme rainfall events in central-East Sardinia.* Environmetrics: **19**: 702-713, Wiley & Sons, New York.

Bezert P. & Caby R. (1988) - *Sur l'age post-batonien des evenements tectono-metamorphiques alpins en bordure orientale de la Corse cristalline.* Bull. Soc. Géol. France: **8** (6): 965-971, Paris.

Binaghi L. (1963) - *Sulla valutazione dei deflussi annuali dei bacini sardi.* Atti VIII Conv. Idraulica, Aprile 1963, 12 pp., Pisa.

Bixio R. (1978) - *Note sui fenomeni concrezionali della Grotta di s. Giovanni Su Anzu noti come "Tavolozze" e "Torte nuziali"*. Rass. Speleologica It. Mem., **12**: 142-145, Como.

Blanc A.C. & Cardini L. (1955) - *Tracce di linee di riva ed indizi di abitati umani pleistocenici in grotte costiere della Sardegna orientale.* Quaternaria, **2**: 310-311, Roma.

Boccaletti M., Elter P. & Guazzone G. (1971a) - *Plate tectonics model for the development of the Western Alps and Northern Apennines.* Nature, **234** (49): 108-111, London.

Boccaletti M., Elter P. & Guazzone G. (1971b) - *Polarità strutturale delle Alpi e dell'Appennino settentrionale in rapporto all'inversione di una zona di subduzione nord-tirrenica.* Mem. Soc. Geol. It., **10** (4): 3-71, Roma.

PROGETTO CARG

Boccaletti M. & Guazzone G. (1972) - *Gli archi appenninici, il Mar Ligure ed il Tirreno nel quadro della tettonica dei bacini retroarco.* Mem. Soc. Geol. It., **11**(2): 201-216, 6 figs, 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.

Bodini A. & Cossu Q.a. (2010) - *Observed trends in heavy rainfall during the 2nd half of the 20th Century in an area of Sardinia (Italy) at high hydro-geological risk.* Natural Hazards and Earth System Sciences. Special Issue: Advances in Mediterranean Meteorology, **10**: 61-72, Gottingen.

Bodini A., Entrade E. & Cossu Q.A. (2010) - *Analisi di frequenza regionale dei massimi annui di precipitazione in Sardegna tramite gli L-momenti.* Rapporto Tecnico IMATI-MI 10.5, CNR-IMATI, Milano.

Boi M., Sarria E., Serri R. & Sirigu E. (1989) - *Tettonica dei bacini permocarboniferi della Sardegna Centrale.* In: Atti Convegno: «*La Geologia Strutturale ed i possibili contributi all'interpretazione della Sismica Profonda*», 26-29 Ott. 1989, sess. poster, Pisa.

Bonin B. (1980) - *Les complexes alcalins acides anorogeniques continentaux: l'example de la Corse.* Ph. D. thesis, Univ. Paris IV, 756 pp., Paris.

Borsetti A.M., Del Monte M., Fabbri A., Nanni T. & Savelli C. (1979) - *Alcune note geologiche sul Bacino Sardo (Mar Tirreno).* Geologica Romana, **18**: 59-70, Roma.

Bosellini A. & Ginsburg R.N. (1971) - *Form and internal structure of recent algal nodules (rhodolites) from Bermuda.* J. Geol., **79**: 669-682, Oxford.

Bosellini A. & Ogniben G. (1968) - *Ricoprimenti ercinici nella Sardegna centrale.* Ann. Univ. Ferrara, **1**: 1-15, Ferrara.

Bralia A., Ghezzo C., Guasparri G. & Sabatini G. (1981) - *Aspetti genetici del batolite sardo-corso.* Rend. Soc. It. Min. Petr., **38**: 701-764, Milano.

Brotzu P., Callegari E. & Secchi F.A. (1994) - *The search for the parental magma of the high-K calc-alkaline igneous rock series in the southernmost Sardinia Batholith.* Per. Mineral., **62**: 253-280, Roma.

Brotzu P., Morbidelli L. & Traversa G. (1978) - *Caratteri petrografici e chimici delle sieniti del Sarrabus meridionale.* Period. Min., **47**: 83-98, Roma.

Broutin J., Cabanis B., Chateâuneuf J.J. & Deroin J.P. (1994) - *Evolution biostratigraphique, magnatique et tectonique du domaine paléotéthysien occidental (SW de l'Europe): implications paléogéographiques au Permien inférieur.* Bull. Soc. Géol. France: **165** (2): 163-179, Paris.

Broutin J., Cassinis G., Cortesogno L., Gaggero L., Ronchi A. & Sarria E. (1996) - *Research in progress on the Permian Deposits of Sardinia (Italy).* Newsletter - Permophiles, **28**: 45-48, Pechino.

Buondonno A., Cabula E., Capra G. F., Coppola E., De Riso S., Duras M.G., Madrau S., Pascucci V., Porcu C., Rodolfi G. & Vacca S. (2009) - *Suoli e paesaggi nelle aree collinari e costiere di Dorgali-Cala Gonone (Nuoro): differenziazione genetica ed evolutiva dei suoli su carbonati mesozoici.* X Incontri Pedologici Italiani, Sardegna 2009, 16-18 Settembre 2009. Guida all'escursione, pagg. 1-61, Dorgali (Nuoro).

Busulini A., Dieni I., Massari F., Pejovic D. & Wiedmann J. (1984) - *Nouvelles données sur le Crétacé supérieur de la Sardaigne orientale.* Cret. Res., **5**: 243-258, Elsevier, Amsterdam.

Busulini A., Dieni I., Massari F. & Premoli Silva I. (1987) - *Le Crètacè de Lanaitto (Oliena).* In: A. Cherchi (Ed.): «*Groupe francaise du Crètacè, Excursion en Sardaigne*», 24-29 maggio 1987, Dip. Sc. Terra Univ. Cagliari, Progemisa S.p.A. Cagliari, Libro-guida: pp. 160-179, Cagliari.

Buttau C. (2008) - *Modellazione geologica tridimensionale di aree complesse basata su dati di superficie. Applicazione alle aree della valle di San Marco (Sardegna SW) e del Supramonte di Oliena Sardegna centro-orientale).* Tesi di dottorato, inedita. Dip. Scienze della Terra, University of Cagliari.

Buttau C, Funedda A., Pasci S., Carmignani L., Oggiano G. & Sale V. (2008) - *Deformazione polifasica della successione mesozoica e terziaria del Supramonte (Sardegna orientale).* Rend. online Soc. Geol. It., www.socgeol.it, Note Brevi, **1**: 40-42, Roma.

Cabras S., De Waele J. & Sanna L. (2008) - *Caves and Karst Aquifer Drainage of Supramonte (Sardinia, Italy): A Review.* Acta Carsologica, **37** (2-3): 227-240, Postojna (Slovenia).

PROGETTO S.R.C.

Cabras S., Murgia F. & Sanna L. (2002) - *Complesso S'Edera - Su Gologone: tracciamento geochimico sulle acque sotterranee del Supramonte.* Sardegna Speleologica, **19**: 18-24, Cagliari.

Cadet J.P. & Funiciello R. (coordinators) (2004) - *Geodynamic map of the Mediterranean, Sheet 1 & 2.* CGMW-ENS-INGV-Roma3-UNESCO-Univ. P&MCurie. Centre Impression of Commission for the Geological Map of the World, Limoges (France).

Calvino F. (1958) - *Contributo alla cronologia delle rocce filoniane sarde (Baronia, Ogliastra sud-orientale, Salto di Quirra).* Res. Ass. Min. Sarda, **62**: 31-37, Iglesias.

Calvino F. (1972) - *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia, Foglio 227 - Muravera*. Servizio Geologico d'Italia, 60 pp., Roma.

Calvino F., Dieni I., Ferasini F. & Piccoli G. (1958) - *Relazione preliminare sui rilevamenti geologici del Foglio 195 "Orosei" (Sardegna).* Boll. Soc. Geol. It., **77** (3): 71-89, Roma.

Calvino F., Dieni I., Ferasini F. & Piccoli G. (1959) - *Rilevamento geologico della parte meridionale del Foglio n° 195 "Orosei" (Sardegna).* Boll. Soc. Geol. Ital., **78** (1): 57-79, 20 figg., 1 carta geol., Roma.

Calvino F., Dieni I., Ferasin F. & Piccoli G. (1967) - *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000, Foglio 195 "Orosei"*. Serv. Geol. d'It., Libreria dello Stato, Roma.

Calvino F., Dieni I., Ferasin F. & Piccoli G. (1972) - *Note illustrative della carta geologica d'Italia in scala 1:100.000. Foglio 195 "Orosei"*. Serv. Geol. d'It., Libreria dello Stato, 39 pp., Roma.

Calzia P., Sale V., Mundula F., Funedda A., Sarria E. & Cioni R. (2010) - *The volcanic deposits of the new geological map of the Nuoro-Orosei area (Sardinia, Italy).* 85°Congr. Soc. Geol. It., Pisa 6-8 settembre, Abstract, 244 pp., Pisa.

Campbell C.V. (1967) - *Lamina, laminaset, bed and bedset.* Sedimentology, **8**: 7-26, Amsterdam.

Cao Pinna C. (1983) - *Studio dell'idrografia superficiale della Sardegna.* Univ. Cagliari, Ente Auton. Flumendosa, 27 volumi, Cagliari.

Cappelli B., Carmignani L., Castorina F., Di Pisa A., Oggiano G. & Petrini R. (1990) - *The Hercynian suture zone in Sardinia: geological, geochemical and isotopic evidence.* Plinius, Suppl. Ital., Europ. Jour. Mineral., **6**: 14-16, Milano.

Carapezza M., D'Amico C., Emiliani F., Gandolfi G., Gazzi P., Montella S., Paganelli L. & Simboli G. (1972a) - *Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000, Foglio 194 "Ozieri"*. Servizio Geologico d'Italia, Roma.

Carapezza M., D'Amico C., Emiliani F., Gandolfi G., Gazzi P., Montella S., Paganelli L. & Simboli G. (1972b) - *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia - scala 1:100.000, Foglio 194 "Ozieri"*. Servizio Geologico d'Italia, Roma.

Carboni S., Palomba M., Vacca A., Carboni G. (2006) - *Paleosols provide sedimentation, relative age, and climatic information about the alluvial fan of the River Tirso (Central-Western Sardinia, Italy).* Quaternary International, **156-157**: 79-96.

Carimati R., Gossenberg P., Marini A. & Potenza R. (1981) - *Catalogo delle unità formazionali italiane.* Boll. Serv. Geol. d'It., **101**: 343-542, Roma.

Carmignani L. (Coordinatore) (1996) - *Carta Geologica della Sardegna (scala 1:200.000).* Serv. Geol. d'It., Reg. Auton. Sardegna. L.A.C., Litografia Artistica Cartografica, Firenze.

Carmignani L., Barca S., Cappelli B., Di Pisa A., Gattiglio M., Oggiano G. & Pertusati P.C. (1992a) - *A tentative geodynamic model for the hercynian basement of Sardinia*. In: L. Carmignani & F.P. Sassi (Eds.): «*Contribution to the Geology of Italy with special regard to the Paleozoic basement. A volume dedicated to Tommaso Cocozza*». I.G.C.P. Project No. 276, Newsletter, **5**: 61-82, Siena.

Carmignani L., Barca S., Disperati L., Fantozzi P., Funedda A., Oggiano G. & Pasci S. (1994a) - *Tertiary compression and extension in the Sardinian basement.* Boll. Geof. Teor. Appl., **34** (141-144): 45-62, Trieste.

Carmignani L., Carosi R., Di Pisa A., Gattiglio M., Musumeci G., Oggiano G. & Pertusati P.C. (1994b) - *The Hercynian chain in Sardinia (Italy)*. Geodinamica Acta, **7**: 31-47, Paris.

Carmignani L., Carosi R., Disperati L., Funedda A., Musumeci G., Pasci S. & Pertusati P.C. (1992b) - *Tertiary transpressional tectonics in NE Sardinia, Italy*. In: L. Carmignani & F. P. Sassi (Eds.): «*Contributions to the Geology of Italy with special regard to the Paleozoic Basements. A volume dedicated to Tommaso Cocozza*». I.G.C.P. No. 276, Newsletter, **5**: 83-96, Siena.

PROOF TO CHARGE

CARMIGNANI L., CHERCHI A. & RICCI C.A. (1989) - *Basement structure and Mesozoic-Cenozoic evolution of Sardinia.* In: A. BORIANI, M. BONAFEDE, G.B. PICCARDO & G.B. VAI (Eds.): «*The lithosfere in Italy. Advances in earth science research*». Acc. Naz. Lincei, **80**: 63- 92, Roma.

CARMIGNANI L., COCOZZA T., GHEZZO C., PERTUSATI P.C. & RICCI C.A. (1982a) - *Guida alla Geologia del Paleozoico Sardo.* Soc. Geol. It., Guide Geologiche Regionali, 215 pp., Cagliari.

CARMIGNANI L., COCOZZA T., GHEZZO C., PERTUSATI P.C. & RICCI C.A. (1982b) - *Lineamenti del basamento sardo.* In: L. CARMIGNANI, T. COCOZZA, C. GHEZZO, P.C. PERTUSATI & C.A. RICCI (Eds.): «*Guida alla Geologia del Paleozoico Sardo*». Soc. Geol. It., Guide Geologiche Regionali: 11-23, Cagliari.

CARMIGNANI L., COCOZZA T., GHEZZO C., PERTUSATI P.C. & RICCI C.A. (1986a) - *Guide-book to the Excursion on the Palaeozoic Basement of Sardinia*, I.G.C.P. Project No. 5, Newsletter, special issue, 102 pp., Siena.

CARMIGNANI L., COCOZZA T., GHEZZO C., PERTUSATI P.C. & RICCI C.A. (1987) - *Structural model of the hercynian basement of Sardinia scala 1:500.000.* C.N.R., Prog. Fin. Geodinamica, Sottoprogetto 5: Modello strutturale d'Italia, Stabilimento L. Salomone, Roma.

CARMIGNANI L., COCOZZA T., MINZONI N. & PERTUSATI P.C. (1978) - *Falde di ricoprimento erciniche nella Sardegna a Nord-Est del Campidano.* Mem. Soc. Geol. It., **19**: 501-510, Roma.

CARMIGNANI L., COCOZZA T. & PERTUSATI P.C. (1991) - *Tertiary transpressional tectonics in NE Sardinia.* In: «*Geologia del basamento italiano*», Convegno in onore di Tommaso Cocozza, Siena 21-22 marzo 1991, abs. vol. **28-29**: Siena.

CARMIGNANI L., CONTI P., BARCA S., CERBAI N., ELTRUDIS A., FUNEDDA A., OGGIANO G., PATTA E.D., ULZEGA A., ORRÙ P. & PINTUS C. (2001a) - *Foglio 549 - Muravera. Note Illustrative della Carta geologica d'Italia 1:50.000,* 140 pp., Roma.

CARMIGNANI L., DECANDIA F.A., DISPERATI L., FANTOZZI P.L., LAZZAROTTO A., LIOTTA D. & OGGIANO G. (1995) - *Relationship between the Tertiary structural evolution of the Sardinia-Corsica-Provençal Domain and the Northern Apennines.* Terra Nova, **7**: 128-137, Oxford.

CARMIGNANI L., DECANDIA F.A., FANTOZZI P. L., LAZZAROTTO A., LIOTTA D. & MECCHERI M. (1994c) - *Tertiary extensional tectonics in Tuscany (Northern Apennines, Italy).* Tectonophysics, **238**: 295-315, Oxford.

CARMIGNANI L., DISPERATI L., FANTOZZI P.L., FUNEDDA A., OGGIANO G. & PASCI S. (1997) - *Tertiary rudites in eastern Corsica-Sardinia microplate: an example of hinterland intracratonic syntectonic deposition related to the Northern Appennines continental collision.* Atti Congr.: «*The Elba Island: a key puzzle linking the Corso-Sardinian Massif and Adria*», 22-24 September 1997, Abstract, 43-45, Portoferraio.

CARMIGNANI L., ELTER F.M., GATTIGLIO M., MAXIA M., MORETTI A., OGGIANO G. & PERTUSATI P.C. (1986b) - *The geology of Barbagia.* In: L. CARMIGNANI, T. COCOZZA, C. GHEZZO, P.C. PERTUSATI & C.A. RICCI (Eds.): «*Guide book to the Excursion on the Paleozoic basement of Sardinia*». I.G.C.P. Project No. 5, Newsletter, special issue: 73-85, Siena.

CARMIGNANI L., FUNEDDA A., OGGIANO G. & PASCI S. (2004) - *Tectono-sedimentary evolution of south west Sardinia in the Paleogene: Pyrenaic or Apenninic Dynamic?.* Geodinamica Acta, **17** (4): 275-287, Paris.

CARMIGNANI L. & KLIGFIELD R. (1990) - *Crustal extension in the Northern Appennines: the transition from compression to extention in the Alpi Apuane core complex.* Tectonics, **9**: 1275-1303, Washington.

CARMIGNANI L., OGGIANO G., BARCA S., CONTI P., SALVADORI I., ELTRUDIS A., FUNEDDA A. & PASCI S. (2001b) - *Geologia della Sardegna. Note illustrative della Carta Geologica della Sardegna alla scala 1:200.000.* Mem. Descr. Carta Geologica d'Italia, Serv. Geol. d'It., **60**: 283 pp., Roma.

CARMIGNANI L. & PERTUSATI P.C. (1977) - *Analisi strutturale di un segmento della catena ercinica: il Gerrei (Sardegna sud-orientale).* Boll. Soc. Geol. It., **96**: 339-364, Roma.

CARMIGNANI L., PERTUSATI P.C., BARCA S., CAROSI R., DI PISA A., GATTIGLIO M., MUSUMECI G. & OGGIANO G. (1992c) - *Struttura della Catena Ercinica in Sardegna.* Guida all'escursione in Sardegna, 24-29 Maggio 1992, 177 pp., Gruppo Informale di Geologia Strutturale, Siena.

PROPRIETÀ SARG

Carobene L. (1972) - *Osservazioni sui solchi di battente attuali ed antichi nel golfo di Orosei in Sardegna*. Boll. Soc. Geol. It., **91** (3): 583-601, Roma.

Carobene L. (1978) - *Valutazioni di movimenti recenti mediante ricerche morfologiche su falesie e grotte marine del Golfo di Orosei.* Mem. Soc. Geol. It., **19**: 641-649, Roma.

Carobene L. & Pasini G. (1982) - *Contributo alla conoscenza del Pleistocene superiore e dell'Olocene del Golfo di Orosei (Sardegna orientale)*. Boll. Soc. Adr. Sci, **64** (1980): 5-36, Trieste.

Carobene L., Pasini G. & Selli R. (1973) - *Ancient coastlines in the Gulf of Orosei (western Sardinia).* In: «*Symposium sur la Géodynamique de la region Méditerranéenne*». Commission Internationale pour l'Exploration Scientifique de la Mer Méditerranée. Paris, France.

Carosi R., Elter F.M. & Gattiglio M. (1997) - *Carta geologico-strutturale del Monte S. Vittoria (Sarcidano - Barbagia di Belvì, Sardegna centrale, Italia).* Scala 1:25.000. Centrooffset, Siena.

Carrara G. (2002) - *Evoluzione cinematica neogenica del margine occidentale del bacino Tirrenico*. PhD Thesis, Parma University, Italy, 1-160, Parma.

Carrara A., D'Elia B. & Semenza E. (1982) - *Classificazione e nomenclatura dei fenomeni franosi.* In: AA. VV. (Eds.): «*Fenomeni franosi: Sintesi dei risultati conseguiti durante lo svolgimento del Progetto Finalizzato del C.N.R. "Conservazione del Suolo"*». C.N.R. Pubbl. **274**: pp. 16, Bergamo.

Casale A. (1972) - *Visione d'insieme del complesso ecologico e faunistico della grotta del Bue Marino (Cala Gonone, Dorgali, NU).* Boll. Soc. Sarda Sci. Nat., **10**: 3-28, Sassari.

Casini L., Cuccuru S., Maino M., Oggiano G. & Tiepolo M. (2012) - *Emplacement of the Arzachena Pluton (Corsica–Sardinia Batholith) and the geodynamics of incoming Pangaea.* Tectonophysics, **544-545**: 31-49, Amsterdam.

Cassano E., Marcello A., Nannini R., Pretti S., Ranieri G., Salvaderi R. & Salvadori I. (1979a) - *Rilievo aeromagnetico della Sardegna e del mare circostante*. Boll. Serv. Geol. d'It., **100**: 199-234, Roma.

Cassano E., Marcello A., Nannini R., Pretti S., Ranieri G., Salvaderi R. & Salvadori I. (1979b) - *Rilievo aeromagnetico della Sardegna e del mare circostante.* Ente Minerario Sardo, **3** (4): 7-24, Cagliari.

Cassinis G., Avanzini M., Cortesogno L., Dallagiovanna G., Di Stefano P., Gaggero L., Gullo M., Massari F., Neri C., Ronchi A., Seno S., Vanossi M. & Venturini C. (1998) - *Syntetic Upper Palaeozoic correlations charts of selected italian areas.* Atti Ticinesi Sci. Terra, **40**: 65-120, Lugano.

Cassinis G., Cortesogno L., Gaggero L., Pittau P., Ronchi A. & Sarria E.A. (1999) - *Late Palaeozoic continental basins of Sardinia*. In: G. Cassinis (Ed.): «*The Continental Permian of the Southern Alps and Sardinia (Italy). Regional reports and general correlations*»: Intern. Field Conf., Brescia, 15-25 sept. 1999, field-trip Guide-book, 116 pp., Pavia.

Cassinis G., Durand M, & Ronchi A. (2002) - *The Permian and Triassic continental framework of Nurra (NW Sardinia).* Rend. Soc. Paleont. It., 1: 297-305, Modena.

Cassinis G., Elter G., Rau A. & Tongiorgi M. (1979) - *Verrucano: a tectofacies of the Alpine-Mediterranean Southern Europe.* Mem. Soc. Geol. It., **20**: 135-149, Roma.

Cassinis G. & Ronchi A. (1997) - *Upper Carboniferous to Lower Permian continental deposits in Sardinia (Italy).* In: S. Crasquin & P. De Wever (Eds.): «*Peri-Tethys: Stratigraphic correlations*». Geodiversitas, **19** (2): 217-220, Paris.

Cassinis G., Toutin Morin N. & Virgili C. (1995) - *A general outline of the Permian Continental Basins in Southwestern Europe.* In: P.A. Scholle *et alii* (Eds.): «*The Permian of Northern Pangea. 2 - Sedimentary basins and economic resources*». Springer-Verlag Ed., 137-157, Berlin.

Castorina F., Barbieri M., Ottonello G. & Petrini R. (1988) - *New geochemical constraints on the age of the sardinian batholith.* Rend. Soc. It. Min. Petr., **7**: 54, Milano.

Castorina F. & Petrini R. (1989) - *Radiometric geochronology: some constraints to the isochron method by an iterative least-square approach.* Geochem. Journal, **23**: 100-101, Nagoya.

Castorina F. & Petrini R. (1992) - *Based Nd-models ages in highly evolved granites: an example from Buddusò intrusion (NE Sardinia, Italy).* N. Jb. Miner. Mh., **6**: 227-288, Stuttgart.

PROGETTO CARG

CAVINATO A., CHARRIER G. & ZUCCHETTI S. (1976) - *Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000, Foglio 207 "Nùoro"*. Serv. Geol. d'It., Libreria dello Stato, Roma.

CENTRO SPELEO ARCHEOLOGICO DORGALI "VITTORIO MAZZELLA" (2006) - *Grotta di Ziu Santoru - Dorgali.* Sardegna Speleologica, **23**: 10-13, Cagliari.

CHABRIER G. (1967) - *Le Synclinal Crétacé de Gorropu (Sardaigne).* C.R. Soc. géol. France, **7**: 321-322, Paris.

CHABRIER G. (1969) - *Sur la stratigraphie et la tectonique des monts d'Oliena (Sardaigne).* C.R. somm. Soc. géol. France, **6**: 218-220, Paris.

CHABRIER G. (1970) - *Tectonique de socle d'age alpin en Sardaigne centro-orientale.* C.R. Acad. Sci. Paris, **271**: 1252-1255, Paris.

CHABRIER G. & CHOROWICZ J. (1982) - *Comparaison entre les structures corses, sardes et provençales observèes sur les images Landsat.* Rev. Geogr. Phys. Géol. Dyn., **23**: 107-118, Paris.

CHABRIER G. & FOURCADE E. (1976) - *Grands traits paléogéographiques du Mésozoique de Sardaigne.* 4° R.A.S.T., 103 pp., Paris.

CHABRIER G. & MASCLE G. (1974) - *Les rapports de la Provence et du domain sarde.* C.R. Acad. Sci. Paris, sér.D, **278** (23): 2881-2884, Paris.

CHABRIER G. & MASCLE G. (1975) - *Comparaison des évolutions géologiques de la Provence et de la Sardaigne (a partir d'exemples de la Region Toulonnaise et de la Nurra Sarde).* Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn., **17** (2): 121-136, Paris.

