



PRESIDENZA DEL CONSIGLIO DEI MINISTRI
DIPARTIMENTO PER I SERVIZI TECNICI NAZIONALI
SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA

NOTE ILLUSTRATIVE della CARTA GEOLOGICA D'ITALIA alla scala 1:50.000

foglio 541

JERZU

A cura di:

P. C. Pertusati⁽¹⁾, **E. Sarria**⁽²⁾, **G. P. Cherchi**⁽²⁾,
L. Carmignani⁽³⁾, **S. Barca**⁽⁴⁾, **M. Benedetti**⁽⁵⁾, **G. Chighine**⁽⁵⁾,
F. Cincotti⁽⁵⁾, **G. Oggiano**⁽⁶⁾
Area marina: A. Ulzega⁽⁴⁾, **P. Orru**⁽⁴⁾, **C. Pintus**⁽⁴⁾

Con contributi di:

E. P. Sassi⁽⁷⁾ (petrografia del basamento metamorfico)
E. A. Secchi⁽⁴⁾ (petrografia dei granitoidi)
L. Cortesogno⁽⁸⁾, **L. Gaggero**⁽⁸⁾ (vulcanismo permiano)
J. Broutin⁽⁹⁾, **F. Lethiers**⁽¹⁰⁾, **A. Tintori**⁽¹¹⁾ (biostratigrafia del Permiano)
G. Cassinis⁽¹²⁾, **A. Ronchi**⁽¹²⁾ (stratigrafia del Permiano)
A. Gandin⁽³⁾ (stratigrafia del Mesozoico)
P. Pittau⁽⁴⁾, **M. Del Rio**⁽⁴⁾ (biostratigrafia del Mesozoico)
R. Matteucci⁽¹³⁾ (biostratigrafia dell'Eocene)
E. Di Gregorio⁽⁴⁾ (geomorfologia e i dissesti)
S. Vacca⁽¹⁴⁾, **M. A. Dessena**⁽¹⁴⁾ (pedologia)
G. Casula⁽²⁾, **A. Porcu**⁽²⁾ (idrogeologia)

(1) - Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Pisa; (2) - Progemisa S.p.A., Cagliari; (3) - Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Siena; (4) - Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Cagliari; (5) - Consulente della Regione Autonoma della Sardegna; (6) - Istituto Policattedra di Scienze Geologiche e Mineralogiche, Università di Sassari; (7) - Dipartimento di Mineralogia e Petrologia, Università di Padova; (8) - Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Genova; (9) - Laboratoire de Paléobotanique et Paléocéologie, Université Paris 6; (10) - Département de Géologie Sédimentaire, Université Paris; (11) - Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Milano; (12) - Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Pavia; (13) - Dipartimento di Scienze della Terra, Università "La Sapienza", Roma; (14) - Ente Autonomo Flumensoda, Cagliari.

Ente realizzatore



Regione Autonoma della Sardegna

Direttore Vicario del Servizio Geologico d'Italia: N. ACCARDI

Responsabile del Progetto CARG per il Serv. Geologico d'Italia: F. GALLUZZO

Responsabile del Progetto CARG per la Regione Autonoma della Sardegna:

- per il rilevamento geologico: I. SALVADORI;

- per l'informatizzazione e l'allestimento per la stampa: L. FADDA

(Funzionario delegato) (Accordo di Programma tra P.C.M.-Servizio Geologico d'Italia e Regione Autonoma della Sardegna)

Comitato Geologico Nazionale:

N. Accardi (presidente), **G. Arnone, A. Boscherini, S. Cocco, V. Coccolo, U. Crescenti, L. Del Sordo, M. Grasso, P. Manetti, G. Mariotti, G. Pasquare, R. Pignone, R. Polino, A. Praturlon, M. Santantonio, F. Trincardi**

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

Revisione scientifica:

M.C. Giovagnoli, M. Pantaloni, M. Santantonio (parte a terra);

S. D'Angelo, G. Ventura (parte a mare) - (Servizio Geologico d'Italia)

Coordinamento cartografico:

D. Tacchia (coord.), **F. Pilato** - (Servizio Geologico d'Italia)

Informatizzazione dei dati geologici:

F. Visicchio, R. Ventura - (Servizio Geologico d'Italia)

Coordinamento editoriale e allestimento per la stampa:

M. Cosci, D. Tacchia - (Servizio Geologico d'Italia)

Allestimento editoriale e cartografico:

B. Graziosi, D. Graziosi, P. Conti - (Università di Siena)

Informatizzazione dei dati geologici:

P.L. Fantozzi, B. Graziosi - (Università di Siena)

G. Corda - (Progemisa S.p.A.)

Allestimento cartografico per la stampa dalla Banca Dati:

Laboratorio di Cartografia Digitale e GIS - (Università di Siena)

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

Gestione tecnico-amministrativa del Progetto CARG per la Regione Autonoma della Sardegna: M. Boi, E. Sarria, O. Pilloni - (Progemisa S.p.A.)

L'allestimento per la stampa di questo Foglio geologico deriva dalla Banca dati geologici realizzata alla scala 1:25.000, secondo le modalità espresse nel Quaderno 6 "Carta Geologica d'Italia - 1:50.000. Banca dati geologici".

INDICE

I	- INTRODUZIONE	Pag. 7
1.	- CARATTERI GEOGRAFICI GENERALI	» 8
II	- STUDI PRECEDENTI	» 9
III	- INQUADRAMENTO GEOLOGICO	» 13
1.	- BASAMENTO METAMORFICO ERCINICO	» 15
1.1.	- FALDE INTERNE	» 16
1.2.	- FALDE ESTERNE	» 18
1.3.	- TETTONICA TARDO-ERCINICA	» 19
2.	- COMPLESSO INTRUSIVO TARDO-PALEOZOICO	» 20
2.1.	- GRANITOIDI	» 20
2.2.	- CORTEO FILONIANO	» 22
3.	- COPERTURE TARDO-PALEOZOICHE E MESO-CENOZOICHE ..	» 24
3.1.	- SUCCESSIONE VULCANO-SEDIMENTARIA TARDO-PALEOZOICA	» 24
3.2.	- SUCCESSIONI SEDIMENTARIE MESO-CENOZOICHE	» 25
IV	- STRATIGRAFIA	» 27
1.	- BASAMENTO METAMORFICO ERCINICO	» 28
1.1.	- DISCORDANZE	» 28
1.1.1.	- <i>Successione terrigena del Cambriano-Ordoviciano inferiore pre-Discordanza Sarrabese</i>	» 31
1.1.2.	- <i>Successione vulcano-sedimentaria dell'Ordoviciano medio</i>	» 31
1.1.3.	- <i>Successione terrigeno-carbonatica dell'Ordoviciano superiore- Carbonifero inferiore</i>	» 32
1.2.	- ATTRIBUZIONI BIOSTRATIGRAFICHE	» 32
1.2.1.	- <i>Il problema del "Postgotlandiano"</i>	» 34
1.3.	- UNITÀ TETTONICA DEL GERREI	» 34
1.3.1.	- <i>Formazione di M. S. Vittoria (MSV)</i>	» 35
1.3.2.	- <i>Porfiroidi Auct. (PRF)</i>	» 35
1.3.3.	- <i>Metarcosi di Genna Mesa (MGM)</i>	» 35
1.3.4.	- <i>Argilloscisti di Rio Canoni (ACN)</i>	» 36
1.3.5.	- <i>Scisti a Graptoliti Auct. (SGA)</i>	» 37
1.4.	- UNITÀ TETTONICA DI MEANA SARDO	» 38
1.4.1.	- <i>Arenarie di San Vito (SVI)</i>	» 38
1.4.2.	- <i>Metaconglomerati di Muravera (MRV)</i>	» 39
1.4.3.	- <i>Formazione di M. S. Vittoria (MSV)</i>	» 39
1.4.4.	- <i>Metadoleriti e metagabbri (mθ)</i>	» 41
1.4.5.	- <i>Formazione di Orroledu (ORR)</i>	» 41
1.4.6.	- <i>Scisti a Graptoliti Auct. (SGA)</i>	» 42

1.5.	- UNITÀ TETTONICA DELLA BARBAGIA	Pag. 43
1.5.1.	- <i>Formazione delle Filladi Grigie del Gennargentu (GEN)</i>	» 43
2.	- COMPLESSO INTRUSIVO TARDO-PALEOZOICO	» 44
2.1.	- GRANITOIDI	» 44
2.1.1.	- <i>Tonaliti anfiboliche (γ_1)</i>	» 46
2.1.2.	- <i>Granodioriti porfiriche anfibolico-biotitiche (γ_2)</i>	» 47
2.1.3.	- <i>Granodioriti anfibolico-biotitiche equigranulari (γ_3)</i>	» 47
2.1.4.	- <i>Granodioriti biotitico-anfiboliche equigranulari (γ_4)</i>	» 48
2.1.5.	- <i>Leucograniti biotitici (γ_5)</i>	» 49
2.2.	- CORTEO FILONIANO	» 50
2.2.1.	- <i>Filoni di porfidi monzogranitici anfibolico-biotitici (fy_1)</i>	» 50
2.2.2.	- <i>Filoni ed ammassi di porfidi granitici (fy)</i>	» 50
2.2.3.	- <i>Filoni lamprofirici di tipo spessartitico (fv)</i>	» 51
2.2.4.	- <i>Filoni idrotermali prevalentemente di quarzo (fq)</i>	» 52
3.	- SUCCESSIONI TARDO-PALEOZOICHE E MESO-CENOZOICHE .	
	» 52
3.1.	- SUCCESSIONE VULCANO-SEDIMENTARIA TARDO-PALEOZOICA	» 53
3.1.1.	- <i>Formazione di Riu su Luda (LUD)</i>	» 53
3.1.2.	- <i>Andesiti (α)</i>	» 58
3.1.3.	- <i>Rioliti, piroclastiti riolitiche e riodacitiche (ρ)</i>	» 60
3.1.4.	- <i>Brecce poligeniche ($\pi\rho$)</i>	» 61
3.1.5.	- <i>Rioliti in ammassi e colate (Porfidi quarziferi Auct.) ($\rho\alpha$)</i>	» 61
3.2.	- SUCCESSIONE SEDIMENTARIA MESOZOICA	» 62
3.2.1.	- <i>Buntsandstein Auct. (BUN)</i>	» 62
3.2.2.	- <i>Muschelkalk Auct. (MUK)</i>	» 63
3.2.3.	- <i>Formazione di Genna Selole (GNS)</i>	» 63
3.2.4.	- <i>Formazione di Dorgali (DOR)</i>	» 65
3.3.	- SUCCESSIONE SEDIMENTARIA TERZIARIA	» 66
3.3.1.	- <i>Formazione di M. Cardiga (FMC)</i>	» 66
3.3.2.	- <i>Formazione di Ussana (USS)</i>	» 68
3.4.	- DEPOSITI QUATERNARI DELL' AREA CONTINENTALE	» 68
3.4.1.	- <i>Depositi alluvionali dei terrazzi del I ordine e conoidi reincise (bn_1)</i>	» 69
3.4.2.	- <i>Depositi alluvionali dei terrazzi del II ordine (bn_2)</i>	» 69
3.4.3.	- <i>Travertini (f_1)</i>	» 70
3.4.4.	- <i>Frane quiescenti (a_{1q})</i>	» 70
3.4.5.	- <i>Depositi eluviali (b_2)</i>	» 70
3.4.6.	- <i>Depositi colluviali e di versante (a)</i>	» 71
3.4.7.	- <i>Frane in evoluzione (a_1)</i>	» 71
3.4.8.	- <i>Depositi palustri (e_3)</i>	» 71
3.4.9.	- <i>Depositi di spiaggia (g_2)</i>	» 71

3.4.10. - <i>Depositi eolici (d)</i>	Pag. 72
3.4.11. - <i>Depositi alluvionali in evoluzione (b)</i>	» 72
3.5. - DEPOSITI QUATERNARI DELL'AREA MARINA	» 72
3.5.1. - <i>Sabbie limose di piattaforma (sl)</i>	» 72
3.5.2. - <i>Sabbie bioclastiche di piattaforma (sb)</i>	» 74
3.5.3. - <i>Sabbie silicoclastiche litorali (sa)</i>	» 75
3.5.4. - <i>Ghiaie poligeniche litorali (sg)</i>	» 76
3.5.5. - <i>Sabbie limose e limi deltizi (g₁)</i>	» 76
3.5.6. - <i>Prateria a fanerogame (pf)</i>	» 76
V - TETTONICA	» 79
1. - TETTONICA CALEDONIANA	» 79
2. - TETTONICA ERCINICA	» 80
2.1. - CARATTERI STRUTTURALI GENERALI	» 80
2.1.1. - <i>Prima fase (D1)</i>	» 81
2.1.1.1. - <i>Prima fase nelle Unità di Meana Sardo e del Gerrei</i>	» 81
2.1.1.2. - <i>Prima fase nell'Unità della Barbagia</i>	» 85
2.1.1.3. - <i>Sovrascorrimenti</i>	» 87
2.1.2. - <i>Seconda e terza fase (D2 e D3)</i>	» 87
2.1.3. - <i>Tettonica fragile tardo-ercinica</i>	» 92
2.2. - STRUTTURE MAGGIORI	» 93
2.2.1. - <i>Strutture maggiori di prima fase nell'Unità della Barbagia</i>	» 93
2.2.2. - <i>Strutture maggiori di prima fase nell'Unità di Meana Sardo</i>	» 93
2.2.3. - <i>Strutture maggiori di prima fase nell'Unità del Gerrei</i>	» 94
2.2.4. - <i>Contatto tettonico tra Unità della Barbagia e Unità di Meana Sardo</i>	» 95
2.2.5. - <i>Contatto tettonico tra Unità di Meana Sardo e Unità del Gerrei</i>	» 95
2.2.6. - <i>Strutture maggiori di seconda fase</i>	» 96
2.2.7. - <i>Strutture maggiori di terza fase</i>	» 98
2.3. - INTRUSIONI E STRUTTURAZIONE MAGMATICA	» 99
2.4. - LINEE TETTONICHE TARDO-ERCINICHE	» 100
3. - TETTONICA CENOZOICA	» 101
3.1. - CARATTERI STRUTTURALI GENERALI	» 101
3.1.1. - <i>Il sistema di faglie N-S</i>	» 102
3.1.2. - <i>Tettonica della piattaforma continentale</i>	» 103
VI - GEOLOGIA MARINA	» 105
1. - INQUADRAMENTO DELL'AREA MARINA	» 105
2. - LA PIATTAFORMA CONTINENTALE	» 106
3. - MATERIALI E METODI	» 108
4. - AFFIORAMENTI DEL SUBSTRATO	» 108

5.	- SEDIMENTAZIONE OLOCENICA	Pag. 109
VII	- CENNI GEOMORFOLOGICI	» 111
VIII	- GEOLOGIA APPLICATA	» 115
1.	- CAVE	» 115
2.	- MINIERE	» 116
2.1.	- METALLOGENESI E MINEROGENESI	» 117
2.2.	- TIPOLOGIE DELLE MINERALIZZAZIONI	» 118
2.2.1.	- <i>Mineralizzazioni di tipo skarnoide e di contatto a solfuri misti</i>	» 118
2.2.2.	- <i>Mineralizzazioni a solfuri misti in zone cataclastiche</i>	» 119
2.2.3.	- <i>Mineralizzazioni filoniane</i>	» 121
2.2.3.1.	- Il “Filone Santoru”	» 121
2.2.4.	- <i>Giacimenti sedimentari</i>	» 122
2.2.4.1.	- L’antracite di Perdasdefogu	» 123
2.2.4.2.	- Il “Ferro dei Tacchi”	» 124
2.2.4.3.	- Le argille dei “Tacchi”	» 124
3.	- IDROGEOLOGIA	» 124
3.1.	- INQUADRAMENTO CLIMATICO	» 125
3.2.	- ASSETTO IDROGEOLOGICO	» 127
3.2.1.	- <i>Unità Idrogeologica dei depositi quaternari e oligomiocenici</i>	» 128
3.2.2.	- <i>Unità Idrogeologica detritico-carbonatica eocenica</i>	» 130
3.2.3.	- <i>Unità Idrogeologica carbonatica mesozoica</i>	» 131
3.2.4.	- <i>Unità Idrogeologica detritica permocarbonifera e triassica</i>	» 132
3.2.5.	- <i>Unità Idrogeologica magmatica paleozoica e vulcanica permiana</i>	» 132
3.2.6.	- <i>Unità Idrogeologica metamorfica paleozoica</i>	» 132
4.	- PEDOLOGIA	» 133
4.1.	- DESCRIZIONE DEI CARATTERI PEDOLOGICI	» 133
4.1.1.	- <i>Suoli dei paesaggi dei metasedimenti terrigeni del Paleozoico</i>	» 133
4.1.2.	- <i>Suoli dei paesaggi delle vulcaniti paleozoiche</i>	» 134
4.1.3.	- <i>Suoli dei paesaggi delle rocce carbonatiche</i>	» 135
4.1.4.	- <i>Suoli dei paesaggi delle rocce granitoidi</i>	» 136
4.1.5.	- <i>Suoli dei paesaggi dei depositi clastici oligo-miocenici</i>	» 137
4.1.6.	- <i>Suoli dei paesaggi delle alluvioni antiche e recenti</i>	» 137
5.	- DISSESTI	» 138
5.1.	- FRANE	» 139
5.2.	- EROSIONE ACCELERATA	» 141
5.3.	- INONDAZIONI	» 141
BIBLIOGRAFIA	» 143

I - INTRODUZIONE

Il Foglio “541-Jerzu” della Carta Geologica d’Italia in scala 1:50.000 è stato realizzato nell’ambito del Progetto CARG (Legge 67/1988) mediante Convenzione tra il Servizio Geologico Nazionale e la Regione Autonoma della Sardegna. I rilevamenti di campagna sono stati svolti dall’Aprile 1994 all’Agosto 1996.

Il Foglio è ubicato lungo la costa SE della Sardegna, ricade quasi interamente nella provincia di Nuoro e comprende cinque capoluoghi comunali: Cardedu, Escalaplano, Jerzu, Perdasdefogu, Tertenia; solo parte della zona meridionale del Foglio ricade nella provincia di Cagliari.

Il riconoscimento di una catena a falde di ricoprimento di età ercinica nella Sardegna SE (CARMIGNANI & PERTUSATI, 1977; CARMIGNANI *et alii*, 1978; CARMIGNANI *et alii*, 1979) ha imposto una totale revisione della precedente cartografia geologica del basamento riassunta nei fogli geologici in scala 1:100.000 “227-Muravera”, “226-Mandas”, “218-Isili” e “219-Lanusei”.

I nuovi rilevamenti sono stati eseguiti alla scala 1:10.000 (utilizzando come base topografica la Carta Tecnica Regionale della Sardegna) e sono basati sul criterio litostratigrafico; i diversi insiemi litologici sono stati distinti in unità litostratigrafiche fondamentali o formazioni, che a loro volta possono essere 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.

1. - CARATTERI GEOGRAFICI GENERALI

Il paesaggio del Foglio Jerzu è caratterizzato da una serie di altopiani che da S a N hanno quote crescenti da 600 fino a 900 m; essi sono in gran parte ereditati dalla peneplanazione della catena ercinica e sono costituiti in prevalenza da rocce carbonatiche in strutture complessivamente tabulari immergenti debolmente a sud. Questi altopiani sono incisi dal Riu Flumineddu e dal Torrente di Quirra, che si sviluppano con direzione N-S attraverso tutto il Foglio, e dai loro affluenti (Riu S. Giorgio, Riu su Santu, Riu su Luda, ecc.). La massima elevazione è raggiunta a Punta Corongiu (1009 m), a sud-ovest di Jerzu.

Ad oriente il Foglio comprende una modesta porzione marina. La zona prospiciente il mare è costituita da aspri rilievi formanti una dorsale N-S pressoché continua, che culmina a 875 m col M. Ferru. La grande valle alluvionale del Torrente di Quirra separa questa dorsale dai più ampi rilievi ad occidente. I tratti di costa bassa, sabbiosa o ciottolosa, sono limitati alle zone di Cardedu e della Marina di Tertenia.

Le principali strade che attraversano il Foglio sono la S.S. 125 "Orientale Sarda" e la S.P. Escalaplano-Jerzu. Da queste strade principali si dipartono strade secondarie, spesso a fondo naturale, che attraversano gli altopiani e risalgono i maggiori corsi d'acqua.

Il clima di questo territorio è tipicamente mediterraneo, con estati asciutte e calde e con periodi di massima piovosità in autunno inoltrato - inverno.

La vegetazione è rada, costituita essenzialmente da specie arbustive e da limitate zone a copertura boschiva. L'intenso disboscamento e i frequenti incendi hanno fatto sì che nella zona manchi quasi del tutto la copertura boschiva, soprattutto alle alte quote dove è più difficile che questa si rigeneri. Già da diversi anni vaste aree dei comuni di Jerzu, Perdasdefogu e Tertenia sono soggette ad estese opere di rimboscimento.

II - STUDI PRECEDENTI

Importanti contributi alla stratigrafia della Sardegna centro-orientale, in parte validi ancora oggi, risalgono al 1800 ed all'inizio del '900. Tra questi si ricordano: LAMARMORA (1857), MENEGHINI (1857), DE CASTRO (1890), TRAVERSO (1890), TARICCO (1911), ARTINI (1922), CAVINATO (1930, 1933), TEICHMULLER (1931). Come nel resto dell'isola, anche nel Foglio Jerzu gli studi condotti a scopo giacimentologico nei distretti di Perdasdefogu e Santoru-Barisoni rappresentano il primo contributo alle conoscenze geologiche e mineralogiche dell'area (NOVARESE, 1917b; FIORENTINI, 1922; BINAGHI & BRUNDU, 1928; FOIS, 1939).

Per un completo elenco di tutti i vecchi lavori si rimanda alle raccolte bibliografiche di TARICCO & SOTGIA (1922), MAXIA (1941), SEGRE (1964), MARCELLO (1968), NICOSIA (1968) e BARCA *et alii* (1984).

I Fogli geologici in scala 1:100.000 che comprendono l'area del Foglio 1:50.000 "541-Jerzu" sono i Fogli "218-Isili", "219-Lanusei", "226-Mandas" e "227-Muravera". Il rilevamento geologico dei primi tre fogli fu eseguito tra il 1928 ed il 1941 e risente ovviamente del livello di conoscenze sul basamento di quegli anni. Talvolta le metavulcaniti ordoviciane sono cartografate assieme al complesso intrusivo ercinico oppure tutte le successioni delle Unità tettoniche del basamento della Sardegna centrale sono attribuite a un generico Gotlandiano e suddivise solo in quattro formazioni. Alcune osservazioni su questi primi rilevamenti del Servizio Geologico d'Italia furono pubblicate da CAVINATO (1939).

Il primo moderno tentativo di sintesi della geologia della Sardegna sud-orientale fu fatto da CALVINO con il rilevamento del Foglio in scala 1:100.000 “227-Muravera” ed in varie pubblicazioni tra il 1955 e il 1963 (CALVINO, 1955, 1956, 1958, 1959, 1960, 1963). Questo autore tracciò le linee fondamentali della stratigrafia, mantenendo un’idea autoctonista per quanto riguarda l’evoluzione tettonica.

Le precise osservazioni di campagna di CALVINO costituiscono un fondamentale contributo per chiunque si occupi della geologia della Sardegna sud-orientale. Tra le sue intuizioni, che le ricerche successive hanno pienamente confermato, si ricordano: (a) la definitiva attribuzione al Cambriano della formazione delle Arenarie di S. Vito (già prospettata da TESTA (1922) e TEICHMULLER (1931)); (b) la correlazione tra la discordanza a tetto della serie cambriana dell’Iglesiente (Discordanza Sarda) e quella da lui riconosciuta al tetto delle Arenarie di S. Vito (Discordanza Sarrabese).

Un rapido esame dell’evoluzione delle moderne concezioni sulla struttura del basamento della Sardegna centro-orientale può iniziare dai lavori di 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* (1975), che confermarono l’età ercinica dei granitoidi e del metamorfismo regionale. Intorno al 1975 era dunque stabilito che la strutturazione fondamentale del basamento sardo era riferibile al ciclo ercinico 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 ercinica associata a importanti raccorciamenti con pieghe coricate chilometriche e raddoppi tettonici di importanza regionale. Fino ad allora la presenza di falde nella catena ercinica in Sardegna era stata documentata solo in una limitata area della Sardegna centrale (BOSELLINI & OGNIBEN, 1968). Lavori successivi (CARMIGNANI *et alii*, 1978, 1982b,c; NAUD, 1979a,b, 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 seguenti vennero pubblicati numerosi lavori sulla geologia del basamento metamorfico del Foglio Jerzu e dei Fogli limitrofi. Di seguito sono elencati quelli più significativi: BARCA, 1981; SERPAGLI 1982; TONGIORGI *et alii*, 1982, 1984; MAXIA, 1983, 1985, 1988, 1995; ALBANI *et alii*, 1985; CARMIGNANI *et alii*, 1985, 1986; DI MILIA, 1988, 1991; ALBANI, 1989; CAROSI, 1990; CAROSI *et alii*, 1990a,b, 1991; CAROSI & PERTUSATI, 1990, 1991; GATTIGLIO & OGGIANO, 1990; MARTINI *et alii*, 1991; BARCA *et alii*, 1984, 1986, 1992, 1995; DI PISA *et alii*, 1992; FRANCESCHELLI *et alii*, 1992; GATTIGLIO & OGGIANO, 1992; DI MILIA & TONGIORGI, 1992, 1993; DI MILIA *et alii*, 1998; ALBANI & PITTAU, 1998.

L'area del Foglio Jerzu è una zona tipica per le successioni appartenenti al Permiano ed al Triassico medio della Sardegna. Vi sono compresi tre bacini permiani (Escalaplano, Perdasdefogu, M. Ferru); in particolare i primi due sono stati oggetto di numerosi studi.

CAVINATO (1935, 1938) e CAVINATO & ANEDDA (1954) descrissero i prodotti vulcanici permiani, mentre COZZUPOLI *et alii* (1971) (solo per il bacino di Seù), LOMBARDI *et alii* (1974) ed EDEL *et alii* (1981) fornirono dati geochimici e geocronologici sulle vulcaniti. Il lavoro più completo sul bacino di Escalaplano si deve a PECORINI (1974), che descrisse accuratamente tutta la successione, dandone un'esauriente interpretazione evolutiva e confermando l'età autuniana in base alle flore fossili. Un aggiornamento di questi dati è riportato da CASSINIS *et alii* (1998a, 1999).

In altre zone della Sardegna, GASPERI & GELMINI (1980) hanno suddiviso i sedimenti clastici che coprono il basamento della Nurra in due formazioni: la Formazione di Punta Lu Caparoni, di età permiana inferiore (Autuniano), ed il "Verrucano Sardo", di età permotriassica. Viene così ridefinito il termine di "Verrucano Sardo" che, nella accezione di VARDABASSO (1966), indicava i conglomerati basali permiani. Nel seguito, in accordo anche con AA.VV. (1966), e FAZZINI *et alii* (1974), il termine Verrucano Sardo sarà usato nel senso di GASPERI & GELMINI (1980), cioè per indicare la successione permotriassica.

Secondo GASPERI & GELMINI (1980) il Verrucano Sardo così ridefinito poggia in leggera discordanza sulla Formazione di Punta Lu Caparoni e le due formazioni sono separate da una lacuna. Nello stesso lavoro la Formazione di Punta Lu Caparoni è correlata regionalmente con le successioni detritiche coeve della Sardegna centro- e sud-orientale (Seù-Seùlo, Mulargia, Escalaplano, Perdasdefogu).

Una sintesi aggiornata ed approfondita delle attuali conoscenze sulle successioni permiane della Sardegna e sui rapporti con le coeve successioni della regione alpina e dell'Europa SW è riportata da CASSINIS *et alii* (1999). Tra gli altri lavori oltre quelli, numerosi, citati nei successivi capitoli, si ricordano anche quelli di VARDABASSO (1950), FRANCAVILLA *et alii* (1977), GASPERI & GELMINI (1977), COZZUPOLI *et alii* (1971, 1984), GELMINI (1985), CASSINIS *et alii* (1998a, b).

Per quanto riguarda la successione carbonatica del Triassico medio (Muschelkalk), citiamo i lavori di DAMIANI & GANDIN (1973a,b, c.), GANDIN *et alii* (1982), COSTAMAGNA *et alii* (2000) e la relativa bibliografia.

La successione sedimentaria prevalentemente carbonatica giurassica e cretacea della Sardegna centro-orientale è stata studiata in dettaglio da diversi autori (DIENI & MASSARI, 1963, 1965, 1966a, 1985; DIENI *et alii*, 1966; CHABRIER, 1968, 1969, 1970; AZEMA *et alii*, 1977; FOURCADE *et alii*, 1977).

Le successioni eoceniche sono state studiate fino dall'inizio del secolo, ed è disponibile un'abbondante bibliografia soprattutto sulla loro stratigrafia (TARICCO,

1924; DAL PIAZ, 1930; VARDABASSO, 1940, 1948, 1959, 1962; CALVINO, 1961; POMESANO CHERCHI, 1962, 1964; DIENI *et alii*, 1966, 1979; CHABRIER, 1969; CHERCHI *et alii*, 1974; BARCA & DI GREGORIO, 1977, 1978; MURRU, 1979). Gli affioramenti del Salto di Quirra, compresi in parte nel Foglio, sono stati studiati da MATTEUCCI (1985) ed AMELUNG (1994). I depositi oligo-miocenici sono stati studiati da PECORINI & POMESANO CHERCHI (1969).

Per quanto riguarda i depositi quaternari affioranti nel Foglio ed in aree limitrofe, si citano PELLETTIER (1960), DIENI & MASSARI (1966b), COMASCHI CARIA (1968), MAXIA *et alii* (1973), ULZEGA & MARINI (1977), PALOMBA & ULZEGA (1984), CARBONI *et alii* (1987), DI GREGORIO & MURGIA (1993).

III - INQUADRAMENTO GEOLOGICO

La Sardegna è suddivisa in tre complessi geologici che affiorano per estensioni circa equivalenti: il basamento metamorfico paleozoico, il complesso intrusivo tardo-paleozoico e le coperture vulcano-sedimentarie tardo-paleozoiche e mesocenozoiche. Il Foglio Jerzu è costituito in prevalenza da metamorfiti paleozoiche, ed in subordine da rocce granitoidi e coperture non metamorfiche (fig.1).

In Sardegna sono note deformazioni (Fase Sarda *Auct.*) e magmatismo subalcalino di età eocaledoniana (BARCA *et alii*, 1984, e bibliografia); è possibile che questa deformazione non sia di tipo collisionale, ma legata ad una tettonica transpressiva e/o trastensiva che non ha sviluppato importanti raccorciamenti.

L'impronta fondamentale del basamento deriva tuttavia dall'orogenesi ercinica, che ha prodotto deformazioni, metamorfismo ed un importante magmatismo intrusivo ed effusivo. L'età ercinica della deformazione (Carbonifero inferiore) è ben definita sia su basi stratigrafiche (COCOZZA, 1967; OLIVIERI, 1969), che radiometriche (DI SIMPLICIO *et alii*, 1975; FERRARA *et alii*, 1978).

Una tettonica caratterizzata da faglie dirette e trascorrenti (ARTHAUD & MATTE, 1975) è associata alle fasi finali di esumazione delle metamorfiti ed alla messa in posto del batolite calcocalcino ed è contemporanea ai depositi stefaniano-permiani (tettonica tardo-ercinica; SARRIA & SERRI, 1986).

La tettonica post-ercinica ha limitati effetti in Sardegna. Discordanze sono

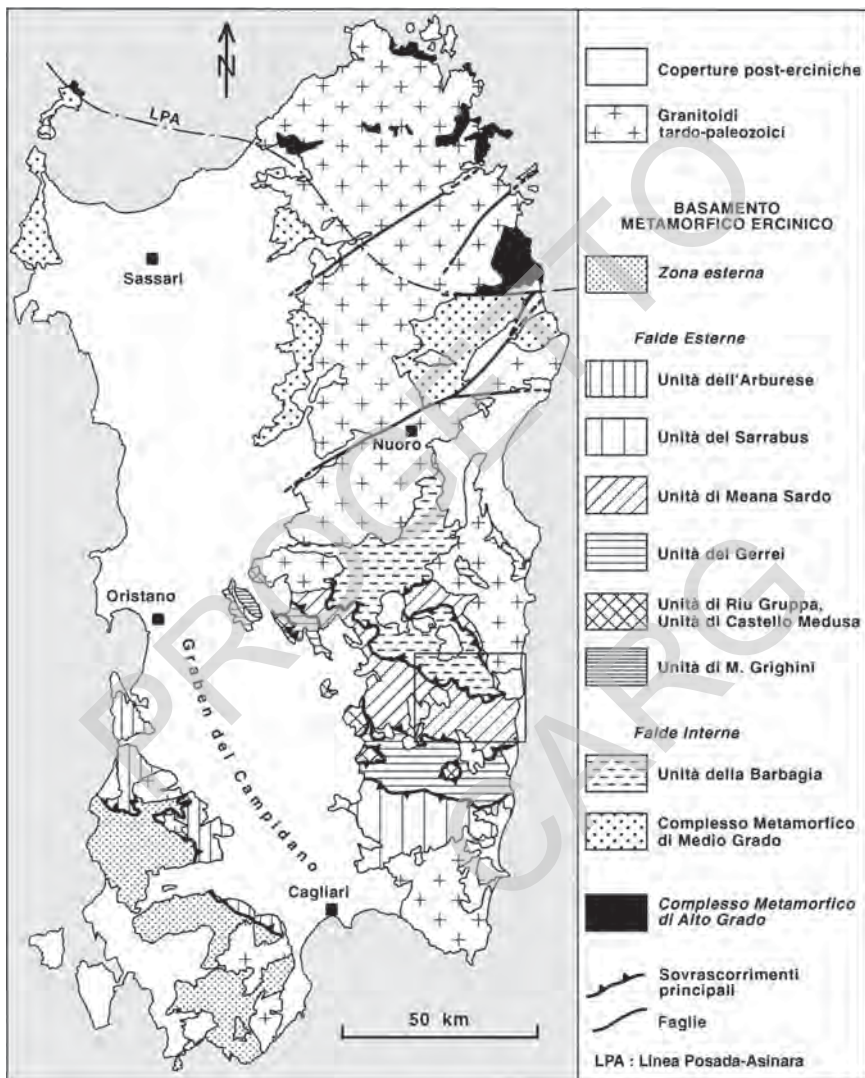


Fig. 1 - Schema tettonico del Basamento paleozoico sardo. Il rettangolo indica l'ubicazione del Foglio "541-Jerzu".

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 ercinico. Nell'Oligocene la collisione appenninica riattiva il basamento sardo-corso, con faglie trascorrenti generalmente controllate da vecchi lineamenti ercinici e soprattutto tardo-ercinici. A questa tettonica trascorrente seguono, nel Miocene inferiore e nel Plio-Pleistocene, fasi distensive correlabili con l'apertura del Bacino Balearico e del Tirreno meridionale, cui sono associate faglie normali dirette N-S e NW-SE nella Sardegna orientale e occidentale rispettivamente (CARMIGNANI *et alii*, 1994; OGGIANO *et alii*, 1995).

1. - BASAMENTO METAMORFICO ERCINICO

Annullando i movimenti della deriva miocenica della Sardegna, le strutture fondamentali del basamento paleozoico sardo trovano la loro prosecuzione nei Mauri (WESTPHAL *et alii*, 1976), nella Montagna Nera e nel Massiccio Centrale Francese (ARTHAUD & MATTE, 1977) (fig.2).

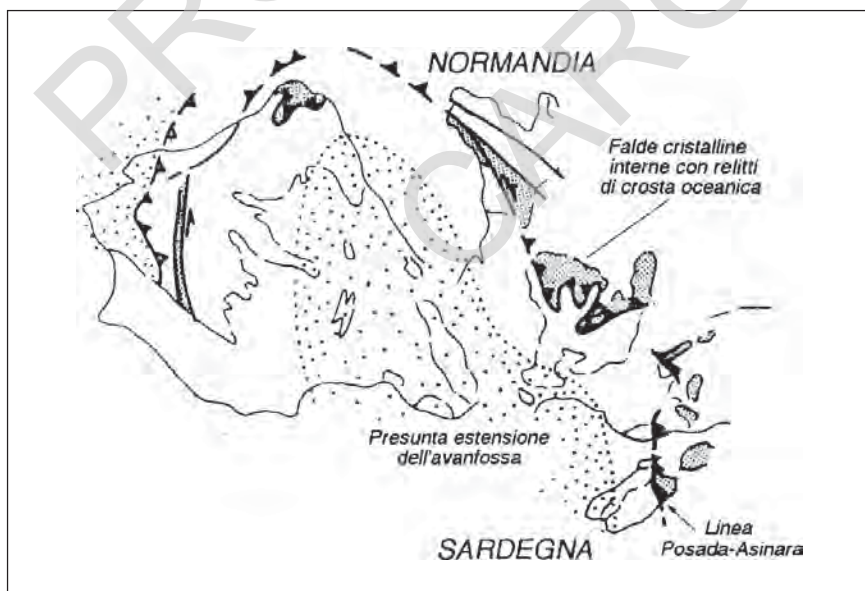


Fig. 2 - Schema della Catena ercinica sud-europea (da MATTE, 1986 e FRANKE, 1989, modificato).

Il basamento sardo è infatti un segmento della catena ercinica sudeuropea, considerata, dalla maggior parte degli autori, una catena collisionale associata a subduzione di crosta oceanica e metamorfismo di alta pressione nell'Ordoviciano-Siluriano, e collisione continentale con importante ispessimento crostale, metamorfismo e magmatismo durante il Devoniano ed il Carbonifero (MATTE, 1986a,b; FRANKE, 1989a,b; CARMIGNANI *et alii*, 1992, e bibliografie).

In Sardegna le strutture collisionali della catena ercinica sono ancora ben riconoscibili. Secondo CARMIGNANI *et alii* (1989, 1992, 1994) il margine armoricano sovrascorso è rappresentato dal Complesso Metamorfico di Alto Grado della Sardegna settentrionale (ELTER & SARRIA, 1989), mentre il margine del Continente di Gondwana subdotto è costituito da un Complesso Metamorfico di Basso e Medio Grado, a sua volta suddiviso in Falde Interne e Falde Esterne, nella Sardegna centro- e sud-orientale.

I due complessi sono separati dalla Linea Posada-Asinara, lungo la quale affiorano rocce di alto grado: migmatiti, anfiboliti, eclogiti retrocesse in facies anfibolitica (MILLER *et alii*, 1976), interpretate come relitti di crosta oceanica (CARMIGNANI *et alii*, 1992). La fase di collisione con ispessimento crostale è testimoniata nella Zona a falde da un metamorfismo progrado di pressione intermedia e di grado variabile dalla facies scisti verdi a quella anfibolitica; quest'ultima è sviluppata solo in prossimità della Linea Posada - Asinara.

Il basamento metamorfico del Foglio Jerzu è costituito sia da Falde Esterne che da Falde Interne, le seconde nella parte settentrionale del Foglio (fig.1, fig.3).

1.1. - FALDE INTERNE

Nei lavori recenti sulla struttura del basamento sardo, le metamorfiti di basso e medio grado che affiorano a N dell'Unità di Meana Sardo fino alla Linea Posada-Asinara sono comprese in un insieme di unità alloctone denominato Falde Interne (fig.1). Il metamorfismo più intenso, la rarità di livelli-guida, come il complesso vulcanico dell'Ordoviciano medio, e l'estrema rarità di reperti paleontologici, rendono spesso incerta l'attribuzione cronostratigrafica dei protoliti.

A S dei granitoidi del Nuorese e dell'Ogliastra le Falde Interne sono rappresentate da un potente complesso epimetamorfico costituito da una successione prevalentemente terrigena, nota in letteratura come "Postgotlandiano" (VAI & COCOZZA, 1974, e bibliografia).

A N del Gennargentu questo complesso è stato diviso in tre unità tettoniche: l'Unità di Funtana Bona, l'Unità di Riu Correboi e l'Unità del Postgotlandiano (DESSAU *et alii*, 1982), che hanno successioni litostratigrafiche correlabili con quelle fossilifere descritte nelle Falde Esterne.

Le differenze tra Falde Interne e Falde Esterne sono di ordine strutturale e stratigrafico. La storia deformativa delle Falde Interne è più complessa, essendo contrassegnata da due eventi plicativi isoclinali e da una ricristallizzazione metamorfica più elevata. Inoltre le successioni litostratigrafiche delle Falde Interne sembrano caratterizzate da scarsità di metavulcaniti ordoviciane e di rocce carbonatiche, tipiche delle formazioni siluriane e devoniane delle Falde Esterne.

Nel Foglio Jerzu le Falde Interne sono costituite da una monotona alternanza di metapeliti, metarenarie e quarziti (*Postgotlandiano Auct.*) che spesso hanno somiglianze litologiche con le successioni del Cambriano-Ordoviciano inferiore delle Falde Esterne.

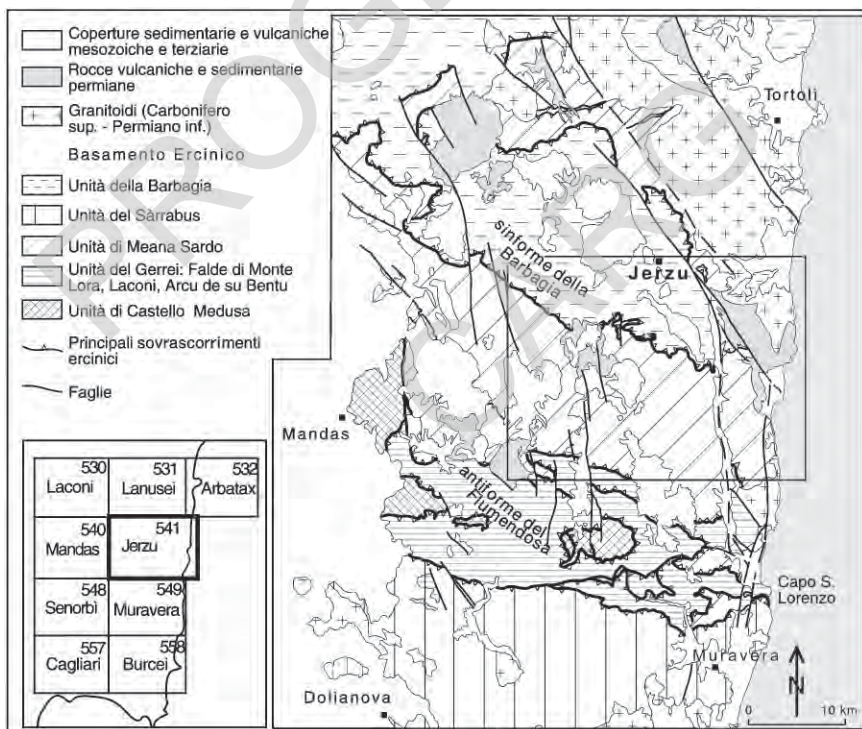


Fig. 3 - Schema tettonico del basamento paleozoico della Sardegna sud-orientale. Il rettangolo indica l'ubicazione del Foglio "541- Jerzu".

1.2. - FALDE ESTERNE

Le Falde Esterne affiorano tra Barbagia ed Iglesias-Sulcis e sono costituite da metamorfiti i cui protoliti hanno età comprese tra il Cambriano ed il Carbonifero inferiore (fig.1). Costituiscono la parte più esterna dell'edificio alloctono e si sono messe in posto con movimento da NE verso SW nell'avanzata della catena durante il Carbonifero inferiore.

Il metamorfismo sincinematico delle Falde Esterne varia dall' anchizona alla facies scisti verdi. Metamorfismo e deformazione aumentano dalle unità superiori a quelle inferiori. Rocce metamorfiche in facies anfibolitica affiorano solo al M. Grighini, in corrispondenza della culminazione assiale della maggiore antiforme di falde del basamento sardo (Antiforme del Flumendosa).

Nella Sardegna centro-orientale tutta la pila delle falde è piegata secondo tre strutture di dimensioni regionali che da N a S sono: l' Antiforme del Gennargentu, la Sinforme della Barbagia e l' Antiforme del Flumendosa; quest' ultima è diretta NW-SE e si può riconoscere longitudinalmente per una lunghezza di circa 100 km, dalla zona del M. Grighini alla foce del Flumendosa (fig.3).

Il Foglio Jerzu è quasi interamente compreso nel fianco nord-orientale di questa antiforme; il settore NE del Foglio comprende il fianco SE della Sinforme della Barbagia; il settore SW include una porzione dell' Antiforme del Flumendosa con a nucleo l' Unità tettonica del Gerrei. Grazie ad un debole insellamento assiale di questa struttura è conservata in sinforme secondaria la sovrastante Unità tettonica della Barbagia.

La successione più completa della pila delle Falde Esterne affiora nella bassa valle del Flumendosa. In corrispondenza del nucleo dell' Antiforme del Flumendosa (CARMIGNANI *et alii*, 1978; 1982a,b) affiorano infatti l' Unità tettonica di Rio Grappa, sormontata dall' Unità tettonica del Gerrei, su cui si accavallano a N dell' Antiforme del Flumendosa l' Unità tettonica di Meana Sardo e, a S della stessa antiforme, l' Unità tettonica del Sàrrabus (fig.4, tav.1).

L' Unità di Rio Grappa è probabilmente correlabile con l' Unità di Castello Medusa che affiora nel Sarcidano. Secondo CARMIGNANI *et alii* (1982b), l' Unità di Meana Sardo e l' Unità del Sàrrabus sono fra loro correlabili e costituirebbero il maggiore complesso alloctono delle Falde Esterne.

Esso, scollato alla base delle metarenarie del Cambriano-Ordoviciano inferiore, avrebbe completamente oltrepassato l' Unità tettonica del Gerrei andandosi ad accavallare direttamente sulla Zona Esterna (Iglesiente-Sulcis) ove costituirebbe il fronte del complesso alloctono della catena (Unità tettonica dell' Arburese) (fig.1).

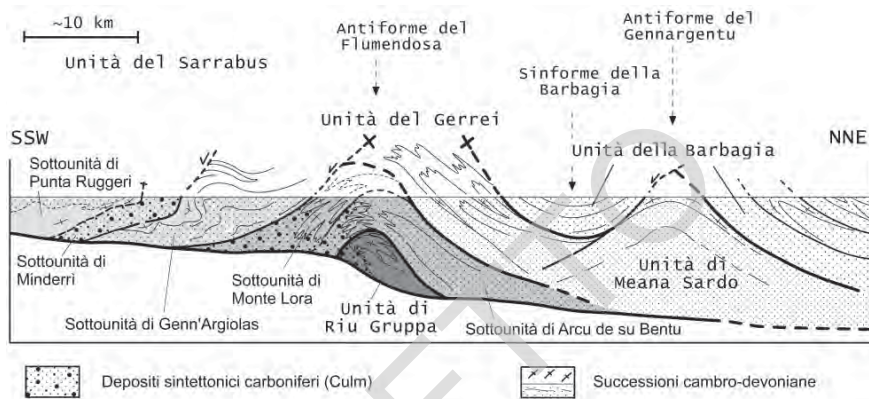


Fig. 4 - Profilo schematico attraverso la struttura a falde del basamento paleozoico della Sardegna sud-orientale.

1.3. - TETTONICA TARDO-ERCINICA

Le unità tettoniche elencate sono state impilate durante le fasi collisionali e di ispessimento crostale dell'orogenesi ercinica. Durante il Carbonifero superiore ed il Permiano, un'importante tettonica distensiva post-collisionale (MALAVIEILLE, 1993) si sovrappone a queste strutture, determinando il collasso della crosta ispessita e l'esumazione delle metamorfiti. Questa fase estensionale (CONTI *et alii*, 1995) è testimoniata da:

- sviluppo nel basamento di strutture indicanti raccorciamento verticale ed estensione orizzontale a tutte le scale. Ciò si manifesta con faglie normali a basso angolo che spesso riattivano i sovrascorrimenti della fase collisionale, superfici di clivaggio localmente penetrative (*extensional crenulation cleavage*), pieghe con piani assiali suborizzontali ed infine faglie normali ad alto angolo che intersecano le strutture precedenti;

- sviluppo di alti strutturali bordati da zone di taglio dirette, faglie normali a basso angolo, che determinano l'affioramento delle unità più profonde dell'edificio di falde e che sono interpretati come finestre tettoniche tipo "core complex" (fig.4); nella Sardegna centrale hanno questa interpretazione l'Antiforme del Gennargentu e l'Antiforme della Barbagia; faglie transtensive vengono talora utilizzate per la messa in posto dei corpi granitoidi;

- messa in posto del vasto batolite calcalalino, del relativo corteo filoniano e dei prodotti effusivi in parte coevi con le intrusioni del batolite, intercalati ai depositi dei bacini molassici permiani;

- sviluppo di bacini molassici intracontinentali permiani sul basamento eroso e tettonicamente denudato.

2. - COMPLESSO INTRUSIVO TARDO-PALEOZOICO

2.1. - GRANITOIDI

Durante le fasi estensionali della tettonica ercinica il basamento metamorfico viene intruso da una serie di corpi granitoidi, affioranti per una superficie totale di circa 6.000 kmq nel settore orientale dell'Isola, costituendo circa il 50% dell'intero basamento paleozoico (fig.1). I numerosi dati radiometrici Rb/Sr oggi disponibili in letteratura per i granitoidi della Sardegna suggeriscono un intervallo di età compreso fra 310 e 275 Ma (DI SIMPLICIO *et alii*, 1975; DEL MORO *et alii*, 1975; FERRARA *et alii*, 1978; SCHARBERT, 1978; CARMIGNANI *et alii*, 1982; NICOLETTI *et alii*, 1982; COCHERIE, 1985; BECCALUVA *et alii*, 1985; CASTORINA *et alii*, 1988, 1989; DEL MORO *et alii*, 1991; SECCHI *et alii*, 1991; BROTZU *et alii*, 1994). Diversi autori, su base petrochimica, hanno riconosciuto per l'associazione plutonica sarda un'appartenenza ad una suite calcalalina (ORSINI, 1976; 1980; BRALIA *et alii*, 1981).