CHABRIER G. & MASCLE G. (1984) - *Structures d'age alpin en Sardaigne.* Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn., **25**: 69-74, Paris.

CHARRIER G. (1958) - *Gli scisti cristallini della Sardegna settentrionale: studio geologico e petrografico.* Boll. Serv. Geol. It., 79 (1-2): 101-260, Roma.

CHARRIER G. (1961) - *Nuova segnalazione di un orizzonte lacustre a legni di conifera presso Nuraghe Mamucone (Urzulei), alla base della serie trasgressiva giurese del Golfo di Orosei (Sardegna centro-orientale). Studio stratigrafico e paleoxilologico.* Boll. Soc. Geol. It., **80** (1): 206-225, Roma.

CHERCHI A. (1973) - *Appunti biostratigrafici sul Pliocene in Sardegna (Italia).* Boll. Soc. Geol. It., **92**: 891-902, Roma.

CHERCHI A. (1985a) - *Micropaleontological Researches in Sardinia.* In: A. CHERCHI (Ed.): «*19th European Micropaleontological Colloquium, Guide Book*». AGIP, Sardinia, October 1-10 1985, 338 pp., Cagliari.

CHERCHI A. (1985b) - *Oligo-Miocene Basin*. In: A. CHERCHI (Ed.): «*Guide Book, 19th European Micropaleontological Colloquium, Guide Book*». AGIP, Sardinia, October 1-10 1985, 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. & SCHROËDER R. (1973) - *Sur la biogéographie de l'association à «Valserina» du Barrémien et la rotation de la Sardaigne.* C.R. Acad. Sci. Paris, s. D, **277** (D): 829-832, Paris.

CHERCHI A. & SCHROËDER R. (1979) - *Sur le microfaunes du Barrémien á facies urgonien d'Orosei (nord-est de la Sardaigne).* C.R. Acad. Sci. Paris, **289**: 627-630, Paris.

CHERCHI A. & TRÉMOLIÈRES P. (1984) - *Nouvelles données sur l'évolution structurale au Mésozoique et au Cénozoique de la Sardaigne et leurs implications géodynamiques dans le cadre méditerranéen.* C.R. Acad. Sci. Paris, ser.2, **298** (20): 889-894, Paris.

CHERCHI G.P., ELTER F.M., GHEZZO C., MARCELLO A. & MUSUMECI G. (1987) - *Intrusive sequence and structural pattern of the granitic hercynian complex from the Calangianus region (Northern Sardinia).* Atti congres. SIMP, Verbania (Italy), 28 sept.-3 oct. 1987, Verbania.

CHERCHI G.P. & MUSUMECI G. (1992) - *Il complesso granitoide della Sardegna settentrionale*: In: «*Struttura della Catena ercinica in Sardegna», Guida all'escursione.* Gruppo informale di geologia strutturale, 157-177, Pisa.

CHESSA L., FERCIA S. & TUVERI A. (1986) - *Nuove scoperte in Codula di Luna: la grotta di Carcaragone.* Anthèo, **2**: 10-15, Cagliari.

CHESWORTH W. (1982) - *Late Cenozoic geology and the second oldest profession.* Geosci. Can., **9**: 54-61, St. John's, Canada.

PROGETTO CARSO

Chesworth W., Dejou J., Larroque P. & Rodeja E.G. (2004) - *Alteration of olivine in a basalt from central France.* Catena, **56**: 21-30, Amsterdam.

Chevalier J.P. (1961) - *Les Madréporaires du Pliocène d'Orosei (Nùoro, Sardaigne).* Bull. Soc. Géol. France, ser. VII, **3**: 266-270, 1 fig., 1 tav., Paris.

Ciccu R., Manca P.P. & Di Gregorio F. (1994) - *Propensione al dissesto idrogeologico in Sardegna: analisi storica degli eventi ed aspetti metodologici.* In: Atti del IV Conv. Int. di Geoingegneria: «*Difesa del suolo e valorizzazione degli acquiferi*». 10-11 marzo 1994, **1**: 73-85, Torino.

Cita M.B. (1972) - *Studi sul Pliocene e sugli strati di passaggio dal Miocene al Pliocene: I. Il significato della trasgressione pliocenica alla luce delle nuove scoperte del Mediterraneo.* Riv. Ital. Paleont., **78** (3): 527-594, tavv. 61-67, Milano.

Cita M.B. (2002) - *CD allegato: fascicoli II e III del Catalogo delle Formazioni Geologiche Italiane.* Geoitalia, **10**: 3, Livorno.

Cita M.B., Abbate E., Conti M.A., Gortani G., Groppelli G., Pampaloni M.L. & Pichezzi R.M. (2003) - *Catalogo delle formazioni - Unità validate, Carta Geologica d'Italia - 1:50.000.* Quaderni s. III, **7** (5): 210 pp., APAT - Dip. Difesa del suolo, Serv. Geol. d'It., Roma.

Cita M.B. (Ed.), Germani D. & Angiolini L. (2003) - *Guida italiana alla classificazione e alla terminologia stratigrafica.* Commissione Italiana di Stratigrafia, CNR-SGN, Quaderni SGN, s. III, **9**: 156 pp., APAT - Dip. Difesa del suolo, Serv. Geol. d'It., Roma.

Clifton H.E. (2006) - *A reexamination of facies models for clastic shorelines*.In: H.W. Posamentier & R.G. Walker (Eds.): «*Facies Models*». Soc. Sed. Geol., Special Publication, **84**: 293-337, SEMP, Amsterdam.

Cocherie A. (1985) - *Interation manteau-croute: son rôle dans la genèse d'associations plutoniques calcoalcalines, contraintes géochimiques (éléments en traces et isotopes du strontium et de l'oxygène).* Bull. B.R.G.M., **90**: 246 pp., Orléans-Paris.

Cocozza T. (1967) - *Il Permo-Carbonifero del Bacino di San Giorgio (Iglesiente, Sardegna Sud-Occidentale).* Mem. Soc. Geol. It., **6**: 607-642, Roma.

Cocozza T., Jacobacci A., Nardi R. & Salvadori I. (1974) - *Schema stratigrafico-strutturale del Massiccio Sardo-Corso e minerogenesi della Sardegna.* Mem. Soc. Geol. It., **13**: 85-186, Roma.

Cocozza T. & Schafer K. (1974) - *Cenozoic graben tectonics in Sardinia.* In: C. Maxia & A. Pomesano Cherchi (Eds.): «*Paleogeografia del Terziario sardo nell'ambito del Mediterraneo occidentale*». Cagliari 23-27 Luglio 1973, Rend. Sem. Fac. Sc. Univ. Cagliari, **43** (suppl.): 145-162, Cagliari.

Cohen K.M., Finney S.C., Gibbard P.L. & Fan J.-X. (2015) - *The ICS International Chronostratigraphic Chart.* Episodes, **36**: 199-204, Harlem.

Colantoni P. (1968) - *Morfologia e sorgenti lungo la costa del Golfo di Orosei e fondali antistanti.* Le Grotte d'Italia, **4** (1): 91-106, Bologna.

Coltorti M. & Dramis F. (1987) - *Sedimentological characteristics of stratified slope waste deposits in the Umbria-Marche Apennines (Central Italy) and their genetic implication. Processus et measure de l'erosion.* Ed. C.N.R.S., 145-152, Paris.

Coltorti M. & Dramis F. (1988) - *The significance of stratified slope waste deposits in the Quaternary Umbria-Marche Apennines (Central Italy).* Z. Geomorph., N.F., suppl. Bol., **71**: 59-70, Stuttgart.

Coltorti M. & Dramis F. (1995) - *The chronology of Upper Pleistocene stratified slope-waste deposits in Central Italy.* Perm. Perigl. Processes, **6**: 235-242, Chichester.

Coltorti M., Melis E. & Patta 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.

Columbu M. (1955) - *Note su alcune grotte della provincia di Nuoro.* Rass. Speleologica It., **7** (3): 139-149, Como.

Columbu M. (1956) - *Note preliminari sulla più lunga grotta d'Italia, il Bue Marino, e su altre cavità naturali in provincia di Nuoro.* Le Grotte d'Italia, **3** (1): 174-180, Bologna.

Comaschi Caria I. (1955) - *Prima segnalazione di Tirreniano fossilifero ad Orosei (Sardegna orientale).* Quaternaria, **2**: 99-107, Roma.

PROGETTO CARG

Comaschi Caria I. (1965) - *L'Elefante nano del Quaternario di Gonnesa (Sardegna sud-occidentale).* Rend. Sem. Fac. Sc. Univ. Cagliari, **35**: 1-11, Cagliari.

Commissione Italiana di Stratigrafia (1993) - *Codice Italiano di Nomenclatura Stratigrafica. Unità biostratigrafiche.* Boll. Soc. Geol. Ital., **112**: 563-572, Roma.

Cortesogno L., Cassinis G., Dallagiovanna G., Gaggero L., Oggiano G., Ronchi A., Seno S. & Vanossi M. (1998) - *The Variscan post-collisional volcanism in Late Carboniferous-Permian sequences of Ligurian Alps, Southern Alps and Sardinia (Italy).* Lithos, **45** (1-4): 305-328, Amsterdam.

Cortesogno L., Gaggero L., Oggiano G. & Paquette J.L. (2004) - *Different tectono-thermal evolutionary paths in eclogitic rocks from the axial zone of the Variscan chain in Sardinia (Italy) compared with the Ligurian Alps.* Ofioliti, **29** (2): 125-144, Bologna.

Cossu Q.A., Bodini A. & Martina M.L.V. (2010) - *Vulnerability assessment of Sardinia (Italy) to extreme rainfall events.* Atti del Working Group G - Thematic Workshop Flash Floods and Pluvial Flooding. Cagliari, 26-28 May 2010. Disponibile al sito http://www.mi.imati.cnr.it/~anto/papers/Cagliari_2010.pdf (ultima visita, 26.01.2011).

Cossu A., De Waele J.D. & Di Gregorio F. (2007) - *Coastal karst geomorphosites at risk? A case study: the floods of 6-11 December 2004 in central-east Sardinia.* In: M. Parise.& J. Gunn (Eds.): «*Natural and Anthropogenic hazards in karst areas: recognition, analysis and mitigation*». Geological Society, London, Special Publication n. **279**: 85-95, London.

Cossu A. & Simula M. (1992) - *Le grotte del Monte Tuttavista.* Sardegna Speleologica, **1**: 16-22, Cagliari.

Costamagna L.G. & Barca S. (2004) - *Stratigrafia, analisi di facies, paleogeografia ed inquadramento regionale della successione giurassica dell'area dei Tacchi (Sardegna orientale).* Boll. Soc. Geol. It., **123**: 477-495, Roma.

Costamagna L.G., Barca S., Del Rio M. & Pittau P. (2000) - *Stratigrafia, paleogeografia ed analisi di facies deposizionale del Trias del Sarcidano-Gerrei (Sardegna SE).* Boll. Soc. Geol. It., **119** (2): 473-496, Roma.

Costamagna L.G., Barca S. & Lecca L. (2007) - *The Bajocian-Kimmeridgian Jurassic sedimentary cycle of Eastern Sardinia: stratigraphic, depositional and sequence interpretation of the new "Baunei Group".* C.R. Acad. Sci. Paris, **339**: 601-612, Paris.

Costamagna L., Cruciani G., Franceschelli M. & Puxeddu M. (2012) - *A volcano-sedimentary sequence with albitite layers in the Variscan basement of NE Sardinia: a petrographical and geochemical study.* Per. Mineral., **81** (2): 179-204, Milano.

Cozzupoli D., Gerbasi G., Nicoletti M. & Petrucciani G. (1984) - *Età K-Ar delle ignimbriti permiane di Galtellì (Orosei-Sardegna orientale).* Rend. Soc. It. Min. Petr., **39**: 471-476, Milano.

Critelli S. & Le Pera E. (1998) - *Post-Oligocene sediment-dispersal systems and unroofing history of the Calabrian Microplate, Italy*. Int. Geol. Rev., **40**: 609-637, Washington.

Crobu V. & De Waele J. (2007) - *Nel Supramonte profondo: le esplorazioni in Su Eni 'e Istettai.* Speleologia, **56**: 12-27, Bologna.

Cucchi F., Forti F. & Marinetti E. (1995) - *Surface degradation of carbonate rocks in the Karst of Trieste (Classical Karst, Italy).* In: J.J. Fornós & A. Ginés (Eds.): «*Karren Landforms*». Univ. de Illes Balears, 41-51, Palma de Mallorca.

Dainelli G. (1903) - *Fossili batoniani della Sardegna*. Boll. Soc. Geol. It., **22**: 253-347, Roma.

Dalla Valle G. (2007) - *Dinamica sedimentaria torbiditica in bacini confinati: margine orientale della Sardegna*. PhD Thesis, Univ. Bologna, Italia, 205 pp., Bologna.

Dallan Nardi L. (1977) - *Segnalazione di Lepidocycline nella parte basale dello "pseudomacigno" delle Alpi Apuane.* Boll. Soc. Geogr. It., **95**: 459-477, Roma.

Damiani A.V. & Maxia C. (1973) - *Prospettive di ricerca geotermica in Sardegna.* Boll. Soc. Geol. It., **92** (3): 567-580, Roma.

D'Amico C. (1958a) - *Notizie petrografiche sui graniti e di alcune loro differenziazioni nel quadrante di Bitti*. Acta Geologica Alpina, **7**: 25-40, Bologna.

D'Amico C. (1958b) - *Relazione sul rilevamento geologico delle tavolette orientali del quadrante Bitti, F. 194 (Ozieri) e petrografia delle formazioni rocciose*. Boll. Serv. Geol. It., **80**: 633-656, Roma.

PROGETTO GRAFO

D'Amico C. (1960) - *La massa dioritico-quarzifera di Bitti-Onani (Sardegna).* Acta Geologica Alpina, **9**: 129-180, Bologna.

D'Amico C., Gazzi P., Pellizzer R. & Simboli G. (1960) - *Notizie geologiche e petrografiche sui terreni eruttivi e metamorfici rilevati nel Foglio "Dorgalí" (Sardegna orientale).* Rend. Atti Acc. Naz. Lincei, cl. Sc. Fis. Mat. Nat., s. 8, **29**: 201-206, Roma.

D'Angelo S., Lembo P., Orrù P.E., Pantaleone N.A., Papasodaro F., Sacchi L. & Ulzega A. (1994) - *Cartografia geomorfologica alla scala 1:50.000: un esempio nell'area del Golfo di Orosei (Sardegna Orientale).* Boll. Serv. Geol. d'It., **63**: 25-38, Roma

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 for general instability of past climate from a 250-kyr ice-record.* Nature, **364**: 218-220, London.

Daniel J.M., Jolivet L., Goffe B. & Poinssot C. (1996) - *Crustal-scale strain partitioning: footwall deformation below the Alpine Oligo-Miocene detachment of Corsica.* J. Struct. Geol., **18**: 41-59, Oxford.

Dazzi C. (1995) - *L'erosione genetica dell'ecosistema suolo.* Atti del Convegno della Società Italiana della Scienza del Suolo, 197-202, Cagliari.

De Jong K.A. & Manzoni M. (1968) - *Paleomagnetismo e cronologia delle colate basaltiche di Orosei (Sardegna).* Boll. Soc. Geol. It., **87** (4): 713-771, Roma.

De Muro S. & Orrù P. (1998) - *Il contributo delle beach-rock nello studio della risalita del mare olocenico. Le beach-rock post-glaciali della Sardegna Nord-orientale.* Volume monografico sulle Variazioni climatiche negli ultimi 10.000 anni. Il Quaternario - Italian Journal of Quaternary Science, **11** (1): 19-39, Napoli.

De Waele J. (2004) - *Geomorphologic evolution of a coastal karst: the Gulf of Orosei (Central-East Sardinia, Italy).* Acta Carsologica, **33** (2): 37-54, Postojna, Slovenia.

De Waele J. (2008) - *Interaction between a dam site and karst springs: The case of Supramonte (Central-East Sardinia, Italy).* Engineering Geol., **99** (3-4): 128-137, Amsterdam.

De Waele J. & Forti P. (2003) - *Estuari sotterranei.* In: F. Cicogna, C. Nike Bianchi, G. Ferrari & P. Forti (Eds.): *«Grotte Marine: cinquant'anni di ricerca in Italia».* Ministero per la Difesa dell'Ambiente, pp. 91-104, Rapallo.

De Waele J., Grafitti G., Locci C., Pisano M. & Spiga R. (1995) - *Attuali conoscenze speleologiche nel Supramonte di Baunei.* Anthéo, monografia, **4**: 1-88, Cagliari.

De Waele J. & Granger D. (2009) - *The age of cave systems in Central-East Sardinia: preliminary data.* Proc. 15th Int. Congr. Speleology, July 19-26, 2009, 2: 838-842, Kerrville (Texas), USA.

De Waele J., Martina M.L.V., Sanna L., Cabras S. & Cossu O.A. (2010) - *Flash flood hydrology in karstic terrain: Flumineddu Canyon, central-east Sardinia.* Geomorphology, **120** (2010): 162-173, Amsterdam.

De Waele J. & Nieddu A. (2005) - *Strategie tradizionali per l'approviggionamento idrico in un'area carsica mediterranea: il caso del Supramonte costiero (Sardegna).* Grotte e Dintorni, **10**: 9-28, Castellana Grotte (Bari).

De Waele J., Onnis C. & Solinas P. (2001) - *Storie di Sas Ballas e di altre grotte (Oliena).* Sardegna Speleologica, **18**: 28-37, Cagliari.

De Waele J., Schafheutle M. & Waelde T. (2009) - *Speleogenesis of extensive underwater caves along the Gulf of Orosei (Central-East Sardinia, Italy).* Proc. 15th Int. Congr. Speleology, July 19-26, 2009, **1**: 469-474, Kerrville (Texas), USA.

Del Moro A., Di Pisa A. & Oggiano G. (1996) - *Relationships between an autunian volcano-sedimentary succession and the Tempio massif granites (Northern Sardinia).* Geochronological and field constraints. Plinius, **16**: 93-94, Stuttgart.

Del Moro A., Di Pisa A., Oggiano G. & Villa I.M. (1991) - *Isotopic ages of two contrasting tectono-metamorphic episodes in the Variscan chain in northern Sardinia.* In: «*Geologia del basamento italiano*». Convegno in memoria di Tommaso Cocozza, Siena 21-22 Marzo 1991, Abs., 33-35, Siena.

Del Moro A., Di Simplicio P., Ghezzo C., Guasparri G., Rita F. & Sabatini G. (1975) - *Radiometric data and intrusive sequence in the Sardinian Batholith.* N. Jb. Miner., Abh., **126** (1): 28-44, Stuttgart.

PROGETTO CARG

Del Moro A., Di Simplicio C. & Rita F. (1972) - *Lineamenti geopetrologici del cristallino sardo. Età radiometrica delle plutoniti del settore Ogliastra-Gallura.* Mineral. Petrogr. Acta, **18**: 245-254, Bologna.

Del Rio M. (1977) - *Analisi palinologica del Giurese della Sardegna centrale*. Boll. Soc. Geol. It., **95**: 619-631, Roma.

Del Rio M. (1985) - *Palynology of Middle Jurassic black organic shales of "Tacco di Laconi", Central Sardinia, Italy.* Boll. Soc. Paleont. It., **23** (2): 325-342, Modena.

Del Rio M. & Pittau P. (1998) - *The Upper Carboniferous of the S.Giorgio lacustrin basin (Iglesiente).* In: P. Pittau (Ed.): «*Palynological researches in Sardinia*». CIMP Symposium, Sardinia, 16-19 Sept. 1998, Field-book guide: 99-107, Cagliari.

Delfrati L., Falorni P., Groppelli G. & Pampaloni R. (2000) - *Carta Geologica d'Italia - 1:50.000. Catalogo delle Formazioni. Fascicolo I - Unità validate.* Quaderni SGN, serie III, **7** (1): 228 pp., APAT - Dip. Difesa del suolo, Serv. Geol. d'It., Roma.

Delfrati L., Falorni P., Groppelli G., Pampaloni R. & Petti F.M. (2002a) - *Carta Geologica d'Italia - 1:50.000. Catalogo delle Formazioni. Fascicolo II - Unità non validate: unità da riclassificare e/o da abbandonare.* Quaderni SGN, serie III, 7 (2): 280 pp., CD allegato a Geoitalia n. 10, 2002, APAT - Dip. Difesa del suolo, Serv. Geol. d'It., Roma.

Delfrati L., Falorni P., Groppelli G. & Petti F.M. (2002b) - *Carta Geologica d'Italia – 1:50.000. Catalogo delle Formazioni. Fascicolo III - Unità validate.* Quaderni SGN, serie III, **7** (3): 207 pp., CD allegato a Geoitalia n. 10, 2002, APAT - Dip. Difesa del suolo, Serv. Geol. d'It., Roma.

Delfrati L., Falorni P. & Izzo P. (2006) - *Carta Geologica d'Italia - 1:50.000. Catalogo delle Formazioni. Fascicolo V - Unità validate.* Quaderni SGN, serie III, **7** (5): 210 pp., ISPRA - Dip. Difesa del suolo, Serv. Geol. d'It., Roma.

Deninger K. (1905) - *Die Jura und Kreidebildungen in Nord und Ostsardinien.* N. Jb. Miner. Geol. Paläont., **20** (3): 436-444, Stuttgart.

Deninger K. (1907) - *Die mesozoischen Formationen auf Sardinien.* N. Jb. Miner. Geol. Paläont., **23**: 435-473, Stuttgart.

Dessau G., Duchi G., Moretti A. & Oggiano G. (1982) - *Geologia della zona del Valico di Correboi (Sardegna centro-orientale). Rilevamento, tettonica e giacimenti minerari.* Boll. Soc. Geol. It., **101**: 497-522, Roma.

Dettori B. (1978) - *Prime considerazioni sul chimismo e sul termalismo delle acque minerali della Sardegna settentrionale.* Studi sassaresi, **26** (3): 353-374, Sassari.

Di Colbertaldo D. & Omenetto P. (1961) - *I filoni piombo-zinciferi di Sos Enattos (Sardegna).* Mem. Acc. Patav. Sc. Lett. Arti, CI. Sc. Mat. Nat., **74**: 1-30, Padova.

Di Pisa A., Del Moro A., Macera P., Oggiano G. & Squadrone A. (1988) - *Studio geochimico e radiometrico, con il metodo Rb/Sr, dei graniti peralluminosi sin-tettonici di Tarra Padedda (Sardegna settentrionale).* Conv. SIMP, 8-9 dicembre 1988, 31-32, Trieste.

Di Pisa A., Gattiglio M. & Oggiano G. (1992) - *Pre-Hercinian magmatic activity in the Nappe Zone (internal and external) of Sardinia: evidence of two Within Plate basaltic cycles.* In: L. Carmignani, & F.P. Sassi (Eds.): «*Contribution to the Geology of Italy with special regard to the Paleozoic basement. A volume dedicated to Tommaso Cocozza*». I.G.C.P. Project No. 276, Newsletter, **5**: 33-44, Siena.

Di Pisa A. & Oggiano G. (1985) - *Graniti peralluminiferi scistosi sin-orogenici della bassa Gallura (Sardegna).* In: T. Cocozza & C.A. Ricci (Eds.): «*Evoluzione stratigrafica, tettonica, metamorfica e magmatica del Paleozoico italiano*». Dip. Sc. Terra Univ. Siena, pp. 97-98, Siena.

Di Pisa A. & Oggiano G. (1987a) - *Syn-Tectonic peraluminous schistose granites of South-Western Gallura (Sardinia).* In: F.P. Sassi & R. Bourrouilh (Eds.): I.G.C.P. Project No. 5, Newsletter, **7**: 46-49, Padova.

Di Pisa A. & Oggiano G. (1987b) - *High temperature and Low pressure metamorphic rocks in Anglona region (Northern Sardinia).* Atti Congres. SIMP., Verbania (Italy), 28 sept.-3 oct. 1987, Ricerca scientifica educazione permanente suppl, **59**: 89-90, Verbania.

PROGETTO CARG

Di Simplicio P., Ferrara G., Ghezzo C., Guasparri G., Pellizzer R., Ricci C.A., Rita F. & Sabatini G. (1975) - *Il metamorfismo e il magmatismo paleozoico nella Sardegna.* Rend. Soc. It. Min. Petr., **30** (1974): 979-1068, Milano.

Di Simplicio P., Ferrara G., Ghezzo C., Guasparri G., Pellizzer R., Ricci C.A., Rita F. & Sabatini G. (1974) - *Notes on the Paleozoic magmatism and metamorphism of Sardinia.* Mem. Soc. Geol. It., **13**: 161-164, Roma.

Di Vincenzo G. (1993) - *Problematiche connesse con la genesi dei granitoidi peralluminosi ercinici del blocco sardo-corso-provenzale. Implicazioni genetiche dallo studio delle intrusioni di Sos Canales e di S.Basilio (Sardegna centrale).* Ph.D. Thesis, Università di Siena, 158. pp, Siena.

Di Vincenzo G., Andriessen P.A.M. & Ghezzo C. (1996) - *Evidence of two different components in a Hercynian peraluminous cordierite-bearing granite: the San Basilio intrusion (central Sardinia, Italy).* J. Petrol., **37** (5): 1175-1206, Oxford.