Il batolite sardo-corso mostra un'estrema varietà composizionale di litotipi comprendente granodioriti, monzograniti, leucograniti e, in subordine, gabbrodioriti e tonaliti. Granitoidi peralluminosi (DI SIMPLICIO *et alii*, 1974; 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.

I rapporti di campagna, unitamente alle numerose età radiometriche disponibili per il batolite della Sardegna, consentono di ricostruire una sequenza temporale di più generazioni plutoniche cui corrispondono, in linea generale, anche diverse connotazioni composizionali.

Una suddivisione schematica su base tettonica delle plutoniti sarde è stata proposta da GHEZZO & ORSINI (1982) che, in base alla presenza ed al tipo di strutturazione, danno una classificazione in: 1) plutoniti precoci sin-tettoniche, 2) plutoniti tardo-tettoniche, 3) plutoniti post-tettoniche. Le intrusioni foliate erano considerate le più antiche del batolite, poiché era assunta una loro messa in posto

durante la tettonica collisionale.

Lavori successivi hanno peraltro chiarito che il magmatismo granitoide è associato a strutture legate alla tettonica tardo-ercinica, e ne suggeriscono una più precisa collocazione nel quadro evolutivo della tettonica ercinica (SECCHI, 1987; OGGIANO & DI PISA, 1988; CARMIGNANI *et alii*, 1990; ELTER *et alii*, 1990; MUSUMECI, 1991, 1992). La costruzione del batolite è infatti riferibile al Carbonifero superiore ed al Permiano inferiore e risulta pertanto contemporanea alla tettonica distensiva post-collisionale.

Secondo OGGIANO & DI PISA (1992), in base alla struttura le plutoniti sarde possono essere divise in due gruppi che mostrano una definita variabilità composizionale: 1) “plutoniti foliate o con evidente fluidalità” magmatica, con composizioni che variano da granodioriti a monzograniti s.s. con subordinate quarzodioriti, tonaliti e masse gabbroidi; 2) “plutoniti isotrope”, distribuite in tutto il basamento, composizionalmente riconducibili a leucograniti che tagliano sistematicamente le intrusioni precedenti.

I dati radiometrici e geologici indicano che il batolite si è formato in un intervallo di tempo relativamente breve, mediante intrusioni multiple all'interno del basamento metamorfico in sollevamento, ed è stato almeno in parte controllato da strutture tettoniche distensive che separavano blocchi crostali a diversa velocità di innalzamento.

La presenza di foliazioni e/o orientazioni nelle plutoniti sembra pertanto dipendere dalle relazioni spaziali con le strutture tettoniche legate all'esumazione del basamento piuttosto che all'età di messa in posto.

Tuttavia i dati geocronologici ed i rapporti di intrusione confermano una precedenza delle magmatiti foliate e/o orientate con composizione da monzogranitiche a tonalitiche, sui plutoni isotropi a prevalente composizione leucogranitica, che quindi possono essere considerati intrusioni post-tettoniche (CHERCHI & MUSUMECI in OGGIANO & DI PISA, 1992).

I caratteri geologici e petrografici suggeriscono che nella parte frontale dell'edificio a falde la messa in posto in ambiente post-tettonico è estesa sino alle rocce gabbroidi (plutoni dell'Arburese e del Sàrrabus; SECCHI, 1987; SECCHI *et alii*, 1991; BROTZU *et alii*, 1994).

In particolare nel plutone composito e multiplo del Sàrrabus la struttura orientata che si osserva nelle granodioriti sembra attribuibile ad una sorta di effetto *ballooning* operato dalla successiva messa in posto dei leucograniti (PIRINU *et alii*, 1996). In questi plutoni anche il quadro cronologico appare più complicato, come testimonia la presenza di una sequenza precoce gabbrotonalitico-granodioritica (zona di Burcei - M. Narba e Arburese; BROTZU *et alii*, 1994; SECCHI & D'ANTONIO, 1996) e monzosienitica (PIRINU *et alii*, 1996).

Nel Foglio Jerzu i granitoidi affiorano estesamente nel settore orientale.

I rapporti di campagna suggeriscono la precoce messa in posto, a livelli alto-crostiali, come piccoli filoni-strato suborizzontali e/o piccoli laccoliti, di una sequenza tonalitico-granodioritica che mostra strette affinità con la sequenza precoce riconosciuta nell' Arburese e nel Sàrrabus (zona Burcei - M. Narba).

Essa si trova a diretto contatto con il basamento metamorfico e risulta smembrata da una sequenza prevalentemente granodioritica, articolata in più corpi plutonici che di norma mostrano una marcata struttura orientata per flusso magmatico.

I leucograniti sono successivi a tutto il complesso plutonico e producono localmente effetti termometamorfici sulle granodioriti incassanti.

Lo schema di messa in posto di tipo basico==>acido, insieme alla presenza di una precoce sequenza tonalitico-granodioritica a diretto contatto con il basamento paleozoico, suggeriscono l'ipotesi di una periodica risalita di liquidi contenenti un'abbondante frazione fenocristallina attraverso fratture transtensive, con movimento rotazionale dei prismi e spostamento laterale delle masse già parzialmente consolidate.

Questo schema è molto simile a quello evidenziato nei complessi plutonici presenti nella parte frontale dell'edificio a falde (Arburese e Sàrrabus; BROTZU & MORBIDELLI, 1974; SECCHI, 1987; BROTZU *et alii*, 1994).

2.2. - CORTEO FILONIANO

Tutto il batolite è intersecato da un corteo filoniano acido e basico caratterizzato da un ampio spettro composizionale e da complessi rapporti con le rocce incassanti. Le orientazioni prevalenti dei filoni variano progressivamente da direzioni mediamente NE-SW nella Sardegna settentrionale, a direzioni N-S fino a NNW-SSE in quella meridionale.

GHEZZO & ORSINI (1982) descrivono sinteticamente il complesso filoniano del basamento sardo. I principali tipi petrografici riconosciuti sono: filoni basici ad affinità calcalcalina e shoshonitica (BECCALUVA *et alii*, 1981), filoni lamprofirici, filoni camptonitici (BALDELLI *et alii*, 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 i seguenti gruppi di filoni: (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, hawaii e mugeariti.

Tra i filoni calcalcalini, andesiti basaltiche e andesiti hanno caratteri strutturali molto variabili, con fenocristalli di plagioclasio (An_{65-36}), orneblenda, augite e rara olivina in genere sostituita da talco. Nelle facies microgranulari possono comparire biotite e quarzo interstiziale. Il quarzo spesso è presente anche in xenocristalli circondati da una corona di reazione di orneblenda o pirosseno.

I filoni dacitici, nettamente subordinati, hanno fenocristalli di plagioclasio (An_{35-20}) e femici (pirosseno e/o orneblenda) trasformati in aggregati di clorite e pistacite. La mesostasi comprende oligoclasio, biotite e minerali opachi.

I filoni riolitici hanno fenocristalli di plagioclasio (An_{13-8}), biotite, quarzo, feldspato alcalino; magnetite, titanite e allanite sono accessori comuni. La mesostasi presenta composizione mineralogica simile. Strutture porfiriche e glomero-porfiriche, con mesostasi a tessitura microgranulare, granofirica, aplitica e talvolta sferulitica, sono diffuse nei filoni acidi.

I basalti tholeitici sono di norma porfirici, con plagioclasio zonato (An_{72-40}), subordinato clinopirosseno ed olivina generalmente alterata in talco. I basalti transizionali hanno struttura ofitica o intersertale, con olivina quasi sempre alterata, plagioclasio zonato (An_{64-74} , An_{36-43}), clinopirosseno, orneblenda verde e bruna, scarsa biotite.

I basalti alcalini hanno strutture porfiriche e microporfiriche, con kersutite abbondante e rari clinopirosseno ed orneblenda. Recenti datazioni radiometriche indicano età comprese tra 298 ± 5 e 270 ± 10 Ma per filoni ad affinità calcalcalina e di 230 ± 10 Ma per filoni alcalini (VACCARO *et alii*, 1991).

Sulla base di confronti regionali tra Sardegna, Provenza, Brianzonese Ligure e Sudalpino, CORTESOGNO *et alii* (1998) hanno distinto due principali cicli di attività filoniana ed effusiva successiva all'evento collisionale varisco.

Un primo ciclo magmatico post-collisionale, a caratterizzazione geochimica prevalentemente calcalcalina fino a transizionale, si sviluppa tra il tardo-Carbonifero (post-Namuriano) ed il Permiano inferiore, ed è associato alle fasi di collasso dell'edificio orogenico che accompagnano una tettonica transtensile a scala continentale.

Un secondo ciclo, sviluppato tra il Permiano superiore ed il Triassico inferiore e medio, è caratterizzato da un'attività basica-acida con affinità geochimica alcalina e si inquadra essenzialmente in un regime di precoce *rifting* continentale.

3. - COPERTURE TARDO-PALEOZOICHE E MESO-CENOZOICHE

3.1. - SUCCESSIONE VULCANO-SEDIMENTARIA TARDO-PALEOZOICA

Successioni vulcano-sedimentarie tardo-paleozoiche giacciono in netta discordanza angolare sul basamento metamorfico in molte parti dell'Isola, in bacini di età stefaniano-permiani sviluppatasi durante la fase distensiva post-collisionale, contemporaneamente all'esumazione delle metamorfiti ed alla messa in posto del batolite e del suo corteo filoniano (CARMIGNANI *et alii*, 1992).

Il ciclo inizia localmente (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 (CASSINIS *et alii*, 1999, e bibliografia). In Nurra, GASPERI & GELMINI (1980) hanno distinto i depositi autuniani (Formazione di Punta Lu Caparoni) dal resto della 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. 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 durante il rilevamento a Perdasdefogu e in affioramenti limitrofi (RONCHI & SARRIA, 1996; RONCHI *et alii*, 1998).

Nel Foglio Jerzù sono presenti tre bacini: Perdasdefogu, Escalaplano e M. Ferru. Quest'ultimo rappresenta essenzialmente un bacino magmatico, mentre i primi sono costituiti da depositi continentali fluvio-lacustri con associate vulcaniti prevalentemente acide, depositisi in limitate depressioni tettoniche del basamento. Analoghe successioni si ritrovano, sullo zoccolo ercinico di buona parte dell'Europa meridionale (CASSINIS *et alii*, 1995, 1999; SCHOLLE *et alii*, 1995a; e bibliografie).

La composizione delle vulcaniti è variabile da riolitica ad andesitica. Queste rocce si sono messe in posto sia come lave che come piroclastiti e brecce vulcaniche; sono inoltre presenti corpi subvulcanici di composizione prevalentemente riolitica (Porfidi quarziferi *Auct.*). Questa attività vulcanica è generalmente collegata al grande complesso calcalino prevalentemente intrusivo che chiude il ciclo orogenico ercinico; le età radiometriche mostrano peraltro che diversi granitoidi e filoni di porfidi granitici sono coevi alla sedimentazione ed all'attività vulcanica dei bacini stefano-permiani.

Movimenti tettonici, alla fine del Permiano, hanno più o meno fortemente dislocato i depositi tardo-ercinici, con basculamenti di blocchi che hanno portato la superficie di trasgressione e gli strati sovrastanti ad inclinazioni fino a 70° (Boi *et alii*, 1989).

3.2. - SUCCESSIONI SEDIMENTARIE MESO-CENOZOICHE

Nel Mesozoico l'Isola non è interessata da importanti fasi deformative. Fino al Giurassico inferiore la Sardegna costituiva un alto strutturale in parte a lungo emerso, probabilmente una propaggine del Dominio Brianzonese delle Alpi occidentali (BARBERI & CHERCHI, 1980, e bibliografia). Su questo alto strutturale la trasgressione è avvenuta in maniera completa solo nel Dogger, quando si è stabilita una vasta piattaforma carbonatica, i cui resti sono presenti anche nel Foglio Jerzu, ove ricoprono in discordanza sia il basamento paleozoico sia le successioni stefano-permiana e triassica.

Dove la successione mesozoica è più completa (Nurra, Sulcis) è documentata una lacuna, talvolta associata a discordanza angolare, che comprende il Cretacico medio (Fase Austriaca). Alla fine del Cretacico si ha nuovamente un'emersione che sembra interessare tutta l'Isola; la lacuna comprende quasi tutto il Paleocene (Fase Laramica).

Depositi trasgressivi dell'Eocene inferiore sono ben rappresentati nella Sardegna meridionale ed anche nel Foglio Jerzu. Con l'Eocene medio-superiore in tutta l'Isola tornano a ristabilirsi condizioni di continentalità (Fase Pirenaica) che perdurano per l'intero Oligocene.

Al passaggio Oligocene-Miocene il blocco sardo-corso ha funzionato da retropaese della catena nord-appenninica (ALVAREZ & COCOZZA, 1974; CARMIGNANI *et alii*, 1994, 1995). Sia la "Corsica ercinica" che la Sardegna settentrionale sono interessate da una importante tettonica trascorrente che, attenuata, arriva ad interessare anche la zona del Foglio Jerzu.

In Sardegna di solito le trascorrenti seguono discontinuità del basamento ereditate dalla tettonica ercinica (PASCI, 1995, e bibliografia), con interferenze che determinano un loro andamento non rettilineo. Questa geometria di faglie non rettilinee provoca zone di transpressione in cui le successioni mesozoiche possono essere piegate e raddoppiate, o il basamento può essere carreggiato sulle coperture, e zone di transtensione con sviluppo di bacini *pull-apart* colmati da depositi prevalentemente continentali dell'Oligocene superiore-Aquitano, con innesco dell'attività piroclastica del ciclo calcalalino (OGGIANO *et alii*, 1995; ASSORGIA *et alii*, 1995).

Durante il Miocene inferiore e medio, contemporaneamente alla rotazione del blocco sardo-corso (Burdigaliano; ALVAREZ & COCOZZA, 1974) ed all'apertura del Bacino Balearico e del Tirreno settentrionale, si sviluppa tra il Golfo di Cagliari e quello dell'Asinara un sistema di fosse con sedimentazione prevalentemente marina, a cui sono intercalati notevoli spessori di vulcaniti a chimismo variabile da basaltico a riolitico e con chiara affinità calcalalina. L'età radiometrica dei prodot-

ti magmatici, compresa tra 30 e 14 Ma, con un netto massimo di frequenza intorno a 19 Ma (BECCALUVA *et alii*, 1985, 1989), è in buon accordo con i dati stratigrafici.

La successione è suddivisa in numerose formazioni pre-, sin- e post-rift (CHERCHI & MONTADERT, 1982a,b; CHERCHI & TRÉMOLIÈRES, 1984; CHERCHI, 1985) di ambiente da continentale a lacustre, a marino, sempre con forti apporti terrigeni. Nella parte orientale dell'Isola sono attribuiti all'Oligocene superiore - Miocene inferiore dei depositi fluviali che, con spessori molto modesti, affiorano anche nel Foglio Jerzu.

A partire dal Miocene superiore e nel Plio-Quaternario tutta l'Isola è interessata da un'importante tettonica distensiva (MARINI & MURRU, 1983) a cui sono legate estese manifestazioni vulcaniche prevalentemente basiche e ad affinità alcalina, transizionale e tholeitica, messe in relazione con l'apertura del Tirreno centro-meridionale.

Questa tettonica è ben documentata nel Foglio Jerzu da sistemi di faglie normali orientate da N-S a NW-SE (nella zona settentrionale), responsabili anche del modellamento del margine continentale centro-orientale dell'Isola.

IV - STRATIGRAFIA

La maggior parte delle formazioni distinte nel Foglio in scala 1:50.000 “541-Jerzu” non compaiono nei Fogli in scala 1:100.000 “227-Muravera”, “226-Mandas”, “218-Isili” e “219-Lanusei”.

Nel Foglio “541-Jerzu” sono state distinte:

1. -“unità formali” : Formazione di Dorgali (AMADESI *et alii*, 1961), Formazione di Ussana (PECORINI & POMESANO CHERCHI, 1969);
2. -“unità non formali”, già usate nei Fogli in scala 1:100.000 del Servizio Geologico (CARIMATI *et alii*, 1980) (es.: Arenarie di San Vito, ecc.);
3. -“unità con nomi tradizionali” (es.: Scisti a Graptoliti, Porfiroidi, ecc.);
4. -“insiemi litologici” (es.: Depositi alluvionali , Leucograniti biotitici, ecc.);
5. -“unità litostratigrafiche di nuova istituzione” (es.: Formazione di M. Cardiga, Formazione di Riu su Luda, Formazione di M. S. Vittoria).

Nella legenda del Foglio le formazioni metamorfiche del basamento sono raggruppate per unità tettoniche disposte dal basso verso l’alto secondo l’ordine di sovrapposizione geometrica; la disposizione delle caselle formazionali entro ciascuna unità tettonica segue l’ordine cronostatigrafico. Le unità tettoniche hanno rilevanti differenze nella successione litostratigrafica e sono costituite da unità formazionali in parte differenti.

Nell’area del Foglio Jerzu affiorano estesamente formazioni del Paleozoico

inferiore, deformate e metamorfosate durante l'orogenesi ercinica, rocce intrusive del Paleozoico superiore e successioni sedimentarie e vulcaniche, non metamorfiche, permiane, triassiche, giurassiche, eoceniche, oligo-mioceniche e quaternarie.

Le formazioni distinte sono raggruppate, dal basso verso l'alto, in:

1. - Basamento metamorfico ercinico;
2. - Complesso intrusivo tardo-paleozoico;
3. - Successione vulcano-sedimentaria tardo-paleozoica;
4. - Successione sedimentaria mesozoica;
5. - Successione sedimentaria terziaria;
6. - Depositi quaternari dell'area continentale;
7. - Depositi quaternari dell'area marina.

1. - BASAMENTO METAMORFICO ERCINICO

Il basamento metamorfico ercinico del Foglio Jerzu è stato suddiviso in tre unità tettoniche, che dal basso verso l'alto sono:

- Unità tettonica del Gerrei e Unità tettonica di Meana Sardo, appartenenti alle Falde Esterne;
- Unità tettonica della Barbagia, appartenente alle Falde Interne.

La stratigrafia delle unità tettoniche è descritta secondo l'ordine stratigrafico, dal basso verso l'alto, a partire dall'unità tettonicamente più bassa.

Nella descrizione delle formazioni si fa riferimento, anche senza esplicito richiamo, alle colonne stratigrafiche riportate nelle figg. 5 e 6 ed allo schema sinottico della tav.2.

1.1. - DISCORDANZE

Nel Foglio Jerzu le successioni stratigrafiche delle Falde Esterne sono interrotte da due discordanze.

La discordanza più antica separa la successione del Cambriano-Ordoviciano inferiore dal sovrastante complesso vulcanico dell'Ordoviciano medio, è nota in letteratura come Discordanza Sarrabese (CALVINO, 1960) e dallo stesso autore attribuita alla Fase Sarda istituita da STILLE (1939) nell'Iglesiente.

La seconda è una *non-conformity* tra il complesso vulcanico subaereo ordoviciano e la successione dell'Ordoviciano superiore (Trasgressione Caradociana *Auct.*).

Le sequenze comprese tra queste discordanze, classificabili come

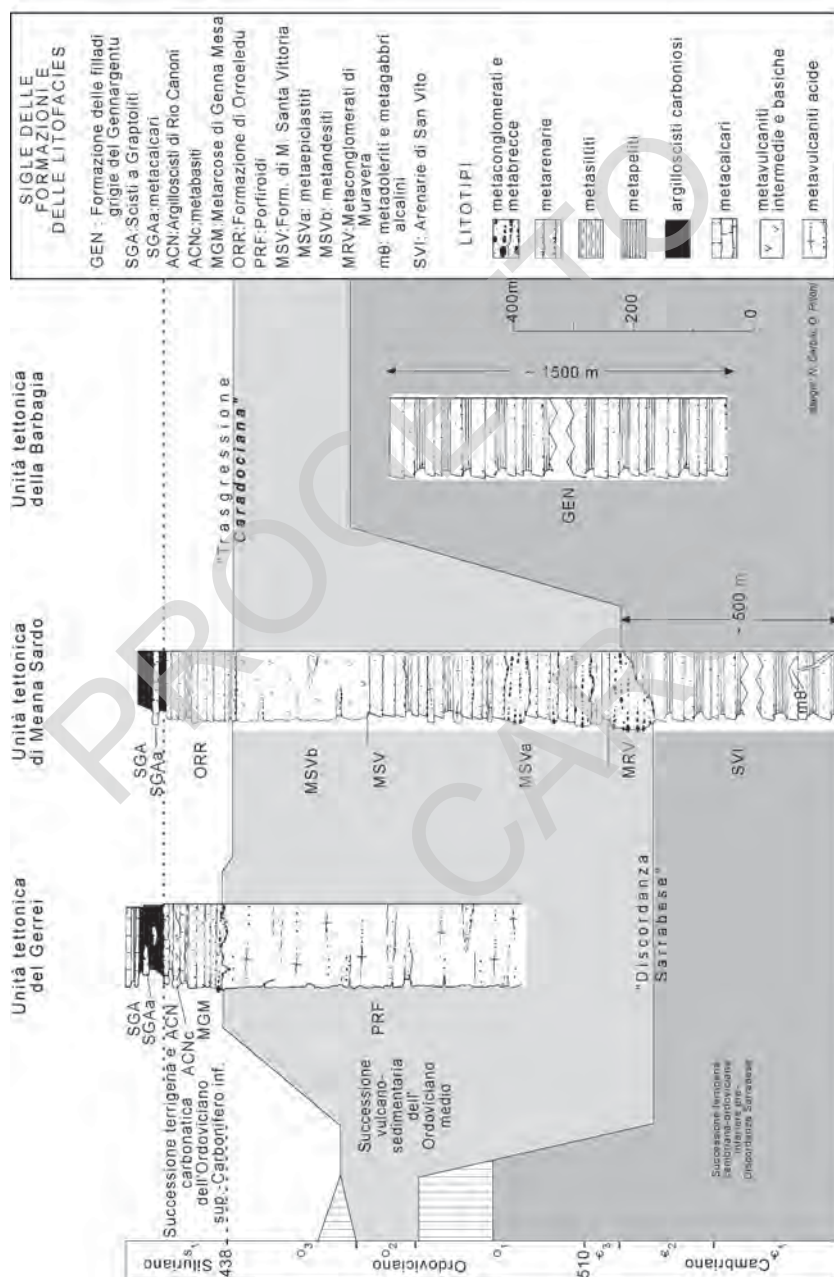


Fig. 5 - Schema litostratigrafico delle successioni paleozoiche affioranti nel Foglio 541 - Jerzu.

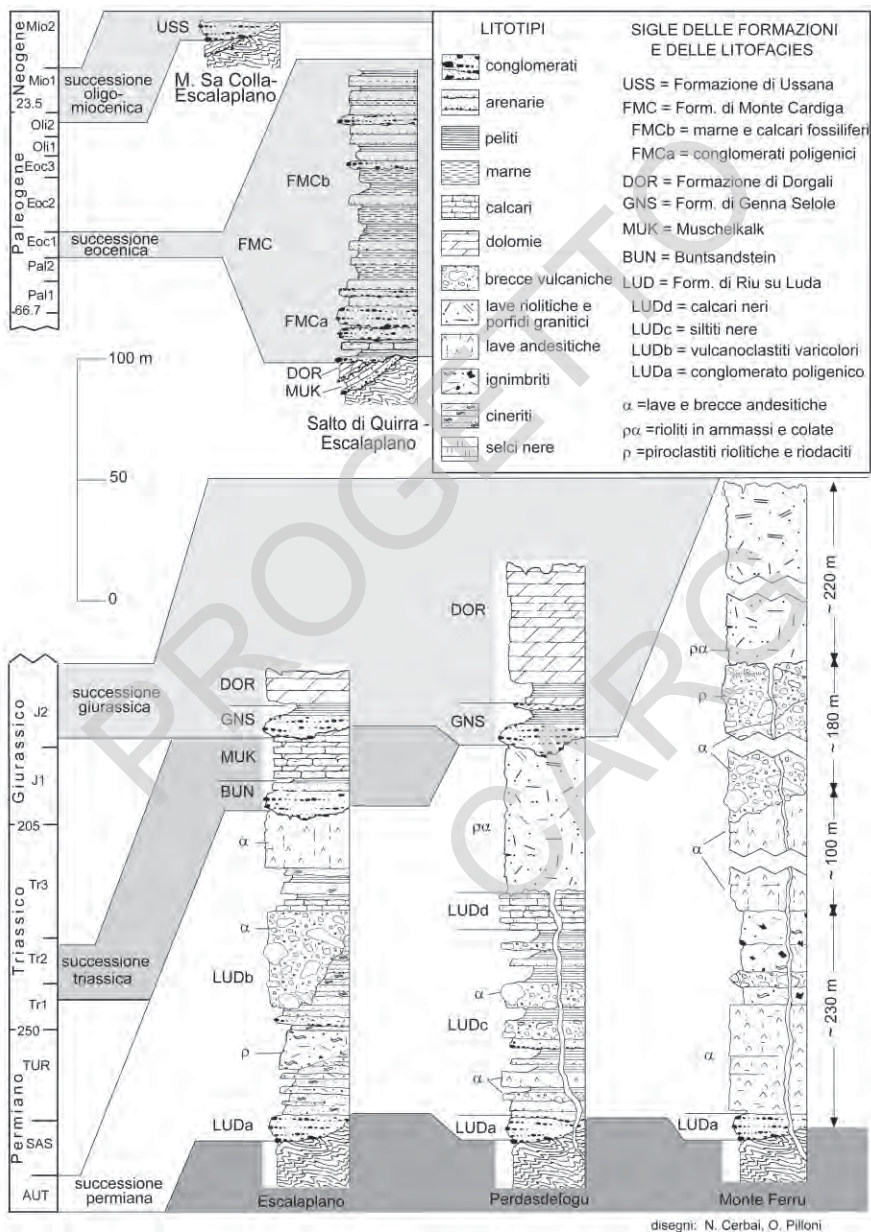


Fig. 6 - Schema litostratigrafico delle successioni post-erine affioranti nel Foglio 541 - Jerzu.

Unconformity Bounded Stratigraphic Units o Sintemi (ISSC, 1994), sono indicate come segue:

1. - Successione terrigena del Cambriano-Ordoviciano inferiore pre-Discordanza Sarrabese;
2. - Successione vulcano-sedimentaria dell'Ordoviciano medio;
3. - Successione terrigena e carbonatica dell'Ordoviciano superiore Carbonifero inferiore.

1.1.1. - *Successione terrigena del Cambriano-Ordoviciano inferiore pre-Discordanza Sarrabese*

E' costituita da una potente successione di depositi arenacei e siltosi, noti in letteratura con il nome di Arenarie di S. Vito nel Sàrrabus (CALVINO, 1960) e formazione di Solanas in Barbagia (MINZONI, 1975), che hanno subito una debole deformazione nell'Ordoviciano inferiore (Fase Sarda *Auct.*).

Per evitare la proliferazione di nomi formazionali, dal momento che queste successioni hanno sostanzialmente stessi caratteri litologici, stessa posizione stratigrafica e stessa età, è stata usata la denominazione Arenarie di S. Vito anche nel Foglio Jerzu.

Si tratta di depositi di conoidi sottomarine che rappresentano facies nettamente più distali rispetto ai depositi coevi misti, terrigeno-carbonatici, della Sardegna SW. La transizione, da SW a NE, da una piattaforma terrigeno-carbonatica ad un ambiente di scarpata distale, suggerisce il profilo di un margine continentale passivo persistente per tutto il Cambriano fino all'Ordoviciano inferiore, che potrebbe essere individuato nel margine settentrionale del continente Gondwana.

1.1.2. - *Successione vulcano-sedimentaria dell'Ordoviciano medio*

Tutte le Falde Esterne sono caratterizzate da grandi spessori di metavulcaniti e metaepiclastiti discordanti sulle metarenarie cambro-ordoviciane.

Il magmatismo ordoviciano costituisce una *suite* che varia in composizione da riolitica ad andesitica. Questi prodotti sono attribuiti ad un'attività di arco vulcanico su crosta continentale, riferito ad una fase di subduzione dell'Oceano Sudarmoricano al di sotto del Gondwana.

Il complesso magmatico presenta marcate variazioni di composizione da una unità tettonica all'altra, attribuite ad un'originaria zonazione dell'arco vulcanico (CARMIGNANI *et alii*, 1992).

1.1.3. - *Successione terrigeno-carbonatica dell'Ordoviciano superiore-Carbonifero inferiore*

La trasgressione marina sugli apparati vulcanici dell'Ordoviciano medio (Trasgressione Caradociana *Auct.*) è testimoniata da depositi detritici, anche grossolani, di ambiente costiero (Caradoc), seguiti da depositi pelitico-arenacei con intercalazioni carbonatiche di ambiente neritico (Caradoc-Ashgill).

Le successioni dell'Ordoviciano superiore sono generalmente caratterizzate da una grande variabilità di facies: i prodotti dello smantellamento degli apparati vulcanici subaerei sono infatti fortemente dipendenti dalla locale morfologia della superficie di trasgressione e dalla litologia del substrato.

Con l'Ordoviciano superiore si realizza anche un'importante variazione del quadro geodinamico: al diffuso vulcanismo calcocalino dell'Ordoviciano medio segue, nell'Ordoviciano superiore (Ashgill), una modesta attività vulcanica caratterizzata da emissione di lave basaltiche alcaline; esse testimoniano una tettonica distensiva cui sono da riferire il collasso dell'arco vulcanico calcocalino dell'Ordoviciano medio e la successiva trasgressione dell'Ordoviciano superiore.

Nel dominio marino instauratosi alla fine dell'Ordoviciano si stabilisce un'uniformità di sedimentazione per un lungo intervallo di tempo che arriva fino all'inizio del Carbonifero. L'ambiente della sedimentazione siluro-devoniana è di mare aperto, come provano le faune pelagiche, di profondità relativamente modesta, con apporti da terre emerse scarsi o assenti e frequenti condizioni riducenti sul fondo, soprattutto nel Siluriano.

Nei Fogli limitrofi (es.: Foglio "549-Muravera") affiorano anche sequenze terrigene sintettoniche del Carbonifero inferiore (Culm), in probabile discordanza sulla successione precedente e coinvolte nell'orogenesi.

1.2. - ATTRIBUZIONI BIOSTRATIGRAFICHE

Il progresso delle conoscenze stratigrafiche sul basamento della Sardegna centro-orientale ha sempre incontrato grandi difficoltà a causa sia della complessa struttura a falde, sia del metamorfismo e delle intense deformazioni subite dalle rocce. Tuttavia, i dati paleontologici disponibili consentono ormai una buona sicurezza sulle grandi linee della successione stratigrafica malgrado la rarità di dettagliate documentazioni biostratigrafiche.

L'età della Successione terrigena del Cambriano - Ordoviciano inferiore è stata così definita nelle Unità del Sàrrabus, del Gerrei, e di Meana Sardo:

- nelle Arenarie di San Vito dell'Unità tettonica del Sàrrabus, BARCA *et alii* (1981a, 1981b, 1984) e PITTAU *et alii* (1998) hanno documentato con acritarchi il

Cambriano medio e superiore e l'Ordoviciano inferiore (Tremadoc);

- nell'Unità tettonica del Gerrei, NAUD & PITTAU DEMELIA (1985), BARCA *et alii* (1984) e PITTAU & FUNEDDA (1998) hanno documentato con acritarchi il Cambriano superiore e l'Ordoviciano inferiore (Arenig medio-superiore);

- nell'Unità tettonica di Meana Sardo, TONGIORGI *et alii* (1982), ALBANI *et alii* (1985), DI MILIA & TONGIORGI (1993), ALBANI & PITTAU (1998) e DI MILIA *et alii* (1998) hanno documentato su associazioni di palinomorfi il Cambriano superiore e l'Ordoviciano inferiore (Tremadoc e Arenig medio-superiore).

La Successione vulcano-sedimentaria dell'Ordoviciano medio è stata datata in base alle età delle formazioni sottostanti (Cambriano - Ordoviciano inferiore) e dei sedimenti dell'Ordoviciano superiore (Caradoc-Ashgill) trasgressivi sugli apparati vulcanici.

La Successione terrigena e carbonatica dell'Ordoviciano superiore - Carbonifero inferiore è l'intervallo meglio documentato paleontologicamente di tutto il basamento paleozoico della Sardegna centro-sud-orientale:

- i livelli fossiliferi contenuti nei metasedimenti che marcano la Trasgressione Caradociana *Auct.* (formazioni di Punta Serpeddi e di Orroledu, Argilloscisti di Rio Canoni *Auct.*) in vari settori della Zona a Falde (Arburese, Gerrei, Sarcidano, Barbagia) sono attribuiti al Caradoc-Ashgill in base ai numerosi studi sulla ricca associazione bentonica presente, in particolare sui brachiopodi (VINASSA DE REGNY, 1927; GIOVANNONI & ZANFRÀ, 1978), briozoi (VINASSA DE REGNY, 1942; ANNOSCIA, 1968; CONTI, 1990), cistoidi (VINASSA DE REGNY, 1942; HELMCKE, 1973; HELMCKE & KOCK, 1974), conodonti (FERRETTI *et alii*, 1998a,b; FERRETTI & SERPAGLI, 1998);

- il Siluriano (inferiore, medio e superiore) è ben documentato negli Scisti a Graptoliti *Auct.* in numerose località (alcune ormai classiche: Goni, Ballao, Armungia, Silius, Gadoni, ecc.) sulla base dei graptoliti (GORTANI, 1923a,b; TEICHMULLER, 1931; SCHNEIDER, 1972; JAEGER, 1976, 1977; BARCA & JAEGER, 1990), dei trilobiti (FONDI, 1985; RICKARDS *et alii*, 1995), dei conodonti studiati negli orizzonti carbonatici intercalati e nell'"Ockerkalk" (BARCA *et alii*, 1992, 1995), e di rari nautilodei (NAUD, 1979a; GNOLI, 1990);

- il Devoniano (inferiore, medio e superiore) è documentato soprattutto nel complesso degli argilloscisti, calcari stratificati e calcari massicci sulla base dei conodonti (ALBERTI, 1963; POMESANO CHERCHI, 1963; OLIVIERI, 1965, 1969; MURRU, 1975; PILI & SABA, 1975; BAGNOLI, 1979; SPALLETTA & VAI, 1982; CORRADINI, 1998a,b; CORRADINI *et alii*, 1998; SERPAGLI *et alii*, 1998), dei tentaculiti (ALBERTI, 1963; GESSA, 1993), ma anche dei graptoliti (Devoniano inferiore a Baccu Scottis: HELMCKE, 1973; BARCA & JAEGER, 1990), dei trilobiti (ALBERTI, 1981), dei cefalopodi ammonioidei (*Clymenia* e *Goniatites* nei Calcari di Villasalto: LOVISATO, 1894; GORTANI, 1923a,b);

- il Carbonifero inferiore o inferiore-medio (affiorante nel limitrofo Foglio Muravera), cui vengono assegnati depositi sinorogenici del flysch ercinico sardo

(formazione di Pala Manna *Auct.*), è stato riconosciuto indirettamente sulla base dei conodonti del Devoniano superiore (Frasniano, Famenniano) ritrovati nei ciottoli (BARCA & SPALLETTA, 1984) e nei grandi olistoliti calcarei (BARCA, 1985; BARCA *et alii*, 1986; BARCA, 1991; BARCA & OLIVIERI, 1991).

1.2.1. - Il problema del "Postgotlandiano"

Nei Monti del Gennargentu il metamorfismo relativamente più elevato, la rarità di reperti paleontologici e soprattutto la maggiore complessità strutturale rendono non poco difficoltosa la ricostruzione delle originarie successioni stratigrafiche. La maggior parte di queste metamorfiti è costituita da una alternanza monotona di metapeliti e metarenarie (Postgotlandiano *Auct.*; VAI & COCOZZA, 1974) che spesso mostrano analogie litologiche con le successioni terrigene cambro-ordoviciane della Sardegna centrale (BARCA, 1985).

A N del Monti del Gennargentu alcuni dati paleontologici (PILI & SABA, 1975) e rilevamenti di dettaglio (DESSAU *et alii*, 1982) hanno consentito di ricostruire in alcune aree una successione che, dal basso verso l'alto, comprende metarenarie, metavulcaniti, filladi carboniose e marmi, nel complesso assai simile alle successioni del Cambriano-Carbonifero inferiore delle Falde Esterne. La parte basale di questa successione (cambro-ordoviciano) si collega con il Postgotlandiano *Auct.* del Foglio Jerzu.

In base a queste considerazioni è stata attribuita al Cambriano-Ordoviciano inferiore la successione terrigena che costituisce la porzione di Falde Interne compresa nel Foglio Jerzu (formazione delle Filladi Grigie del Gennargentu).

1.3. - UNITÀ TETTONICA DEL GERREI

E' l'Unità tettonica geometricamente più profonda del Foglio, affiora nel settore SW e, molto limitatamente, lungo il Torrente di Quirra nell'angolo SE. Dal punto di vista litostratigrafico l'Unità è caratterizzata da un notevole spessore di metarioliti e metariodaciti occhiadine (Porfiroidi *Auct.*) e da una particolare successione dell'Ordoviciano superiore. Malgrado la forte deformazione sinmetamorfica e la successiva deformazione fragile, localmente è ancora ben conservata la successione originaria.

Nel contiguo Foglio Muravera l'Unità è divisa nelle Sottunità di M. Lora e di Arcu de su Bentu, che si differenziano nella successione vulcano-sedimentaria dell'Ordoviciano medio, costituita da metaepiclastiti, metandesiti e da porfiroidi nella prima sottunità e solo da porfiroidi nella seconda.

1.3.1. - *Formazione di M. S. Vittoria (MSV)*

E' una unità litostratigrafica di nuova istituzione che nell'Unità tettonica del Gerrei è presente in un ridotto affioramento nell'angolo SW del Foglio.

E' costituita da metaepiclastiti derivate da vulcaniti a chimismo acido o intermedio, rare metarenarie feldspatiche e metaconglomerati.

In questo Foglio affiora estesamente nell'Unità di Meana Sardo, alla cui descrizione si rimanda.

Ordoviciano medio.

1.3.2. - *Porfiroidi Auct. (PRF)*

Queste metavulcaniti ordoviciane, descritte da CALVINO (1972), caratterizzano l'Unità tettonica del Gerrei. Affiorano lungo il Riu Flumineddu nel settore SW del Foglio, in continuità da Conca Andrea Cauli fino a Su Casteddu Mannu, e nell'altopiano di Perdasdefogu, tra Bruncu Paulu Pili e Perda Majori.

Si tratta di originarie rioliti e riodaciti, con struttura porfirica relitta determinata da porfiroclasti di K-feldspato e quarzo generalmente con dimensioni di 0,5-1 cm, in una massa di fondo sericitico-cloritica.

Si presentano in giacitura massiva, con colori variabili dal verdastro, al bianco, al rosa chiaro. Raramente si osservano intercalazioni decimetriche di filladi scure, probabilmente da ricondurre a momenti di stasi nell'evento vulcanico.

Porfiroidi a grossi fenocristalli (PRF_a) - Intercalazioni di facies con porfiroclasti pluricentimetrici di feldspato alcalino affiorano a Cuile Antoni Ghiani.

Lo spessore di questa formazione mostra una notevole variabilità, riconducibile sia a cause tettoniche, sia a variazioni primarie di potenza degli edifici vulcanici. Lo spessore apparente raggiunge i 300 m presso Mulone Is Arrantas. Nel Foglio non affiora la base della formazione. I Porfiroidi sono ricoperti dalle metarcosi e quarziti di Genna Mesa, derivate dal loro rimaneggiamento subaereo. Il contatto è bene esposto a sud di Mulone Is Arrantas.

Ordoviciano medio.

1.3.3. - *Metarcosi di Genna Mesa (MGM)*

Questa unità litostratigrafica è di nuova istituzione; affiora a tetto dei Porfiroidi *Auct.* nella valle del Riu Flumineddu, tra Conca Andrea Cauli, Mulone Is Arrantas e Su Casteddu Mannu, e tra Bruncu Paulu Pili e Punta Majori.

I termini basali della formazione sono metarenarie e metaconglomerati quarzosi massivi, grigio-chiari, costituiti quasi esclusivamente da quarzo vulcanico proveniente dal rimaneggiamento dei sottostanti Porfiroidi. Verso l'alto si passa a metarcosi e metagrovacche arcosiche talvolta stratificate, spesso massive. In alcuni affioramenti vicino a Cuile Utzeri e Su Telaxiu sono presenti sottili livelli di metaconglomerati bianchi o grigio-chiari, con clasti di dimensioni di circa 1 cm. A questi litotipi si intercalano spesso livelli decimetrici di quarziti ben stratificate e metasiltiti scure.

Lo spessore massimo totale è di circa 30 m, in località Mulone Is Arrantas.

Questa unità litostratigrafica poggia sui Porfiroidi *Auct.* e, fuori dall'area del Foglio, anche sulle metaepiclastiti e metandesiti dell'Ordoviciano medio. Il contatto di base è discordante e marca la "Trasgressione Caradociana" *Auct.* nell'Unità del Gerrei. E' ricoperta in concordanza dagli Argilloscisti di Rio Canoni; il passaggio è graduale, spesso per alternanze.

Questa formazione deriva dallo smantellamento dei sottostanti edifici vulcanici, in condizioni probabilmente continentali o marine costiere.

Ordoviciano superiore.

1.3.4. - *Argilloscisti di Rio Canoni (ACN)*

La formazione, descritta da NAUD (1979a), è ben esposta nel versante meridionale di Taccu Masoni ed in altri piccoli e sparsi affioramenti a Mulone Is Arrantas e tra Marcantoni e Cuile 'e Proccu (SW di Escalaplano).

E' costituita da un'alternanza di metasiltiti e filladi, da grigio-verdi a nocciola, in livelli decimetrici, e di metarenarie fini, da grigie a nocciola, ricche in fossili. Si tratta della tipica associazione bentonica dell'Ordoviciano superiore, con resti di briozoi, crinoidi, brachiopodi, gasteropodi, cistoidi, oltrechè di conodonti nelle facies carbonatiche, descritta nella Sardegna SE da GIOVANNONI & ZANFRÀ (1978), HELMCKE & KOCK (1974), NAUD (1979a), BARCA & DI GREGORIO (1979), CONTI (1990), FERRETTI *et alii* (1998a,b). Talvolta contiene sottili intercalazioni ricche in carbonati e metagrovacche vulcaniche. Un aspetto caratteristico di questa unità litostratigrafica è spesso l'accentuata vacuolarità da dissoluzione di fossili.

Lo spessore della formazione varia generalmente da 15 a 25 m; solo localmente, come a S di Cuile Antoni Chiani, essa raggiunge uno spessore apparente maggiore, fino a 50 m. La formazione poggia in concordanza sulle metarcosi; il passaggio è graduale. Il contatto superiore con i metasedimenti siluriani è invece netto. I sedimenti originari sono riferiti ad un ambiente di piattaforma terrigena poco profonda che si instaura dopo la trasgressione sugli edifici vulcanici dell'Ordoviciano medio.

Metabasiti (ACN_a) - Si tratta di intercalazioni di metagrovacche vulcaniche e metavulcaniti basiche (Mulone Is Arrantas, E di Conca Andrea Cauli, Riu Acquafriada a NW di Escalaplano), con resti di minerali magmatici originari occasionalmente preservati.

Queste rocce consistono essenzialmente di plagioclasti albitizzati (+/- epidoto), piccoli cristalli di minerali opachi omogeneamente distribuiti e rari pirosseni. Queste metavulcaniti sono caratterizzate da vacuoli millimetrici dovuti a dissoluzione di aggregati di calcite derivante da processi di spilitizzazione. Lo spessore massimo, riscontrato presso il Riu Acquafriada, è di circa 30 m. Come le altre intercalazioni di metabasiti dell'Ordoviciano superiore, anche queste rocce sono interpretate come derivati da basalti di tipo intrapacca (Di PISA *et alii*, 1992).

Ordoviciano superiore.

1.3.5. - *Scisti a Graptoliti Auct. (SGA)*

Affiorano solo in due località, presso il Riu Acquafriada ed a Marcantoni, a SE di Escalaplano.

La formazione è costituita in prevalenza da argilloscisti neri con pirite. Localmente sono presenti sottili intercalazioni di liditi e di metacalcari scuri o neri, alternati a metasiltiti grigio-scure (Scisti a Tentaculiti *Auct.*). L'attribuzione stratigrafica di questa litofacies è basata sull'analogia litologica.

Metacalcari scuri e metacalcari nodulari (SGA_a) - AS ed a NW di Escalaplano le litofacies pelitiche descritte contengono lenti di spessore metrico di metacalcari grigi nodulari (*Ockerkalk Auct.*). In queste lenti talvolta si rinvencono resti di Orthoceratidi e crinoidi.

Lo spessore complessivo di questa formazione è sempre molto ridotto (30-50 m) se paragonato ad aree limitrofe, come ad esempio il tratto di valle del Flumendosa tra Armungia e M. Lora, nell'adiacente Foglio Muravera. La causa di questa riduzione è presumibilmente da ricercare in fenomeni di laminazione tettonica, favorita dalla scarsa competenza di queste rocce.

La formazione poggia con contatto netto e concordante sulla formazione degli Argilloscisti di Rio Canoni; invece il contatto superiore nell'area rilevata è sempre tettonico.

L'ambiente di sedimentazione è di mare aperto, come provano le faune esclusivamente pelagiche, di profondità relativamente modesta, con apporti da terre emerse scarsi o assenti e frequenti condizioni riducenti sul fondo (GNOLI *et alii*, 1979).

Siluriano - Devoniano medio.

1.4. - UNITÀ TETTONICA DI MEANA SARDO

1.4.1. - Arenarie di San Vito (SVI)

Questa formazione (CALVINO, 1960), riferita al Cambriano - Ordoviciano inferiore in base agli acritarchi (SCHNEIDER, 1975; DI MILIA & TONGIORGI, 1982; e bibliografie; cfr. par.II.1.2), affiora estesamente in tutto il settore centro-meridionale del Foglio; ottime esposizioni si hanno sia lungo l'incisione del Riu Flumineddu a NE di Escalaplano, sia nella valle del Riu S. Giorgio.

La successione cambro-ordoviciano dell'Unità di Meana Sardo è indicata nella letteratura geologica recente (vedi CARMIGNANI *et alii*, 1986, 1992, e relativa bibliografia) come formazione di Solanas, distinta da MINZONI (1975) in Barbagia (Sardegna centrale). Tutti i lavori degli ultimi venti anni hanno però confermato la sostanziale identità litologica tra questa formazione e le Arenarie di San Vito definite da CALVINO nel 1960 nel Sàrrabus; inoltre, le numerose ricerche biostratigrafiche mediante acritarchi hanno evidenziato una buona correlazione biostratigrafica tra le due formazioni. Pertanto, in accordo con le indicazioni della normativa stratigrafica internazionale (ISSC, 1994), per ragioni di priorità si è ritenuto opportuno indicare con il nome formazionale di "Arenarie di San Vito" anche la successione terrigena cambro-ordoviciano che costituisce la parte inferiore dell'Unità tettonica di Meana Sardo.

Si tratta di irregolari alternanze, da decimetriche a metriche, di metarenarie micacee, quarziti grige, più raramente arcose, di colore grigio-verdastro e metasiltiti e metapeliti grige o verdastre, raramente nere. Nella parte media della formazione spesso affiorano metaconglomerati minuti ad elementi di metasiltiti e metarenarie. La parte alta della formazione è caratterizzata da metapeliti verdastre e talvolta rosse e violacee (frequenti nell'altopiano a sud di Perdasdefogu e nella valle del Riu S. Giorgio) che indicano una tendenza regressiva (TONGIORGI *et alii*, 1984). Negli orizzonti a granulometria più fine sono frequenti laminazioni parallele, ondulate e convolute, mentre alla base degli orizzonti a granulometria più grossolana si possono osservare *ripples*, *flute-casts*, *load-casts* e canali d'erosione.

Lo spessore è difficile da valutare a causa delle strutture plicative isoclinali e delle complesse laminazioni tettoniche; uno spessore di oltre 500 m è ritenuto probabile (CARMIGNANI *et alii*, 1982).

La base di questa unità litostratigrafica non è mai esposta. Le Arenarie di San Vito poggiano con contatto tettonico sopra l'Unità tettonica del Gerrei, e sono ricoperte in discordanza dai Metaconglomerati di Muravera o direttamente dalla Formazione di M. S. Vittoria.

L'ambiente di sedimentazione corrisponde a sistemi di conoidi o piane di bacino in cui avvenivano processi di sedimentazione di tipo torbido. La tendenza regressiva mostrata dai depositi della parte superiore della formazione probabilmente indica l'inizio dei movimenti tettonici dell'Ordoviciano inferiore (Fase Sarda *Auct.*).

Cambriano medio-Ordoviciano inferiore.

1.4.2. - *Metaconglomerati di Muravera (MRV)*

Anche nell'Unità di Meana Sardo un metaconglomerato grossolano separa i metasedimenti del Cambriano-Ordoviciano inferiore dalla successione vulcano-sedimentaria dell'Ordoviciano medio. I principali affioramenti si trovano presso il M. Nieddu ed a Perda Is Furonis, a S di Perdasdefogu. Altri affioramenti significativi si rinvengono in sinistra idrografica del Riu S. Giorgio, a sud di M. Rasu.

Si tratta di metaconglomerati poligenici, eterometrici, spesso anche grossolani (la dimensione dei clasti è variabile da pochi millimetri fino a 30 cm di diametro), matrice-sostenuti. I clasti sono costituiti da metarenarie, quarziti e localmente da metavulcaniti acide; la matrice è prevalentemente quarzo-arenitica e subordinatamente filladica, ed in sezione sottile è riconoscibile una frazione di quarzo di origine vulcanica.

Questa unità litostratigrafica è molto discontinua; lo spessore può variare tra zero ed un massimo di 30-50 m (M. Nieddu). Queste variazioni possono avvenire molto rapidamente. Tale geometria è indicativa di depositi canalizzati di un ampio sistema alluvionale.