Di Vincenzo G., Carosi R. & Palmeri R. (2004) - *The relationship between tectono-metamorphic evolution and Argon isotope records in white mica: constraints from in situ 40 Ar /39 Ar laser analysis of the Variscan Basement of Sardinia.* J. Petrol., **45** (5): 1013–1043, Oxford.

Di Vincenzo G. & Ghezzo C. (1991) - *Peraluminous hercynian granitoids in Sardinia, Corsica and Provence: a preliminary note.* Mem. Soc. Geol. It., **13**: 161-164, Roma.

Di Vincenzo G. & Ghezzo C. (1992) - *Enclaves in a peraluminous Hercynian granite from central-eastern Sardinia.* In: L. Carmignani & F.P. Sassi (Eds): «*Contributions to the Geology of Italy with special regard to the Paleozoic basement*». I.G.C.P. No. 276, Newsletter, **5**: 465-467, Siena.

Di Vincenzo G., Ghezzo C. & Tonarini S. (1994) - *Geochemistry and Rb/Sr geochronology of the Hercynian peraluminous Sos Canales pluton (Central Sardinia, Italy).* C.R. Acad. Sci. Paris, s. 2, **319**: 783-790, Paris.

Didier J. & Barbarin B. (1991) - *Enclaves and Granite Petrology*. Development in Petrology, **13**: 625 pp., Amsterdam.

Dieni I. (1968) - *Gli otoliti del Pliocene inferiore di Orosei (Sardegna).* Mem. Acc. Patav. Sc. Lett. Arti, Cl. Sc. Mat. Nat., **80**: 243-284, Padova.

Dieni I., Fischer J.C., Massari F., Salard Cheboldaeff M. & Vozenin Serra C. (1983a) - *La succession de Genna Selole (Baunei) dans le cadre de la paléogéographie mésojurassique de la Sardaigne orientale*. Mem. Soc. Geol. It., **36**: 117-148, Roma.

Dieni I. & Massari F. (1963) - *Il Cretaceo nei dintorni di Orosei (Sardegna).* Atti Acc. Naz. Lincei, Rend. CI. Sc. Fis. Mat. Nat., **35** (6): 575-580, Roma.

Dieni I. & Massari F. (1965a) - *Le Crétacé inférieur d'Orosei (Sardaigne) et les analogies avec celui du Sud-est de la France.* Mem. B.R.G.M., **34**: 795-799, Paris.

Dieni I. & Massari F. (1965b) - *Precisazioni sull'età di alcuni conglomerati affioranti presso Siniscola, Orosei e Dorgali (Sardegna orientale).* Rend. Acc. Naz. Lincei: **40** (3-4): 205-211, Roma.

Dieni I. & Massari F. (1966a) - *I Foraminiferi del Valanginiano superiore di Orosei (Sardegna).* Palaeont. Ital., **61**: 75-186, Pisa.

Dieni I. & Massari F. (1966b) - *Il Neogene ed il Quaternario dei dintorni di Orosei (Sardegna).* Soc. It. Sc. Nat. & Museo Cineo, **15** (2): 91-141, Milano.

Dieni I. & Massari F. (1966c) - *Lave a cuscini di ambiente fluviale e marino nei basalti di Orosei e Dorgali.* Mem. Acc. Patav. Sc. Lett. Arti, Cl. Sc. Mat. Nat., **79**: 9, Padova.

Dieni I. & Massari F. (1970) - *Tettogenesi gravitativa di età oligocenica nella Sardegna centro orientale.* Boll. Soc. Geol. It., **89**: 57-64, Roma.

Dieni I. & Massari F. (1971) - *Scivolamenti gravitativi ed accumuli di frana nel quadro della morfogenesi plioquaternaria della Sardegna centro-orientale.* Mem. Soc. Geol. It., **10** (4): 313-345, Roma.

Dieni I. & Massari F. (1973) - *La formazione fluvio-lacustre di Nuraghe Casteddu*. Mem. Soc. Geol. It., **12**: 377-409, Roma.

Dieni I. & Massari F. (1982) - *Présence de glaucophane détritique dans le Maastrichtien inférieur de Sardaigne orientale.* C.R. Acad. Sci. Paris, **295**: 679-682, Paris.

PROOF ONLY

Dieni I. & Massari F. (1985a) - *Mesozoic of Eastern Sardinia.* In: A. Cherchi (Ed.): «*Micropaleontological Researches in Sardinia - Guide Book - 19th European Micropaleontological Colloquium*», AGIP, Sardegna, ottobre 1-10, 1985, 66-77, Cagliari.

Dieni I. & Massari F. (1985b) - *Mesozoic of Lanaitto Valley.* In: A. Cherchi (Ed.): «*Micropaleontological Researches in Sardinia - Guide Book - 19th European Micropaleontological Colloquium*». AGIP, Sardegna, ottobre 1-10, 1985, 221-232, Cagliari.

Dieni I. & Massari F. (1985c) - *Marine Paleocene of Eastern Sardinia.* In: A. Cherchi (Ed.): «*Micropaleontological Researches in Sardinia - Guide Book - 19th European Micropaleontological Colloquium*». AGIP, Sardegna, ottobre 1-10, 1985, 79, Cagliari.

Dieni I. & Massari F. (1985d) - *Continental deposits of Bajocian-Bathonian of Genna Selole (Baunei).* In: A. Cherchi (Ed.): «*Micropaleontological Researches in Sardinia - Guide Book - 19th European Micropaleontological Colloquium*». AGIP, Sardegna, ottobre 1-10, 1985, 192-194, Cagliari.

Dieni I. & Massari F. (1987) - *Le Mésozoique de la Sardaigne orientale.* In A. Cherchi (Ed.): «*Groupe Francaise du Crétacé, Excursion en Sardaigne*», 24-29 Maggio 1987, Dip. Sc. Terra Univ. Cagliari, Progemisa SpA Cagliari, 125-135, 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. Pasci (Eds.): «*Italian Journal of Geosciences*», (2009). Soc. Geol. It., **130** (1): 136-138, Roma.

Dieni I., Massari F. & Busulini A. (1987a) - *Le Crétacé d'Orosei.* In: A. Cherchi (Ed.): «*Groupe Francaise du Crétacé, Excursion en Sardaigne*», 24-29 Maggio 1987, Dip. Sc. Terra Univ. Cagliari, Progemisa S.p.A. Cagliari, 150-160, Cagliari.

Dieni I., Massari F. & Médus J. (2008) - *Age, depositional environment and stratigraphic value of the Cùccuru 'e Flores Conglomerate: insight into the Palaeogene to Early Miocene geodynamic evolution of Sardinia.* Bull. Soc. Géol. France, **179**: 51-72, Paris.

Dieni I., Massari F. & Montanari L. (1966a) - *Il Paleogene dei dintorni di Orosei (Sardegna).* Mem. Soc. It. Sci. Nat., Museo Civ. St. Nat. Milano, **14**: 137-184, Milano.

Dieni I., Massari F. & Poignant A.F. (1979) - *Testimonianze di Paleocene marino in Sardegna.* Riv. It. Paleont., **85** (2): 481-516, Milano.

Dieni I., Massari F. & Proto Decima F. (1987b) - *Excursion dans le Crétacé de la Sardaigne orientale. Mt. Albo: Carrière de S'Ozzastru (Siniscola).* In: A. Cherchi (Ed.):«*Groupe Française du Crétacé*». Excursion en Sardaigne, 24-29 may 1987, Dip. Sc. Terra Univ. di Cagliari e Progemisa SpA, 145-149, Cagliari.

Dieni I., Massari F. & Radoicic R. (1983b) - *New Paleocene dasyclads from the vicinity of Orosei (Sardinia).* C.R. Séan. Soc. Serbe Géol., **1982**: 41-50, Beograd.

Dieni I., Massari F. & Sturani C. (1966b) - *Segnalazione di ammoniti nel Giurese della Sardegna orientale.* Acc. Naz. Lincei, Rend. Cl. Sc. Fis. Mat. Nat., s.8, **40**: 99-107, Roma.

Dieni I., Middlemiss F.A. & Owen E.F. (1973) - *The Lower Cretaceous brachiopods of east-central Sardinia.* Boll. Soc. Paleont. It., **12** (2): 166-216, Modena.

Dieni I. & Omenetto P. (1960) - *Studio di una macrofauna del Pliocene inferiore di Orosei.* Riv. It. Paleont. Strat., **66**: 605-618, Milano.

Disperati L. (1992) - *Tettonica trascorrente di età alpina nella Sardegna nord-orientale: l'esempio di Monte Albo.* Tesi di laurea inedita, Univ. Pisa, pp. 149, Pisa.

Doglioni C., Gueguen E., Sabat F. & Fernandez M. (1997) - *The western Mediterranean extensional basins and the Alpine orogen.* Terra Nova, **9**: 109-112, Oxford.

Doglioni C., Harabaglia P., Merlini S., Mongelli F., Peccerillo A. & Piromallo C. (1999) - *Orogens and slabs vs. their direction of subduction.* Earth Sc. Revue, **45**: 167-208, Amsterdam.

Doglioni C., Innocenti F., Morellato C., Procaccianti D. & Scrocca D. (2004) - *On the Tyrrhenian Sea opening.* Serv. Geol. d'It., Mem. Descr. Carta Geol. d'It., **64**: 147-164, Roma.

Doglioni C., Mongelli F. & Pialli G. (1998) - *Boudinage of the Alpine belt in the Apenninic back-arc.* Mem. Soc. Geol. It., **52**: 457-468, Roma.

Edel J.B., Montigny R. & Thuizat R. (1981) - *Late paleozoic rotations of Corsica and Sardinia: new evidence from Paleomagnetic and K-Ar studies.* Tectonophysics, **79**: 201-233, Amsterdam.

PROOF SARG

Egal E. (1992) - *Structures and tectonic evolution of the external zone of Alpine Corsica.* J. Struct. Geol., **14**: 1215-1228, Oxford.

Elter F.M., Di Vincenzo G., Ghezzo C. & Sarria E. (1993) - *Late Hercynian shear-zones in the Sardinia-Corsica microplate.* In: «*Late Orogenic Extension in Mountain Belt*», 4-6 March 1993, Montpellier, Abs. Vol., BRGM, **219**: 64-65, Montpellier.

Elter F.M., Franceschelli M., Memmi I., Palmeri R., & Ricci C.A. (1985) - *Diacronismo degli equilibri mineralogici nelle rocce del basamento metamorfico della Sardegna nord-orientale.* In: T. Cocozza & C. A. Ricci (Eds.): «*Evoluzione stratigrafica tettonica, metamorfica e magmatica del Paleozoico italiano*». Siena, 13-14 dicembre, Riunione Scientifica, Atti: 59-60, Siena.

Elter F.M., Franceschelli M., Ghezzo C., Memmi I. & Ricci C.A. (1986) - *The geology of Northern Sardinia.* I.G.C.P. Project No. 5, Newsletter, special issue, **1**: 87-102, Siena.

Elter F.M., Ghezzo C. & Sarria E. (1992) - *Il Massiccio del Monte Senes.* In: L. Carmignani *et alii* (Eds.): «*Struttura della Catena Ercinica in Sardegna*». Gruppo Inform. Geol. Strutt., Escursione in Sardegna, 24-29 Maggio 1992, 174-177, Siena.

Elter F.M. & Sarria E. (1989) - *Assetto strutturale del Basamento Ercinico e relazioni fra i vari complessi tettonici nel nord-est della Sardegna*. Atti Soc. Tosc. Sci. Nat., Mem., A, **96**: 81-105, Pisa.

Elter F.M., Musumeci G. & Pertusati P. C. (1990) - *Late Hercynian shear zones in Sardinia*. Tectonophysics, **176**: 387-404, Amsterdam.

Elter P. & Pertusati P.C. (1973) - *Considerazioni sul limite Alpi-Appennino e sulle relazioni con l'arco delle Alpi occidentali.* Mem. Soc. Geol. It., **12**: 359-375, Roma.

E.M.Sa. Ente Minerario Sardo (1988) - *Convenzione "Zona 14, Sardegna"- Relazione conclusiva sui lavori svolti.* Min. Ind. Comm. Art., E.M.Sa., Ric. Min. Base L.752/82, pp. 337, Roma.

Esu D. (1978) - *La malacofauna continentale plio-pleistocenica della formazione fluvio-lacustre di Nuraghe su Casteddu (Sardegna orientale) e sue implicazioni paleogeografiche.* Geologica Romana, **17**: 1-33, Roma.

Esu D. & Kotsakis T. (1979) - *Restes de vertébrés et de mollusques continentaux dans le Villafranchien de la Sardaigne*. Geobios, **12** (1): 101-106, Lyon.

Esu D. & Kotsakis T. (1980) - *Presenza di Hypnomys Bate (Gliridae, Rodentia) nel Villafranchiano di Nuraghe Su Casteddu (Nùoro, Sardegna).* Atti Acc. Naz. Lincei, Rend. CI. Sc. Fis. Mat. Nat., **68** (2): 123-127, Roma.

Eusebio A., Fancello L., Vigna B., Vacchiano F. & Taronna M. (1997) - *Natale a Su Anzu.* Grotte, **125**: 22-50, Torino.

Faccenna C., Mattei M., Funiciello R. & Jolivet L. (1997) - *Styles of back-arc extension in the central Mediterranean.* Terra Nova, **9**: 126-130, Oxford.

Faccenna C., Piromallo C., Crespo-Blanc A., Jolivet L. & Rossetti F. (2004) - *Lateral slab deformation and the origin of Western Mediterranean arcs.* Tectonics, **23** (TC1012): 9-21, Washington.

Fadda P. (2012) - *Tettonica cenozoica del Supramonte di Oliena (Sardegna orientale).* Tesi di Laurea magistrale inedita, Università di Cagliari, 50 pp., Cagliari.

Fadda S., Franceschelli M., Gattiglio M. & Pannuti F. (1991) - *The cristallinity of white K-mica in pelitic-rocks of the Hercynian units from south and central Sardinia, Italy.* In: «*Geologia del Basamento Italiano*», Abstracts, 21-22 Marzo 1991, 155-156, Siena.

Fancello L. (2009) - *La Grotta del Bue Marino.* Sardegna Speleologica, **24**: 59-73, Cagliari.

Fancello L., Mulas G. & Rivolta G.P. (1997) - *Le grotte del territorio dorgalese, I censimento.* Sardegna Speleologica, suppl.: 1-104, Cagliari.

FAO (1973) - *Calcareous soils.* FAO Bull., **21**, Roma.

Farae J.F. (1580) - *De Chorographia Sardiniae libri duo.* Ex Tipografia Regia, 112 p., Torino.

Favali P., Beranzoli L. & Maramai A. (2004) - *Review of the Tyrrhenian Sea seismicity: how much is still to be known?* Serv. Geol. d'It., Mem. Descr. Carta Geol. d'It, **64**: 57-70, Roma.

Fazzini P., Gasperi G. & Gelmini R. (1974) - *Ricerche sul Verrucano; 2. Le successioni basali dei "Tacchi" tra Escalaplano e Jerzu (Sardegna sud-orientale).* Boll. Soc. Geol. It., **93**: 221-243, Roma.

PROGETTO CARG

FERRANDINI J., ROSSI P., FERRANDINI M., FARJANEL G., GINSBURG L., SCHULER M. & GEISSERT F. (1999) - *La formation conglomératique du Vazzio près d'Ajaccio (Corse-du-Sud), un témoin des dépôts du Chattien supérieur continental synrift en Méditerranée occidentale.* C.R. Acad. Sci. Paris, **329**: 271-278, Paris.

FERRANTI L., ANTONIOLI F., AMOROSI A., DAI PRÀ G., MASTRONUZZI G., MAUZ B., MONACO C., ORRÙ P., PAPPALARDO M., RADTKE U., RENDA P., ROMANO P., SANSÒ P. & VERRUBBI V. (2006) - *Markers of the last interglacial sea-level high stand along the coast of Italy: tectonic implications.* Quat. Int., **145** (46): 30-54, Oxford.

FERRARA G., RICCI C.A. & RITA F. (1978) - *Isotopic ages and tectono-metamorphic history of the metamorphic basement of north-eastern Sardinia.* Contr. Min. Petr., **68**: 99-106, Berlin.

FERRO R. (1963) - *Nuovi dati micropaleontologici sul Pliocene di Orosei.* Atti Ist. Geol. Paleont. Univ. Cagliari, **2** (11): 1-39, 2 tabb., 3 tavv., Cagliari.

FIORENTINI L. (1922) - *Rilevamento geologico della regione antracitifera della Barbagia compresa tra Seui e Seulo.* Boll. R. Uff. Geol. d'It., **49**: 2, 1-21, Roma.

FLOOD R.H. & VERNON R.H. (1988) - *Microstructural evidence of orders of crystallization in granitoid rocks.* Lithos, **21**: 237-245, Amsterdam.

FONDI R. (1979) - *Orme di microsauri nel Carbonifero superiore della Sardegna.* Mem. Soc. Geol. It., **20**: 347-356, Roma.

FONTANA D., GELMINI R. & LOMBARDI G. (1982) - *Le successioni sedimentarie e vulcaniche carbonifere e permotriassiche della Sardegna.* In: L. CARMIGNANI, T. COCOZZA, C. GHEZZO, P.C. PERTUSATI & C.A. RICCI (Eds.): «*Guida alla Geologia del Paleozoico Sardo*». Soc. Geol. It., Guide Geologiche Regionali: 183-192, Cagliari.

FORTI P. & ROSSI G. (1991) - *Idrogeologia ed evoluzione carsica della Codula di Luna (Sardegna).* Atti e Mem., Comm. Grotte "E. Boegan", **30**: 53-79, Trieste.

FOSSA MANCINI E. (1924a) - *Il Nummulitico tra Onifai e Orosei.* Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Proc. Verb., Memorie, Serie A, **33** (4): 42-44, Pisa.

FOSSA MANCINI E. (1924b) - *Il Terziario dei dintorni di Orosei.* Atti Acc. Naz. Lincei, Rend. CI. Sc. Fis. Mat. Nat., **33** (5-6): 177-182, Roma.

FOSSA MANCINI E. (1926) - *La trasgressione pliocenica nella Sardegna orientale.* Boll. R. Com. Geol. d'It., **51** (6): 1-5, Roma.

FOURCADE E., AZÉMA J., CHABRIER G., CHAUVE P., FOUCAULT A. & RANGHEARD Y. (1977) - *Liaisons paléogéographiques au Mésozoique entre les zones externes bétiques, baléares, corso-sarde et alpines.* Géogr. Phys. et Rev. Géol. Dyn., **19**: 377-388, Paris.

FRANCESCHELLI M., GATTIGLIO M., PANNUTI F. & FADDA S. (1992) - *Illite cristallinity in pelitic rocks from the external and nappe zones of the Hercynian chain of Sardinia (Italy).* In: L. CARMIGNANI & F.P. SASSI (Eds.): «*Contribution to the Geology of Italy with special regard to the Paleozoic basement. A volume dedicated to Tommaso Cocozza*». I.G.C.P. Project No. 276 Newsletter, **5**: 127-135, Siena.

FRANCESCHELLI M., MEMMI L. & RICCI C.A. (1982) - *Zoneografia metamorfica della Sardegna settentrionale.* 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., 137-149, Roma.

FRANCESCHELLI M., MEMMI I., PANNUTI F. & RICCI C.A. (1989) - *Diachronous metamorphic equilibria in the hercynian basement of northern Sardinia, Italy*. In: J.S. DALY, R.A. KLIFF & B.W.D. YARDLEY (Eds.): «*Evolution of metamorphic belts*». Geol. Soc. Spec. Pub., **43**: 371-375, Boulder.

FUCINI A. (1911) - *Fossili nuovi e interessanti del Batoniano del Sarcidano in Sardegna.* Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., **27**: 93-107, Pisa.

FUNEDDA A. (1990) - *La tettonica transpressiva del Monte Albo (settore SW).* Tesi di laurea, inedita, Univ. Cagliari, pp. 123, Cagliari.

FUNEDDA A. (2000) - *Note preliminari su un intervallo sedimentario all'interno del ciclo vulcanico calcalino dell'Ordoviciano medio della Sardegna SE: la formazione di Su Muzzioni.* Boll. Soc. Sarda Sc. Nat., **32**: 29-39, Sassari.

FUNEDDA A., CARMIGNANI L., PERTUSATI P.C., URAS V., PISANU G. & MURTAS M. (in stampa) - *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000. Foglio 540 "Mandas"*. ISPRA Serv. Geol. d'It., Reg. Auton. Sardegna, 208 pp., Roma.

PROGETTO CARG

Funedda A., Oggiano G. & Pasci S. (2000) - *The Logudoro basin: a key area for the tertiary tectono-sedimentary evolution of North Sardinia.* Boll. Soc. Geol. It., **119** (1): 37-38, Roma.

Funedda A., Sarria E.A., Oggiano G., Carmignani L., Calzia P., Pasci S., Patta E.D., Sale V., Pascucci V., Andreucci S., Capucci S. & Sanna L. (in allestimento) - *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000. Foglio 501 "Orosei"*. ISPRA Serv. Geol. d'It., Reg. Auton. Sardegna, **240** pp., Roma.

Furreddu A. & Maxia C. (1964) - *Grotte della Sardegna. Guida al mondo carsico dell'Isola.* Ed. Fossataro, 310 pp., Cagliari.

Gaggero L., Oggiano G., Funedda A. & Buzzi L. (2012) - *Rifting and arc-related early Paleozoic volcanism along the North Gondwana margin: geochemical and geological evidence from Sardinia (Italy).* J. Geol., **120** (3): 273-292, Chicago.

Gamberi F. & Marani M.P. (2004) - *Deep Sea depositional system of the Tyrrhenian basin*. Serv. Geol. d'It., Mem. Descr. Carta Geol. d'It., **64**: 127-146, Roma.

Gandolfi R. & Pecorini G. (1970) - *La trasgressione del Cretaceo superiore ed i livelli a Globotruncana in Sardegna.* Boll. Soc. Geol. It., **89**: 557-565, Roma.

Gasperi G. & Gelmini R. (1977) - *I bacini permo-carboniferi della Sardegna.* Esc. Sardegna, 1977, Boll. Gr. Lav. Pal., **2**: 39-40, Parma.

Gasperi G. & Gelmini R. (1980) - *Ricerche sul Verrucano. 4. Il Verrucano della Nurra (Sardegna nord-occidentale).* Mem. Soc. Geol. It., **20**: 215-231, (1979), Roma.

Gattacceca J., Deino A., Rizzo R., Jones D.S., Henry B., Beaudoin B. & Vadeboin F. (2007) - *Miocene rotation of Sardinia: new paleomagnetic and geochronological constraints and geodynamic implications.* Earth Planet. Sci. Lett., **258** (3-4): 359-377, Amsterdam.

Gattiglio M. (1988) - *Confronti tra il basamento ercinico sardo ed il basamento paleozoico delle Alpi Apuane*. Dottorato di Ricerca in Scienze della Terra. Dissertazione finale. Università di Pisa.

Ghezzo C., Guasparri G., Pellizzer R., Ricci C.A. & Sabatini G. (1968) - *Relazioni fra le rocce granitiche e metamorfiche nella Sardegna centro-settentrionale. Nota I: Motivi geo-petrologici nella regione Bono-Bitti-Torpè.* Per. Mineral., **37** (5): 13-40, Milano.

Ghezzo C., Guasparri G. & Sabatini G. (1972) - *Lineamenti geopetrologici del cristallino sardo. Le plutoniti e la loro successione negli eventi intrusivi.* Mineral. Petrogr. Acta, **18**: 205-234, Bologna.

Ghezzo C., Memmi I. & Ricci C.A. (1979) - *Un evento granulitico nel basamento metamorfico della Sardegna Nord-orientale.* Mem. Soc. Geol. It., **20**: 23-38, Roma.

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*». Soc. Geol. It., Guide Geologiche Regionali: 165-182, Cagliari.

Ghezzo C. & Ricci C.A. (1977) - *Aspetti petrologici del basamento cristallino della Sardegna.* In: G.B. Vai (Ed.): «*Escursione in Sardegna 1977: risultati e commenti*». Gr. Lav. Paleozoico, 1977, Suppl., **2**: 41-51, Pisa.

Giacobbe D. (1955) - *Alcuni problemi di idrografia sotterranea nella Sardegna centro orientale.* Rassegna Speleologica Italiana, **7** (3): 135-138, Como.

Giglia G. (1974) - *L'insieme Corsica-Sardegna e i suoi rapporti con l'Appennino settentrionale: rassegna di dati cronologici e strutturali*. In: C. Maxia & A. Pomesano Cherchi (Eds.): «*Paleogeografia del Terziario Sardo nell'ambito del Mediterraneo occidentale*», Cagliari, 23-27 luglio 1973. Rend. Sem. Fac. Sc. Univ. Cagliari, suppl.5, **43**: 245-275, Cagliari.

Giglia G. & Radicati Di Brozolo F. (1970) - *K/Ar age of metamorphism in the Apuane Alps (Northern Tuscany).* Boll. Soc. Geol. It., **89** (4): 485-497, Roma.