Nell'Unità del Sàrrabus (Foglio Muravera) il contatto di base di questa formazione è marcato da una netta discordanza angolare. Nell'Unità di Meana Sardo questa discordanza non è altrettanto evidente, forse a causa della maggiore trasposizione tettonica.

Ordoviciano medio.

1.4.3. - *Formazione di M. S. Vittoria (MSV)*

La formazione è ben esposta nell'Unità di Meana Sardo; nel Foglio Jerzu si estende secondo una fascia disposta SE-NW, a partire da SE di M. Rasu fino a Tertenia ed a NW di Perdasdefogu (S di Bruncu Niu Abila, Funtana Sa Nega).

Nell'abbondante letteratura geologica degli ultimi venticinque anni la successione vulcano-sedimentaria dell'Ordoviciano medio dell'Unità di Meana Sar-

do è divisa in tre unità informali, descritte in Barbagia da BOSELLINI & OGNIBEN (1968). Esse, dal basso verso l'alto, sono: la formazione di M. Corte Cerbos (metarioliti afiriche), la formazione di Manixeddu (metaepiclastiti derivate dallo smantellamento di vulcaniti acide) e la formazione di Serra Tonnai (metagrovacche vulcaniche e metandesiti).

Nel Foglio Jerzu, però, questa successione è raramente completa ed anche l'ordine di sovrapposizione non è sempre quello descritto per la Barbagia. In particolare, esistono spesso passaggi laterali rapidi o alternanze ripetute a tutte le scale tra i derivati metamorfici dei prodotti del rimaneggiamento di vulcaniti acide (cfr. formazione di Manixeddu) ed a chimismo intermedio (cfr. formazione di Serra Tonnai).

Pertanto, non essendo questi termini cartografabili con la sicurezza richiesta dal rango di formazione, si è preferito procedere ad una ridefinizione di queste unità litostratigrafiche attraverso l'istituzione della Formazione di M. S. Vittoria, che può essere riconosciuta nelle Unità tettoniche del Gerrei, del Sàrrabus e di Meana Sardo.

Nel Foglio Jerzu sono state distinte due litofacies.

Metaepiclastiti (MSV_a) (cfr. formazioni di Manixeddu e di M. Corte Cerbos di BOSELLINI & OGNIBEN, 1968) - Affiorano in tutto il settore centrale del Foglio, dalla valle del Riu S. Giorgio ad E fino alle pendici meridionali del M. S. Vittoria a W.

Si tratta principalmente di metaepiclastiti a prevalente matrice vulcanica, di varia granulometria, con clasti che in genere non superano i 5 cm. Sono inoltre presenti intercalazioni di metaquarzogrovacche e metarenarie. Particolarmente abbondanti sono metaconglomerati a quarzo prevalente, ben classati, e metaconglomerati a ciottoli riolitici di dimensioni centimetriche, ben selezionati e ben arrotondati. Queste metamorfiti derivano da prodotti effusivi ed esplosivi acidi rimaneggiati. Nella parte alta della successione sono presenti livelli di metarioliti bianco-giallastre a struttura porfirica, con rari e piccoli porfiroclasti di quarzo e feldspati in matrice sericitica, e frequenti intercalazioni di metarenarie vulcaniche.

Nel Foglio Jerzu questa litofacies arriva ad uno spessore apparente di 200 m (Riu S. Giorgio, Riu Su Santu).

Metagrovacche e metandesiti (MSV_b) (cfr. formazione di Serra Tonnai, BOSELLINI & OGNIBEN, 1968) - Affiorano estesamente a W-SW di Tertenia (tra Genna Cogina e M. Tacchixeddu), nella zona di M. Cobingius - Riu S. Giorgio, nel quadrante SW della sezione Genna su Ludu, in pronunciate sinclinali di direzione NW-SE ed in altri minori affioramenti reperibili nel Foglio.

Si tratta di metagrovacche vulcaniche verdastre e, più raramente, di

metavulcaniti di composizione da andesitica a basaltica. E' riconoscibile una struttura blastoporfirica, con glomeroblasti di plagioclasio albitizzato e aggregati cloritico-epidotici pseudomorfi su originari minerali femici.

Lo spessore apparente raggiunge i 250 m ad E di Genna Cogina.

Questa litofacies deriva da un'attività vulcanica effusiva di chimismo da intermedio a basico (subordinato) e dai prodotti del rimaneggiamento di tali vulcaniti (grovacche).

Ordoviciano medio.

1.4.4. - *Metadoleriti e metagabbri (mθ)*

I migliori affioramenti si rinvengono lungo il Riu Flumineddu (Nuraghe Truncone), il Riu Su Luda (Arcu Sa Pira), a S di Escalaplano (Masoni Pizzudu), a S di Perdasdefogu (Perda Is Furonis), nella valle del Riu S. Giorgio ed a SE di Tertenia.

Sono rappresentati da metabasiti alcaline in originaria giacitura filoniana o in ammassi intrusi entro le Arenarie di San Vito. Spesso sono ancora ben osservabili i caratteri di un'originaria struttura doleritica subofitica e talvolta intersertale, marcata da relitti di plagioclasio labradoritico e clinopirosseno da interstiziale a pecilitico, talvolta con relitti di olivina, in una matrice anfibolico-cloritico-epidotica pseudomorfa su originari minerali femici. Si osservano abbondanti ossidi metallici (in prevalenza ilmenite inclusa o concresciuta con il clinopirosseno, parzialmente alterata in titanite). Nelle facies gabbroidi sono presenti relitti di orneblenda.

Nel basamento della Sardegna sono note vulcaniti alcaline nell'Ordoviciano superiore e nel Carbonifero inferiore (Culm), delle quali le metadoleriti ed i metagabbri potrebbero rappresentare le facies intrusive (DI PISA *et alii*, 1992). Comunque, l'attribuzione di queste magmatiti all'Ordoviciano superiore rimane incerta.

?Ordoviciano medio - superiore.

1.4.5. - *Formazione di Orroledu (ORR)*

La formazione (BOSELLINI & OGNIBEN, 1968) affiora a nord di Perdasdefogu, in una fascia estesa WNW-ESE tra Genn'e Pirastu e la miniera abbandonata di Talentinu, ed a SW di Tertenia, tra Bruncu 'e Narba e Bruncu Asinalis.

Si tratta di una irregolare alternanza di metarenarie, metarenarie grossolane e filladi. Sono frequenti intercalazioni di metaconglomerati minuti in strati decimetrici e metrici, a clasti di quarzo e frammenti litici, talora poco selezionati; fra questi si riconoscono quarziti, arenarie quarzose, siltiti, epiclastiti e vulcaniti in matrice

quarzoso-sericitico-cloritica. Talvolta, la parte superiore ha granulometria più fine ed è costituita da una sottile alternanza di metasiltiti e metapeliti con resti di crinoidi, briozoi e rari brachiopodi.

La formazione presenta spessori fortemente variabili. Presso Villanovatulo (Sarcidano) sono stati misurati 80 m di metaconglomerati e metarenarie grossolane basali, sormontati da 80 m di metasiltiti e metargilliti.

La formazione ha un carattere trasgressivo alla base (Trasgressione Caradociana *Auct.*) e poggia su entrambe le litofacies della formazione di M. S. Vittoria; al tetto essa è ricoperta in concordanza dai metasedimenti siluriani.

Lo spessore fortemente variabile probabilmente dipende dall'irregolarità degli apparati vulcanici che essa trasgredisce. La sua parte superiore testimonia l'instaurazione di ambienti litorali e di piattaforma neritica a sedimentazione terrigena.

Ordoviciano superiore.

1.4.6. - *Scisti a Graptoliti Auct. (SGA)*

Affiorano in alcune località della sezione Genna Su Ludu, tra Cuccuru Brabussa ed il Riu Flumineddu, e più ad E, nei pressi di M. Corongiu.

La formazione è prevalentemente costituita da argilloscisti neri con pirite. Localmente sono presenti sottili intercalazioni di liliti e di metacalcari scuri o neri, alternati a metasiltiti grigio-scure (*Scisti a Tentaculiti Auct.*). L'attribuzione stratigrafica di questa litofacies è basata sull'analogia litologica.

Metacalcari scuri e metacalcari nodulari (SGA₁) - A SE di Cuccuru Brabussa, nella valle del Riu Gilisedda, le litofacies pelitiche descritte contengono lenti di spessore metrico di metacalcari grigi nodulari (*Ockerkalk Auct.*). In queste lenti talvolta si rinvencono resti di orthoceratidi e crinoidi.

Lo spessore di questa formazione è sempre molto ridotto (30-50 m) se paragonato ad altre aree limitrofe, come ad esempio il tratto di valle del Flumendosa tra Armungia e M. Lora, nel Foglio Muravera. La causa di questa riduzione è probabilmente da attribuire a fenomeni di laminazione tettonica, favoriti dalla scarsa competenza di queste rocce.

La formazione poggia con contatto netto e concordante sulla formazione di Orroleddu; invece il contatto superiore nell'area rilevata è sempre tettonico.

L'ambiente di sedimentazione è di mare aperto, come provano le faune esclusivamente pelagiche, di profondità relativamente modesta, con apporti da terre emerse scarsi o assenti e frequenti condizioni riducenti sul fondo (GNOLI *et alii*, 1979).

Siluriano - Devoniano medio.

1.5. - UNITÀ TETTONICA DELLA BARBAGIA

1.5.1. - *Formazione delle Filladi Grigie del Gennargentu (GEN)*

Con il nome di Filladi Grigie del Gennargentu sono indicate nel Foglio geologico in scala 1:100.000 “207-Nuoro” (CAVINATO, 1976) tutte le metamorfiti di basso grado del Gennargentu. Queste metamorfiti, distinte più a S nel Foglio geologico in scala 1:100.000 “218-Isili” con il termine generico di “scisti filladici, arenacei e micascisti”, sono più conosciute in letteratura col nome di “Postgotlandiano” (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 (DESSAU *et alii*, 1982).

Sebbene esistano forti somiglianze litologiche tra la successione terrigena che costituisce l’Unità della Barbagia nel Foglio Jerzu e la successione del Cambriano - Ordoviciano inferiore delle Falde Esterne (Arenarie di San Vito) (BARCA, 1985), la completa mancanza di supporti biostratigrafici ha fatto ritenere prematuro adottare una sicura correlazione tra queste due unità litostratigrafiche. L’idea di istituire una nuova unità formazionale è stata pure scartata perché solo una piccola parte di questo complesso è stata studiata con il rilevamento del Foglio Jerzu (fig. 1). La maggior parte di esso si estende infatti nei Fogli in scala 1:50.000 “530-Laconi”, “531-Lanusei”, “516-Fonni” e “517-Baunei”; l’opportunità di istituire una nuova unità formazionale dovrebbe essere valutata solo quando i rilievi del progetto CARG saranno estesi al Massiccio del Gennargentu.

Per questi motivi abbiamo preferito adottare, ridefinendola, l’unità litostratigrafica usata nel Foglio 1:100.000 “207-Nuoro”: formazione delle Filladi Grigie del Gennargentu.

Si tratta di una monotona, irregolare alternanza di livelli da metrici a decimetrici di metarenarie quarzose e micacee, quarziti, filladi quarzifere e filladi. Le filladi hanno colori da grigio chiaro a grigio scuro e verdastro. Localmente prevalgono termini più quarziticci, in banchi di vari metri di spessore, oppure metarenarie fini e metasiltiti. A causa della complessa tettonica locale, lo spessore originario non è valutabile. Lo spessore apparente è maggiore di 1.000 m. Il contatto di base è tettonico. Essa poggia su vari termini dell’Unità di Meana Sardo. Per quanto riguarda l’ambiente di deposizione, valgono le considerazioni esposte per le Arenarie di San Vito con le quali la formazione delle Filladi Grigie del Gennargentu è ipoteticamente correlata.

?Cambriano medio-?Ordoviciano inferiore.

2. - COMPLESSO INTRUSIVO TARDO-PALEOZOICO

Il magmatismo tardo-ercinico è rappresentato dal complesso granitoide e, in subordine, dai prodotti del ciclo vulcanico permiano. Dal punto di vista tettonico, esso è inquadrabile nella storia post-collisionale della catena ercinica (sollevamento, collasso e spianamento). Il complesso granitoide (310-280 Ma, BECCALUVA *et alii*, 1985, e bibliografia) intrude tutto il basamento metamorfico ed affiora largamente nel settore orientale dell'Isola, dalla Gallura al Sàrrabus ed in subordine nel Sulcis e nell'Arburese.

Questo magmatismo mostra carattere multistadiale e composito, affinità calcicalina alta in K ed un'estrema varietà composizionale, comprendendo granodioriti, monzograniti, leucograniti e, in subordine, rocce gabbro-dioritiche e tonalitiche (GHEZZO *et alii*, 1972, 1973; GHEZZO & ORSINI, 1982; POLI *et alii*, 1989; ROSSI & COCHERIE, 1991). Varietà peralluminifere (SECCHI, 1987; DI VINCENZO & GHEZZO, 1991), sequenze monzonitiche (Sàrrabus e Gennargentu; BROTZU *et alii*, 1978; PIRINU *et alii*, 1996; COZZUPOLI *et alii*, 1984) e *stocks* tonalitico-granodioritici (DI SIMPLICIO *et alii*, 1974; GHEZZO & ORSINI, 1982) sono subordinate in volume.

Il batolite è intersecato da un corteo filoniano acido e basico (300 -230 Ma, BECCALUVA *et alii*, 1985 e bibliografia) in prevalenza orientato N-S, che localmente interseca anche le vulcaniti permiane (TRAVERSA, 1969b). Sulla base dei caratteri petrochimici ATZORI & TRAVERSA (1986) distinguono tali filoni in: calcicalini (da andesiti basaltiche a rioliti), basalti ad affinità tholeitica e transizionale, rioliti ad affinità peralluminifera e sequenze alcaline (basalti, hawaii e mugeariti). Nel Foglio sono state riconosciute solo le facies ad affinità calcicalina (ALLEGRIA, 1984).

Una stretta affinità composizionale con i filoni acidi è mostrata dagli ammassi effusivi permiani ("Porfidi quarziferi" *Auct.*) che, assieme alle rioliti permiane, sono probabilmente gli equivalenti effusivi delle rocce ipoabissali precedenti. Poiché rioliti e "porfidi" sono intercalati ai sedimenti continentali autuniani, saranno descritti con la successione vulcano-sedimentaria tardo-paleozoica.

2.1. - GRANITOIDI

Il complesso granitoide ercinico del Foglio affiora per un'estensione di circa 40 kmq in una fascia disposta circa N-S compresa tra il Torrente di Quirra ed il mare. Le migliori esposizioni si osservano lungo la costa, mentre nell'entroterra le plutoniti sono spesso alterate, con processi di arenizzazione più accentuati principalmente lungo le zone di più intensa fratturazione e subordinatamente lungo i contatti tra le diverse intrusioni.

Tale complesso è costituito principalmente da distinti corpi plutonici abbastanza omogenei, di composizione granodioritica, caratterizzati da una foliazione per flusso magmatico più o meno marcata, orientata circa N-S; essi sono tagliati da una intrusione leucogranitica (M. Arista). Ammassi circoscritti di rocce tonalitiche si ritrovano incassati entro il basamento metamorfico o smembrati dalle granodioriti a contatto con il basamento metamorfico (loc. Serra Pani).

I rapporti di campagna indicano un ordine di messa in posto del tipo basico==>acido. Rimane incerta la cronologia relativa dei corpi granodioritici.

Per quanto riguarda le facies massive e prescindendo dai leucograniti, microscopicamente dominano le strutture granulari ipidiomorfe o, nel caso delle granodioriti γ_2 , le strutture porfiriche. Si tratta di rocce costituite da cristalli euedrali di plagioclasti intermedi, con subordinati anfiboli e biotite in proporzioni differenti, e da una trama interstiziale quarzoso-feldspatica. I plagioclasti sono solitamente zonati e mostrano schemi di zonatura complessa e/o maculata: nuclei calcici relitti di tipo labradoritico-bytownitico sono solitamente inglobati in porzioni a zonatura oscillatoria. La biotite, in cristalli singoli od in aggregati, è presente in belle lamine rossastre, mentre l'anfibolo, di tipo orneblenda, forma cristalli ben sviluppati, solitamente geminati a croce.

Tutti i corpi plutonici cartografati sono interessati da processi di alterazione talora marcati. Nelle rocce granodioritiche, ed in maggior misura nelle tonaliti, i plagioclasti presentano alterazione sericitica, mentre i nuclei calcici relitti appaiono sostituiti da aggregati epidotici e localmente (granodioriti γ_4) da calcite; i minerali femici sono più o meno alterati in prodotti cloritici. Nei leucograniti assieme alla biotite compare muscovite.

A parte la presenza diffusa di apatite e zirconio, la distribuzione dei minerali accessori nelle diverse facies non è casuale. Nelle granodioriti γ_2 è molto comune l'ilmenite, mentre nelle granodioriti γ_3 si sviluppa una titanite a corona dell'ilmenite; infine, nelle granodioriti γ_4 sono più abbondanti l'allanite e lo zirconio con aloni radioattivi.

Attorno alle plutoniti è sviluppata un'aureola termometamorfica di contatto, con cornubianiti e scisti macchiettati (andalusite, biotite e, localmente, sillimanite prismatica, corindone e spinello), che può interessare le metamorfite incassanti fino ad alcune centinaia di metri dal contatto. Xenoliti termometamorfici di dimensioni decimetriche sono più frequenti vicino ai contatti con il basamento.

I contatti netti e discordanti, la presenza di un'estesa aureola termometamorfica e la tendenza in molti corpi a sviluppare una struttura porfirica con massa di fondo aplitica o granofirica, suggeriscono una messa in posto di questi granitoidi a modeste profondità.

2.1.1. - Tonaliti anfiboliche (γ_1)

Piccoli ammassi omogenei di tonaliti anfiboliche (in affioramenti dell'ordine di qualche migliaio di m²) intrudono le metamorfiti presso il Riu Baccu Longu; affioramenti di minore estensione sono stati cartografati lungo il Riu Sa Pramma.

Le tonaliti anfiboliche sono rocce di colore grigio-scuro a grana medio-minuta e struttura massiva tendenzialmente porfirica (fig.7). Lungo i contatti con l'incassante sono evidenti margini di rapido raffreddamento, dell'ordine del decimetro, caratterizzati da facies orientate e grana tendenzialmente più minuta. Al microscopio le tonaliti mostrano costantemente struttura granulare ipidiomorfa; sono caratterizzate da plagioclasti euedrali zonati (labradoritico-andesinici, spesso alterati in epidoti e sericite) e, in subordine, orneblenda e biotite (di norma alterate in clorite), immersi in una massa di fondo poco abbondante, costituita essenzialmente da quarzo e raro K-feldspato. I minerali accessori più comuni sono ilmenite, solfuri, apatite inclusa nei plagioclasti e negli anfiboli, e raro zirconio.

Nel Foglio sono state distinte le granodioriti (loc. Serra Pani) particolarmente ricche di inclusi tonalitici, di dimensioni metriche.



Fig. 7 - Tonalite anfibolica a grana medio-minuta e struttura massiva tendenzialmente porfirica. Località Riu Sa Pramma (Tertenia).

2.1.2. - *Granodioriti porfiriche anfibolico-biotitiche* (γ_2)

Affiorano ad E dell'abitato di Tertenia, dalle pendici meridionali del M. Ferru fin presso Porto Santoru, e sono il tipo intrusivo più esteso arealmente. Compaiono anche in piccole apofisi entro le metamorfiti paleozoiche lungo la strada Tertenia-Sàrrala.

In massa, queste rocce mostrano una marcata struttura porfirica, evidenziata soprattutto da cristalli (solitamente di circa 5 mm) di orneblenda e biotite. Contengono abbondanti inclusi melanocrati scuri, da subsferici a lentiformi, con dimensioni da 5 a 20 cm. La tessitura marcatamente orientata è evidenziata dalla disposizione dei fenocristalli di anfibolo e degli inclusi microgranulari scuri; questa orientazione magmatica presenta costantemente giaciture subverticali e direzione prevalente N-S.

Microscopicamente, esse mostrano un carattere leucocrato (I.C. = 12%), costante struttura fortemente porfirica (I.P. circa 50%) per plagioclasti euedrali zonati e in subordine biotite ed orneblenda, immersi in una massa di fondo a tendenza alaskitica. I minerali accessori sono prevalentemente costituiti da ilmenite e, subordinatamente, da zircone ed apatite, inclusa nei plagioclasti e negli anfiboli.

Le facies marginali, raffreddate rapidamente a contatto con l'incassante metamorfico, mostrano strutture debolmente porfiriche, indicate da radi fenocristalli di plagioclasio, quarzo globulare e biotite, immersi in una massa di fondo granofirica.

2.1.3. - *Granodioriti anfibolico-biotitiche equigranulari* (γ_3)

Affiorano a S del basso corso del Riu Pelau ed a SE di Genna 'e Cresia. Di norma si presentano incipientemente arenizzate. I migliori affioramenti si osservano a Punta Genna Stulas e Punta S' Arrisorgiu, a S di Cardedu.

Si tratta di rocce grigiastre equigranulari a grana media, costituite da plagioclasio, anfibolo, biotite, quarzo e subordinato K-feldspato. Nelle porzioni occidentali passano a tonaliti con relitti di clinopirosseno, ora in gran parte uralitizzato.

Le granodioriti rappresentano il tipo più mesocrato (I.C. = 16%), carattere conferitogli dalla maggior incidenza modale di individui anfibolici, spesso geminati a croce, dell'ordine dei 5 mm. Localmente (Bruncu su Casteddu) l'indice di colore diminuisce e le granodioriti mostrano una colorazione rosata conferita dall'ortoclasio.

Le zone marginali dell'intrusione presentano una grana più minuta imputabile a rapido raffreddamento. In alcune zone son particolarmente abbondanti gli inclu-

si microgranulari scuri a composizione prevalentemente tonalitica, di dimensioni medie circa 5-7 cm.

I piani di flusso magmatico sono sub-verticali, con direzioni NW-SE; in corrispondenza del contatto con i leucograniti essi tuttavia sono disposti secondo direzioni NNW-SSE.

Microscopicamente, presso i contatti con i leucograniti, i cristalli di anfibolo sono sostituiti totalmente da aggregati di biotite microcristallina; ciò potrebbe essere dovuto ad un processo termometamorfico, ed indica l'antecedenza delle granodioriti rispetto ai leucograniti.

2.1.4. - *Granodioriti biotitico-anfiboliche equigranulari* (γ_4)

Affiorano esclusivamente nell'angolo NE del Foglio, presso Cardedu.

Queste rocce, di colore grigio-chiaro, costituiscono il tipo granodioritico più leucocrato; mostrano struttura equigranulare a grana grossa, in cui spiccano cristalli di biotite ed anfibolo di dimensioni attorno al centimetro (fig.8).



Fig. 8 - *Granodiorite biotitico-anfibolica equigranulare*. Località Genna Passeri (Tertenia).

La tessitura orientata è evidenziata dalla disposizione dei femici e degli inclusi microgranulari scuri, di forma lenticolare e dimensioni decimetriche, secondo piani di flusso magmatico subverticali diretti circa NNW-SSE.

Presso i contatti con l'incassante hanno grana decisamente più fine e, localmente, struttura porfirica (Genna Passeri, lungo la SS 125).

2.1.5. - *Leucograniti biotitici* (γ_s)

Formano corpi estesi e molto omogenei a S di Cardedu (M. Arista) ed una piccola apofisi a S di Porto Santoru. Il corpo di M. Arista è intruso nelle granodioriti e parzialmente coperto dalle vulcaniti permiane di M. Ferru; il secondo è incassato nel basamento metamorfico.

Si tratta di rocce più o meno alterate, a grana grossa, tendenza ololeucocrata, struttura equigranulare e isotropa (fig.9); localmente contengono strutture di flusso magmatico, marcate dalla disposizione in sciami dei minerali femici in prossimità dei contatti con le granodioriti incassanti.

Nell'insieme la roccia, generalmente di colore da bianco a rosato nelle porzio-

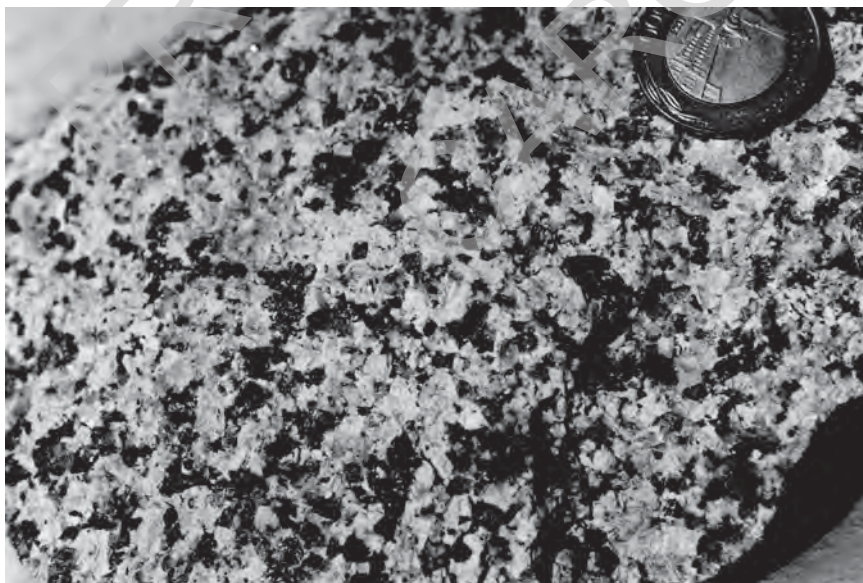


Fig. 9 - *Leucogranito biotitico a struttura equigranulare. Località Monte Arista (Cardedu).*

ni alterate, tende ad assumere una colorazione rossastra presso i contatti settentrionali con le granodioriti γ_3 , ove sono molto sviluppate le strutture miarolitiche. Talora sono presenti inclusi microgranulari scuri rotondeggianti (diametro massimo di 7 cm; strada costiera di M. Ferru).

L'associazione cristallina fondamentale è costituita da feldspato potassico, quarzo, plagioclasio oligoclasico e scarsa biotite, con zirconio ed apatite come fasi accessorie.

Queste rocce sono interessate da una fitta rete di giunti; i sistemi di giunti dominanti sono subverticali e hanno direzioni N-S e NW-SE. Ben sviluppati sono anche i giunti suborizzontali.

2.2. - CORTEO FILONIANO

2.2.1. - *Filoni di porfidi monzogranitici anfibolico-biotitici (\mathbf{fy}_1)*

Corpi filoniani di questa composizione non sono molto diffusi arealmente e di solito hanno dimensioni limitate. Gli affioramenti principali sono ubicati presso la località Museddu a S di Cardedu, ed a Nuraghe Floris, circa 3 km ad ovest di Punta Is Ebbas.

Di colore grigiastro e con I.C. di circa 6%, queste rocce contengono inclusi centimetrici microgranulari scuri. Mostrano struttura porfirica, con fenocristalli di K-feldspato (anche fino a 3-4 cm), plagioclasio zonato, quarzo attorno ai 5 mm, immersi in una massa di fondo variabile da microgranulare a granofirica (fig.10).

La compagine femica è rappresentata dall'anfibolo, quasi totalmente sostituito da aggregati microcristallini di biotite. Minerali accessori sono zirconio, apatite, titanite e rara allanite.

2.2.2. - *Filoni ed ammassi di porfidi granitici (\mathbf{fy})*

Costituiscono il tipo filoniano più diffuso nel Foglio; si tratta di corpi affioranti per lunghezze variabili da qualche metro a parecchie centinaia di metri, con spessore fino a pluridecimetrico.

Sono rocce più tenaci e compatte rispetto alle rocce incassanti e costituiscono creste di norma in forte rilievo. Hanno struttura isotropa o debolmente porfirica per fenocristalli di K-feldspato, quarzo, subordinata biotite e rara muscovite, immersi in una massa di fondo granofirica. Solo localmente, in corrispondenza delle



Fig.10 - *Filone di porfido monzogranitico. Località Museddu (Cardedu).*

salbände, la struttura è orientata.

Ad E del Torrente di Quirra i filoni mostrano una notevole costanza di spessore e giacitura: sono subverticali, nettamente discordanti rispetto alle superfici di scistosità del basamento e tagliano frequentemente anche le granodioriti. Le direzioni variano tra N-S e NNW-SSE.

A W del Torrente di Quirra i porfidi granitici affiorano invece sia come grandi ammassi che come filoni-strato; questi ultimi sono mediamente inclinati verso NE come la scistosità dominante.

Filoni microgranitici ed aptitici sono frequentemente intrusi nelle granodioriti, ma non hanno mai dimensioni cartografabili.

2.2.3. - *Filoni lamprofirici di tipo spessartitico (fv)*

Filoni lamprofirici di tipo spessartitico tagliano tutto il complesso granitoide e talvolta la successione vulcanica del settore di M. Ferru. Le direzioni dominanti sono N-S e subordinatamente E-W.

Di norma profondamente alterati, il loro spessore è generalmente modesto, comunque non superiore ai 5-7 m: quindi solo raramente essi sono cartografabili. I filoni più importanti affiorano nel settore nord-orientale del Foglio.

Mostrano struttura sub-afirica o debolmente porfirica, con fenocristalli di plagioclasio zonato (An_{65-35}), anfibolo verde zonato, clinopirosseno augitico (spesso trasformato in aggregati anfibolici) e rara olivina, quasi completamente sostituita da talco; la massa di fondo varia da intersertale a subofittica.

Nelle facies porfiriche e microgranulari, a questa associazione cristallina si aggiungono di frequente biotite e quarzo interstiziale. Quest'ultimo ricorre spesso in xenocristalli circondati da una corona di anfiboli o pirosseni di reazione.

2.2.4. - Filoni idrotermali prevalentemente di quarzo (fq)

Affiorano secondo una direzione prevalente N-S lungo una stretta fascia compresa fra Porto Santoru e M. Ferru.

Si tratta di filoni idrotermali prevalentemente quarzosi, con spessori che raramente superano qualche metro. Contengono spesso barite, fluorite e disseminazioni di solfuri misti.

Sono stati cartografati solo quelli più potenti e continui, alcuni dei quali in passato oggetto di attività mineraria. Per ulteriori notizie si rimanda al capitolo relativo ai giacimenti minerari.

3. - SUCCESSIONI TARDO-PALEOZOICHE E MESO-CENOZOICHE

Le successioni delle coperture tardo-paleozoiche e meso-cenozoiche del Foglio sono costituite da sei sintemi: il Sintema permiano, il Sintema triassico, il Sintema giurassico, il Sintema eocenico, il Sintema oligomiocenico ed il Sintema quaternario. In genere ciascun sintema inizia con depositi terrigeni continentali o costieri, ed evolve sia con depositi francamente marini, sia con depositi terrigeni regressivi associati a vulcanesimo; tuttavia i vari sintemi non sono completi essendo il limite superiore un limite di erosione. In particolare:

- il Sintema permiano inizia con un conglomerato basale poligenico cui seguono epivolcanoclastiti varicolori con intercalazioni di calcari lacustri e siltiti di ambiente continentale; termina con magmatismo sia effusivo sia subvulcanico di composizione da andesitica fino a dacitica e riolitica;

- il Sintema triassico inizia con depositi di ambiente transizionale (Verrucano Sardo *sensu* GASPERI & GELMINI, 1979, = Buntsandstein *Auct.*) e termina con calcari

neritici (Muschelkalk *Auct.*);

- il Sintema giurassico inizia con i sedimenti prevalentemente fluviali della Formazione di Genna Selole (Dogger) e termina con i calcari dolomitici di piattaforma neritica della Formazione di Dorgali (Dogger-Malm);

- il Sintema eocenico (Formazione di M. Cardiga) inizia con “puddinghe” di ambiente costiero, cui seguono depositi marini marnoso-arenacei e calcarei che, a loro volta, nel Foglio Muravera, sono sormontati da depositi terrigeni regressivi;

- il Sintema oligomiocenico è rappresentato da conglomerati poligenici grossolani (Formazione di Ussana);

- il Sintema quaternario è costituito da depositi sedimentari prevalentemente terrigeni, sia nell’area continentale che nell’area marina.

La parte SW del Foglio presenta la singolare circostanza di quattro discordanze in un’area relativamente piccola determinando una grande varietà di rapporti di sovrapposizione (vedi fig.39).

3.1. - SUCCESSIONE VULCANO-SEDIMENTARIA TARDO-PALEOZOICA

3.1.1. - *Formazione di Riu su Luda* (LUD)

Nel Foglio Jerzu affiorano differenti successioni permiane che appartengono ai tre bacini di Escalaplano, di Perdasdefogu e di M. Ferru.

Tali successioni, anche per la presenza di flore autuniane, venivano correlate alla Formazione di Punta lu Caparoni, descritta nella Nurra (Sardegna NW) da GASPERI & GELMINI (1980). Tuttavia, sulla base delle recenti ricerche sui bacini permiani (BROUTIN *et alii*, 1994, 1996; CASSINIS *et alii*, 1995, 1996, 1998a, 1999; CASSINIS & RONCHI, 1997; RONCHI, 1997; e bibliografie), con particolare riferimento a quelli continentali dell’Europa SW, ed in considerazione della peculiarità, a scala almeno europea, della successione stratigrafica presente nel Foglio Jerzu, si è ritenuto opportuno procedere alla definizione di una nuova unità litostratigrafica: la Formazione di Riu su Luda.

Questa formazione poggia in netta discordanza angolare sul basamento metamorfico. Il suo limite superiore è erosivo poichè la sovrastante successione triassica è discordante.

Nel Foglio Jerzu sono state distinte quattro litofacies.

Conglomerato poligenico (LUD_a) - La base della successione permiana inizia in tutti i bacini con un conglomerato che nel Foglio affiora con buona conti-

nuità nelle zone di Escalaplano, Perdasdefogu, Nuraghe Salei, M. Tacchixeddu, M. Cobingius e M. Rasu.

Si tratta di conglomerati poligenici ed eterometrici, con clasti scarsamente elaborati di metamorfiti (metarenarie, filladi, quarziti e metavulcaniti) e quarzo in subordinate; la loro composizione appare dunque legata ai litotipi del basamento immediatamente sottostante. In genere si presentano con aspetto massivo e con minute strutture canalizzate; la matrice è costituita da arenarie fini, di colore da grigio-verde a rosso-violaceo limonitico-ematitiche.

Talvolta, nel conglomerato poligenico basale possono essere distinte una parte inferiore ed una superiore (Bacino di Perdasdefogu; SARRIA, 1987). La parte inferiore è costituita da un conglomerato da grossolano a minuto, poligenico, con prevalenti ciottoli di metamorfiti e subordinato quarzo, entrambi scarsamente arrotondati. La stratificazione non è sempre riconoscibile. La potenza di questo livello varia da pochi cm a circa 15 m. Nella parte superiore prevalgono microconglomerati ed arenarie grossolane con clasti di quarzo, in genere a spigoli vivi, passanti ad arenarie, peliti e marne di colore da rosso-vino a verde. Lo spessore varia da 0 a 15 m. Localmente si osservano gradazioni, laminazioni parallele e incrociate (M. Cobingius).

Il conglomerato poligenico copre in discordanza il basamento metamorfico ed è ricoperto in concordanza dal resto della successione permiana.

In esso sono presenti scarse flore fossili: presso Escalaplano PECORINI (1974) ha rinvenuto tracce di *Walchia piniformis* Florin (Schlot. pars); presso M. Tacchixeddu è segnalata la presenza di *Cordaites* sp. (BROUTIN, com. pers.). La sua

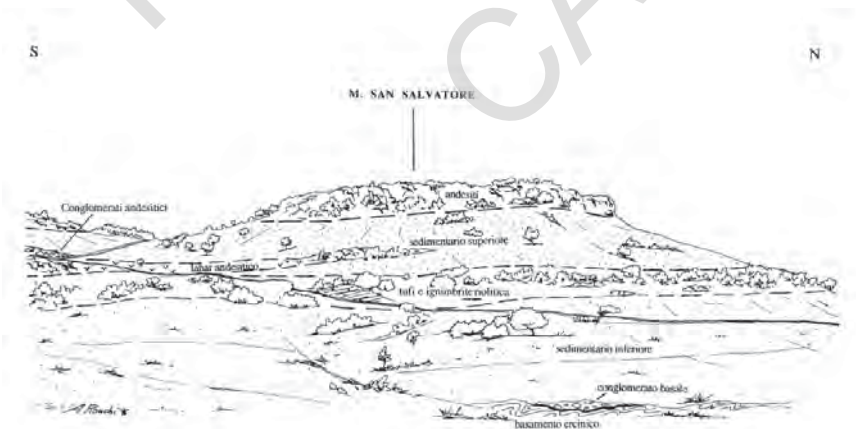


Fig.11 - Sezione della successione vulcano-sedimentaria permiana affiorante in località M. San Salvatore (Escalaplano) (da RONCHI, 1997).

età è definita in base alle flore fossili rinvenute nei sedimenti soprastanti, attribuiti all'Autuniano (MAXIA, 1938b; BROUTIN *et alii*, 1996).

VARDABASSO (1966) denominò questi depositi "Verrucano Sardo"; tuttavia tale denominazione è stata in seguito riservata solo ai depositi clastici permotriassici che marcano l'inizio del ciclo sedimentario alpino (FAZZINI *et alii*, 1974; GASPERI & GELMINI, 1979; CASSINIS *et alii*, 1979).

Permiano inferiore: Autuniano.

Epi-vulcanoclastiti varicolori (LUD_b) - Questa litofacies è caratteristica del Bacino di Escalaplano, la cui successione è illustrata in fig.6 e fig.11. In tutto il bacino il conglomerato poligenico basale è sormontato da una successione che comprende alternanze decimetriche di peliti rosso-scure, tufiti cineritiche riolitico-riodacitiche, arenarie, marne grigio-verdastre. In queste alternanze, presso Cuile Pegulari, sono stati rinvenuti rari resti vegetali: *Culmitzchia* aff. (al. *Lebachia speciosa* (Florin) Clement-Westerhof (BROUTIN, com. pers.).

Raramente sono osservabili sottili intercalazioni (fino a 0,5 m) di calcari lacustri grigi, a volte silicizzati, con rari resti di piccoli gasteropodi, ostracodi e oogoni di Carofite (PECORINI, 1974).

La parte superiore della successione comprende peliti, arenarie fini marnose con noduli carbonatici, tufi stratificati di colore rosso-scuro, ialoclastiti e cineriti da nere a rosse, fortemente silicizzate; nei livelli scuri, il materiale vulcanico è associato ad organismi vegetali indeterminabili ed a colonie algali (*Toutinella sardiniana* e *T. radiata*; FREYTET, 1997).

Permiano inferiore: Autuniano.

Siltiti nere (LUD_c) - Nel bacino di Perdasdefogu (SARRIA, 1987; RONCHI & SARRIA, 1996) la successione sovrastante il conglomerato poligenico basale ha caratteri differenti da quella precedentemente descritta.

Questa litofacies è costituita in prevalenza da siltiti e argilliti, nere o grigio-argentee, sottilmente laminate, con frequenti intercalazioni centimetriche di arenarie anche grossolane. Alcuni di questi livelli sono particolarmente ricchi in resti di piante. Talora sono presenti sottili livelli di conglomerati da grossolani a minuti, con clasti di metamorfiti. In affioramento sono state misurate potenze massime intorno ai 120 m.

In base a rare flore fossili e per analogia con il bacino di Seù, questa successione fu attribuita all'Autuniano da MAXIA (1938b), età successivamente confermata da COMASCHI CARIA (1959).

Sulla base dei resti di piante raccolti durante il rilevamento (fig.12a,b,c) J. BROUTIN ha confrontato tale associazione con quella dei livelli di MILLERY ("Autuniano superiore" del bacino di Autun) e segnalato come forme caratteristi-

Fig. 12a



Fig. 12b

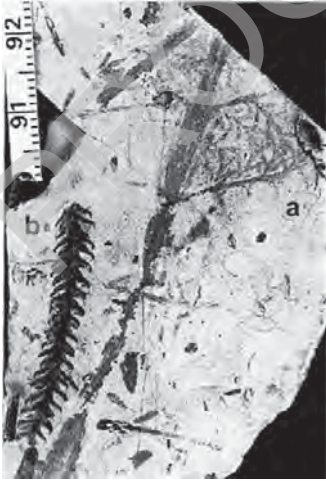


Fig. 12c



Fig. 12d

Fig. 12a - Impronte di *Walkia* sp.cf. *W. piniformis*. Flora del Bacino di Perdasdefogu. Località Nuraghe S. Pietro - Riu su Luda (Perdasdefogu).

Fig. 12b - Impronte di *Odontopteris lingulata*. Flora del Bacino di Perdasdefogu. Località Nuraghe S. Pietro - Riu su Luda (Perdasdefogu).

Fig. 12c - Impronte di *Gracilopteris strigosa* (a) e *Walchia* sp. (b). Flora del Bacino di Perdasdefogu. Località Is Alinus (Perdasdefogu).

Fig. 12d - Impronte di *Branchiosaurus* cf. "*B*" *petrolei*. Fauna del Bacino di Perdasdefogu. Località Nuraghe S. Pietro - Riu su Luda (Perdasdefogu).

che: *Autunia* (al. *Callipteris*) *conferta* (Brongniart) Haubold et Kerp, *Rhachiphyllum* (al. *Callipteris*) *schenkii* (Heyer) Kerp, *Rhachiphyllum* (al. *Callipteris*) *lyratifolia* (Goeppert) Kerp, *Dichophyllum* (al. *Callipteris*) *flabellifera* (Weiss) Kerp et Haubold, *Gracilopteris* (al. *Callipteris*) *strigosa* (Zeiller) Kerp, *Taeniopteris abnormis* Gutbier.

Associate a queste macroflore sono state rinvenute anche microflore. Le forme più importanti sono: *Potonieisporites bhardwajii*, *P. novicus*, *Nuskoisporites* cf. *klausii*, *Costapollenites* sp., *Florinites* sp., *Vesicaspora ovata*, *Gardenatisporites leonardii*, *Illinites tectus*, *Prototraploxyspinus samoilovichii*, *Vittatina ovalis*, *Hamiapollenites* sp.

Ancora nel corso dei rilevamenti A. RONCHI ha rinvenuto resti di numerosi vertebrati di piccole dimensioni (fig. 12d) (*Branchiosaurus* cf. "B" *petrolei*, anfibi della Famiglia Branchiosauridae, determinati da A. TINTORI; RONCHI & TINTORI, 1997), ostracodi (fig. 13) (*Candona* n. sp., cf. *C. planidorsata* Cooper, 1946; determinati da F. LETHIERS) e gasteropodi d'acqua dolce.

Permiano inferiore: Autuniano.

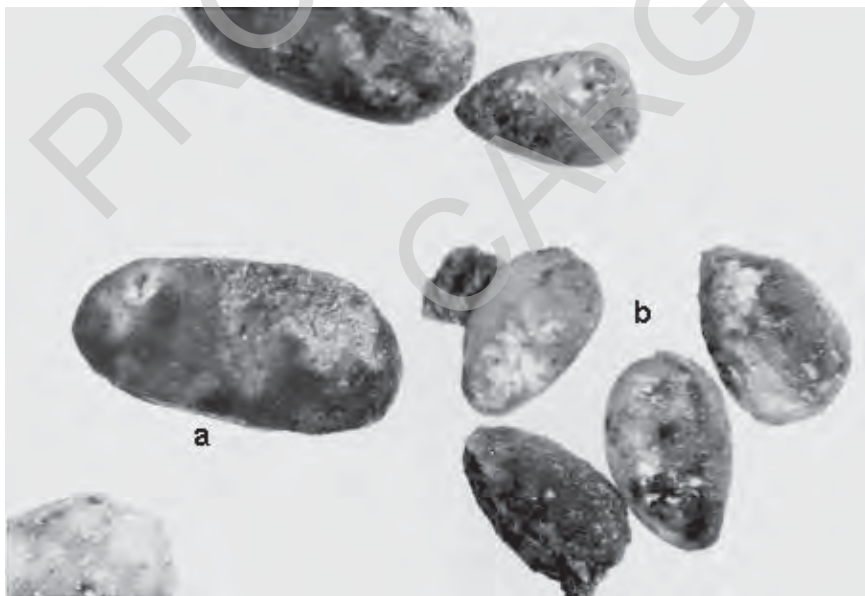


Fig. 13 - Ostracodi : a) *Candona* n. sp., cf. *C. planidorsata*; b) *Wipplella* aff. *Carbonaria*. Fauna del Bacino di Perdasdefogu. Località Is Alinus - Ortu Mannu (Perdasdefogu).

Calcarei neri (LUD_q) - Nel Bacino di Perdasdefogu la litofacies precedente è sormontata da una successione di 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, talora anch'esse a forte componente carbonatica e localmente silicizzate. Sono inoltre presenti subordinati livelli conglomeratici, da grossolani a minuti, con matrice vulcanoclastica grigio-verdastra, con clasti di quarzo, rari ciottoli molli e frammenti di carbone fluitato (SARRIA, 1987).

Una forte silicizzazione ha spesso sostituito in varia misura i livelli calcarei, che risultano così trasformati in selce nera o grigio-scura ("pietra lidia o lidite", FOIS, 1939; CAVINATO & ANEDDA, 1954). All'interno di questi carbonati sono noti livelli di antracite (potenza massima 2 m), oggetto in passato di una limitata attività mineraria (vedi Cap.VIII). Alla base ed all'interno dei calcari neri sono presenti stromatoliti, pisoliti algali, strutture quali stiloliti, *mud-cracks* e noduli diagenetici centimetrici contenenti pirite. Nella parte alta di questa litofacies affiorano, per alcune decine di metri, intercalazioni piroclastiche con pomici bianco-grigiastre e strati di tufi grigio-verdi, più o meno silicizzati, con resti di piante silicizzate.

In questi calcari sono stati rinvenuti vari organismi di acqua dolce: lamellibranchi, numerosi resti di pesci (denti e scaglie di actinopterigi, spine di acantodi e denti di xenacantidi; A. TINTORI com. pers.) e livelli ricchi in ostracodi (fig.13) (*Candona* n. sp., cf. *C. planidorsata*, Cooper, 1946 e *Wipplella* aff. *Carbonaria*, Scott, 1944, determinati da F. LETHIERS).

La successione del bacino di Perdasdefogu evidenzia una graduale evoluzione da ambienti palustri a lacustri poco profondi, anossici e riducenti, con forti apporti di silice connessi alla coeva attività vulcanica.

Permiano inferiore: Autuniano

3.1.2. - *Andesiti* (α)

In diverse località del Foglio affiorano, in discordanza sul basamento metamorfico, sequenze andesitiche s.l. (*Porfiriti Auct.*), prevalentemente in colate e brecce vulcaniche, talvolta con livelli epiclastici, e subordinatamente in corpi subvulcanici. Queste rocce hanno struttura glomeroporfirica (I.P. > 30%) per aggregati di plagioclasti zonati e in subordine orneblenda, pirosseno e biotite immersi in una massa di fondo prevalentemente pilotassitica e talora vacuolare (fig. 14). Zirconio e apatite sono le fasi accessorie più comuni; xenocristalli di quarzo corroso sono frequentemente osservati. I prodotti andesitici mostrano spesso processi di alterazione che interessano soprattutto i femici, e talvolta anche plagioclasti e mesostasi vetrosa, dovuti ad idrotermalismo in condizioni pre- o sindiagenetiche.



Fig. 14 - Andesite a struttura glomeroporfirica. Località Arcu 'e sa Porta (M. Ferru di Tertenia).

I corpi più estesi si osservano nel settore di M. Ferru, ove le andesiti raggiungono spessori dell'ordine dei 200 m poggiando direttamente sui leucograniti (loc. Arcu 'e sa Porta) o intercalati ai livelli vulcano-sedimentari descritti in precedenza. In quest'area la sequenza andesitica è costituita da colate laviche in bancate sovrapposte di spessore metrico, ricoperte da breccie epiclastiche stratificate o caotiche. Queste ultime contengono elementi prevalenti andesitici e subordinati ignimbricitici, con scarsa matrice arenacea.

Ad E del bacino di Perdasdefogu, presso M. Cobingius, M. Corumeo e M. Tacchixeddu affiorano sequenze di lave andesitiche che mostrano strutture autobrecciate e localmente fessurazioni colonnari. Gli spessori complessivi possono raggiungere circa 100 m.

Presso S. Salvatore (a SW di Escalaplano), intercalato alle Epi-vulcanoclastiti varicolori (**LUD_b**) affiora un deposito costituito da breccie ad elementi di composizione dacitico-andesitica, interpretato come *lahar*. Ivi inoltre, al tetto della sequenza vulcano-sedimentaria, affiora una colata andesitica di estensione limitata e potenza di circa 25-30 m (fig.11).

Nel bacino di Perdasdefogu le andesiti, intercalate alle Siltiti nere (**LUD_c**), affiorano estesamente presso il Riu Piscina Manna (a NE del paese), in livelli di spessore variabile di breccie ad elementi andesitici e, in subordine, di rioliti ignimbricitiche. Nei livelli brecciati compaiono anche elementi del basamento e di

vulcaniti acide. Localmente si osservano alcuni filoni-strato di composizione andesitica, talvolta con marcata struttura fluidale.

Permiano inferiore: Autuniano.

3.1.3. - Rioliti, piroclastiti riolitiche e riolacitiche (p)

Depositi prevalentemente piroclastici costituiti da cineriti talora stratificate o da potenti sequenze di ignimbriti saldate, di composizione variabile da dacitica a riolitica, affiorano in diverse parti del Foglio. Tuttavia la zona del M. Ferru, fra i tre bacini citati, costituisce il settore del Foglio dove i prodotti vulcanici sono predominanti mentre quelli sedimentari sono quasi completamente assenti.

Una successione vulcanica costituita da più unità ignimbritiche saldate, con locali intercalazioni di breccie vulcaniche, per una potenza complessiva di oltre 100 m, affiora nell'area di Punta Cartucceddu (Capo Sferracavallo).