Gorini C., Le Marrec A. & Mauffret A. (1993) - *Contributions to the structural and sedimentary history of the gulf of Lion (western Mediterranean), from the ECORS profiles, industrial seismic profiles and well data.* Bull. Soc. géol. France, **164** (3): 353-363, Paris.

Groupe Francais du Crétacé (1987) - *Excursion en Sardaigne, 24-29 May 1987.* In: A Cherchi (Ed.): «*Livret Guide*». Dip. Sc. Terra, Univ. Cagliari e Progemisa SpA, Cagliari.

PROOF ONLY

Harland W.B., Armstrong R. L., Cox A.V., Craig L.E., Smith A.G. & Smith D.G. (1990) - *A Geologic Time Scale, 1989 edition.* Cambridge Univ. Press, pp. 263, Cambridge.

Harland W.B., Cox A.V., Llewellyn P.G., Pickton C.A.G., Smith A.G. & Walters R. (1982) - *Geological Time Scale*. Cambridge Univ. Press, pp. 132, Cambridge.

Hearthy P.J., Miller G.H., Stearns C.E. & Szabo B.J. (1986) - *Aminostratigraphy of Quaternary shorelines in the Mediterranean basin.* Geol. Soc. Am. Bull., **97**: 850-858, Boulder.

Hovorka J. (1993) - *Cave diving exploration on Sardegna.* Czech Speleological Soc., **30**: 30-36, Praha.

Hutňan D., Čermák J.J. & Hovorka J. (2008) - *Grotta del Bue Marino 2007 - velké plány, velké objevy.* Speleofórum, **27**: 94-98, Praha.

Icomanth (2003) - *Circular Letter.* vol.4.: www.clic.cses.vt.edu/icomanth/circlet4.pdf, verified February 25, 2010.

I.C.S. - International Commission on Stratigraphy (2013) - *International Chronostratigraphic Chart.* www.stratigraphy.org/ICchart/CronostratChart2013.pdf., Washington D.C.

Irvine L.M & Chamberlain Y.M. (1994) - *Seaweeds of the British Isles. 1 Rhodophyta, Part 2B Corallines Hildebrandiales.* The Natural History Museum, 276 pp., London.

Issel A. (1914) - *Lembi fossiliferi quaternari e recenti osservati nella Sardegna meridionale dal Prof. D. Lovisato.* Atti Acc. Naz. Lincei, Rend. Cl. Sc. Fis. Mat. Nat., **23** (1): 759-770, Roma.

Jadoul F., Lanfranchi A., Casellato C.E., Berra F. & Erba E. (2008) - *I sistemi carbonatici giurassici della Sardegna orientale (Golfo di Oroséi).* Atti 84° Congr. Naz. Soc. Geol. It., 15-17 settembre, Geol. Field Trips, **2** (1): 5-54, Sassari.

Jolivet L., Augier R., Robin C., Suc J.P. & Rouchy J.M. (2006) - *Lithospheric-scale geodynamic context of the Messinian salinity crisis*. Sedimentary Geol., **188-189**: 9-33, Amsterdam.

Jolivet L., Dubois R., Fournier M., Goffé B., Michard A. & Jourdan C. (1990) - *Ductile extension in Alpine Corsica.* Geology, **18**: 1007-1010, Boulder.

Kastens K., Mascle J., Auroux C., Bonatti E., Broglia C., Channell J., Emeis K.C., Glaçon G., Hasegawa S., Hieke W., Mascle G., McCoy F., McKenzie J., Mendelson J., Müller C., Réhault J.P., Robertson A., Sartori R., Sprovieri R. & Torii M. (1988) - *ODP Leg 107 in the Tyrrhenian Sea: insights into passive margin and back-arc basin evolution*. Geol. Soc. Am. Bull., **100**: 1140-1156, Boulder.

Kligfield R. (1979) - *The Northern Apennines as a collisional orogen.* Am. J. Sci., **279**: 676-691, New Haven (Conn.).

Kotsakis T. (1986) - *Elementi di paleobiogeografia dei mammiferi terziari dell'Italia.* Hystrix, **1**: 25-68, Pavia.

Kretz R. (1983) - *Symbols for rock forming minerals.* Am. Miner., 68: 277-279, Washington.

Kruhl J.H. & Vernon R.H. (2005) - *Syndeformational emplacement of a tonaltic sheet-complex in a late-variscan thrust regime: fabrics and mechanism of intrusion, Monte 'e Senes, northeastern Sardinia, Italy.* The Canadian Mineralogist, **43**: 387–407, Montreal.

Kukla G., Mcmanus J.F., Didier Rousseau D. & Chuine I. (1997) - *How long and how stable was the Last Interglacial.* Quat. Sc. Rev., **16**: 605-612, Oxford.

Lacombe O. & Jolivet L. (2005) - *Structural and kinematic relationships between Corsica and the Pyrenees-Provence domain at the time of the Pyrenean orogeny.* Tectonics, **24** (TC1003): 20 pp., Washington.

La Marmora A. (1857) - *Voyage en Sardaigne, Troisième partie. Description Géologique et Paléontologique*. Bocca Impr. Royale, 2 vol., 707 & 782 pp., Torino.

La Marmora A. (1860) - *Itinéraire de l'ile de Sardaigne.* Chez les frères Bocca, Libraires du Roi, **1**: 620 pp., Torino.

Lahondere D., Rossi P. & Lahondere J.C. (1999) - *Structuration alpine d'une marge continental externe: le massif du Tenda (Haute-Corse). Implications géodynamiques au niveau de la trasversale Corse-Apennines.* Géol. de la France, **4**: 27-44, Paris.

Lameyre J. & Bowden P. (1982) - *Plutonic rock types series: discrimination of various granitoid series and related rocks*. J. Volcanol. Geoth. Res., **14**: 169-186, Amsterdam.

Lauro C. (1939) - *Studio geologico petrografico delle rocce vulcaniche post-mioceniche della Sardegna; Nota III, I basalti di Orosei e Dorgali.* Per. Mineral., **10**: 33-81, Roma.

PROGETTO CARG

Lauro C. (1940a) - *I minerali degli inclusi autigeni nel basalto di Conca de Janas (Orosei); I, L'olivina e lo spinello cromifero.* Atti R. Acc. Naz. Lincei, Rend. CI. Sc. Fis. Mat. Nat., s. 7, **1** (6): 186-192, Roma.

Lauro C. (1940b) - *I minerali degli inclusi autigeni nel basalto di Conca de Janas (Orosei); II, I pirosseni.* Atti R. Acc. Naz. Lincei, Rend. CI. Sc. Fis. Mat. Nat., s. 7, **1** (7): 290-294, Roma.

Lavecchia G. & Stoppa F. (1990) - *The Tyrrhenian zone: a case of lithosphere extension control of intra-continental magmatism.* Earth Planet. Sci. Lett., **99**: 336-350, Amsterdam.

Le Gall B., Orsini J.B., Fernandez A. & Ghezzo C. (1985) - *Signification tectonique des structures internes du massif granitique de Tempio (Sardaigne septentrionale).* C.R. Acad. Sci. Paris, t. 300, s. 2, **20**: 1013-1018, Paris.

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., Lenaz R., Leone F., Rossi S. & Ulzega A. (1979) - *La piattaforma continentale della Sardegna sud-orientale: indicazioni metodologiche e primi risultati.* Atti Conv. Naz. P.F. CNR «*Oceanografia e Fondi marini*». 557-566, Roma.

Lecca L., Lonis R., Luxoro S., Melis E., Secchi F. & Brotzu P. (1997) - *Oligo-Miocene volcanic sequences and rifting stages in Sardinia: a review*. Per. Mineral., **66**: 7-61, Roma.

Lo Schiavo F. (1978) - *Figurazioni antropomorfe nella grotta del Bue Marino-Cala Gonone (Dorgali).* In: E. Dessì (Ed.): «*Sardegna centro-orientale. Dal Neolitico alla fine del Mondo Antico.*», 53-55, Sassari.

Lombardi G., Cozzupoli D. & Nicoletti M. (1974) - *Notizie geopetrografiche e dati sulla cronologia K-Ar del vulcanismo tardo-paleozoico sardo.* Per. Mineral., **43** (2) 221-312, Roma.

Loru R., Murgia A. & Fancello L. (2009) - *Su Molente l'anello mancante del primato.* Speleologia, **61**: 16-25, Pisa.

Lovisato D. (1896) - *Nuovi lembi mesozoici in Sardegna.* Atti R. Acc. Naz. Lincei, Rend. Cl. Sc. Fis. Mat. Nat., **5** (11): 430-433, Roma.

Lustrino M., Melluso L. & Morra V. (2000) - *Petrogenesis of Pliocene volcanic rocks from Orosei-Dorgali (Sardinia, Italy).* EOS, Trans., **81** (48): 1358, Washington D.C.

Lustrino M., Melluso L. & Morra V. (2002) - *The transition from alcaline to tholeiitic magmas: a case study from the Orosei-Dorgali Pliocene volcanic district (NE Sardinia, Italy)*. Lithos, **63**: 83-113, Amsterdam.

Macera P., Conticelli S., Del Moro A., Di Pisa A., Oggiano G. & Squadrone A. (1989) - *Geochemistry and Rb/Sr ages of syn-tectonic peraluminous granites of Western Gallura, Northern Sardinia: constraints on their genesis.* Per. Mineral., **58**: 25-43, Roma.

Mahler A. (1979) - *Verkarstung der Karbonatgebiete am Golfo di Orosei (Sardinien).* Geol. Paläeont. Mitt. Innsbruck, **7** (8-9): 1-49, Innsbruck.

Malatesta A. (1954) - *Primo dente di elefante rinvenuto in Sardegna*. Quaternaria, **1**: 97-103, Roma.

Malinverno A. & Ryan W.B. (1986) - *Extension in the Tyrrhenian sea and shortening in the Apennines as result of arc migration driven by sinking of the lithosphere.* Tectonics, **5** (2): 227-245, Washington.

Mania R. & Pranzini E. (1996) - *Sedimentological study of the nearshore of Cala Gonone (Eastern Sardinia, Italy) oriented to the beach improvement*. Boll. Soc. Geol. It., **115**: 95-104, Roma.

Manzoni M., De Jong K.A., Carobene L. & Pasini G. (1972) - *Paleomagnetism of some basalts from Sardinia.* Giorn. Geol., s. 2, **38**: 5-9, 1 fig., 1 tab., Bologna.

Marani M. & Gamberi F. (2004) - *Structural framework of the Tyrrhenian Sea unveiled by seafloor morphology*. Serv. Geol. d'It., Mem. Descr. Carta Geol. d'It, **64**: 97-108, Roma.

Mariani P., Braitenberg C. & Antonioli F. (2009) - *Sardinia Coastal Uplift and Volcanism.* Pure Appl. Geophys., **166**: 1369-1402, Birkhauser, Basel.

Marcolini F., Tuveri C., Arca M. & Kotsakis T. (2006) - *Microtus (Tyrrhenicola) sondaari n. sp. (Arvicolidae, Rodentia) from Monte Tuttavista (Sardinia, Italy).* Hellenic J. Geosci., **41**: 73-82, Athens.

PROGETTO CARG

Marini A. & Murru M. (1981) - *Sull'età della formazione di Nuraghe Casteddu (Dorgali - Sardegna Orientale).* Rend. Soc. Geol. It., **4** (7): 11-12, Roma.

Marre J. (1986) - *The structural analysis of granitic rocks.* North Oxford Academic, pp. 123, Oxford.

Martini I.P., Andreucci S. & Pascucci V. (2009)- *Slope deposits of the calcareous costal hills along the gulf of Orosei, NE Sardinia - karstic and periglacial influences.* 27Th IAS Regional Meeting of Sedimentologists, Alghero (Italy), 20-23 September 2009. Abstracts book, 596-597.

Martinotti A. (1926) - *Foraminiferi del sabbione di Orosei.* Boll. R. Uff. Geol. d'Italia, **51** (5): 1-5, Roma.

Mascle J. & Rehault J.P. (1990) - *A revised seismic stratigraphy of the Tyrrhenian Sea: implications for the basin evolution.* In: K.A. Kastens, J. Mascle *et alii* (Eds.): «*Proceeding of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*», **107**: 617-636, College Station, TX.

Massari F. (1969) - *Aspetti sedimentologici in una serie calcarea titonico-berriasiana di bassa profondità della Sardegna orientale.* Mem. Ist. Geol. Mineral. Univ. Padova, **26**: 1-56, Padova.

Massari F. & Dieni I. (1973) - *La formazione fluvio-lacustre di Nuraghe Casteddu ed i suoi rapporti con i basalti di Orosei-Dorgali (Sardegna).* Mem. Soc. Geol. It., **12**: 377-410, Roma.

Matteucci R. (1985) - *Ilerdian of Monte Cardiga (Perdasdefogu).* In: A. Cherchi (Ed.): «*Micropaleontological Researches in Sardinia*». Guide Book, 19th European Micropaleontological Colloquium: 195-199, Cagliari.

Matteucci R. & Schiavinotto F. (1985) - *Lower-Middle Cuisian of Orosei.* In: A. Cherchi (Ed.): «*19th European Micropaleontological Colloquium*». Sardinia, october 1-10, 1985, AGIP, 214-219, Cagliari.

Mauffret A., Contrucci I. & Brunet C. (1999) - *Structural evolution of the Northern Tyrrhenian Sea from new seismic data.* Marine Petrol. Geol., **16** (5): 381-407, Oxford.

Mauffret A. & Gennesseaux M. (1989) - *Compression, décrochements et distension sur le portour méditerranéen nord-occidental.* C.R. Acad. Sci. Paris, II, **308**: 961-967, Paris.

Mauffret A., Labarbarie M. & Montadert L. (1982) - *Les affleurements des series sedimentaires pre-pliocenes dans le basin méditerranéen nord-occidental.* Mar. Geol., **45**: 159-175, Amsterdam.

Maxia C. (1936) - *Le attuali conoscenze speleologiche sulla Sardegna.* Grotte d'Italia, **1**: 7-49, Bologna.

Maxia C. (1941) - *Bibliografia mineraria della Sardegna.* Ist. per gli Studi Sardi, Ist. Geol. Univ. Cagliari, pp. 248, Cagliari.

Maxia C. & Pecorini G. (1968) - *Il Quaternario della Sardegna.* Atti del X° Congr. Internaz. di Studi Sardi (Simposio sul Quaternario della Sardegna): 59-69, 2 ff., Fossataro-Cagliari.

Meneghini J. (1857) - *Paleontologie de l'Ile de Sardaigne ou déscription 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, 584, Torino.

Miall A.D. (1985) - *Architectural element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits.* Earth Sci. Rev., **22**: 261-308, Amsterdam.

Miall A.D. (1995) - *Description and interpretation of fluvial deposits: a critical perspective.* Sedimentology, **42**: 379-384, Oxford.

Miller L., Sassi F.P. & Armari G. (1976) - *On the occurrence of altered eclogite rocks in north-eastern Sardinia and their implications.* N. Jb. Geol. Paleont. Mh., **11**: 683-689, Stuttgart.

Ministero Ambiente (2007) - *Schede Natura 2000 ZPS Regione Sardegna.* Ministero dell'Ambiente e della tutela del Territorio e del Mare, Direzione Generale per la Protezione della Natura e del Mare (PNM), ftp://ftp.minambiente.it/PNM/Natura2000/TrasmissioneCE_maggio2017/.

MiPAF - Ministero delle Politiche Agricole e Forestali (2000) - *Metodi di analisi chimica del suolo*. Ed. Franco Angeli, Milano.

MiPAF - Ministero delle Politiche Agricole e Forestali (2005) - *Metodi di analisi mineralogica del suolo*. Ed. Franco Angeli, Milano.

Minzoni N. (1975) - *La serie delle formazioni Paleozoiche a sud del Gennargentu.* Boll. Soc. Geol. It., **94**: 347-365, Roma.

PROGETTO CARG

Monleau C. (1985) - *Evolution sequentielle et cadre paleogeographique du Jurassique inferieur et moyen de Sardaigne (Italie).* C.R. Acad. Sci., S. 2, Mec. Phys. Chim. Sci de l'Univers, Sci. de la Terre, **301** (6): 425-430, Paris.

Monleau C. (1986) - *Le Jurassique inférieur et moyen de Provence, Sardaigne et Alpes Maritimes: corrélations, essai de synthèse paléogéographique.* Rev. Géogr. Phys., Géol. Dyn., **27** (1): 3-11, Paris.

Montaldo F. (1970) - *Dissesti di versante di bacini idrografici della Sardegna.* Boll. Tecnico Trimestrale del circolo culturale Ingegneri ed Architetti Sardi, **6**, Cagliari.

Montanari L. & Rossi M. (1984) - *Evoluzione delle Unità stratigrafico-strutturali del Nord-Appennino, 2 - Macigno s.s. e "Pseudomacigno". Nuovi dati cronostratigrafici e loro implicazioni.* Mem. Soc. Geol. It., **25** (1983): 185-217, Roma.

Montigny R., Edel J.B. & Thuizat R. (1981) - *Oligo-Miocene rotation of Sardinia: K/Ar ages and paleomagnetic data of Tertiary Volcanics.* Earth Planet. Sci. Lett., **54**: 261-271, Amsterdam.

Moravetti A. (1993) - *Gli insediamenti antichi.* In: I. Camarda (Ed.): «*Montagne di Sardegna*». Carlo Delfino Ed.: 161-212, Sassari.

Mucedda M. (1987) - *Grotta di Coazza: un nuovo grande sistema carsico.* Boll. Gruppo Speleologico Sassarese, **10**: 20-22, Sassari.

Mucedda M. & Fancello L. (2002) - *La grotta di Sos Jocos o Grotta de Su Anzu (Dorgali).* Sardegna Speleologica, **19**: 2-17, Cagliari.

Murgia F. (2009) - *Su Bentu, la "Grotta-Palestra".* Sardegna Speleologica, **24**: 74-83, Cagliari.

Murru M. & Salvadori A. (1990) - *Ricerche stratigrafiche sul bacino paleogenico del Sulcis (Sardegna sud-occidentale).* Geologica Romana, **26** (1987): 149-165, Roma.

Musumeci G. (1991) - *Tettonica trascorrente, magmatismo e metamorfismo nel basamento ercinico sardo: il complesso del M. Grighini (Sardegna centro-occidentale).* Tesi di Dottorato, 287 pp. Univ. Pisa.

Musumeci G. (1992) - *Ductile wrench tectonics and exhumation of Hercynian metamorphic basement in Sardinia: Monte Grighini Complex.* Geodinamica Acta, **5**: 119-133, Paris.

Naidu R., Morrison R.J., Janik L. & Asghar M. (1997) - *Clay mineralogy and surface charge characteristics of basaltic soils from Western Samoa.* Clay Minerals, **4**: 545-556, Oxford.

Naud G. (1979a) - *Les shales de Rio Canoni, formation-repère fossilifère dans l'Ordovicien supérieur de Sardaigne orientale. Consequences stratigraphiques et structurales.* Bull. Soc. geol. France, **21**: 155-159, Paris.

Naud G. (1979b) - *Modele structurale des Formations paléozoiques de Sardaigne orientale.* 7° R.A.S.T., 341 pp., Lyon.

Naud G. (1981) - *Confirmation de l'existence de la discordance angulaire anté-ordovicienne dans le Sarrabus (Sardaigne sud-orientale): consequences géodinamiques.* C.R. Acad. Sc., Paris, **292**: 1153-1156, Paris.

Naud G. & Tempier C. (1977) - *Schema stratigraphique et tectonique des formations paleozoiques de Sardaigne sud-orientale.* 5e Reun. Ann. Sci. Terre, 348, Rennes.

Nettleton W.D. (1991) - *Occurrence, Characteristics, and Genesis of Carbonate, Gypsum, and Silica Accumulations in Soils.* S.S.S.A. spec. Publ., **26**: 17-36, Madison, WI, USA.

Nicoletti M., Ardanese L.R. & Colasanti S. (1982) - *La granodiorite di Capo Carbonara (Sardegna, Italy). Età K/Ar di fasi minerali in paragneiss.* Rend. Soc. It. Min. Petr., **38**: 765-769, Milano.

Nicosia M.L. (1968) - *Bibliografia del Paleozoico italiano.* pp. 212, CNR, Roma.

Novarese V. (1917) - *L'Autuniano in Sardegna.* Boll. Soc. Geol. It., **36**: 58-91, Roma.

Novelli M., Palombo M.R., Arca M. & Tuveri C. (2008) - *Hunter-Scheger bands in Cynotherium sardous Studiati 1957 of Monte Tuttavista (Orosei, Sardegna centro-orientale).* Geologica Romana, **41**: 65-70, Roma.

Odin G.S. & Odin C. (1990) - *Echelle numérique des temps géologiques*. Géochronique, **35**: 12-21, Paris.

Ogg J.G. (2009) - *International Stratigraphic Chart.* Int. Commission on Stratigraphy, da http://www.stratigraphy.org/upeload/ICSChart2009.pdf, Int. Union of Geol. Sci., Washington D.C.

PROGETTO CARG

Oggiano G., Aversano A., Cherchi G.P., Di Pisa A., Orrù P., Ulzega A., Pintus C. & Puliga G. (in stampa) - *Note Illustrative della Carta geologica d'Italia 1:50.000, Foglio 412 "La Maddalena"*. Serv. Geol. d'It., Reg. Auton. Sardegna, (Pubbl. www.isprambiente.gov.it, 2015), 125 pp., Roma.

Oggiano G., Cherchi G.P., Aversano A., Di Pisa A., Ulzega A., Orrù P.E. & Pintus C. (2005) - *Note Illustrative della Carta geologica d'Italia 1:50.000, Foglio 428 "Arzachena"*. Serv. Geol. d'It., Reg. Auton. Sardegna, 144 pp., 1 tav., Roma.

Oggiano G., Cherchi G.P., Aversano A., Di Pisa A., Ulzega A., Orrù P.E., Pintus C. & Puliga G. (in stampa) - *Note Illustrative della Carta geologica d'Italia 1:50.000, Foglio 411 "Santa Teresa di Gallura"*. Serv. Geol. d'It., Reg. Auton. Sardegna, (Pubbl. www.isprambiente.gov.it, 2012) 176 pp., Roma.

Oggiano G., Cherchi G.P., Pisanu G., Murtas A., Patta E.D. & Prochilo F. (in stampa) - *Note Illustrative della Carta geologica d'Italia 1:50.000, Foglio 443 "Tempio Pausania"*. Serv. Geol. d'It., Reg. Auton. Sardegna, (Pubbl. www.isprambiente.gov.it, 2015), 208 pp., Roma.

Oggiano G. & Di Pisa A. (1988) - *I graniti peralluminiferi sin-tettonici nell'area di Aggius-Trinità D'Agultu e loro rapporti con le metamorfiti di alto grado della Bassa Gallura (Sardegna Settentrionale)*. Boll. Soc. Geol. It., **107**: 471-480, Roma.

Oggiano G. & Di Pisa A. (1992) - *Geologia della catena ercinica in Sardegna-Zona assiale.* In: L. Carmignani, P.C. Pertusati, S. Barca, R. Carosi, A. Di Pisa, M. Gattiglio, G. Musumeci & G. Oggiano (Eds.): «*Struttura della Catena Ercinica in Sardegna. Guida all'Escursione*». Gr. Inf. Geol. Strutt., 147-167, Siena.

Oggiano G., Funedda A., Carmignani L. & Pasci S. (2009) - *The Sardinia-Corsica microplate and its role in the Northern Apennine Geodynamics: new insights from the Tertiary intraplate strike-slip tectonics of Sardinia.* Ital. J. Geosci. (Boll. Soc. Geol. It.), **128** (2): 527-539, 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, by Iginio Dieni & Francesco Massari».* 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.

Olivieri R. (1970) - *Conodonti e zonatura del Devoniano superiore e riconoscimento di Carbonifero inferiore nei calcari di Corona Mizziu (Gerrei-Sardegna).* Boll. Soc. Paleont. It., **8**: 63-152, Modena.

Orrù P. & Ulzega A. (1987) - *Rilevamento geologico e geomorfologico costiero e sottomarino applicato alla definizione delle risorse ambientali (Golfo di Orosei, Sardegna Orientale).* Mem. Soc. Geol. It., **37**: 471-479, Roma.

Orrù P. & Ulzega A. (1988) - *Ricerche geomorfologiche sul Canyon di Orosei (Sardegna orientale).* Bull. Soc. R. Sci. Liége, **57**: 415-427, Liége.

Orsini J.B. (1976) - *Les granitoides hercyniens corso-sarde: mise en évidence de deux associations magmatiques.* Bull. Soc. Géol. France, **18**: 1203-1206, Paris.

Orsini J.B. (1980) - *Le batholite Corso-Sarde: anatomie d'un batholite hercynien. Compisition, structure, organisation d'ensemble. Sa place dans la chaine Varisque francaise.* Ph.D. Thesis, Univ. Aix-Marseille III, Aix-Marseille.

Orszag Sperber F. & Pilot M.D. (1976) - *Grand traits du Néogène de Corse.* Bull. Soc. Géol. France, **28** (7): 1183-1187, Paris.

Oudet J., Münch P., Verati C., Ferrandini M., Melinte Dobrinescu M., Gattacceca J., Cornée J.J., Oggiano G., Quillévéré F., Borgomano J. & Ferrandini J. (2010) - *Integrated chronostratigraphy of an intra-arc basin: $^{40}Ar/^{39}Ar$ datings, micropalaeontology and magnetostratigraphy of the early Miocene Castelsardo basin (northern Sardinia, Italy).* Palaeogeogr. Palaeoclimat. Palaeoecol., **295** (1-2): 293-306, Amsterdam.

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 Mediterraneen, **8**: 113-124, Lyon.

PROGETTO CARG

Ozer A. & Ulzega A. (1978) - *Dépots périglacials dans le Quaternaire de la Sardaigne.* Biul. Peryglacjalny, ….., Lòdz-Warsawa.

Ozer A. & Ulzega A. (1981) - *Sur la repartition des éboulis ordonnées en Sardaigne.* In: «*Compte rendu du symposium Periglaciaire et Paléogéographie du Quaternaire*». Belgique-Pays-Bas 1978, Biul. Peryglacjalny, **28**: 259-265, Lodz-Warsava.

Pacini M., Pranzini E. & Sirito G. (1999) - *La ricostruzione delle spiagge di Cala Gonone*. Studi Costieri, **1**: 43-55, Firenze.

Palombo M.R. (2006) - *Biochronology of the Plio-Pleistocene terrestrial mammals of Sardinia: the state of the art.* Hellenic J. Geosci., **41**: 47-66, Athens.

Palombo M.R., Valli M.F.A., Arca M. & Tuveri C. (2006) - *A new Bovid, Asoletragus gentryi n. gen. et sp., from Monte Tuttavista (Orosei, eastern Sardinia, Italy).* Riv. It. Paleont. Strat., **112** (3): 459-471, Milano.

Pasci S. (1990) - *La tettonica transpressiva terziaria del Monte Albo (settore NE).* Tesi di laurea inedita, Dip. Sc. Terra Univ. Cagliari, 135 pp., Cagliari.

Pasci S. (1995) - *La tettonica terziaria della Sardegna centro-settentrionale.* Tesi di dottorato Univ. Cagliari, 189 pp., Cagliari.

Pasci S. (1997) - *Tertiary transcurrent tectonics of North Central Sardinia.* Bull. Soc. Géol. France, **168**: 301-312, Paris.

Pasci S., Oggiano G. & Funedda A. (1998) - *Rapporti tra tettonica e sedimentazione lungo le fasce trascorrenti cenozoiche della Sardegna centro-settentrionale.* Boll. Soc. Geol. It., **117**: 443-453, Roma.

Pascucci V., Merlini S. & Martini I.P. (1999) - *Seismic Stratigraphy of the Miocene-Pleistocene Sedimentary Basins of the Northern Tyrrhenian Sea and Western Tuscany (Italy).* Bas. Res., **11**: 337-356, Oxford.

Pasquaré G., Abbate E., Bosi C., Castiglioni G.B., Merenda L., Mutti E., Orombelli G., Ortolani F., Parotto M., Pignone R., Polino R., Premoli Silva I. & Sassi F.P. (1992) - *Carta Geologica d'Italia - 1:50.000. Guida al Rilevamento.* Serv. Geol. d'It., Quaderni SGN, serie III, Istituto Poligrafico e Zecca dello Stato, **1**: 203 pp., Roma.

Paterson S.R., Vernon R.H. & Tobisch O.T. (1989) - *A review of criteria for the identification of magmatic and tectonic foliations in granitoids*. J. Struct. Geol., **11** (3): 349-363, Oxford.

Pecorini G. (1962) - *Nuove osservazioni sul Permico della Nurra (Sardegna nord-occidentale).* Atti Acc. Naz. Lincei, Rend. Cl. Sc. Fis. Mat. Nat., **32** (3): 377-380, Roma.

Pecorini G. & Pomesano Cherchi A. (1969) - *Ricerche geologiche e biostratigrafiche sul Campidano meridionale (Sardegna).* Mem. Soc. Geol. It., **8**: 421-451, Roma.

Perès J.M. & Picard J. (1964) - *Nouveau manuel de bionomie benthique de la Mer Méditerranée.* Rec. Trav. sta. Mar. Endoume Fr., Bull., **31** (47): 5-137, Marseille.

Perna G. (1974) - *Il fitocarsismo nella formazione delle Kamenitze (vaschette di corrosione).* Natura Alpina, **15** (1): 25-34, Trento.

Perna G. & Murgia F. (2002) - *Il carsismo profondo messiniano in Sardegna: prospettive per la ricerca di acque profonde.* Anthèo, **6**: 107-124, Cagliari.

Perna G. & Sauro U. (1978) - *Atlante delle microforme di dissoluzione carsica superficiale del Trentino e del Veneto.* Mem. Museo Tridentino Sc. Nat., **22**: 1-176, Trento.

Perno U. (1976) - *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000, Foglio 218 "Isili"*. Serv. Geol. d'It., Libreria dello Stato, Roma.

Pertusati P.C., Sarria E.A., Cherchi G.P., Carmignani L., Barca S., Benedetti M., Chighine G., Cincotti F., Oggiano G., Ulzega A., Orrù P. & Pintus C. (2002) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000. Foglio 541 "Jerzu"*. Serv. Geol. d'It., Regione Autonoma Sardegna, 169 pp., Roma.

Philip J. & Allemann J. (1982) - *Comparaison entre les plates-formes du Crétacé superieur de Provence et de Sardaigne.* Cretaceous Res., **3**: 35-45, London.

Philip J., Cherchi A., Schroeder R., Sigfal J. & Allemann J. (1978) - *Les formations à Rudistes du Crétacé supérieur de Sardaigne. Donnés stratigraphiques et paléobiogéographiques.* C.R. Somm. Soc. Géol. France, **2**: 83-85, Paris.

PROGETTO CARG

Pili P. & Saba O. (1975) - *Presenza di Devoniano a Conodonti nelle assise carbonatiche di Correboi (Sardegna centro-orientale)*. Boll. Soc. Sarda Sc. Nat., **15**: 3-8, Sassari.

Piras S. (1982) - *La voragine di Filos d'Ortu.* Speleologia Sarda, **41**: 19-29, Cagliari.

Pirinu N., Brotzu P., Callegari E. & Secchi F. (1996) - *Age and field relationship of albite-rich monzosyenite intruded into the Sàrrabus granitoids (SE-Sardinia, Italy).* Per. Mineral., **65**: 289-304, Roma.

Pittau P., Del Rio M. & Funedda A. (2008) - *Relationships between plant communities characterization and Basin formation in the Carboniferous-Permian of Sardinia.* Boll. Soc. Geol. It., **127** (3): 637-653, Roma.

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.

Principi G. & Treves B. (1984) - *Il sistema corso-appenninico come prisma d'accrezione. Riflessi sul problema generale del limite Alpi-Appennini*. Mem. Soc. Geol. It., **28**: 549-576, Roma.

Progemisa S.p.A. (1990a) - *Convenzione per la Ricerca di Base "Il Complesso Granitoide della Sardegna" - Relazione conclusiva sui lavori svolti.* Minist. Ind. Comm. Art. - Ente Minerario Sardo, Ric. Min. di Base, L.06/10/82, n.752, art.4, Roma.

Progemisa S.p.A. (1990b) - *Convenzione per la Ricerca di Base "Area della Sardegna Centro-Orientale" - Relazione conclusiva sui lavori svolti.* Min. Ind. Comm. Art., Ente Min. Sardo, Ric. Min. di Base, L.752/82, Roma.

Progemisa S.p.A. (1990c) - *Convenzione per la Ricerca di Base "Successioni paleozoiche della Sardegna Nord-Orientale" - Relazione conclusiva sui lavori svolti.* Min. Ind. Comm. Art., Ente Min. Sardo, Ric. Min. di Base, L.752/82, Roma.

Progemisa S.p.A. (1994) - *Studio delle Acque Sotterranee della Sardegna.* Ente Minerario Sardo, Reg. Aut. Sardegna. Progemisa SpA, 2 voll., Cagliari.

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.A. Sarria (coord.), Regione Autonoma Sardegna, Ass. Enti Locali, Finanze e Urbanistica, Ass. Industria, Progemisa S.p.A., 58 pp., Cagliari

Proterina (2009) - *Rappresentazione in ambiente GIS della caratterizzazione dell'area di progetto sulla base degli indici di variabilità interannuale e intra-annuale dei campi di precipitazione e temperatura.* A cura di Q.A. Cossu, A. Bodini, S. Canu & E. Entrade.

Puddu M., Serri F. & De Waele J. (2002) - *Le nuove esplorazioni alla Grotta Voragine di Tiscali e alla Grotta Biseddu (Oliena).* Sardegna Speleologica, **19**: 32-39, Cagliari.

Pujos M. & Javeland O. (1992) - *Late Quaternary carbonate sedimentation in the lower Guajira shelf, California*. Mar. Geol., **104**: 153-164, Amsterdam.

R.A.S. Regione Autonoma Sardegna (1979) - *Ricerche idriche sotterranee in Sardegna - 1° fase.* Ist. Mineral. Geol., Univ. Sassari, CAS.MEZ., Prog. spec. n.25, Sassari.

R.A.S. - Regione Autonoma Sardegna (1980) - *Ricerche idriche sotterranee in Sardegna - 2° fase.* Ist. Geoped. Geol. Appl., Univ. Sassari, CAS.MEZ., Pr. sp. 25/96, 64 volumi, Sassari.

R.A.S. - Regione Autonoma Sardegna (1989) - *Piano delle Acque della Sardegna.* Ass. Progr. Bil., Reg. Aut. Sardegna, Cagliari.

R.A.S. - Regione Autonoma Sardegna (1992a) - *Servizio Idrografico. Annali idrologici, anni 1922-92.* Ass. dei LL.PP., Reg. Aut. Sardegna, Cagliari.

R.A.S. - Regione Autonoma Sardegna (1992b) - *Piano Regionale dell'attività estrattiva di cava - Relazione illustrativa.* L.R. 30/1989, Ass. Ind. Reg. Sardegna, Progemisa SpA, Cagliari.

R.A.S. - Regione Autonoma Sardegna (1999) - *Guida alle Pietre Ornamentali della Sardegna.* Progemisa S.p.A., Cagliari.

R.A.S. Regione Autonoma della Sardegna (2002) - *Piano stralcio per l'assetto idrogeologico (PAI).* Relazione generale, Cagliari.

R.A.S. Regione Autonoma della Sardegna (2005) - *Piano stralcio per l'Assetto Idrogeologico (PAI).* L.R. n°183 art.17 comma 6 ter D.L.180/98 del 18 maggio 1989. Cartografia, Cagliari.

R.A.S. Regione Autonoma della Sardegna (2006) - *Progetto IFFI, Inventario dei Fenomeni Franosi in Italia, Regione Sardegna.* ISPRA-APAT, Reg. Aut. Sardegna - Ass. Dif. Ambiente, Rapporto Finale, 42 pp., 1 CD, Cagliari.

PROOF

R.A.S. Regione Autonoma della Sardegna (2007) - *Il Piano Regionale delle attività estrattive.* L.R. n°30 art.6 del 7 giugno 1989. Relazione generale. Ass. Ind. Reg. Sardegna, Progemisa S.p.A., Cagliari.

R.A.S. Regione Autonoma della Sardegna (2009) - *Rete di monitoraggio qualitativa e quantitativa delle acque sotterranee al fine della definizione dello stato ambientale dei corpi idrici significativi ai sensi del D.lgs 152/06.* POR Sardegna 2000-2006 - asse I - misura 1.7 - azione C -, Cagliari.

Ratschbacher L., Merle O., Davy P. & Cobbold P. (1991) - *Lateral extrusion in the Eastern Alps, Part 1: Boundary conditions and experiments scaled for gravity*. Tectonics, **10** (2): 245-256, Washington.

Rehault J.P., Boillot G. & Mauffret A. (1984) - *The Western Mediterranean Basin geological evolution.* Mar. Geol. **55**: 447-477, Amsterdam.

Rehault J.P., Boillot G. & Mauffret A. (1985) - *The Western Mediterranean Basin.* In: D.J. Stanley & F.C. Wezel (Eds.): «*Geological Evolution of the Mediterranean Basin*», pp. 101-129, Springer-Verlag, New York.

Ricci C.A. & Sabatini G. (1978) - *Petrogenetic affinity and geodynamic significance of metabasic rocks from Sardinia, Corsica, and Provence.* N. Jh. Miner. Mh., **1** (1978): 23-38, Stuttgart.

Ronchi A. (1997) - *I prodotti sedimentari e vulcanici dei bacini permiani di Escalaplano e Perdasdefogu sulla Sardegna sud-orientale: stratigrafia e loro inquadramento nell'evoluzione tardo-paleozoica del settore sudeuropeo.* Tesi di dottorato, Università di Pavia, 250 pp., Pavia.

Ronchi A., Broutin J., Diez J.B., Freytet P., Galtier J. & Lethiers F. (1998) - *New palaeontological discoveries in some Early Permian sequences of Sardinia. Biostratigraphic and palaeogeographic implications.* C.R. Acad. Sci., **327**: 713-719, Paris.

Ronchi A., Broutin J., Gaggero L. & Sarria E.A. (2006) - *The Autunian of Sardinia: basic features for a correlation through the Western Mediterranean and PaleoEurope.* Atti Conf. Int.: «*Stratigraphy and paleogeography of late- and post-Hercynian basins in the Southern Alps, Tuscany and Sardinia (Italy). Comparisons with other Western Mediterranean areas and geodynamic hypotheses*». 18-23 settembre 2006, 46-50, Siena.

Ronchi A. & Sarria E.A. (1996) - *Nuovi dati stratigrafici e paleontologici sul bacino permiano di Perdasdefogu (Ogliastra).* Atti Congr. Cent. Ass. Min. Sarda. Ottobre 1996, **3**: 295-300, Iglesias.

Ronchi A., Sarria E.A. & Broutin J. (2008) - *The "Autuniano sardo": basic features for a correlation through the Western Mediterranean and PaleoEurope.* Atti Convegno in memoria di Antonio Decandia. Boll. Soc. Geol. It. (Ital. J. Geosci.), **127** (3): 655-681, Roma.

Rook L., Abbazzi L., Angelone C., Arca M., Barisone G., Bedetti C., Delfino M., Kotsakis T., Marcolini F., Palombo M.R., Pavia M., Piras P., Torre D., Tuveri C., Valli A.M.F. & Wilkens B. (2004) - *Osservazioni preliminari sui vertebrati fossili plio-pleistocenici del Monte Tuttavista (Orosei, Sardegna).* Sardinia, Corsica et Baleares Antiquae, **1**: 11-30, Pisa-Roma.

Rossi P., Calvez J.Y. & Cocherie A. (1988) - *Age varisque précoce du plutonisme magnesio-potassique en Corse occidentale: conséquences géodynamiques.* C.R. Acad. Sci., **307** (II): 1541-1547, Paris

Rossi P. & Chevremont P. (1987) - *Classification des association magmatiques granitoides. Application à la cartographie des granitoides dans le cadre de la carte géologique 1/50.000 de la France*. Geochronique, **21**: 14-18, Paris.

Rossi P. & Cocherie A. (1991) - *Genesis of a Variscan batholith: field, petrological and mineralogical evidence from Corsica-Sardinia batholith.* Tectonophysics, **195**: 319-346, Amsterdam.

Rossi P., Durand Delga M. & Cocherie A. (1993) - *Caractère volcano-plutonique du magmatisme calco-alcalin composite d'âge Stéphanien supériéur-Permien inférieur en Corse.* C.R. Acad. Sci. Paris, Série II, **316**: 1779-1788, Paris.

Rossi P. & Rouire J. (1980) - *Carte Géologique de la France a 1:250 000 - Corse.* Ed. B.R.G.M., Orleans.

Salvador A. (1987) - *Unconformity-bounded stratigraphic units.* Geol. Soc. America Bull., **98**: 232-237, Boulder.

PROGETTO CARG

SALVADOR A. (1994) - *International Stratigraphic Guide. A guide to stratigraphic classification, terminology, and procedure.* The Int. Union of Geol. Sci. and The Geol. Soc. of America, 214 pp., Boulder.

SALVADORI I. & ZUFFARDI P. (1960) - *Il campo filoniano di Sos Enattos*. Res. Ass. Min. Sarda, **65** (6): 5-47, Iglesias.

SANNA F., VERNIER A. & VIGNA B. (2002) - *Le sorgenti di Su Gologone nel contesto della idrostruttura carbonatica del Supramonte: rapporti tra carsismo ed idrogeologia.* Atti del Convegno «*Il carsismo e la ricerca speleologica in Sardegna*», 29-46, Cagliari.

SARRIA E.A. (1987a) - *Ricerche nel bacino antracitifero di Seui - Relazione geologica.* In: «Progetto di ricerca Antracite, Sardegna centrale», Progemisa S.p.A., relazione interna, 77 pp., Cagliari.

SARRIA E.A. (1987b) - *Ricerche nel bacino antracitifero di Perdasdefogu - Relazione geologica.* In: «Progetto di ricerca Antracite, Sardegna centrale», Progemisa S.p.A., relazione interna, 90 pp., Cagliari.

SARRIA E.A. & CALZIA P. (2008) - *Le unità intrusive del M. Ortobene (Nuoro, Sardegna centrale): caratteri geopetrografici e strutturali, cronologia relativa di messa in posto.* Atti 84° Congr. Naz. Soc. Geol. It., 15-17 settembre 2008, Sassari. Rend. Soc. Geol. It., (2008), Roma.

SARRIA E.A. & SERRI R. (1986) - *Tettonica compressiva tardopaleozoica nel bacino antracitifero di Seui (Sardegna Centrale).* Rend. Soc. Geol. It., **9**: 7-10, Roma.

SARRIA N. (2016) - *Studio geologico-strutturale della successione mesozoica di Punta Fraigada (Monte Tuttavista, Sardegna orientale).* Tesi di laurea inedita, Dip. Sc. Terra Univ. Cagliari, 80 pp., Cagliari.

SARTORI R. (1989) - *Evoluzione neogenico-recente del bacino tirrenico e suoi rapporti con la geologia delle aree circostanti*. Giorn. Geol., **51** (2): 1-39, Bologna.

SARTORI R. (1990) - *The main results of the ODP Leg 107 in the frame of Neogene to recent geology of perityrrhenian areas.* In: K. KASTENS, J. MASCLE *et alii* (Eds.): «*Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*», **107**: 715-730, College Station, TX, USA.

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., MASCLE G., BOUILLIN J.P., GIRAULT J., NAUD G., PASINI M. & PIBOULE M. (1990) - *Types and sources of large rock clasts and of heavy minerals from the ODP sites 652, 653, and 656 in the Tyrrhenian Sea: implications about the nature of the East Sardinia passive continental margin.* In: K. KASTENS, J. MASCLE *et alii* (Eds.): «*Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*», **107**: 29-35, College Station, TX, USA.

SARTORI R, TORELLI L., ZITELLINI N., CARRARA G., MAGALDI M. & MUSSONI P. (2004) - *Crustal features along a W-E Tyrrhenian transect from Sardinia to Campania margins (Central Mediterranean).* Tectonophysics, **383**: 171-192, Amsterdam.

SAVELLI C. & PASINI G. (1973) - *Preliminary results of K-Ar dating of basalts from Eastern Sardinia and the Gulf of Orosei (Tyrrhenian Sea).* Giorn. Geol., **39** (1): 303-312, Bologna.

SAVELLI C. & PASINI G. (1974) - *Nota preliminare sull'età K/Ar di basalti della Sardegna orientale e del canyon sottomarino di Orosei (Mar Tirreno).* In: C. MAXIA & A. POMESANO CHERCHI (Eds.): «*Paleogeografia del Terziario sardo nell'ambito del Mediterraneo occidentale*». Cagliari 23-27 luglio 1973, Rend. Sem. Fac. Sc. Univ. Cagliari, 321-335, Cagliari.

SCARCIGLIA F., BARCA D., DE ROSA R. & PULICE I. (2009) - *Application of laser ablation ICP-MS and traditional micromorphological techniques to the study of an Alfisol (Sardinia, Italy) in thin sections: Insights into trace element distribution.* Geoderma, **152**: 113-126, Amsterdam.

SCHARBERT S. (1978) - *Supplementary remarcks on Rb/Sr age and geopetrologic evolution of crystalline rocks in southern Sulcis (Sardinia) By T. Cocozza et al. (1977).* N. Jb. Geol. Palaont. Mh., **H1**: 59-64, Stuttgart.

SCHOENEBERGER P.J., WYSOCKI D.A., BENHAM E.C. & BRODERSON W.D. (2002) - *Field book for describing and sampling soils. Version 2.0.* Natural Resources Conservation Service, National Soil Survey Center, Lincoln, NE, USA.

SCHOLLE P.A., PERYT T.M. & ULMER-SCHOLE D.S. (1995a) - *The Permian of Northern Pangea. Volume 1: Paleogeography, Paleoclimates, Stratigraphy*. Springer Verlag, 261 pp., Berlin.

PROGETTO SARDEGNA

Scholle P.A., Peryt T.M. & Ulmer-Scholle D.S. (1995b) - *The Permian of Northern Pangea. Volume 2: Sedimentary Basins and Economic Resources.* Springer Verlag, 312 pp., Berlin.

Schreider A.A., Yastrebov V.S., Rimsky-Korsakov N.A. & Savelli C. (1986) - *Indagini e campionature di dettaglio di affioramenti rocciosi sottomarini dei Monti Baronìe (Mar Tirreno): primi risultati.* Mem. Soc. Geol. It., **36**: 91-98, Roma.

Secchi F.A. (1987) - *Petrogenesi dei "Granitoidi" dell'Arburese (Sardegna sud-occidentale).* PhD Thesis, Consorzio Università Genova-Cagliari-Torino, Cagliari.

Secchi F.A., Brotzu P. & Callegari E. (1991) - *The Arburese igneous complex (SW Sardinia, Italy) - an example of dominant igneous fractionation leading to peraluminous cordierite-bearing leucogranites as residual melt.* Chemical Geology, **92**: 213-249, Amsterdam.

Segre A.G. (1964) - *Bibliografia Geologica d'Italia: Sardegna.* C.N.R., 387 pp., Roma.

Selli R. & Fabbri A. (1971) - *Tyrrhenian: a Pliocene deep sea.* Atti Acc. Naz. Lincei, Rend. Cl. Sc. Fis. Nat. Mat., s. 8, **50**: 104-116, Roma.

Serri G. (1991) - *Neogene-Quaternary magmatism of the Tyrrhenian Region: characterization of the magma sources and geodynamic implications.* Mem. Soc. Geol. It., **41**: 219-242, Roma.

Sgavetti M. (1982) - *Analisi preliminare degli elementi morfostrutturali lineari della Sardegna.* In: L. Carmignani, T. Cocozza, C. Ghezzo, P.C. Pertusati & C.A. Ricci (Eds.): «*Guida alla Geologia del Paleozoico Sardo*», Società Geologica Italiana, Guide Geologiche Regionali, pp. 37-54, Roma.

Soil Survey Staff (1999) - *Soil Taxonomy. A Basic System of Soil Classification for Making and Interpreting Soil Surveys, 2nd edition.* USDA-NRCS Agric. Handb. No. 436. U.S. Gov. Print. Office, DC, Washington.

Soil Survey Staff (2010) - *Keys to Soil Taxonomy, 11th Edition.* United States Department of Agriculture, Natural Resources Conservation Service, pp. 338, Washington D.C.

Sondaar P.Y., Elburg R., Klein Hofmeijer G., Martini F., Sanges M., Spaan A. & De Visser J.A. (1995) - *The human colonization of Sardinia: a late-Pleistocene human fossil from Corbeddu cave.* C.R. Acad. Sci. Paris, **320**: 145-150, Paris.

Soubrand Colin M., Neel C., Bril H., Grosbois C. & Caner L. (2007) - *Geochemical behaviour of Ni, Cr, Cu, Zn and Pb in an Andosol-Cambisol climosequence on basaltic rocks in the French Massif Central.* Geoderma, **137**: 340-351, Amsterdam.

Spano C. (1980) - *Fauna del Tirreniano-tipo di Is Mesas-Calamosca.* «*Compte-Rendu Excursion-Table Ronde Tyrrhenien de Sardaigne*», 21-28 Avril 1980, 65-101, Cagliari.

Taricco M. & Sotgia T. (1922) - *Bibliografia geologica, paleontologica, mineralogica e mineraria della Sardegna.* Boll. Soc. Geol. It., **41**: 373-437, Roma.

Teichmüller R. (1931) - *Zur Geologie des Thyrrhenisgebietes. Teil 1: Alte und junge Krustenbewegungen im südlichen Sardinien.* Ges. Wiss. Göttingen, Math. Phys. Kl., Nacharichten, **3**: 857-950, Gottingen.

Thomas D.S.G. (1997) - *Arid zone geomorphology. Process, form and change in drylands.* In: Wiley & Sons (Ed.), 713 pp., New York.