Queste ignimbriti mostrano notevoli varietà strutturali, da eutaxitiche a brecciate, a listate con strutture di flusso molto evidenti (fig.15). La composizione varia da riolitica a riolacitica; la struttura è generalmente porfiroclastica



Fig. 15 - Ignimbrite a struttura fluidale. Località Punta Cartucceddu (Capo Sferracavallo).

per fenoclasti di quarzo con evidenti golfi di corrosione, K-feldspato e subordinati plagioclasio e olivina di tipo fayalitico. Sono comuni le strutture a fiamme centimetriche e gli inclusi litici co-magmatici (ortoliti) di forma irregolare, spesso con strutture di rotazione, in matrice vitroclastica.

Sono intercalate anche sottili colate di lave afiriche di composizione riolitica.

Negli altri bacini affiorano cineriti riolitiche stratificate, talora silicizzate, intercalate nelle Epi-vulcanoclastiti varicolori (**LUD_b**); nei dintorni di Escalaplano questi depositi piroclastici primari raggiungono lo spessore complessivo di circa 15 m. Livelli di cineriti ialoclastiche riolitiche di spessore ridotto (da centimetrico a metrico), peraltro non cartografate, si rinvencono nei bacini di Escalaplano e Perdasdefogu intercalate sia nelle Epi-vulcanoclastiti varicolori (**LUD_b**) che nei Calcari neri (**LUD_a**).

Permiano inferiore: Autuniano.

3.1.4. - Breccie poligeniche (**πρ**)

In questa litofacies è compreso il livello vulcano-sedimentario che affiora presso Punta Cartucceddu nel settore di M. Ferru, per uno spessore complessivo di oltre 100 m.

Si tratta di una successione di breccie poligeniche eterometriche e caotiche, caratterizzate da frequenti blocchi andesitici di notevoli dimensioni (fino a 2-3 mc), scarsa matrice arenacea grossolana e clasti di ignimbriti. Rari sono i clasti di basamento (granitoidi e metamorfiti).

In questa successione sono frequentemente intercalate lave andesitiche in colata, sottili colate piroclastiche (spessori medi dell'ordine del metro) con carattere di ignimbrite e subordinate tufiti cineritiche di composizione riolitica. Nella parte alta si intercala un livello lenticolare di conglomerati monogenici a clasti arrotondati di quarzo di 5-10 cm di diametro.

Permiano inferiore: Autuniano.

3.1.5. - Rioliti in ammassi e colate (*Porfidi quarziferi Auct.*) (**ρα**)

Queste vulcaniti affiorano diffusamente soprattutto nel settore orientale del Foglio, dando luogo a imponenti rilievi presso Perdasdefogu, M. Rasu, M. Codi ed a M. Ferru, ove costituiscono l'ossatura del massiccio.

Si tratta di rocce di colore molto variabile, biancastre, rosa, rosse, o grigie fino a verdi, talora in relazione a differenti processi di alterazione della compagine

litoide. Solitamente mostrano struttura debolmente porfirica per fenocristalli di K-feldspato, quarzo e subordinata biotite immersi in una massa di fondo variabile da microgranulare a granofirica. Minerali accessori più comuni sono apatite, zirconio e magnetite. Minerali secondari sono calcite, clorite, epidoto, sericite e minerali argillosi.

Nel M. Ferru si osserva una grande varietà di prodotti, che vanno da colate laviche riolitiche con caratteristiche strutture “a corda”, a lave autobrecciate, tipiche del fronte di colata in avanzamento. La sequenza termina con corpi subvulcanici talvolta brecciati, di composizione riolitico-riodacitica e grana variabile da minuta a media. La struttura è generalmente isotropa, localmente orientata per flusso magmatico. In alcuni affioramenti sono spesso molto ben sviluppate strutture sferulitiche centimetriche di devettrificazione, che spesso si sviluppano successivamente alla saldatura di frammenti ialoclastici.

A M. Rasu (E di Perdasdefogu) affiorano corpi subvulcanici di notevoli dimensioni, a composizione riolitica. Nell'insieme queste rocce presentano colore rosato e struttura moderatamente porfirica per fenocristalli di quarzo, K-feldspato e subordinatamente plagioclasio e biotite. A Punta Is Ebbas, nelle ignimbriti sono molto diffuse tessiture laminari di flusso, talvolta convolute, che per scorrimento laminare interno al deposito piroclastico evolvono in pieghe reomorfe pluricentriche.

Nel settore di Perdasdefogu rioliti subvulcaniche intrudono i sedimenti permiani e sono ricoperte in discordanza dai sedimenti giurassici.

Le notevoli analogie litologiche e petrografiche nonché i rapporti di campagna fanno ritenere molto probabile che queste rocce siano almeno in parte coeve con i filoni riolitici che tagliano il basamento e le successioni permiane (Perdasdefogu), spesso raccordandosi con i “porfidi” in giacitura subvulcanica ed effusiva.

Permiano.

3.2. - SUCCESSIONE SEDIMENTARIA MESOZOICA

3.2.1. - *Buntsandstein Auct.* (BUN)

Questa formazione, attribuita al Verrucano Sardo *sensu* GASPERI & GELMINI (1979), affiora con giacitura sub-orizzontale nella zona di Escalaplano (Is Forreddus, Pranu 'e Massas, Taccu Piccinu) (DAMIANI & GANDIN, 1973c, PECORINI, 1974; FAZZINI *et alii*, 1974).

Generalmente la successione inizia con 1-2 m di conglomerato poligenico

rossastro con abbondante matrice sabbiosa, costituito in prevalenza da clasti di quarzo e, in misura minore, di metamorfiti. Il conglomerato è sormontato da un'alternanza centimetrica e decimetrica di argilliti marnose, siltiti e arenarie in genere rossastre, più raramente verdastre. In questa successione sono intercalate lenticelle di spessore centimetrico di gesso fibroso, come si osserva ad es. all'ingresso sud di Escalaplano. Lo spessore della formazione va da alcuni dm a 25 m.

Poggia sempre sul basamento con netta discordanza angolare. Nell'area rilevata non sono conservati rapporti con i depositi autuniani che affiorano poco a S di Escalaplano. Il Buntsandstein *Auct.* è ricoperto dai depositi carbonatici del Muschelkalk; laddove questi mancano, come in alcune zone a N di Escalaplano, esso è ricoperto in discordanza da sedimenti giurassici o eocenici.

Questa formazione è generalmente attribuita al Triassico medio, sulla base di microflore anisiche (PITTAU & FLAVIANI, 1982). Per essa, COSTAMAGNA *et alii* (2000, in stampa) propongono la denominazione di Formazione di Escalaplano. L'ambiente di sedimentazione va da continentale arido a transizionale-evaporitico.

Triassico medio: Anisico superiore.

3.2.2. - *Muschelkalk Auct.* (MUK)

Questa formazione affiora molto limitatamente attorno a Escalaplano. E' costituita da dolomie stratificate con laminazioni e tracce di bioturbazioni e da dolomie e calcari dolomitici male stratificati, di colore grigio-avana e nocciola; a tetto della successione i calcari possono essere silicizzati. Lo spessore massimo affiorante è di 15 m. Copre in concordanza il Buntsandstein *Auct.* (BUN); nell'area di Escalaplano è ricoperta in discordanza dai depositi giurassici o eocenici.

La successione è descritta da DAMIANI & GANDIN (1973c), PECORINI (1974), e FAZZINI *et alii* (1974), che attribuiscono la formazione al Triassico medio (Ladinico) e indicano un ambiente deposizionale di mare basso. COSTAMAGNA *et alii* (2000, in stampa) propongono la denominazione di formazione di Monte Majore.

Triassico medio: Ladinico.

3.2.3. - *Formazione di Genna Selole* (GNS)

Nell'area rilevata questa unità affiora sempre alla base della cornice carbonatica giurassica, anche se talora con spessori talmente modesti da impedire la sua rappresentazione alla scala 1:50.000. Spesso le condizioni di affioramento sono poco favorevoli, a causa delle falde di detrito che fasciano il bordo dei "Tac-

chi”. Buone esposizioni esistono a nord di Escalaplano (M. sa Colla, Is Furreddus) e soprattutto lungo la strada militare Perdasdefogu-Tertenia, in loc. Serra sa Mira (fig.16), dove dal basso verso l’alto si succedono:

- conglomerati monogenici quarzosi, con intercalazioni di quarzareniti biancastre e argille bianche o grigio-chiare caoliniche, con clasti ben arrotondati di litotipi del basamento resistenti all’erosione (quarzo, “porfidi”, quarziti); frequenti sono le strutture sedimentarie quali gradazioni, laminazioni incrociate e parallele;
- argille da grigio-scuro a grige, biancastre, con subordinate intercalazioni di conglomerati monogenici quarzosi e frammenti, localmente abbondanti, di lignite nera picea, con la caratteristica fratturazione concoide;
- argilliti e siltiti da grigio-scure a grigio-marroncine, a nere, con abbondanti resti vegetali e pirite.

Questa formazione ha spessori variabili da pochi metri fino a 30-40 m.

Talvolta alla base del conglomerato affiorano paleosuoli ricchi in ossidi e idrossidi di ferro (il cosiddetto “Ferro dei Tacchi” *Auct.*, vedi Cap.VIII di queste note), derivati da una lunga evoluzione pedogenetica di tipo lateritico in clima caldo-umido (VARDABASSO, 1952; MARINI, 1984).

Nell’area rilevata questa formazione generalmente ricopre in discordanza il basamento metamorfico; solo a N di Escalaplano essa poggia in discordanza sulla successione triassica. La formazione è ricoperta in concordanza dai calcari giurassici della Formazione di Dorgali.



Fig. 16 - Discordanza tra il basamento metamorfico ercinico e la copertura mesozoica, costituita alla base dalla Formazione di Genna Selole cui seguono i depositi carbonatici della Formazione di Dorgali. Località Serra sa Mira (Perdasdefogu).

In base alle paleoflore l'unità è attribuita dalla maggior parte degli autori al Bajociano, anche se la presenza di parte del Batoniano non può essere esclusa (DIENI *et alii*, 1983; DEL RIO, 1976, 1985).

L'ambiente deposizionale della formazione è fluviale, e diviene lacustre e palustre nella parte superiore (AMADESI *et alii*, 1961; BARCA & PALMERINI, 1974; DIENI *et alii*, 1983).

Dogger.

3.2.4. - *Formazione di Dorgali (DOR)*

Questa formazione, già distinta nei Fogli geologici 1:100.000 169, 182, 208, è ben rappresentata in tutto il Foglio Jerzu (M. sa Colla, Tacco di Perdasdefogu). Essa ha qui, costantemente, giacitura da suborizzontale a debolmente inclinata (2° - 5°) e costituisce una serie di piccoli altopiani tabulari, noti col nome locale di "Tacchi" o "Tonnèri", che caratterizzano la morfologia della regione (fig. 17).

Nella parte basale è costituita da calcari marnosi e marne da giallastri a grigi, con locali intercalazioni arenacee e siltitico-argillitiche grigio-verdastre. Seguono dolomie e calcari dolomitici di colore da nocciola a violacei a rossastri, fossiliferi (gasteropodi, ostracodi, lamellibranchi, brachiopodi), in banchi da decimetrici a metrici.



Fig. 17 - *Tipico paesaggio della zona dei "Tacchi", a W di Jerzu. Le ripide pareti sono costituite dai calcari e dalle dolomie giurassiche della Formazione di Dorgali. Località M. Longu - Bruncu Su Casteddu (Perdasdefogu, Jerzu).*

La formazione ricopre in concordanza la Formazione di Genna Selole. Il limite superiore dell'unità è sempre erosivo. Lo spessore massimo affiorante è di 60 m.

L'ambiente deposizionale è di piattaforma neritica. In base al contenuto paleontologico questa unità è riferita al Dogger e al Malm inferiore (COCOZZA *et alii*, 1974).

Dogger - Malm.

3.3. - SUCCESSIONE SEDIMENTARIA TERZIARIA

3.3.1. - *Formazione di M. Cardiga (FMC)*

La formazione di M. Cardiga è una unità litostratigrafica di nuova istituzione, la cui sezione-tipo è stata definita presso il M. Cardiga (Foglio 549 - Muravera). Nel Foglio Jerzu la formazione affiora estesamente nel Salto di Quirra (fig.18) e tra Perdasdefogu ed Escalaplano; in quest'ultima località l'Eocene poggia sopra sedimenti mesozoici oppure permiani, ma generalmente la trasgressione avviene direttamente sul basamento paleozoico (CALVINO, 1955; POMESANO CHERCHI, 1962; VARDABASSO, 1962; BARCA & DI GREGORIO, 1977). Al deposito delle formazioni giurassiche segue una nuova fase di continentalità interrotta, nella Sardegna centro-orientale, dalla trasgressione dell'Eocene inferiore.

La successione sedimentaria eocenica è costituita, alla base, da conglomerati poligenici ad elementi del substrato paleozoico, alternati con arenarie a ce-



Fig. 18 - Caratteristico paesaggio costituito da depositi eocenici tabulari nella zona del Salto di Quirra; il rilievo più pronunciato al centro è il M. Cardiga (676 m s.l.m.).

mento siliceo e marne sabbiose talora con resti di fossili vegetali; nella parte superiore prevalgono calcareniti, calcari argillosi e bioclastici, calcari marnosi e marne. Quest'ultimo intervallo è ricchissimo di macroforaminiferi (nummulitidi, assilini, orbitoidi). Presso il M. Cardiga, ove affiora la successione più completa (280 m), i sedimenti carbonatici a nummuliti sono ricoperti da arenarie arcose e conglomerati poligenici. Recenti ricerche stratigrafiche attribuiscono questa successione all'Ypresiano (CHERCHI, 1985; MATTEUCCI, 1985).

Nell'insieme si tratta di un ciclo trasgressivo-regressivo con depositi costieri e deltizi caratterizzati da forti apporti terrigeni provenienti da zone in cui il basamento paleozoico era emerso e sottoposto ad erosione. La parte intermedia più carbonatica rappresenta probabilmente il momento di maggiore ingressione del mare eocenico. Il ciclo è chiuso da facies clastiche regressive (sommità del M. Cardiga).

Nel Foglio Jerzu sono distinte due litofacies.

Arenarie e puddinghe (CALVINO, 1972) (**FMC_a**) - La parte basale della successione eocenica affiora al Salto di Quirra e ad Escalaplano e, in più limitati affioramenti, a S di Perdasdefogu (Sedda Lioni).

Si tratta di conglomerati poligenici grossolani in grossi strati, a prevalenti elementi ben elaborati del basamento paleozoico, con abbondanza di quarzo, litidi, "porfidi" e altre vulcaniti, generalmente ben classati, con abbondante matrice arenacea. Questi conglomerati passano verticalmente e lateralmente ad arenarie quarzose grossolane, a cemento siliceo o calcareo, talvolta gradate e con laminazioni piano-parallele e incrociate e tracce tipo *burrows*; ad esse localmente si intercalano, soprattutto verso la base, livelli marnosi di circa 0.5 m di spessore, contenenti foraminiferi bentonici (nummulitidi e assilini primitivi; MATTEUCCI, 1985), frammenti di echinidi, gasteropodi (ceritidi), briozoi, bivalvi ed abbondanti frustoli vegetali.

Gli spessori medi di questa litofacies variano da 15 a 30 m. In genere essa poggia direttamente sul basamento; solo presso Escalaplano i depositi clastici eocenici sono trasgressivi sulla successione giurassica. Il contatto è caratterizzato da depositi canalizzati che denotano un ambiente fluviale. Verso l'alto si passa a depositi di ambiente transizionale, da lagunare-deltizio a marino-litoraneo, con apporti terrigeni dall'entroterra provenienti dallo smantellamento di rocce paleozoiche e mesozoiche.

Eocene inferiore.

Calcari (**FMC_b**) - Questa litofacies affiora estesamente nel Salto di Quirra e nel settore compreso tra Escalaplano e Perdasdefogu.

E' costituita da una successione di banchi da metrici a decametrici di calcari, calcari da arenacei a conglomeratici fino a calcareniti, e calcari prevalentemente

argillosi fino a marnosi, bioclastici, con sottili intercalazioni di marne. Localmente si intercalano lenti di conglomerati poligenici con abbondante matrice arenacea. La potenza massima affiorante di questa litofacies è di circa 120 m.

La formazione è particolarmente ricca di macroforaminiferi (nummulitidi, assilini, orbitoidi) e resti di echinidi, bivalvi, ostreidi, briozoi, ostracodi, litotamnidi e coralli. Tra Escalaplano e Perdasdefogu si rinvencono, in alcuni livelli calcareo-arenacei della porzione medio-basale della sequenza, anche gasteropodi (ceritidi) e cefalopodi (nautiloidei).

La successione eocenica di M. Cardiga è attribuita all'Ypresiano (CHERCHI, 1985, MATTEUCCI, 1985). L'ambiente di deposizione di questa unità è neritico, con apporti misti carbonatici e terrigeni, e corrisponde alla fase di massima ingressione marina eocenica.

Eocene inferiore.

3.3.2. - *Formazione di Ussana (USS)*

Affiora nel settore occidentale del Foglio, tra Bruncu Enna Plugada e M. Arcu, sul bordo settentrionale del Tacco di Escalaplano, e presso Genn'e Gracca, a SW dello stesso paese; limitati affioramenti si rinvencono presso Sedda de Lioni, a S di Perdasdefogu.

Si tratta di conglomerati eterometrici poligenici, prevalentemente clasto-sostenuti, con clasti elaborati di calcari mesozoici ed eocenici ed arenarie eoceniche, con scarsa matrice sabbiosa, più raramente argillosa, e buon grado di compattazione.

Nell'area del Foglio raggiunge lo spessore massimo di 20-25 m presso Corte Lugetta (Tacco di Escalaplano). Poggia in discordanza sul basamento paleozoico, sui depositi mesozoici (Taccu Mauruoi) ed eocenici (Pranu 'e Sartu, Escalaplano; Sedda de Lioni, Perdasdefogu); il limite superiore è erosivo.

Sono depositi di ambiente fluviale che, per analogia con i depositi che marciano il bordo orientale del Rift sardo (Dolianova, Villanovatulo, ecc.), si possono correlare con la Formazione di Ussana e attribuire all'Oligocene superiore-Miocene inferiore (PECORINI & POMESANO CHERCHI, 1969).

?Oligocene superiore - ?Miocene inferiore.

3.4. - DEPOSITI QUATERNARI DELL'AREA CONTINENTALE

Le coperture quaternarie nel Foglio Jerzu sono assai ridotte; gli affioramenti più estesi sono rappresentati da depositi colluviali e alluvionali del Riu Flumineddu, del Riu S. Giorgio, del Torrente di Quirra, del Fiume Pelau e relativi affluenti.

3.4.1. - *Depositi alluvionali dei terrazzi del I ordine e conoidi reincise (bn₁)*

I depositi dei terrazzi più antichi sono costituiti da alluvioni cementate, ossidate e reincise, che si raccordano verso monte a fasce detritiche pedemontane. Gli orli di questi terrazzi raramente raggiungono 15 m sul fondovalle (Cardedu); in media la loro altezza si aggira sui 5-6 m. Affiorano con una certa continuità lungo le sponde del Torrente di Quirra e del Fiume Pelau e dei loro affluenti principali.

Sono costituiti da livelli di conglomerati grossolani, poligenici, eterometrici, generalmente mal classati, ben cementati, con scarsa matrice argilloso-arenacea, alternati con rari e sottili livelli di sabbie argillose bruno-rossastre. I clasti molto elaborati sono talvolta embriciati, ed hanno granulometria assai variabile da pochi cm fino ai blocchi di 50 cm di diametro.

I depositi sono caratterizzati da una colorazione rossastra più o meno intensa, per ossidi e idrossidi di ferro in patine sui ciottoli o accumulati in sottili livelli e tasche.

Le zone di raccordo pedemontane ed i conoidi inattivi reincisi sono caratterizzati da livelli di conglomerati poligenici ben cementati, con clasti sia poco elaborati o a spigoli vivi, sia ben elaborati ed arrotondati.

Lungo il Torrente di Quirra la composizione dei ciottoli è molto varia; sono presenti tutti i litotipi del basamento metamorfico, dei granitoidi e delle coperture meso-cenozoiche. Lungo i corsi d'acqua minori i litotipi dei conglomerati dipendono dalle rocce affioranti nel bacino.

Pleistocene.

3.4.2. - *Depositi alluvionali dei terrazzi del II ordine (bn₂)*

I depositi dei terrazzi più recenti occupano gran parte dei fondovalle delle principali aste fluviali (Riu Flumineddu, Riu S. Giorgio, Torrente di Quirra) e la pianura costiera del Fiume Pelau. Essi hanno un'altezza media sull'alveo attuale di 2.5 m, ed un'altezza massima e minima rispettivamente di 3.5 m e 0.5 m.

Si tratta di conglomerati poligenici grossolani con matrice sabbioso-argillosa di colore bruno, quantitativamente prevalente sui clasti. I clasti sono ben elaborati, con grado di arrotondamento elevato e classazione modesta. Le dimensioni dei clasti variano da pochi cm fino a 30 cm.

La stratificazione non è sempre marcata; spesso si osservano banchi lenticolari con disposizione embriciata dei clasti. La natura litologica dei clasti è varia nei depositi del Fiume Pelau mentre è meno differenziata nei bacini minori.

Olocene.

3.4.3. - *Travertini (f₁)*

Depositi di travertino in genere compatto, localmente di aspetto spugnoso, con abbondanti resti vegetali, si rinvengono ai bordi delle coperture carbonatiche mesozoiche ed eoceniche, con una maggiore frequenza ed abbondanza presso le terminazioni meridionali dei “Tacchi” di Escalaplano (M. Torrese), di Perdasdefogu (M. Buddi d’Abba) e Jerzu (S. Barbara).

In queste località travertini di formazione attuale, di limitata potenza ed estensione, ricoprono depositi di travertino compatto, presumibilmente più antichi, spesso reincisi, dando origine alle tipiche morfologie a terrazze che possono interessare dislivelli anche di 150 m, con spessori decametrici per ogni terrazza (S. Barbara).

In diversi settori del Foglio i depositi terrazzati di travertino hanno spesso complessi rapporti stratigrafici con corpi di frana di diversa età; ad esempio, in loc. Case Brundu, presso il Riu su Luda, travertini terrazzati che si sviluppano per un dislivello di circa 130 m ricoprono, cementandola, una frana antica e sono ricoperti a loro volta da frane più recenti e da depositi di versante attuali.

Pleistocene - Olocene.

3.4.4. - *Frane quiescenti (a_{1q})*

Sono accumuli gravitativi caotici, per crollo e/o ribaltamento, di materiali eterogenei, attualmente quiescenti o stabilizzati. Si collocano principalmente al piede delle cornici dei rilievi giurassici o permiani (Tacco di Escalaplano, Tacco di Perdasdefogu, valle del Riu su Luda, Tacchi a W e SW di Jerzu). Si caratterizzano per i grandi blocchi di svariati m³ misti a materiale meno grossolano, anch’esso dell’ordine del m³. Sono di solito ricoperti da fitta vegetazione, anche arborea.

Pleistocene.

3.4.5. - *Depositi eluviali (b₂)*

Coperture residuali, derivanti da alterazione in sito della roccia, sono presenti nelle aree pianeggianti degli altopiani e delle zone di pianura con reticolo idrografico poco inciso. Sulle coperture carbonatiche giurassiche sono costituite da terre rosse (Tacco di Escalaplano, Tacco di Perdasdefogu) e sui granitoidi da sabbie arcose (Marina di Tertenia). Estese coperture eluviali si rinvengono inoltre in alcune zone dell’altopiano del Salto di Quirra (E di Perda Is Furonis), dove costituiscono il riempimento delle vallecole a fondo piatto legate alla locale

idrografia carsica (Riu S' Angurtidorgiu Mannu). Hanno in media 1-2 m di spessore.
Olocene.

3.4.6. - *Depositi colluviali e di versante (a)*

Si tratta di depositi, talora monogenici, di solito eterometrici e con clasti poco elaborati, accumulati per gravità alla base dei versanti più ripidi; in genere sono incoerenti (brecciamie) o scarsamente cementati, a volte in parte fissati da vegetazione. Gli affioramenti più estesi si rinvencono a S e SW di Cardedu, a S di Jerzu, nei dintorni di Perdasdefogu, a S di Marina di Tertenia, a M. Rasu - M. Ilixi Durci. Si trovano quasi sempre al piede delle cornici carbonatiche del Giurassico e dell'Eocene, delle vulcaniti permiane e dei principali filoni di porfido.

Olocene.

3.4.7. - *Frane in evoluzione (a₁)*

Sono stati distinti come frane in evoluzione accumuli gravitativi caotici di materiali eterogenei con evidenze di movimento in atto. Generalmente si tratta di accumuli dovuti a crollo o ribaltamento delle cornici carbonatiche giurassiche e, localmente, dei rilievi vulcanici permiani (Jerzu, Tertenia).

Olocene.

3.4.8. - *Depositi palustri (e₃)*

Sono i depositi degli stagni presenti nelle pianure costiere del Fiume Pelau, in parte bonificati (Bonifica Iscrixiedda). Si tratta di limi argillosi con una discreta frazione sabbiosa, di colore grigio-nerastro per la presenza di materiale organico.

Olocene.

3.4.9. - *Depositi di spiaggia (g₂)*

Sono presenti lungo le spiagge prospicienti le pianure del Fiume Pelau e della Marina di Tertenia. La granulometria dei depositi varia dalla sabbia fine alla sabbia grossa, fino ai ciottoli.