Traversa G. (1969) - *Sulla giacitura ed età di alcuni filoni basici nelle vulcaniti ignimbritiche permiane della Gallura (Sardegna settentrionale).* Rend. Soc. It. Min. Petr., **25**: 149-155, Milano.

Traversa G. (1979) - *Permian volcanism in Sardinia.* I.G.C.P. Project No. 5 Newsletter, **1**: 127-140, Padova.

Traversa G. & Vaccaro C. (1992) - *REE distribution in the late Hercynian dykes from Sardinia.* In: L. Carmignani & F.P. Sassi (Eds.): «*Contributions to the Geology of Italy with Special Regard to the Paleozoic Basement*». I.G.C.P. Project No. 276, Newsletter, **5**: 215-226, Siena.

Trevisan L. & Giglia G. (1978) - *Introduzione alla Geologia.* Pacini Ed., 448 pp., Pisa.

Ulzega A. (1988) - *Carta Geomorfologica della Sardegna marina e continentale. Scala 1:500.000.* In: «*Oceanografia e Fondi marini*». C.N.R., Cartografia IGDA, Ist. Geogr. De Agostini, Novara.

Ulzega A. (1995) - *Geomorphology and stratigraphy of Late Quaternary.* In: A. Cherchi (Ed.): «*6th Paleobenthos International Symposium, Guide-Book*». October 25-31, 1995, Rend. Sem. Fac. Sc. Univ. Cagliari, suppl., **65**: 11-24, Cagliari.

ACCETTATO CARG

Ulzega A., Leone F. & Orrù P. (1986) - *Geomorphology of submerged late-Quaternary shorelines on the south Sardinian continental shelf.* Journal of Coastal Research, Columbia Univ., Florida, **1**: 73-82, Fort Lauerdale.

Ulzega A. & Ozer A. (1980) - *Excursion-Table Ronde sur le Tyrrhénien de Sardaigne*. 21-28 Avril 1980, Cagliari, 87 p., Cagliari.

Ulzega A. & Ozer A. (1982a) - *Comptes-Rendus de l'Excursion-Table Ronde sur le Tyrrhénien de Sardaigne.* INQUA (avril 1980): 110 p., Cagliari.

Ulzega A. & Ozer A. (1982b) - *The Versilian transgression in Sardinia.* In: «*Holocene sea-level fluctuations, magnitude and causes*». Newsletters I.G.C.P. Project No. **61**: 182-186, Siena.

Vacca S., Capra G. F., Coppola E., Rubino M., Madrau S., Colella A., Langella A. & Buondonno A. (2009) - *From andic non-allophanic to non-andic allophanic Inceptisols on alkaline basalt in Mediterranean climate. A toposequence study in the Marghine district (Sardinia, Italy).* Geoderma, **151**: 157-167, Amsterdam.

Vaccaro C. (1990) - *Magmatismo filoniano Carbonifero-Permiano della Sardegna: considerazioni geologiche-petrologiche e geocronologiche.* Tesi di Dottorato, Univ. di Catania, Catania.

Vaccaro C., Atzori P., Del Moro A., Oddone M., Traversa G. & Villa I. (1991) - *Geochronology and Sr isotope geochemistry of late-hercynian dykes from Sardinia.* Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., **71**: 221-230, Zürich.

Vai G.B. & Cocozza T. (1974) - *Il "Postgottlandiano" sardo, unità sinorogenica ercinica.* Boll. Soc. Geol. It., **93**: 61-72, Roma.

Vardabasso S. (1939) - *Laghi pliocenici e pleistocenici di sbarramento vulcanico in Sardegna.* Rend. Sem. Fac. Sc. R. Univ. Cagliari, **9** (1): 55-56, Cagliari.

Vardabasso S. (1940) - *Pedogenesi mesozoica e giacimenti limonitici nella Sardegna orientale.* Rend. Sem. Fac. Scienze R. Univ. Cagliari, **10**: 59-68, Cagliari.

Vardabasso S. (1948) - *Il Mesozoico della Sardegna orientale.* Rend. Sem. Fac. Sc. Univ. Cagliari, **16** (12): 41-93, Cagliari.

Vardabasso S. (1950) - *Il Permico in Sardegna.* Acc. Naz. Lincei, Rend. Cl. Sc. Mat. Nat., 20, **8**: 540-545, Roma.

Vardabasso S. (1951) - *Tentativi di sintesi grafica della geologia della Sardegna.* Atti Acc. Naz. Lincei, Rend. Cl. Sc. Fis. Mat. Nat., **11** (6): 320-325, Roma.

Vardabasso S. (1954) - *Il Quaternario della Sardegna.* Atti IV Congr. Intern. Quat. Roma-Pisa, (1953), **2**: 995-1018, Roma.

Vardabasso S. (1955) - *Carta della permeabilità della Sardegna.* Scala 1:250.000, Cagliari.

Vardabasso S. (1959) - *Il Mesozoico epicontinentale della Sardegna.* Atti Acc. Naz. Lincei, Rend. Cl. Sc. Fis. Mat. Nat., ser. 8, **27**:178-184, Roma.

Vardabasso S. (1962) - *Questioni paleogeografiche relative al Terziario antico della Sardegna.* Mem. Soc. Geol. It., **3**: 655-673, Roma.

Vardabasso S. (1966) - *Il Verrucano Sardo*. Atti Symposium sul Verrucano, Pisa Settembre 1965, Soc. Toscana Sc. Nat., 293-310, Pisa.

Vardabasso S. (1968) - *Note illustrative alla carta della permeabilità della Sardegna - scala 1:250.000.* Tip. Edit. Fossataro, 10 pp., Cagliari.

Varnes D.J. (1978) - *Slope movement types and processes.* In: R.L. Schuster & R.J. Krizek (Eds.): «*Landslides: Analysis and Control*». Transp. Res. Board, Spe. Rep., Nat. Acad. Sci., Washington DC, **176**: 11-33, Washington.

Vigna B. (1997) - *Su Anzu: la situazione idrogeologica.* Grotte, **125**: 27-30, Torino.

Wasson R.J. (1979) - *Stratified debris slope deposits in the Hindu Kush, Pakistan.* Z. Geomorph., **23**: 301-320, Berlin-Stuttgart.

Westphal M., Orsini J. & Vellutini P. (1976) - *Le microcontinent Corso-Sarde, sa position initiale: données paléomagnetiques et raccords géologiques.* Tectonophysics, **30**: 141-157, Amsterdam.

Wezel F.C. (1982) - *The Tyrrhenian Sea: a rifted krikogenic-swell basin*. Mem. Soc. Geol. It., **24**: 531-568, Roma.

Wezel F.C., Mezzadri G., Chiari R., Gallo F. & Vernia L. (1977) - *Prima descrizione di alcune rocce del substrato del bacino della Sardegna (Mar Tirreno).* Ateneo Parmense, Acta Nat., **13**: 71-92, Parma.

PROGETTO CARG

Wiedmann I. & Dieni I. (1968) - *Die Kreide. Sardiniens und ihre Cephalopoden.* Paleont. It., **64**: 1-171, Pisa.

Yaalon D.H. (1983) - *Climate, time and soil development.* In: L.P. Wilding, N.E. Smeck & G.P. Hall (Eds.): «*Pedogenesis and Soil Taxonomy: I° Concepts and Interactions*». Elsevier, pp. 233-251, Amsterdam.

Yaalon D.H. (1997) - *Soils in the Mediterranean region: what makes them different?* Catena, **28**: 157-169, Amsterdam.

Zattin M., Massari F. & Dieni I. (2008) - *Thermochronological evidence for Mesozoic-Tertiary tectonic evolution in the eastern Sardinia.* Terra Nova, **20**: 469-474, Oxford.

Zinoni A. (1958) - *Microfaune plioceniche del Golfo di Orosei (Sardegna).* Riv. It. Paleont. Strat., **64** (1): 65-74, Milano.

PROGETTO CARG

APPENDIX

PROGETTO CARG

PROGETTO
CARG

PROGETTO CARG

EXTENDED ABSTRACT

INTRODUCTION

Map sheet 500 "Nùoro Est" of the Geological Map of Italy (Carta Geologica d'Italia), 1:50,000 scale, is a contribution to the Progetto CARG (Law n°226/99), based on a convention between the Servizio Geologico d'Italia (ISPRA) and the Regione Autonoma della Sardegna.

The new geological mapping was performed at scale 1:10,000 (using as a topographic base the Regional Technical Map of Sardinia) and reported on the new topographic base IGMI scale 1: 25,000 (Series 25), in which map sheet 500 "Nùoro Est" includes the sections 500 I "Galtellì", 500 II "Dorgàli", 500 III "Oliena", 500 IV "Nùoro Est".

The map sheet covers an area of approximately 630 sq km along the coast of central-eastern Sardinia, inland from the central Gulf of Orosèi; it comprises a small marine area (35 sq km) and a large terrestrial area (about 595 sq km) that lies within the Provinces of Nùoro (municipal territories of Nùoro, Dorgàli, Galtellì, Olièna, Orgòsolo, Irgòli, Lòculi, Lula, Onifài, Orosèi, Orùne) and Ogliastra (Baunèi, Urzulèi).

The terrestrial region is characterized by a mountainous morphology in the north-western, eastern and southern parts, at the outcrops of Late Palaeozoic intrusives (Orùne Plateau; M. Ortobene Massif, 995 m) and Mesozoic carbonates (Supramonte; M. Corràsi, 1463 m, the highest elevation); the landscape is rough, the valleys are deep, often winding and engraved.

Moving eastwards the landscape passes quickly to a medium-low range of rounded hills up to the plains of the Cedrino River valley.

At the NE corner M. Tuttavista (805 m) rises from the plain of Cedrino River overlying basaltic plateaux (known by the local name of "gollèi") placed between Galtellì and Dorgàli and north of Orosèi.

The area facing the sea consists of steep hills forming small NNE-SSW ridges culminating with M. Tulùi (913 m). Along the rocky shores, often overhanging, there are small sandy coves at the mouth of the "codule", a local name for deep valleys that affect the carbonate massifs.

Inselberg or domed structures, tor, spikes, as well as "tafoni", honeycombs, voids and cavities of various size are typical and frequent in areas where granitoids predominate. On the other hand karst landforms dominate the Supramonte, where important geotopes are located, like the Lanaitto valley, Tìscali, Su Sercòne, Campu Donanìgoro and, along the coast, the Grotta del Bue Marino, Cala Luna and Cala Sisìne.

The marine area is strongly characterized by the westernmost branch of the Gonòne–Orosèi Canyon, important regional morphostructure that crosses the eastern continental margin of Sardinia for about 20 km, cutting the continental shelf from the depth of -50 m. The continental shelf has an extremely limited extension (3-4 km) and is deeply engraved by active canyons that cause an evident backing of the canyon head and in some cases lead to the bedrock outcrop.

The climate is typically Mediterranean, with hot and dry summers, and periods of maximum rainfall in autumn and spring. The Cedrino River is the most important waterway; the river mouth is fully included in the adjacent map sheet 501 "Orosèi".

Like the rest of the island, this area also suffers from a perennial water scarcity, despite the presence of a great hydro-geological basin in the Supramonte region, where significantly worthy is the karst spring of Su Gologòne (500 l/min). Two dams interrupt the course of the Cedrino River. The Pedra 'e Othòni Dam and the homonymous lake are located downstream of Su Gologòne Spring, between Oliena and Dorgàli. The Cumbidanòvu Dam is under construction, immediately north of Orgòsolo.

The natural vegetation in altimetrically higher areas consists of forest tree species (as oak and holm oak) and Mediterranean scrub. The areas at lower altitudes are covered with Mediterranean scrub, sometimes degraded by human intervention. In the low hills around the Cedrino River the Mediterranean scrub is often replaced by vineyards and olive grooves.

Production activities are also related to zootechnical activities and tourism resort and, in the plain of Cedrino River, to the extensive cultivation of fruit and horticultural products. Moreover, the southern slopes of M. Tuttavista are home to a significant mining pole, where the Mesozoic limestones of Monte Bàrdia formation are mined for ornamental purposes.

PROGETTO CARG

The coastal area is very urbanized only at the seaside resort of Cala Gonòne, but as a whole it has preserved its natural characteristics, with coastal sites of great natural interest, such as Cala Luna, Cala Sisìne, Cala Cartòe.

Furthermore many Protected Natural Areas are comprised in the map sheet "Nuoro Est", like the Natural Monuments of the Gollèi basaltic plateau, the Su Suercòne karst sinkhole, the Su Gologòne karst spring, the Baunèi-Dorgàli coastal caves; the Gennargentu and Orosèi Gulf National Park; the pSICs "Supramonte di Olièna, Orgòsolo e Urzulèi" and "Golfo di Orosèi".

GEOLOGICAL OUTLINES

In the map sheet 500 "Nùoro Est" several rock types outcrop, related to the Palaeozoic metamorphic basement and Late Palaeozoic granitoids, as well as to sedimentary and volcanic successions, not metamorphic, Permian, Mesozoic, Paleocene-Eocene, Pliocene and Quaternary in age.

The first geological studies in the area were carried out by Alberto Ferrero De La Marmora (1857; 1860) during his historic "Voyage en Sardaigne", built in stages between 1819 and 1857. The first studies on the paleontological material he collected was conducted by Meneghini and published in 1857. Other important contributions to stratigraphy of eastern Sardinia date back to the 1800s and early '900.

Researches and related publications, especially for Permian, Mesozoic and Cenozoic successions, become frequent in the second half of the 20th century. For comprehensive lists of scientific papers refer to Taricco & Sotgia (1922), Maxia (1941), Segre (1964), Nicosia (1968), Cocozza *et alii* (1974), Barca *et alii* (1984) and, more recently, Carmignani *et alii* (2001b), Barca & Cherchi (2004), Jadoul *et alii* (2008). Finally, particularly relevant for the geological mapping is the work produced by Progemisa S.p.A. in 2009 as part of the "Regional Landscape Plan of Sardinia".

Stratigraphy

Palaeozoic metamorphic basement

The Palaeozoic basement outcrops into two sets based on the position with respect to the Tertiary Nùoro Fault, which runs through the whole Sardinia with about N60 direction intersecting the NW side of the map.

The metamorphic rocks outcropping S of both Nùoro and Cedrino faults have been attributed to the Barbagia Tectonic Unit of the Inner Nappe Zone and are mapped as *Gennargentu Grey Phyllites* (GEN), irregular alternations of quartzitic to micaceous metasandstones; quartzites and metarkoses; quartzitic grey-blackish phyllites; azoic. Due to the complex Variscan structures (multiple gene-

PROGETTO CARG

rations of isoclinal folds and complex tectonic laminations) the original thickness cannot be evaluated; a thickness of more than 2000 m is probable; ?Cambrian - ?Lower Ordovician.

Other minor outcrops are referred to the *Monte Santa Vittoria formation* (SVI), ?Upper-Middle Ordovician intermediate metavolcanics and metaepiclastites a few metres thick on outcrop near Galtellì, and to the *Arcu Correboi Marbles* (ARR), ?Cambrian-?Devonian marbles sometimes dolomitic with rare foliate metalimestones, calcschists and metasiltstones, apparent thickness about 100 m, S of Oliena village.

The metamorphic rocks outcropping N of both Nùoro and Cedrino faults are part of the medium grade metamorphic complex ("greenschist-amphibolite facies metamorphic complex"). They have been attributed to the formation of *Lula Phyllites* (LUL), made by phyllites, carbonaceous phyllites, metasiltstones and metapelites, quartzites and subordinate quartzitic to micaceous metasandstones. In the northernmost region rare intermediate to acidic porphyroclastic metavolcanics, metaepiclastites and quartzites (LUL_a) also outcrop, in uprooted chevron synformal folds. Rare listed marbles and metalimestones (LUL_b), azoic, are also present in thin levels and lenses. Intense deformation and regional metamorphism do not allow to assess the original thickness; the apparent one is about two thousand meters; ?Middle-Upper Ordovician - ?Silurian.

Late Palaeozoic granitoids and dyke system

The medium grade metamorphic basement is intruded by Late Variscan granitoids. The set of geological, chemical, petrological and structural data has allowed to define seven intrusive units. Each intrusive unit is characterized by its own geometry, compositional and structural aspects, history of emplacement. The oldest Monte 'e Senes Intrusive Unit (ESE) and Nùoro I.U. (NUO) are strongly structured granodiorites followed by a group of almost coeval granodiorites, mapped distinctly as Orgòsolo I.U. (ORG), Benetutti I.U. (BTU), Fonni I.U. (NNI). These five intrusive units are essentially metaluminous granodiorites and are intruded by the strongly peraluminous Monte San Basilio I.U.. The metaluminous monzogranites of the Monte Ortobene intrusive unit (OBN) complete the intrusive sequence.

The *Monte 'e Senes intrusive unit* (ESE) outcrops in the north-central edge but even more extensively (about 100 sq km) to the N, in map sheets 482 "Bitti" and 483 "Siniscola". The oldest facies of this intrusive sequence outcrops in this map. It is described as Facies Punta Colòvros (ESE_a), tonalitic granodiorites with marked oriented texture and strong planar structure.

The *Nùoro intrusive unit* (NUO) outcrops in a total area of about 80 sq km of which only 7 square kilometers affect the map sheet "Nùoro Est", wih the Facies Punta S.Onofrio (NUO_{2a}), biotite-amphibole granodiorites, locally tonalitic, with a strongly oriented texture due to magmatic flow.

PROGETTO CARG

The *Orgòsolo intrusive unit* (ORG) occupies 50 square kilometers mainly between Orgòsolo and Olièna and even S of Dorgàli; it is basically a granodiorite unit with a clear basic-to-acid trend; in this map sheet four distinct lithofacies have been mapped.

The *Benetutti intrusive unit* (BTU) occupies approximately 400 sq km between Benetutti, Orùne, Buddusò and Pattada, and has its greatest development outside. In the westernmost edge of map sheet 500 "Nùoro Est" only the Facies Orùne (BTU_a) outcrops, made by strongly inequigranular biotite monzogranitic granodiorites, locally tonalitic, bearing a well oriented texture due to magmatic flow.

Even the *Fonni intrusive unit* (NNI) has its main development (about 170 sq km) outside. In the southernmost edge of map sheet 500 "Nùoro Est" only the Facies Pratobello (NNI_a) outcrops, made by inequigranular biotite monzogranitic granodiorites bearing a well oriented texture due to magmatic flow. The BTU and NNI intrusive units are lithologically very similar and roughly coeval but never go to contact each other.

The *Monte San Basilio intrusive unit* (BLA) occupies about 250 sq km from N of Orosèi westward to the region of San Basilio-Sòlogo-Isalle up to the Ottana Plain, far beyond the limits of the map sheet "Nùoro Est". Its strong peraluminous chemism is highlighted by the presence of cordierite, andalusite and sillimanite. According to geographical distribution, intrusive character, geometry of bodies, petrographic and structural differences, three subunits are identified.

The *Monte Isalle intrusive subunit* (BLA_1), the largest one, occupies a wide band arranged approximately ENE-WSW, in north-central and western areas. It is basically a peraluminous granodiorite subunit with a clear basic-to-acid trend; in map sheet "Nùoro Est" five distinct lithofacies have been mapped. The most characteristic and extended is Facies Sa Mèndula (BLA_{1b}), made by cordierite granodiorites, two-mica and andalusite bearing, with rare sillimanite, locally inequigranular for pinite aggregates pseudomorphic on cordierite in tabular phenocrystals up to 3-4 cm in size; the texture is moderately oriented due to magmatic flow.

The *Cantoniera Lardìne intrusive subunit* (BLA_2) outcrops in the NW corner confined to the south by the Nùoro Fault. It is basically a peraluminous monzogranite subunit; the texture is moderately oriented due to magmatic flow.

The *Oddoène intrusive subunit* (BLA_3) outcrops in the Oddoène Valley, near Dorgali- It is basically a peraluminous monzogranite subunit with a marked leucocratic tendency; the texture is moderately oriented due to magmatic flow.

The *Monte Ortobene intrusive unit* (OBN) occupies 175 sq km in three distinct ranges S of the Nùoro Fault, respectively: east of Nùoro in the surroundin-

PROGETTO CARG

gs of M. Ortobene; to the west around Olzài village; eastward of map sheet "Nùoro Est" between Irgòli and Capo Comino. According to geographical distribution, intrusive character, geometry of bodies, petrographic and structural differences. three subunits are identified. Only the *Olzai intrusive subunit* (OBN_2) outcrops to the west, outside the map sheet "Nùoro Est".

The *Su Redentore intrusive subunit* (OBN_1) outcrops in the surroundings of M. Ortobene. It is basically a metaluminous monzogranite subunit with a clear basic-to-acid trend; in this map sheet six distinct lithofacies are mapped. The most characteristic and extended is Facies Caparedda (OBN_{1b}), made by inequigranular biotite monzogranites bearing a well oriented texture due to magmatic flow.

The *Irgòli intrusive subunit* (OBN_3) outcrops extensively in neighbouring map sheets 482 "Bitti" and 483 "Siniscola"; in map sheet 500 "Nùoro Est" it occupies some square kilometers in the NE corner.

The Late Palaeozoic dyke system is well represented in this map sheet, where it is characterized by a large variety of rock types, a broad compositional range and complex relationships with host rocks. Five lithofacies are mapped: *microgranites* (mg) and *granitic porphyries* (fp) in stocks and dykes, *aplopegmatitic* (fa) and *mafic* (fb) *dykes*, *hydrothermal quartz dykes* (fq).

Late Palaeozoic to Holocene

A Late Palaeozoic volcano-sedimentary succession outcrops eastward of Galtellì village, in the northern slopes of M. Tuttavista. A grey to reddish-purple heterometric polymictic conglomerate (*Poligenic conglomerate*, LUD_a), a few meters thick, is covered by the *Castello Ponies Rhyolites* (RCP), varicoloured pyroclastic flow deposits, from welded to densely welded, rhyolitic to dacitic in composition. The total thickness is around 100 m. K/Ar radiometric datings on the volcanics display an age of 284 +- 15 My, referred to Lower Permian.

A Mesozoic sedimentary succession aged from the Middle Jurassic to the Upper Cretaceous outcrops in the Supramonte region and in the western side of M. Tuttavista. It is possible to distinguish, from bottom to top:

Genna Selòle formation (GNS), quartz conglomerates and breccias, in poor quartz arenaceous matrix, and medium to coarse grained quartzarenites. Middle Jurassic (Bajocian - Bathonian);

Dorgàli formation (DOR), dark grey dolostones and dolomitic limestones, arenaceous-conglomeratic dolostones at the bottom, rare yellowish vuggy dolostones. Middle Jurassic (Bathonian - Callovian) - ?Lower Cretaceous (?Lower Berriasian);

Monte Tulùi formation (TUL), calcarenites and calcirudites, ooidic and bioclastic, with frequent crinoid remnants and rare small bioconstructions; to the

PROGETTO CARG

top, lutitic-sandy limestones with siliciferous nodules, and oolitic-bioclastic calcarenites; abundant fossil remnants. Upper Jurassic (Oxfordian - Lower Tithonian);

Monte Bàrdia formation (BRD), bioclastic sandy-to-ruditic limestones with small bioconstructions, gastropods, bivalves; ooidic sandy-to-ruditic limestones and calcilutites. To the top, calcilutites with bioturbations and mud cracks, intraformational calcareous breccias with dark calcilutitic intraclasts ("black pebbles"), calcarenites marls and marly limestones ("purbeckian" facies) (BRD_a). Upper Jurassic (Upper Tithonian) - Lower Cretaceous (Lower Valanginian).

Lanaitto formation (LAU): in the northern sectors, alternations of oolitic-bioclastic calcareous sandstones, calcilutites and fine grained calcarenites ("urgonian" facies); to the top, glauconitic calcarenites. In the southern sectors, marly limestones and marls, siliciferous; fine grained bioclastic calcarenites, slightly glauconitic; glauconitic-phosphatic breccias in calcilutitic matrix; to the top, fine grained bioclastic calcarenites and siliciferous calcilutites. Lower Cretaceous (Upper Valanginian - Lower Albian);

Gorropu formation (GPU), bioclastic calcarenites and calcilutites, fine grained, weakly cemented. Marls and calcareous marls with abundant planktonic faunas ("craie"); rare turbidite sandstones. At the bottom, calcareous conglomerates, richly fossiliferous, with glauconitic, siliciferous, and phosphatic clasts. Lower Cretaceous (Upper Albian) - Upper Cretaceous (Lower Santonian).

A Cenozoic sedimentary succession outcrop both in the Supramonte region and in the sorroundings of M. Tuttavista; it is possible to distinguish, from bottom to top:

Monte Cardìga formation (FMC), sandy and clayey bioclastic limestones, calcareous sanstones and calcarenites, silty marls, with abundant macroforaminifers (nummulitidae, alveolinidae), gastropods, bivalves, echinids, related to a littoral marine environment (FMC_p). Lower Eocene (Upper Ypresian);

Cùccuru 'e Flores Conglomerates (CUR), heterometric polygenic rudites with up to plurimetric blocks, subordinate intercalations of blackish sandstones and calcilutites, abundant reworked fossil remnants. ?Middle Eocene (?Middle Lutetian) - ?Lower Miocene (?Aquitanian).

Pleistocene basalts (Gollèi Basalts - BGO) with fluvio-lacustrine a the base and interbedded terrigenous sediments (Nuraghe Casteddu formation - NCA) outcrop extensively in the northeast. Pleistocene sediments were mapped in central and eastern parts, while Holocene deposits outcrop widely.

Nuraghe Casteddu formation (NCA) is a sedimentary unit interbedded within or under the Gollèi basalts. At the bottom it is characterized by gravels, sandy gravels, subordinate coarse grained sands, locally silty sands and pelites, poorly cemented and clinostratified, related to transitonal environment (del-

PROGETTO CARG

ta-conoid). At the top, alluvial pelites, sands and gravels badly cemented are prevalent; in the pelitic levels, remnants of pulmonate gastropods and micromammalians (Gliridae) are also present. The thickness on outcrop is up to 30 m. The age is attributed to the Upper Pliocene (Piacenzian) - Lower Pleistocene (Calabrian).

Gollèi Basalts (BGO), basalts, sub-alkaline, alkaline to transitional, in alternations of prevalent grey, massive, locally vesiculated lavas and rare pyroclastic products; volcanic slags and ash basaltic in composition related to volcanic cones (Facies Nuraghe Su Cungiadu, BGO_a) as well as dykes (Facies Biristeddi, BGO_b); pyroclastic (base surge) mostly cineritic stratified thin deposits near rio Osalla (Facies Rio Osalla, BGO_c). Ar/Ar radiometric datings display an age of 2,38 +- 0,06 Ka - 2,23 +- 0,04 Ka, referred to the Lower Pleistocene (Calabrian).

Cedrino synthem (CDN) is attributed to Upper Pleistocene, it comprises two subsynthems. The *Cala Luna subsynthem* (CDN_1), the oldest term (also known as "Panchina tirreniana" *Auct.*), is made by medium to fine gravels and quartzitic sands, subordinate fine sands and massive silts, with abundant marine fossile remnants. The *Abba Meica subsynthem* (CDN_2) is made by alluvial fan gravels and sands (CDN_{2a}), eolian sands and sandstones (CDN_{2b}), debris slope deposits like "éboulis ordonnées" and heterometric non-stratified debris slope detritus (CDN_{2c}), landslides deposits sometimes with hectometer sized blocks (CDN_{2d}).

The Holocene deposits are mapped within one large unit, with sub-units based on depositional environment and their activity status, precisely *terraced alluvial deposits* (b_n), *landslides deposits* (a_1, a_{1a}), *debris slope deposits* (a), *eluvial and colluvial deposits* (b_2), *beach deposits* (g_2), *pond deposits* (e_5) and *fluviatile deposits* (b) as well as deposits of anthropic origin (h).

Tectonics

Variscan tectonics

The metamorphic basement mapped in map sheet "Nùoro Est" is part of the Sardinian segment of Variscan Chain; it is located at the boundary between the Inner Nappe Zone to the south and the Medium Grade Metamorphic Complex to the north.

The tectonic evolution of the Sardinia Variscan basement is well known and two main deformation phases are identified; the older one (D1-D2) is a phase of shortening connected to continental collision, the younger one (D3) is a post-collisional extensional phase. In this map sheet the discontinuity of the outcrops and the presence of granitoid intrusions not even facilitates the attribution to each phase of the mapped structural elements. Moreover it is likely that even in this

PROGETTO CARG

area, as for the whole Sardinian Variscan Chain, both shortening and extensional phases have had a complex evolution due to progressive deformation. Folds, thrust faults, foliations, and elongation lineations have been mapped in both metamorphic complexes.

D1 e D2 structures

The prevailing pervasive foliation in outcrop is a S_2, as sometimes a previous tectonic foliation S_1 can be observed in microlithon; the transposition of S_0 was probably total. The S_2 is typically a slaty cleavage in phyllites, but it becomes a real schistosity in coarser lithologies, with important blastesis of Ms and Bt, especially in Lula Phyllites. The D2 folds are strongly non-cylindrical, very closed until isoclinal with pointed hinges; their axial planes are generally sub-horizontal and the axes very little inclined. The folding style is asymmetrical and isoclinal. The presence of two foliations S_1 and S_2 as well as the absence of S_0 also makes it important the phenomenon of transposition at all scales.

D3 structures

The foliation S_2 is folded by D3 folds, which generally have very inclined axial plane and a not continuous foliation (crenulation cleavage). The D3 folds hinges are sharp in fine grained lithologies and rounded in coarser ones. They can be observed on outcrop both at metric and decametric scale. Kilometric antiformal structures have not been observed, probably due to the complex history of granitoid intrusion which has influenced the geometry of the Palaeozoic basement.

Late Variscan granitoids tectonics

A regional structural anisotropy surface is clearly evident all over the Sardinia-Corsica Batholith; it is marked by feldspar megacrysts, amphiboles and biotites, melanocratic enclaves, schlieren, arranged in parallel surfaces. The planar anisotropy indicates the magma flow surface during pluton emplacement. It generally develops in conditions of magmatic flow, as evidenced by the absence of internal deformation of minerals, by isotropic textures of quartz aggregates, by the absence of microstructures illustrating a solid state deformation (S-C planes, quartz ribbons, *etc.*).

In map sheet "Nùoro Est" planar anisotropy induced by magmatic flow is evident in metaluminous granodiorite and monzogranite facies, while it becomes less recognizable in leucogranite terms. It is arranged in a very articulate trend, with prevailing directions between N120 and N150 (regional "variscan" direction) plunging to ENE, rarely towards WSW, at high inclinations (40°-70°). Only

PROGETTO CARG

the peraluminous Monte San Basilio intrusive unit shows a distinctly different trend, although in magmatic flow regime; the flow plans are oriented about N60, subvertical, subparallel to the contact between this unit and the host metaluminous granodiorite complex.

Another exception concerns the metaluminous granodiorite Facies Punta Colovros (ESE_a), that shows a planar anisotropy about N140, dipping NE of 40°-50°, subparallel with schistosity of metamorphic country rocks. This anisotropy shows conditions of variable internal deformation by magmatic flow to solid state flow deformation at high temperature. The variability is associated with the emplacement near active ductile shear zones linked to the Late Variscan post-collisional tectonics.

Worthy of note is also the geometry of magmatic flow plans in metaluminous monzogranites of Monte Ortobene intrusive unit; the regional "variscan" direction N120-150 is often associated with E-W and N-S directions, thus showing a clear tendency to link up to form closed geometries, in strict correlation with the emplacement of the lithofacies making up the unit.

Cenozoic tectonics

In the Tertiary deformation pattern of central-northern Sardinia, the map sheet "Nùoro Est" is located among the north-eastern Sardinia sector, strongly characterized by NE-SW strike-slip faults as the Nùoro Fault, and the central-eastern Sardinia area of "Tacchi", only weakly deformed.

The strike-slip structures are important structural features that outcrop extensively in many areas of the Mesozoic cover, as M. Tuttavista and especially the Supramonte region, where also low angle transtensive structures have been identified and described for the first time. Strike-slip movements are well established by the kinematic indicators in cataclasites of these faults, the relationship between the axes of en echelon folds and strike-slip faults, as well as displacements marked by dyke systems. Compressive components are often associated.

The strike-slip structures are sinistral NE-SW and dextral E-W oriented faults, with subordinate vertical reverse components; these faults are also associated with fold structures with different directions of the axial plane. The NE-SW strike-slip faults, emerging in the western sector of the map, south of the Nuoro Fault, assume an arcuate shape gradually turning from NE-SW to N-S. This change follows the same arcuate shape anisotropy of the underlying Variscan basement, reactivated during the Tertiary. Other minor fault systems affect both the Palaeozoic basement and Mesozoic cover with different orientations (NW-SE and NNE-SSW). Both fault systems and fold systems can be described:

Low angle transtensive faults, sinistral strike-slip faults with normal component, marked by cataclastic breccias (P.ta Cusidòre, M.Corràsi);

NE-SW sinistral transpressive faults, the most important Tertiary fault system.

PROGETTO CARG

The kinematic indicators are S-C planes in cataclastic foliated bands, subhorizontal slickensides as well as crystallization of calcite fibers in the fault planes. The most important and best known structure is the Nùoro Fault; other smaller ones are the Oddoène Fault, the Tìscali Fault, the Sòvana Fault, the P.ta Su Erulargiu Fault, the M. Osèli Fault;

E-W dextral strike-slip faults, important structural lineaments that show dextral transcurrent kinematics with reverse fault components. The Cedrino Fault, the S. Giovanni Fault, the Preda 'e Littu Fault and other structures immediately N and W of Oliena village belong to this fault system;

NNE-SSW normal faults, produce long morphological lineations, also very evident from aerial photos; they display sinistral strike-slip kinematics with associated normal components;

NW-SE normal faults, minor structures, with normal kinematics, locally associated with dextral strike-slip movements;

Folds related to NE-SW strike-slip structures; they are confined within discrete bands limited by strike-slip faults, displaying en echelon pattern. The most important structure is the Lanaitto Syncline, with N060 axis and NW dipping axial plane; its northern flank is overturned. A set of combined anticlines (Tìscali Anticline, P.ta Gutturgius Anticline) and synclines (Doronè Syncline, M.Tundu-M.Corallinu Syncline, Gorròpu Syncline south of the sheet) characterizes the Supramonte region;

P.ta Cusidòre and M. Tuttavista structures, systems of folds and thrust faults with weak strike-slip component, located within wedges at the intersection of NE-SW and E-W strike-slip faults.

The Cenozoic tectonic evolution of this area is therefore much more complex than known so far. The oldest Tertiary structures appear to be low angle transtensive faults, followed by thrust faults and related folds (P.ta Cusidòre and Sa Fraigàda) which partly seems to reactivate the same transtensive faults by inverting them. The E-W dextral strike-slip structures are probably linked to the development of these folds and thrusts. All these structures are displaced by the NE-SW sinistral strike-slip faults, which are the most common structural elements in the area.

Currently there are no specific constraints, based on irrefutable biostratigraphic and radiometric data, to establish exactly the age of this tectonics. If we rely on stratigraphic relationships the tectonic activity can be assumed as younger than Lower Eocene and older than Lower Miocene (Burdigalian?).

PROGETTO SARG

MARINE GEOLOGY

The continental shelf of map sheet "Nùoro Est" covers a very limited area and is deeply incised by active canyons; the main system is Gonòne-Orosèi. The continental slope developes from about -120 to -1800 m with dip ranging between 5° and 13°.

The Gonòne-Orosèi Canyon cuts the "Sardo" Continental Margin for about 20 km; it affects the continental shelf from the depth of about -50 m and the slope from about -500 m. The main Gonòne branch begins about 1 Mn from the coastal resort of Cala Gonòne. The heads of the two minor branches are located: the first one about 2 Mn to north, in front of the cave of Biddiriscottai; another one a few miles south, just east of Cala Luna.

At the base of the slope, eastword well outside the Sheet, the various canyons join in a single set of very narrow levee channels that at depth of -1800 m form a single well-defined channel. The heads of the canyons show a clear regressive trend associated with submarine landslides (creep and slumping).

This trend, in some cases, allows substrate outcropping. The maximum depth of the canyons (thalweg) just east of the study area is about 200 m and the width, at depth of -500 m, is about 8 km.

Concerning the stratigraphy of marine deposits, only Holocene deposits were mapped, referred to the different environments, as follows:

Anthropic deposits: artificial beach nourishment deposits (hr) of coastal beaches, brushes and underwater barriers, composed of medium-coarse granitic to calcareous sands;

Littoral environment: *Cliff foot deposit* (g_{15}), blocks of Mesozoic limestones produced by the collapse of the cliff behind; they are the first band of debris at sea, often colonized by *Posidonia oceanica*. *Submerged beach deposit* (g_8), medium-to-fine quartz-feldspathic sands, related to the proximal submerged beach. *Bioclastic deposit* (g_{12}), fine grained sands, sometimes medium-to-fine, with bioclastic component more than 50%, related to the distal and intramatte beaches;

Shelf environment: *Marine phanerogams prairie* (g_4), that extends continuously from -5 to -30 m depth, with various sized intramatte made by exclusively bioclastic coarse sands. *Bioclastic deposit* (g_{12}), bioclastic coarse sands and fine gravels that border the phanerogams prairie outer boundary; gravels are made by calcareous algae concretion (up to 4 cm) referred to maerl, pralines and rhodoliths facies. *Intermediate shelf deposit* (g_{20}), fine grained to silty sands, present up to -100 m depth; *External shelf deposit* (g_{21}), silts and pelites, whose thickness progressively decreases near the shelf boundary, where creep and slumpings are evident;

Continental slope environment: *Continental slope deposit* (m_2), silts and

PROGETTO CARG

pelites, calcareous muds at depth, with abundant foraminifera microfauna. They cover the walls of the canyons near the continental shelf boundary; creep and slumpings are also evident in this area.

Even submarines rock outcrops have been mapped. They are the natural continuation of the rocky cliffs, along the entire Gulf of Orosèi; they are attributed to the Mesozoic limestones. Otherwise, isolated outcrops, mainly in front of Cala Gonòne and Cala Luna, around -50 m above sea level, are largely attributed to Pleistocene basalts.

GEOMORPHOLOGY

Map sheet "Nùoro Est" covers an extremely varied and articulated territory, characterized by a set of landforms, heterogeneous by type and evolution, that generates peculiar morphologies among the most characteristic of Sardinia. Within this area six major landscape units have been recognized:

1) Coastal carbonate slope of the Gulf of Orosèi;
2) Carbonate plateau of the Supramonte;
3) Trough of the Flumineddu River (Oddoène Valley);
4) Plateau modeled on the Palaeozoic crystalline basement;
5) Eruptive centers, plateaux and lava morphologies;
6) Floodplains (Cedrino River and tributaries) and adjacent terraced deposits.

The map sheet includes part of the Karst area of Supramonte, one of the most intact and wild ones in the Mediterranean, with plenty of cave sites and places of scientific interest of international renown. The karst topography of these areas, apart from the first pioneering works, has been studied since the late 60s of the twentieth century. Till today only 10% of the existing underground sites has been explored, but the general framework of the speleogenetic evolution is quite established.

The presence of caves in the large carbonate areas of map sheet "Nùoro Est" is known since ancient times, as the earliest traces of human presence in the caves date back about 12,000 years ago (Grotta del Bandito Corbeddu, near Oliena). The karst system of Grotta Su Bentu - Sa Oche, the Grotta del Bue Marino, the Grotta di S. Giovanni Su Anzu - Ispinigòli, the karst system of Monte Coazza are reported among the biggest and deepest cave systems.

The carbonate rocks of Supramonte show a wide range of typical surface forms of karst areas, both microforms and macroforms. The caves contain a wide variety of speleothems, from common stalactites, stalagmites, columns and castings, sails, stalagmite tanks, to the less known pisolites (or cave pearls), cannulas, eccentrics, coralloids and other rarer ones. Some caves are so rich in speleothems to be considered as "monumental caves" (Grotta di Elighes Artas, Grotta di Tìscali).

PROGETTO CARG

APPLIED GEOLOGY

Economic geology: quarrying activity

Since the early '60s quarrying activity started on the southern and eastern slopes of M. Tuttavista thereby starting the "Marmo di Orosèi" mining district. In this area the Mesozoic limestones of the Monte Bàrdia formation are quarried for ornamental use and are sold under the trade name of "Biancone Tirreno". The reservoir extends for about 300 ha, with 500 m average thickness. Currently several quarries are active on about 35 ha, thus up to now only 6% of the reserves has been quarried.

Hydrogeology

In the map sheet "Nùoro Est" five different hydrogeologic complexes are distinguished.

The *Palaeozoic metamorphic hydrogeologic complex* is characterized by low permeability; aquifers are related to fracturing and are very superficial; the sources are rare and with limited capacities.

The *Late Palaeozoic granitoid hydrogeologic complex* displays a very low permeability in unaltered rocks that increases in fractured and/or altered areas. The sources are quite common but with limited capacities.

The *Mesozoic carbonate hydrogeologic complex* has a medium to high permeability due to fracturing and consequent karst phenomena. Two very important karst aquifers can be identified. The karst aquifer of the Supramonte of Dorgàli and Baunèi extends along the east coast; the groundwater flow is generally directed from W and SW towards E and NE; fresh water coming out of the system are dispersed in the sea in the Gulf of Orosèi (Emerald Lake, Cala Luna Subsea Spring). The karst aquifer of the Supramonte of Oliena and Orgòsolo constitutes a single hydrostructure, with the main springs located along its northern edge (Su Gologòne, S. Pantaleo, S. Giovani Su Anzu), largely captured for potable use.

The *Pleistocene basaltic hydrogeologic complex* has a low permeability for fracturing, with zones of concentrated permeability only at the contact between different flows or in the interbedded sediments of the Nuraghe Casteddu Formation.

The *Quaternary alluvial hydrogeologic complex* is relevant only in the plain of Galtellì, where fluviatile deposits of the Cedrino River have significant thickness and display high permeability due to primary porosity. As for the other Holocene deposits, colluvial-eluvial deposits are characterized by medium permeability. Both fluviatile and colluvial-eluvial deposits host phreatic aquifers with medium-to-low productive interest just for agricultural and zootechnical activities.

PROGETTO CARG

PEDOLOGY

As regards the pedological characters, six different pedological units can be described.

Soils of the Palaeozoic metamorphic basement and *Soil of Granitoids* outcrop widely; rocky outcrops are prevailing and the soil has a very poor thickness and low or modest pedogenetic evolution.

Soils of the Late Palaeozoic volcano-sedimentary succession outcrop only in the NE corner; they display similar characters to the previous ones.

Soils of the Mesozoic carbonate sedimentary succession outcrop in the Supramonte and M. Tuttavista. They are characterized by a relevant content in carbonates and display discrete pedologic variability. Soils with poor pedogenetic evolution and limited depth prevail at the top of the slopes. Most advanced soils mark the base of the slopes, displaying more thickness and an increase in silica content. Soils characterized by pronounced rubefaction phenomena are also present; they are typically related to karst processes and often represent real paleoclimatic evidences.

Soils of the Plio-Pleistocene volcano-sedimentary succession outcrop in the eastern side. They are of particular interest due to the excellent pedological characters; usually they are fertile soils, favorable to a specialized agricultural use.

Soils of the Quaternary deposits display many pedological types due to very heterogeneous substrates, marked morphological variability and strong anthropic influence ("anthropogenic soils"). In spite of these difficulties they represent the most interesting substratum for the high value intensive agricultural resource, as developed in the Cedrino plain.

LANDSLIDE RISK

Many areas of the map sheet "Nuoro Est" are affected by landslides due to collapse or overturning or rockfalls at the base of steep slopes in granitoid or carbonate outcrops and basaltic plateaux. The edge of the escarpment of the Supramonte of Dorgàli along the SS.125, the northern slope between Punta Cusidòre and the village of Oliena, the western slope of M. Corràsi, various sites of M. Ortobene, are to be reported especially.

Areas affected by hydraulic instability phenomena are also present, due to Cedrino River and tributaries. The Oròe region (E of Oliena) and the Galtellì plain, between Bartàra Bridge and Onifài Bridge are to be mentioned particularly. During intense climate events Cedrino River often overflows and its waters inundate the entire Galtellì plain leading to very considerable damages.

In the period 1930-2013 20 major floods are reported, causing very considerable damages. In order to prevent the disastrous effects of flooding the Cedrino River was the subject of structured interventions since the 60s, with articulated

PROGETTO CARG

systems of works such as dams (see above), coatings river banks and bottom sills, works at the entrance of the tributaries.

Nature Protection Areas

Many Nature Protection Areas, like the Natural Monuments of the Gollèi basaltic plateau, the Su Suercòne karst sinkhole, the Su Gologòne karst spring, the Baunèi-Dorgàli coastal caves; the Orosèi Gulf National Park; the pSICs "Supramonte di Olièna, Orgòsolo e Urzulèi" and "Golfo di Orosèi", are comprised in the Map sheet 500 "Nùoro Est". All of them as well as the entire southern sector of the Map Sheet are part of the Gennargentu National Park, a wide area of approximately 74,000 ha developed between the Gennargentu Massif and the Gulf of Orosèi, in central-eastern Sardinia.

The Gennargentu National Park has a complex and troubled administrative history. In fact it was established in 1998 but in 2008, following repeated protests by the local populations due to various reasons, a ruling by the Regional Administrative Court annulled the institutional decree. Currently, in the absence of the Park and waiting for a renewed decree, there is a pilot project "Supramonte", shared with the populations of Dorgàli, Olièna and Orgòsolo, within the territories managed by the Sardinian Forest Authority, which covers an area of approximately 15,510 ha.

Noteworthy, a landscape that is never the same (an alternation of hills, pastures, rocks, canyons, valleys, forests, woods, beaches, cliffs overlooking a sea of unique colors), flora (large area are dominated by a primary holm oak forest, that is never interested by "anthropic" interventions) and fauna (with endemic species exclusive of Sardinia). Important archaeological sites are also preserved: the Corbeddu cave (which has restored the oldest human bone remains of Sardinia, attributed to the Lower Paleolithic), the Nuragic villages of M. Tìscali (almost intact deep within a doline) and Sa Sedda 'e sos Carros (with a sacred area annexed), the rocky graffiti of the Grotta del Bue Marino (date back to the Neolithic period). Pre-Nuragic (domus de janas, dolmen, menhir) and Nuragic monuments (nuraghi, villages, sanctuaries, giants' tombs) abound in the remaining territory.

PROGETTO CARG

PROGETTO CARG

LEGEND OF GEOLOGICAL MAP

QUATERNARY DEPOSITS OF THE MARINE AREA

HOLOCENE DEPOSITS

Littoral environment

Cliff foot deposit (**g_{15}**)

Blocks of Mesozoic limestones (up to 6 m in diameter) produced by the collapse of the cliff behind. They are the first band of debris at sea, often colonized by *Posidonia oceanica* (**g_4**). *HOLOCENE*

Submerged beach deposit (**g_8**)

Medium-to-fine quartz-feldspathic sands (Mz= 260-220 μm). Near the coast, medium-coarse limestone-dolomite sands, locally also heterometric gravels. Bioclastic component (fragments of gastropods, echinoids, bivalves) less than 30%. Recurring linear ripples. Proximal submerged beach (up to the depth of -4 m). *UPPER HOLOCENE*

Bioclastic deposit (**g_{12}**)

Fine grained sands, sometimes medium-to-fine (Mz= 210-190 μm). Bioclastic component (fragments of bivalves, gastropods, echinoids) more than 50%; asymmetrical ripples slightly pronounced and intense bioturbation. Distal submerged (up to the depth of -11 m) and i*ntramatte* beach. *UPPER HOLOCENE*

Shelf environment

Marine fhanerogams prairie (**g_4**)

Posidonia oceanica prairie extends continuously from -5 to -30 m depth. Its rhizomes (*matte*, about 1.5 m maximum high) rest either on sand or on bedrock. Various sized *intramatte,* made by exclusively bioclastic coarse sands (Mz= 1000 μm), are very diffused. *UPPER HOLOCENE*

Bioclastic deposit ($\mathbf{g_{12}}$)

Coarse sands and fine gravels (Mz= 2300-500 μm) made by 70% (up to 100%) bioclastic sediment and 30% siliciclastic. Bioclastic component made by fragments of bryozoa, foraminifera, echinoids and bivalves. Gravels, made by calcareous algae concretion (up to 4 cm) referred to maerl, pralines e rhodolites facies. They border the phanerogams prairie outer boundary. Mega ripples and dune fields are also present.

UPPER HOLOCENE

Intermediate shelf deposit ($\mathbf{g_{20}}$)

Fine grained to silty sands (20-30%), (Mz= 100 μm), with bioclastic component up to 50%. They are present up to -100 m depth.

UPPER HOLOCENE

External shelf deposit ($\mathbf{g_{21}}$)

Silts and pelites (Mz<65 μm), show a reduced thickness near the shelf boundary and the head of the canyons and the continental shelf. Evidence of creep and slumpings.

UPPER HOLOCENE

Continental slope environment

Continental slope deposit ($\mathbf{m_2}$)

Silts and pelites (Mz<65 μm), incoherent, in chaotic arrangement, near the continental shelf boundary. Calcareous muds at depth. Abundant microforaminifera faunas. Evidence of creep and slumpings. Maximum thickness about 30 m.

UPPER HOLOCENE

SUBWATER SUBSTRATE

Undifferentiated subwater substrate. They represent the natural extention towards the sea of the outcrop lands (**BGO**, **BRD**, **sri**).

QUATERNARY DEPOSITS OF THE CONTINENTAL AREA

HOLOCENE DEPOSITS

Anthropic deposits (h)

Mining wastes ($\mathbf{h_{1m}}$); industrial landfills ($\mathbf{h_{1i}}$); fill materials (mainly embankments) ($\mathbf{h_{1r}}$). Human manufactured products landfills ($\mathbf{h_{1u}}$); rubbish dump of inert ($\mathbf{h_{1n}}$). Artificial beach nourishment deposits ($\mathbf{h_r}$) of coastal beaches, brushes and underwater barriers, composed of medium-coarse granitic to calcareous sands.

HOLOCENE - PRESENT

Fluviatile deposits (b)

Gravels, from medium to coarse grained, polygenic, prevalent, with subordinate coarse grained sands ($\mathbf{b_a}$); sands prevalent with subordinate fine grained gravels ($\mathbf{b_b}$); silts and clays prevalent with subordinate fine grained gravels ($\mathbf{b_c}$). Observed thickness about 4-5 m. *HOLOCENE*

PROGETTO CARG

Pond deposits (e_5)

Silts and silty clays with a large organic component, sometimes with intercalations of fine sands. Current and sub current swamps, eventually drained. Observed maximum thickness: a few metres. *HOLOCENE*

Beach deposits (g_2)

Littoral sands and gravels grading from medium-fine to coarse grained: quartzitic at Cala Luna, calcareous at Caletta Fuìli. Local accumulation of *Posidonia oceanica* and mollusc remnants (g_{2a}). A few metres of thickness in outcrop.

HOLOCENE

Eluvial and colluvial deposits (b_2)

Fine-to-coarse matrix supported silty-sandy debris, often monogenic, sometimes with interlayered more or less mature soil levels; lenses of angulose gravels. At the base of slopes and in the flat-bottomed small valleys of the plateau. Maximum thickness: 5 m.

HOLOCENE

Debris slope deposits (a)

Chaotic accumulations of polygenic detritus with angular clasts, sometimes partially cemented, and subordinate colluvial sandy-silty levels. In small talus at the base of steep slopes. Maximum thickness: 10 m.

HOLOCENE

Landslides deposits (a_1)

Recent (a_1) and ancient (a_{1a}) landslides bodies with heterometric elements of Palaeozoic granitoids and Mesozoic limestones and dolostones, chaotic, usually cemented. Maximum observed thickness: about 50 m.

HOLOCENE

Terraced alluvial deposits (b_n)

Gravels prevalent, with levels and lenses of cross-bedded sands and fine gravels (b_{na}); sands prevalent, with subordinate silts and fine gravels (b_{nb}); silts and clays prevalent, with secondary sands (b_{nc}). Maximum thickness in out crops: about 7 m. *HOLOCENE*

PLEISTOCENE DEPOSITS

CEDRINO SYNTHEM (CDN)

Abba Mèica subsynthem (**CDN_2**)

Alluvial fan gravels and sands (CDN_{2a}), thickness: up to 20 m; eolian sands and sandstones (CDN_{2b}), thickness: up to 8 m; debris slope deposits like "*éboulis ordonnées*" and heterometric non-stratified debris slope detritus (CDN_{2c}), thickness: up to 10 m; landslides deposits, sometimes with hectometer sized blocks (CDN_{2d}), thickness: up to 100 m. *UPPER PLEISTOCENE*

Cala Luna subsynthem (**CDN_1**)

Marine gravels and sands (CDN_1) ("Panchina tirreniana" *Auct.*). Medium to fine gravels and quartzitic sands, locally coarse gravels with blocks, subordinate fine sands and massive silts, with marine fossile remnants. Maximum thickness: 2 m. *UPPER PLEISTOCENE*

PROGETTO CARG

PLIO-PLEISTOCENE VOLCANO-SEDIMENTARY SUCCESSION

GOLLÈI BASALTS (BGO)

Basalts, sub-alkaline, alkaline to transitional, basaltic andesites and basaltic tracheyandesites, in alternations of prevalent grey, massive, locally vesiculated lavas and rare unwelded pyroclastic products (volcanic slags and ash); frequent rheomorphic ("aa" lavas) and cooling ("pillow" lavas) structures (**BGO**). Volcanic slags and ash basaltic in composition, unwelded, related to volcanic cones (**BGO_a**, Facies Nuraghe Su Cungiadu). Dykes (**BGO_b**, Facies Biristeddi). Pyroclastic (base surge) mostly cineritic stratified thin deposit, weakly welded, at the bottom of the volcanic basaltic succession, near rio Osalla (**BGO_c**, Facies Rio Osalla). Maximum thickness in out crops about 150 m. (Ar/Ar: 2,38±0,06 ÷ 2,23±0,04 My)

LOWER PLEISTOCENE (CALABRIAN)

NURAGHE CASTEDDU FORMATION (NCA)

Sedimentary unit at the bottom and/or interbedded within or under the Gollèi basalts. Bottom: gravels, sandy gravels, subordinate coarse grained sands, locally silty sands and pelites, poorly cemented and clinostratified, related to transitional environment (fan delta). Top: alluvial pelites, sands and gravels badly cemented. In the pelitic levels, remnants of pulmonate gastropods and micromammalians (Gliridae). Maximum thickness in out crop: up to 30 m.

UPPER PLIOCENE (PIACENZIAN) - LOWER PLEISTOCENE (CALABRIAN)

CENOZOIC SEDIMENTARY SUCCESSION

CÙCCURU 'E FLORES CONGLOMERATES (CUR)

Heterometric polygenic rudites (breccias and conglomerates), with elements up to plurimetric blocks, made of Palaeozoic metamorphic and granitic rocks, Mesozoic dolostones and limestones, Eocene sandstones and limestones, Palaeocene limestones (these latter never found on outcrop); subordinate intercalations of blackish sandstones and calcilutites; rare silty-clayey levels (**CUR**). Abundant reworked fossil remnants (Nummulitidae, Alveolinidae). Thickness: over 100 m.

?MIDDLE EOCENE (?MIDDLE LUTETIAN) - ?LOWER MIOCENE (? AQUITANIAN)

MONTE CARDÌGA FORMATION (FMC)

Limestones: sandy and clayey bioclastic limestones, calcareous sandstones and calcarenites, grey-to-brownish, silty marls; subordinate glauconitic calcarenites. Abundant macroforaminifers (Nummulitidae, Alveolinidae), bivalves, algae, gastropods, echinids (**FMC_b**). Thickness: about 40 m. *LOWER EOCENE (UPPER YPRESIAN)*

MESOZOIC SEDIMENTARY SUCCESSION

GORRÒPU FORMATION (GPU)

Whitish bioclastic calcarenites and calcilutites (packstone), fine grained, weakly cemented. Marls and calcareous marls with abundant planktonic faunas (craie); rare turbidite sandstones. At the bottom: calcareous conglomerate, richly fossiliferous, with glauconitic, siliciferous, and phosphatic clasts. Thickness: about 60 m.

LOWER CRETACEOUS (UPPER ALBIAN) - UPPER CRETACEOUS (LOWER SANTONIAN)

PROGETTO CARG

LANAITTO FORMATION (LAU)

Northern sector: alternations of oolitic-bioclastic calcarenites (from packstone to grainstone), calcilutites and fine grained calcarenites ("urgonian" facies); to the top, glauconitic calcarenites. Southern sector: marly limestones and marls, greyish, siliciferous; fine grained bioclastic calcarenites, slightly glauconitic; glauconitic-phosphatic breccias in calcilutitic matrix; to the top, fine grained bioclastic calcarenites and siliciferous calcilutites. Richly fossiliferous, with bivalves, brachiopods, gastropods, ammonitids, belemnitids, echinids, ostreids, corals, foraminifera.

Thickness: about 130 m.

LOWER CRETACEOUS (UPPER VALANGINIAN - LOWER ALBIAN)

MONTE BÀRDIA FORMATION (BRD)

Bioclastic sandy-to-ruditic limestones, with small bioconstructions made by corals and porifers (stromatoporoids and chetetids), gastropods (nerineids), bivalves (diceratids); ooidic sandy-to-ruditic limestones and calcilutites; alternations of calcarenites and calcirudites with small bioconstructions made by porifers; whitish marls and marly limestones, calcilutites and intraformational breccias. To the top, calcilutites (wackestone, mudstone) with bioturbations and mud cracks, intraformational calcareous breccias with dark calcilutitic intraclasts ("black pebbles"), calcarenites (grainstone and packstone), marls and marly limestones ("purbeckian" facies, **BRD$_a$**).

Thickness: about 400 m.

UPPER JURASSIC (UPPER TITHONIAN) - LOWER CRETACEOUS (LOWER VALANGINIAN)

MONTE TULÙI FORMATION (TUL)

Bioclastic calcarenites (grainstone) and calcirudites (rudstone), whitish, ooidic (oolites, oncoides, coated grains), with frequent crinoid remnants and rare small bioconstructions (usually porifers – stromatoporoids and chaetetids - and hexacorals); to the top, lutitic-sandy limestones (mudstone and wackestone up to packstone), brownish to greyish, with siliciferous nodules, and oolitic-bioclastic calcarenites (packstone, grainstone). Abundant fossil remnants (ammonitids, belemnitids, foraminifera, green algae, echinids, corals, porifers, gastropods).

Thickness in outcrop: from about 350 m (M. Tulùi) to a few metres (M. Corràsi, Supramonte di Orgòsolo).

UPPER JURASSIC (OXFORDIAN - LOWER TITHONIAN)

DORGÀLI FORMATION (DOR)

Dolostones and dolomitic limestones, dark grey; at the bottom, arenaceous-conglomeratic dolostones; to the top, reduction of the siliciclastic component; rare yellowish vuggy dolostones.

Thickness in outcrop: from about 350 m (M. Corràsi) to about 100 m (M. Tulùi).

MIDDLE JURASSIC (BATHONIAN - CALLOVIAN) - ?LOWER CRETACEOUS (?LOWER BERRIASIAN)

GENNA SELÒLE FORMATION (GEN)

Quartz conglomerates and breccias, in poor quartz arenaceous matrix; quartzarenites, medium to coarse grained, with yellowish-brownish limonitic bands.

Thickness in outcrop: about 10 m.

MIDDLE JURASSIC (BAJOCIAN - BATHONIAN)

PROGETTO CARG

LATE PALAEOZOIC VOLCANO-SEDIMENTARY SUCCESSION

CASTELLO PONTES RHYOLITES (RCP)

Pyroclastic flow deposits made by lapilli and ash tuffs, varicoloured, from welded to densely welded, rhyolitic to dacitic in composition, medium to fine grained, displaying eutaxitic and vitroclastic textures with plagioclase and biotite phenoclasts; sometimes with marked pseudofluidal structures. Abondant metamorphic xenolites, maximum thickness about 100 m.

(K/Ar: 284 + -15 My: Cozzupoli *et alii*, 1984). *LOWER PERMIAN*

RIO SU LUDA FORMATION (LUD)

Polygenic conglomerate (**LUD_a**): Conglomerates and microconglomerates from grey to reddish-purple, clast supported, heterometric and polymictic; subordinate coarse sandstones and reddish quartzitic microconglomerates; massive, with minute channelized structures, limonite-hematite sandy matrix; azoic.

Thickness in outcrop, less than 5 m.

LOWER PERMIAN (AUTUNIAN)

LATE PALAEOZOIC INTRUSIVE COMPLEX

DYKE SYSTEM

Hydrothermal dykes (**fq**), composed mainly by quartz.

Mafic dykes (**fb**). Lamprophyres spessartite type, texture from subaphyric to weakly porphyritic for prevalent plagioclase and amphibole, subordinate pyroxene, rare olivine, in intersertal to subophitic groundmass.

Aplopegmatitic dykes (**fa**). Aplopegmatites with quartz, K-feldspar, albite plagioclase and rare micas.

Granitic porphyries in stocks and dykes (**fp**). Granitic porphyries, from reddish to whitish, medium-fine grained, with centimetric euhedral K-feldspar, globular quartz, rare biotite and muscovite, in granophyric groundmass. In stocks and dykes, sometimes with oriented texture in the salbands.

Microgranites in stocks and dykes (**mg**). Biotite microgranites, from grey-whitish to yellowish, fine grained to microgranular, sometimes with centimetric whitish euhedral K-feldspar, globular quartz, rare biotite and muscovite, in granophyric groundmass. In stocks and dykes, sometimes with oriented texture in the salbands.

UPPER CARBONIFEROUS - PERMIAN

GRANITOIDS

MONTE ORTOBENE INTRUSIVE UNIT (OBN)

Irgòli intrusive subunit (OBN_3)

Inequigranular monzogranites. *Facies Monte Pranu* (**OBN_{3a}**)

Inequigranular biotite monzogranites, locally amphibolic, grey to grey-pinkish, coarse to medium grained, with pinkish-whitish stubby K-feldspar phenocrysts, whose size ranges from 3 to 5 cm; microdiorite enclaves are also present; oriented texture for magmatic flow.

UPPER CARBONIFEROUS - PERMIAN

PROGETTO CARG

Su Redentore intrusive subunit (OBN$_1$)

Biotite leucomicrogranites. *Facies Cùccuru Nigheddu* (**OBN$_{1f}$**)

Biotite leucomicrogranites, yellowish, fine grained to microgranular; from isotropic to porphyritic texture, due to whitish-pinkish centimetric K-feldspar phenocrysts and globular quartz. In dykes and stocks. *UPPER CARBONIFEROUS - PERMIAN*

Leucomonzogranites. *Facies Ordollài* (**OBN$_{1e}$**)

Biotite leucomonzogranites, grey to grey-pinkish, medium to fine grained, slightly inequigranular with pinkish-whitish subhedral centimetric K-feldspar phenocrysts; locally porphyritic texture due to globular quartz; moderately oriented texture for magmatic flow.
UPPER CARBONIFEROUS - PERMIAN

Inequigranular leucomonzogranites. *Facies Jacu Piu* (**OBN$_{1d}$**)

Inequigranular biotite leucomonzogranites, grey to yellowish, coarse to medium grained, with pinkish-whitish K-feldspar phenocrysts whose size ranges from 3 to 5 cm; moderately oriented texture for magmatic flow. *UPPER CARBONIFEROUS - PERMIAN*

Porphyritic inequigranular monzogranites. *Facies Fàrcana* (**OBN$_{1c}$**)

Inequigranular biotite monzogranites, grey to pinkish, coarse to medium grained, with pinkish-whitish K-feldspar phenocrysts, whose size ranges from 4 to 6 cm; pronounced porphyritic structure due to globular quartz and two generations of biotite; oriented texture for magmatic flow.
UPPER CARBONIFEROUS - PERMIAN

Inequigranular monzogranites. *Facies Caparedda* (**OBN$_{1b}$**)

Inequigranular biotite monzogranites, sometimes amphibolic, grey to pinkish, coarse to medium grained, with pinkish-whitish K-feldspar phenocrysts, whose size ranges from 7 to 8 cm; dark microdiorite enclaves are also present; oriented texture for magmatic flow.
UPPER CARBONIFEROUS - PERMIAN - (U/Pb: 294 My)

Inequigranular monzogranitic granodiorites. *Facies Marrèri* (**OBN$_{1a}$**)

Inequigranular biotite-amphibole monzogranitic granodiorites, grey in colour, coarse to medium grained, with tabular 2 to 3 cm sized amphibole and pinkish 4 to 6 cm sized euhedral K-feldspar phenocrysts; frequently, dark microdiorite enclaves; oriented texture for magmatic flow.
UPPER CARBONIFEROUS - PERMIAN

MONTE SAN BASILIO INTRUSIVE UNIT (BLA)

Oddoène intrusive subunit (BLA$_3$)

Porphyritic cordierite leucomicrogranites. *Facies Punta Iscacàri* (**BLA$_{3b}$**)

Cordierite and two mica leucogranites, whitish-yellowish, fine grained to microgranular, with porphyritic structure due to globular quartz and subhedral whitish centimetric K-feldspar; isotropic texture; in dykes and stocks. *UPPER CARBONIFEROUS - PERMIAN*

Cordierite leucomonzogranites. *Facies Cantoniera Noce Secca* (**BLA$_{3a}$**)

Cordierite and two mica leucomonzogranites, with rare andalusite and sillimanite, sporadic garnet, whitish to pinkish to yellowish when altered, coarse grained, rather equigranular; locally fine grained leucogranodiorites with abundant biotite schlieren; moderately oriented texture for magmatic flow. *UPPER CARBONIFEROUS - PERMIAN*

PROGETTO CARG

Cantoniera Lardìne intrusive subunit (BLA$_2$)

Porphyritic cordierite leucomonzogranites. *Facies Riu Sa Mela* (**BLA$_{2b}$**)

Cordierite and two mica leucomonzogranites, with rare andalusite, whitish-to-yellowish, fine grained, equigranular, sometimes with porphyritic structure due to subhedral whitish centimetric K-feldspar and globular quartz; moderately oriented texture for magmatic flow.

UPPER CARBONIFEROUS - PERMIAN

Cordierite monzogranitic granodiorites. *Facies Sedda Sa Fèrula* (**BLA$_{2a}$**)

Cordierite, two-mica and andalusite monzogranitic granodiorites, whitish-to-yellowish, medium grained, equigranular, locally inequigranular with pinite aggregates pseudomorphic on cordierite in centimetric tabular phenocrystals and rare whitish euhedral K-feldspar up to 2-3 cm in size; moderately oriented texture for magmatic flow. *UPPER CARBONIFEROUS - PERMIAN*

Monte Isalle intrusive subunit (BLA$_1$)

Cordierite pegmatites. *Facies Punta Lunavèra* (**BLA$_{1f}$**)

Pegmatites, greyish to greenish, with cordierite in stubby tabular phenocrysts, often strongly altered in pinite-chlorite-epidote aggregates; fibrolytic sillimanite and centimetric euhedral K-feldspar are also present; isotropic texture.

UPPER CARBONIFEROUS - PERMIAN

Two mica and cordierite monzogranites. *Facies Riu Chindàmu* (**BLA$_{1e}$**)

Two mica monzogranites, with rare cordierite and andalusite, greyish, coarse grained, inequigranular, sometimes with porphyritic structure due to globular quartz and rare pinkish-whitish stubby K-feldspar phenochrysts 3-4 cm in size; moderately oriented texture for magmatic flow.

UPPER CARBONIFEROUS - PERMIAN

Porphyritic cordierite monzogranites. *Facies Punta Biriai* (**BLA$_{1d}$**)

Cordierite and two mica monzogranite, with rare sillimanite, sometimes leucocratic, greyish, medium to fine grained, inequigranular, with pronounced porphyritic structure due to whitish centimetric K-feldspar phenochrysts, globular quartz, two generations of biotite; moderately oriented texture for magmatic flow.

UPPER CARBONIFEROUS - PERMIAN

Inequigranular cordierite monzogranites. *Facies Monte su Dòvaru* (**BLA$_{1c}$**)

Inequigranular cordierite monzogranites, with two mica, andalusite and rare sillimanite, greyish, coarse grained, with pinite aggregates pseudomorphic on cordierite in tabular phenocrysts up to 2-3 cm in size and abundant whitish euhedral K-feldspar phenocrysts up to 8-10 cm; moderately oriented texture for magmatic flow.

UPPER CARBONIFEROUS - PERMIAN

Cordierite granodiorites. *Facies Sa Mèndula* (**BLA$_{1b}$**)

Cordierite granodiorites, two-mica and andalusite bearing, with rare sillimanite, grey in colour, medium to coarse grained, equigranular, locally inequigranular for pinite aggregates pseudomorphic on cordierite in tabular phenocrystals up to 3-4 cm in size and rare whitish euhedral K-feldspar up to 3-5 cm; microdiorite enclaves and metamorphic xenoliths; moderately oriented texture related to magmatic flow. *UPPER CARBONIFEROUS - PERMIAN*

PROGETTO CARG

Gabbros. *Facies Molimentu* (**BLA$_{1a}$**)

Gabbros, dark grey-greenish to purplish, medium to fine grained, equigranular; sligthly porphyritic structure and isotropic texture. *UPPER CARBONIFEROUS - PERMIAN*

FONNI INTRUSIVE UNIT (NNI)

Inequigranular monzogranitic granodiorites. *Facies Pratobello* (**NNI$_a$**)

Inequigranular biotite monzogranitic granodiorites, from grey to grey-pinkish in colour, medium to coarse grained, with whitish euhedral K-feldspar phenocrysts, sized up to 7-8 cm, with poikilitic biotite inclusions; oriented texture for magmatic flow.

UPPER CARBONIFEROUS - PERMIAN

BENETUTTI INTRUSIVE UNIT (BTU)

Inequigranular monzogranitic granodiorites. *Facies Orùne* (**BTU$_a$**)

Inequigranular biotite monzogranitic locally tonalitic granodiorites, grey, coarse to medium grained, with whitish euhedral K-feldspar phenocrysts, sized up to 8-10 cm, with poikilitic biotite inclusions; oriented texture for magmatic flow. *UPPER CARBONIFEROUS - PERMIAN*

ORGOSOLO INTRUSIVE UNIT (ORG)

Leucomonzogranites. *Facies Ponte Gorinnaru* (**ORG$_d$**)

Biotite leucomonzogranites, yellowish, microgranular to fine grained, sometimes with porphyritic structure due to globular quartz and rare subhedral centimetric whitish K-feldspar phenochrysts; isotropic texture. *UPPER CARBONIFEROUS - PERMIAN*

Monzogranites. *Facies Frunca Padùlas* (**ORG$_c$**)

Biotite monzogranites, sometimes leucocratic, grey-pinkish, medium to fine grained, usually equigranular, locally inequigranular for whitish-pinkish euhedral K-feldspar phenochrysts sized up to 1-3 cm; oriented texture for magmatic flow. *UPPER CARBONIFEROUS - PERMIAN*

Monzogranitic granodiorites. *Facies Monte Locòe* (**ORG$_b$**)

Biotite monzogranitic granodiorites, grey, medium grained, usually equigranular, locally inequigranular for whitish-pinkish euhedral K-feldspar phenochrysts sized up to 1-3 cm; oriented texture for magmatic flow.

UPPER CARBONIFEROUS - PERMIAN

Gabbros and gabbrodiorites. *Facies Monte Nieddu* (**ORG$_a$**)

Gabbros and gabbrodiorites, dark greyish-greenish, medium grained, equigranular, holocrystalline isotropic texture; in metric to hectometric sized bodies.

UPPER CARBONIFEROUS - PERMIAN

NUORO INTRUSIVE UNIT (NUO)

Monte Cucullìo intrusive subunit (NUO$_2$)

Granodiorites. *Facies Punta S. Onofrio* (**NUO$_{2a}$**)

Biotite granodiorites, rarely amphibolic, from grey to dark grey in colour, medium to fine grained, usually equigranular, locally inequigranular for whitish centimetric euhedral plagioclase and rare K-feldspar phenochrysts; locally, dark grey tonalitic facies rich in microgranular subdecimetric mafic enclaves. Strongly oriented texture for magmatic flow.

UPPER CARBONIFEROUS

PROGETTO CARG

MONTE 'E SENES INTRUSIVE UNIT (ESE)

Tonalitic granodiorites. *Facies Punta Colòvros* (**ESE$_a$**)

Biotite tonalitic granodiorites, sometimes amphibole bearing, dark grey, medium to fine grained, usually equigranular; abundant microgranular subdecimetric mafic enclaves and metamorphic roof-pendent. Marked oriented texture and strong planar structure.

UPPER CARBONIFEROUS

PALAEOZOIC METAMORPHIC BASEMENT

INNER NAPPE ZONE

MEDIUM GRADE METAMORPHIC COMPLEX

LULA PHYLLITES (LUL)

Phyllites greyish to brownish, blackish carbonaceous phyllites, grey metasiltstones and metapelites, light grey quartzites and subordinate quartzitic to micaceous metasandstones (**LUL**). Rare intermediate to acidic porphyroclastic metavolcanics, metaepiclastites and quartzites (**LUL$_a$**). Rare marbles and metalimestones, grey, listed, in thin levels and lenses, azoic (**LUL$_b$**).

Apparent thickness: about 1000 m.

? MIDDLE-UPPER ORDOVICIAN - ? SILURIAN

BARBAGIA TECTONIC UNIT

ARCU CORREPOI MARBLES (ARR)

Marbles, sometimes dolomitic marbles, grey to grey-blueish, medium to coarse grained; rare foliate metalimestones and calcschists, azoic; rare interbedded grey and blackish metasiltstones.

Apparent thickness: about 100 m.

?CAMBRIAN - ?DEVONIAN

MONTE SANTA VITTORIA FORMATION (SVI)

Intermediate metavolcanics and metaepiclastites; porphyroclastic structure, with albite, rare plagioclase, quartz, chlorite-epidote aggregates; schistose texture.

Thickness in outcrop: a few metres.

?UPPER-MIDDLE ORDOVICIAN

GENNARGENTU GREY PHYLLITES (GEN)

Decimetric to metric irregular alternations of greyish-to-greenish quartzitic to micaceous metasandstones; grey-to-whitish quartzites and metarkoses; greyish sometimes blackish phyllites; grey quarzitic phyllites and metasiltstones; azoic ("Postgotlandiano" *Auct.*).

Thickness in outcrop: about 2000 m.

?CAMBRIAN - ?LOWER ORDOVICIAN

PROGETTO CARG

NOTE

PROGETTO CARG


500
"NÙORO EST"
PROGETTO
CARG

PROGETTO CARG


500
"NÙORO EST"
PROGETTO
CARG

PROGETTO CARG


500
"NÙORO EST"
PROGETTO
CARG