Olocene.

3.4.10. - *Depositi eolici (d)*

Sabbie fini, da bruno-chiare a giallastre, ben classate, di solito sciolte, sono presenti lungo il litorale della piana costiera del Fiume Pelau, dove formano piccole dune di retrospiaggia allungate parallelamente alla linea di costa.

Olocene.

3.4.11. - *Depositi alluvionali in evoluzione (b)*

Si tratta di ghiaie e sabbie mal classate, localmente con blocchi, di solito con grado di cementazione scarso o nullo; la distribuzione areale corrisponde all'incirca con la rete idrografica attuale.

Nelle valli maggiori (Riu Flumineddu, Riu S. Giorgio, Torrente di Quirra, Fiume Pelau ed i principali affluenti) affiorano alluvioni sabbiose e ghiaiose reincise da eventi di piena; l'altezza sugli alvei attuali di questi depositi è generalmente al massimo di 1 m.

Olocene.

3.5. - DEPOSITI QUATERNARI DELL'AREA MARINA

3.5.1. - *Sabbie limose di piattaforma (sl)*

Questi sedimenti caratterizzano la piattaforma distale nel settore meridionale del Foglio, ove i fondali presentano acclività accentuata. In particolare si tratta del limite superiore del prisma di progradazione del bordo, in corrispondenza di una delle testate secondarie del *canyon* di San Lorenzo.

Lo spessore del cuneo a sedimenti di progradazione è, per l'area cartografata, estremamente modesto e talvolta presenta discontinuità con l'affioramento del substrato; la potenza massima per l'area in oggetto non supera i 5m. Più al largo, in corrispondenza del ciglio, questo corpo deposizionale raggiunge spessori notevoli, talvolta superiori a 50 m, manifestando condizioni di instabilità gravitativa a volte evidenziata da dislocazioni a gradini, da ondulazioni di *creep* e da *slumpings*.

La superficie di erosione basale mostra le tracce di elaborazione in ambiente continentale; tra queste particolarmente evidenti risultano i paleoalvei fluviali (fig.19).

Tessituralmente è distinguibile un livello superficiale di sedimentazione at-

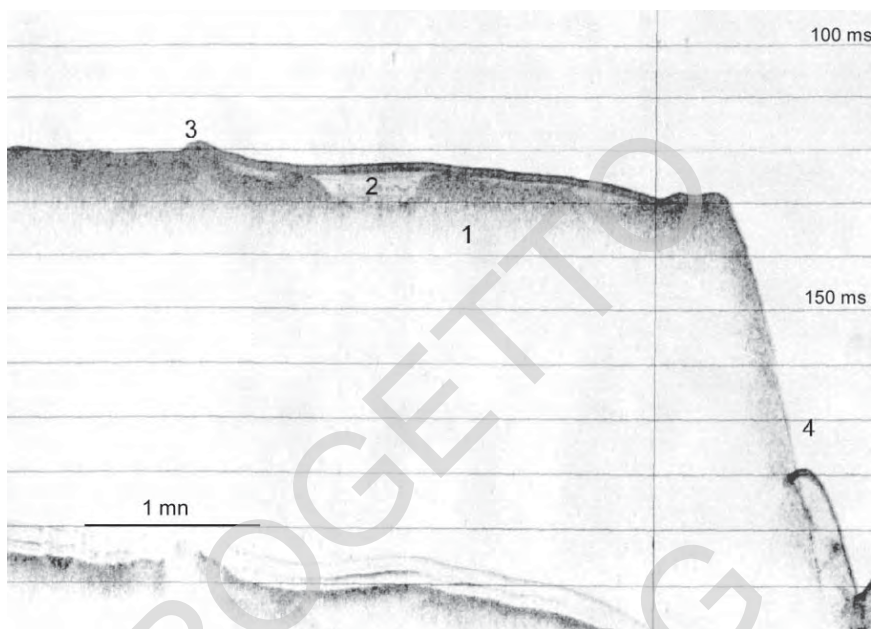


Fig. 19 - Registrazione sismica Subbottom Profiler 3,5 Khz - Bordo della piattaforma in corrispondenza di un alveo secondario del Canyon San Lorenzo. 1) substrato; 2) paleoalveo colmato da sedimenti pelitico-sabbiosi (sl); 3) affioramento del substrato in piattaforma distale; 4) sedimenti fini di scarpata superiore in condizioni di instabilità gravitativa con accumuli di slumping basali. Località: piattaforma distale al largo di Punta Moros, prof. -85 m. (mn: miglia nautiche; ms: millisecondi).

tuale, dominato da frazioni fini prevalentemente siltitico-pelitiche; verso il basso si passa a termini più grossolani, con sabbie e ghiaie in matrice pelitica, riferibili a sedimenti litorali relitti della trasgressione versiliana (ULZEGA *et alii*, 1986).

Alla stessa fase di risalita del mare olocenico sono attribuibili sedimenti cementati, rappresentati da arenarie e conglomerati litorali in facies di *beach-rock* che affiorano con notevole continuità al largo di Capo Sferracavallo, alla profondità di circa 45 m ed a circa un miglio dalla costa (fig.20). Si tratta degli stessi depositi estesamente cartografati nella piattaforma sia prossimale che distale del Foglio 549 - Muravera, indicati in carta con (ar), anch'essi caratterizzati da una debole inclinazione verso il largo delle bancate.

Si distinguono un livello basale microconglomeratico a composizione prevalentemente quarzosa ed un livello sommitale a ciottoli eterometrici e poligenici in matrice arenacea quarzoso-feldspatica; il cemento, carbonatico, presenta due ge-

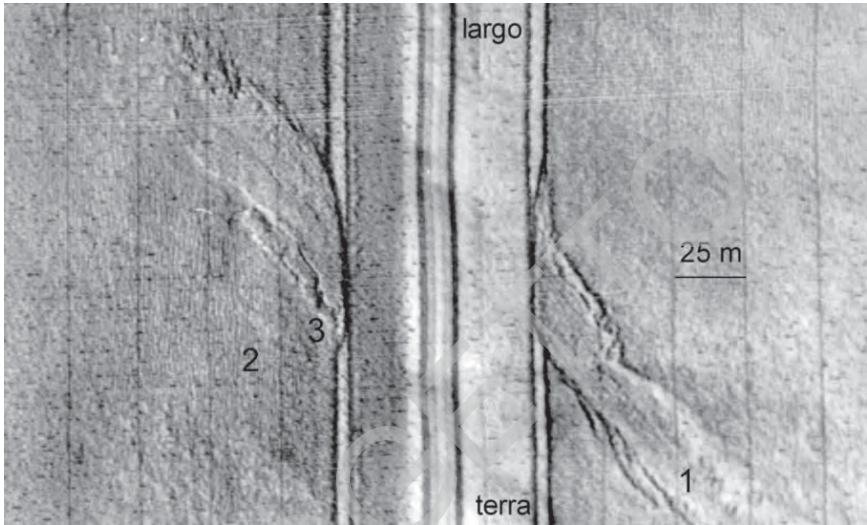


Fig. 20 - Registrazione Side Scan Sonar 150 Khz - 1) affioramento di arenarie e conglomerati di spiaggia in facies di beach-rock (br); 2) sabbie bioclastiche di piattaforma esterna (sb) interessate da mega-ripples; 3) cornici di frane di crollo. Località: piattaforma distale al largo di Capo Sferracavallo, prof. -45 m.

nerazioni di precipitazione: la prima in ambiente marino litorale, la seconda in ambiente subaereo (DE MURO & ORRÙ, 1998).

Olocene superiore.

3.5.2. - Sabbie bioclastiche di piattaforma (sb)

Si tratta dei sedimenti più profondi della piattaforma prossimale, nei quali sono distinguibili due facies.

La prima si estende dal piede delle praterie a *Posidonia oceanica* verso il largo, ed è rappresentata da frammenti di organismi ad esoscheletro o guscio carbonatico (briozoi, foraminiferi, echinidi e lamellibranchi) che vivono in associazione con le fanerogame marine.

La seconda è la facies più profonda, costituita in prevalenza da bioclasti e ciottoli biogenici legati all'attività di alghe rosse, a scheletro calcareo, in particolare dei generi *Peyssonelia* e *Lithophyllum*.

La fascia di distribuzione è irregolare ed è interessata da megastrutture

sedimentarie a dune di selezione granulometrica, talvolta condizionate dall'affioramento del substrato (fig.21).

Questi sedimenti sono distinti in carta secondo una fascia che si estende al largo di Porto Santoru, nel settore meridionale del Foglio; lo spessore è irregolare, compreso tra 2 e 5 m, interrotto frequentemente dall'affioramento del substrato.

Olocene superiore.

3.5.3. - Sabbie silicoclastiche litorali (sa)

Questi depositi di spiaggia sommersa sono rappresentati da sabbie medie e grossolane con frequenti passaggi a ghiaie; la composizione mineralogica è prevalentemente quarzoso-felspatica, subordinata la componente litica; la frazione carbonatica è costituita da bioclasti a frammenti di lamellibranchi, gasteropodi ed echinidi, di dimensioni superiori ai 2 mm.

La fascia di distribuzione delle sabbie litorali è relativamente regolare, esten-

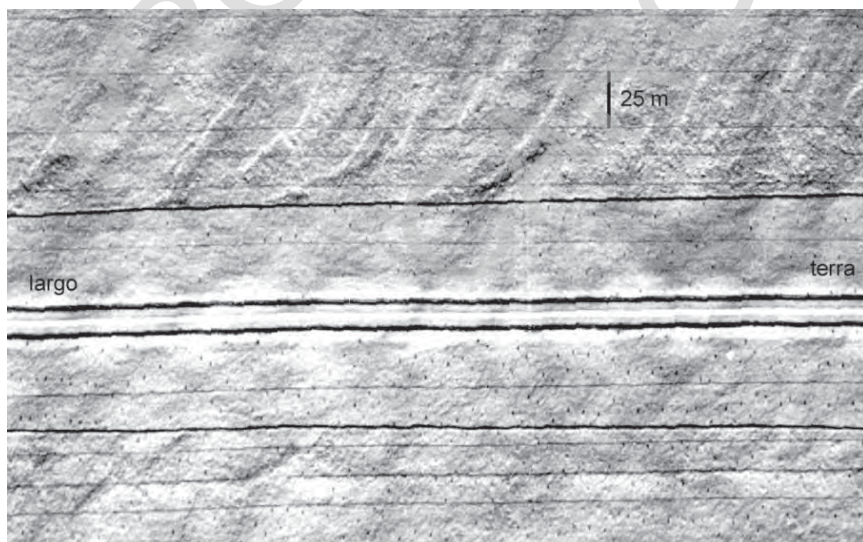


Fig. 21 - Registrazione Side Scan Sonar 150 Khz - Sabbie bioclastiche di piattaforma esterna (sb) in facies ghiaiosa a Lithotamni interessate da megastrutture sedimentarie secondo dune di selezione granulometrica. Località: piattaforma distale al largo di Porto Santoru, prof. -50 m.

dendosi per circa 1 km verso il largo dalla piana costiera del Fiume Pelau (fig.22) e dalla Baia di Porto Santoru. In corrispondenza delle coste alte di Capo Sferracavallo e Punta Moros la dispersione delle sabbie silicoclastiche è impedita dalle biocostruzioni a *Posidonia oceanica* che, con cornici alte fino a 1,5 m, colonizza la piattaforma prossimale fino alla linea di riva.

Lo spessore di questo corpo sedimentario è modesto, al massimo di pochi metri; il limite verso terra è in genere dato da ripe di erosione e pseudo-falesie ed è interessato da superfici di abrasione alla quota media di -2 m.

Olocene superiore.

3.5.4. - *Ghiaie poligeniche litorali (sg)*

Rappresentano i termini grossolani dei depositi di spiaggia sommersa. Sono propri delle baie particolarmente esposte alle massime ondate, che per quest'area provengono da NE (es.: settore meridionale della spiaggia del Fiume Pelau) o da SE (es.: baie di Foxi Manna e Foxi Murtedu). La composizione litologica è in genere poligenica, con dominanza dei termini metamorfici, e la tessitura eterometrica. Lo spessore è molto variabile, superando di rado i 2 m, e riprende l'irregolarità del substrato, che nell'area è interessato da numerose piattaforme di abrasione.

Olocene superiore.

3.5.5. - *Sabbie limose e limi deltizi (g₁)*

Costituiscono gli apparati di delta sommerso del Fiume Pelau. Si tratta di depositi eterogenei ove dominano i termini sabbioso-limosi e limo-sabbiosi, ma che comprendono anche livelli ruditici organizzati in lenti.

La struttura e la dinamica del corpo sedimentario deltizio, interdigitato con i sedimenti litorali, rende estremamente variabile la distribuzione areale di questi depositi (fig.22). La potenza del cuneo sedimentario varia da circa 5 m presso la foce, a pochi dm al largo.

Olocene superiore.

3.5.6. - *Prateria a fanerogame (pf)*

Nell'area del Foglio Jerzu sono state rilevate praterie a fanerogame, essenzialmente rappresentate da *Posidonia Oceanica*, che si estendono ininterrotta-



Fig. 22 - Fotoripresa aerea della zona di foce del Fiume Pelau. L'andamento della linea di riva pone in evidenza l'attività di una forte deriva dei sedimenti litorali da Nord verso Sud. 1) accumulo da arresto su opera marittima; 2) cuspidi di delta sommerso a sabbie limose (sd) ripresa dalla barra sommersa. Località: piana costiera del Fiume Pelau.

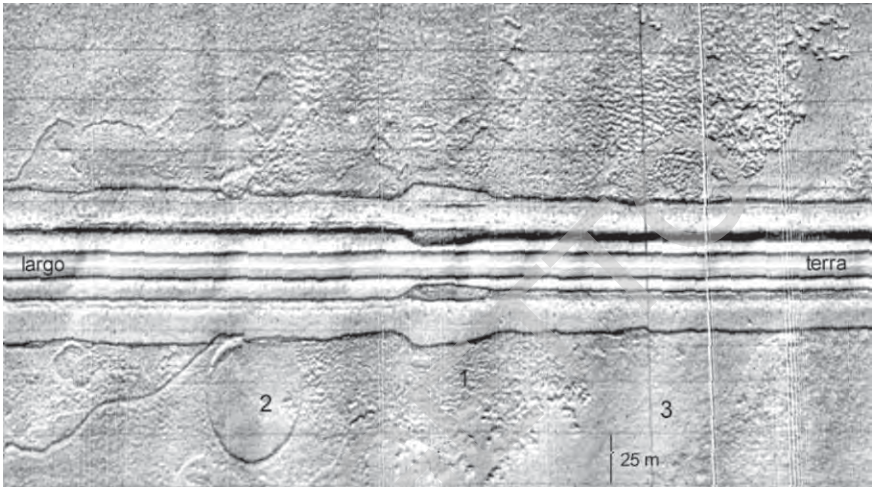


Fig. 23 - Registrazione Side Scan Sonar 150 Khz - 1) Prateria a *Posidonia oceanica* (pf) su "matte" alta 1,5 m; 2) depressione "intramattes" a pianta subcircolare colmata da sedimenti bioclastici; 3) confine superiore delle fanerogame marine caratterizzato da una cornice netta che limita la dispersione verso il largo delle sabbie silicoclastiche (sa) di spiaggia sommersa. Località: piattaforma prossimale al largo della baia del Fiume Pelau.

mente secondo una fascia estesa verso il largo per circa un miglio e compresa tra -10 e -35 m. Subordinata è la presenza di *Cymodocea nodosa*, confinata alla base del limite superiore di distribuzione della *Posidonia*.

Nelle aree colonizzate dalla *Posidonia* il substrato viene mascherato dalla biocostruzione a rizomi "mattes" che per l'area rilevata assume lo spessore medio di 1,5-2 m (fig.23). La *Posidonia oceanica*, con le proprie biocostruzioni, riveste un ruolo chiave nella stabilità dei litorali in quanto limita la dispersione verso il largo dei sedimenti di spiaggia sommersa.

Alcune aree sono colonizzate dalle fanerogame marine fino alla linea di riva; presso Punta Moros la *Posidonia* è direttamente impostata sul substrato roccioso e mostra la tendenza alle formazioni recifali.

V - TETTONICA

1. - TETTONICA CALEDONIANA

La presenza di una tettonica caledoniana (Fase Sarda *Auct.*) nella Sardegna SE è testimoniata da:

a) discordanza angolare nel Sàrrabus e nel Gerrei tra la successione del Cambriano-Ordoviciano inferiore ed il complesso vulcanico dell'Ordoviciano medio (Discordanza Sarrabese *Auct.*);

b) presenza di conglomerati e arenarie grossolane che testimoniano diffuse e prolungate emersioni durante l'Ordoviciano medio;

c) importante magmatismo calcalcalino dell'Ordoviciano medio.

Anche se movimenti ordoviciani sono probabilmente presenti in tutta la Sardegna centro-orientale, non sono comunque mai stati documentati nè deformazioni penetrative nè metamorfismo pre-ercinici.

Nel Foglio Jerzu non sono state individuate strutture tettoniche nè a piccola scala nè a grande scala riferibili con sicurezza a deformazioni pre-erciniche. La sola testimonianza della Discordanza Sarrabese è rappresentata dai metaconglomerati (Metaconglomerati di Muravera) che costantemente sormontano le Arenarie di San Vito.

Nel Sàrrabus, e localmente anche nel Gerrei, questi metaconglomerati giacciono con netta discordanza angolare (fino a 90°) sulle metarenarie cambro-

ordoviciane, discordanza che non è mai stata evidenziata nel Foglio Jerzu. E' possibile che un'eventuale discordanza angolare sia stata obliterata dalla maggiore trasposizione prodotta dalla prima fase ercinica, che in Barbagia è molto più intensa che nel Sàrrabus.

E' comunque interessante notare che nell'Unità tettonica di Meana Sardo la parte alta delle Arenarie di San Vito è caratterizzata da filladi varicolori, interpretate come una facies regressiva che sembra annunciare l'emersione dell'Ordoviciano medio (TONGIORGI *et alii*, 1984).

2. - TETTONICA ERCINICA

2.1. - CARATTERI STRUTTURALI GENERALI

La struttura fondamentale del basamento della Sardegna centrale è da riferire sicuramente all'orogenesi ercinica, manifestatasi con una complessa tettonica polifasica associata a un metamorfismo in facies scisti verdi. Non esistono determinazioni radiometriche dell'età del metamorfismo. L'età della tettonica è attribuita al Carbonifero inferiore (post-Tournaisiano e pre-Stefaniano) in base all'età dei più giovani sedimenti fossiliferi deformati e dei più vecchi depositi indeformati trasgressivi sul basamento metamorfico.

Come già esposto sinteticamente nella prima parte di queste note illustrative, il basamento della Sardegna centrale è costituito da una pila di falde di ricoprimento, che rappresentano l'elemento strutturale fondamentale anche del basamento metamorfico del Foglio Jerzu. L'evoluzione tettonica generalmente accettata per il basamento della Sardegna sud-orientale prevede:

1- una tettonica sin-accavallamenti, o collisionale, caratterizzata da pieghe isoclinali coricate sin-scistose, rovesciate verso SW e W, seguite da importanti fenomeni di taglio con formazione di estesi sovrascorrimenti verso SW e W e sviluppo di potenti fasce cataclastiche e/o milonitiche; di seguito si indica tale tettonica come Prima fase (D1);

2 - una tettonica plicativa post-accavallamenti, che deforma gli elementi strutturali precedenti secondo almeno due direzioni di piegamento, indicate nel seguito come Seconda e Terza fase (rispettivamente D2 e D3);

3 - faglie dirette e trascorrenti tardo-erciniche, che nel Foglio non hanno manifestazioni di grandi dimensioni sicuramente dimostrabili, ma che sono ben note nelle zone limitrofe (es.: Foglio 549 - Muravera).

Dal momento che non esistono datazioni radiometriche degli eventi tettono-

metamorfici che hanno interessato la Zona a Falde, la correlazione tra le fasi deformative distinte nei diversi settori della catena è tutt'altro che sicura.

Per la denominazione delle fasi deformative si farà riferimento esclusivamente all'ordine di sovrapposizione geometrica delle deformazioni osservate (D1, D2, D3). Verosimilmente le unità tettoniche collocate in posizione più interna nel cuneo di accrezione collisionale sono state sottoposte a deformazione "prima" delle unità più esterne. Sul significato cronologico delle fasi D2 e D3 si discuterà nel seguito.

2.1.1. - *Prima fase (D1)*

E' la fase deformativa principale, caratterizzata da importanti raccorciamenti con sviluppo di accavallamenti, pieghe isoclinali coricate fortemente non-cilindriche a tutte le scale, scistosità penetrativa di piano assiale (S1), che nei litotipi filladici rappresenta l'anisotropia planare più evidente alla scala dell'affioramento, e marcate lineazioni di estensione (L1).

Il senso di trasporto della prima fase, dedotto da indicatori cinematici lungo i principali accavallamenti, dall'orientazione delle lineazioni di estensione e dal senso di rovesciamento delle pieghe D1, è verso SW.

Nel Foglio Jerzu sono riconoscibili tre unità tettoniche, che dal basso verso l'alto sono (fig.5): Unità tettonica del Gerrei, Unità tettonica di Meana Sardo, Unità tettonica della Barbagia. Le prime due appartengono alle Falde Esterne, la terza alle Falde Interne.

La sovrapposizione tettonica delle prime due unità è ben esposta nel settore SW del Foglio lungo il Riu Flumineddu, mentre il sovrascorrimento dell'Unità tettonica della Barbagia affiora nel settore centro-settentrionale. L'Unità tettonica di Meana Sardo è la più rappresentata, le altre due affiorano in aree limitate rispettivamente dei settori SW e NE del Foglio (tav.1).

2.1.1.1. - *Prima fase nelle Unità di Meana Sardo e del Gerrei*

Nelle Unità tettoniche di Meana Sardo e del Gerrei la prima fase deformativa (D1) è ovunque ben sviluppata e caratterizzata da condizioni di basso grado metamorfico (facies scisti verdi, zona a clorite) con blastesi di mica bianca + clorite + albite (FADDA *et alii*, 1991).

Le strutture più comuni riferibili a questa fase sono pieghe isoclinali coricate verso SW, di dimensioni da metriche a plurichilometriche (fig.24), e sovrascorrimenti

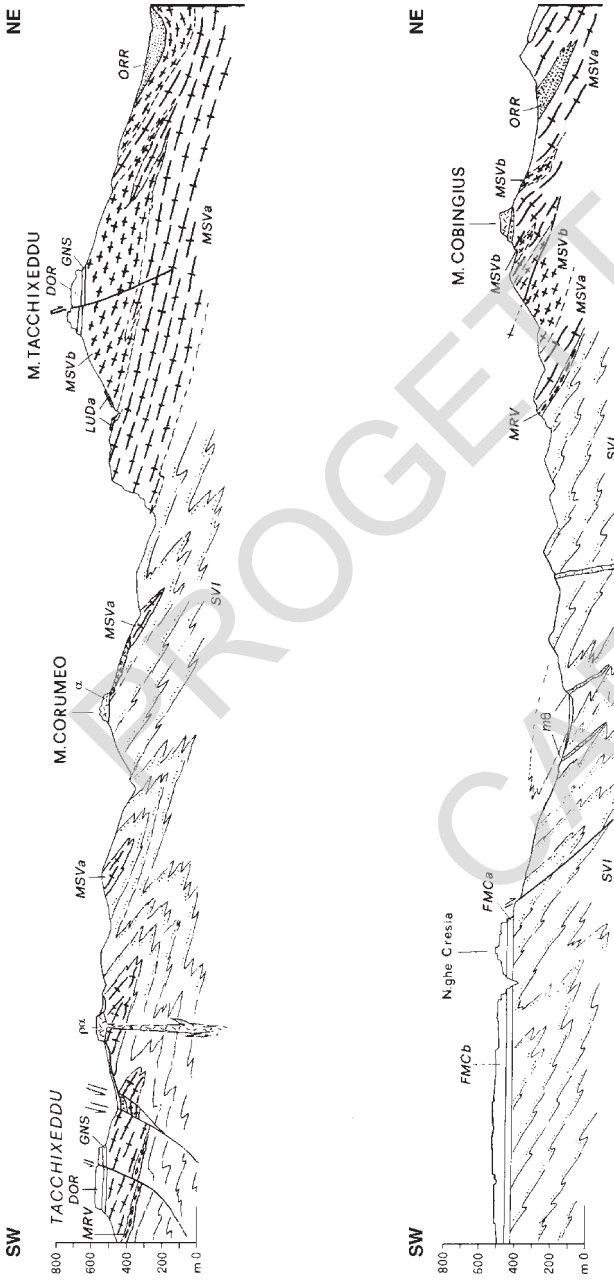


Fig. 24 - Profilo geologico nell'Unità di Meana Sardo. Le pieghe di dimensioni da metriche a plurichilometriche, isoclinali, coricate, sono riferibili alla prima fase tettonica (D1).

SVI: Arenarie di S.Vito. MRV: Metaconglomerati di Muravera. MSV: Formazione di M. S.Vittoria, (a) metaepiclastiti; (b) metagrovacche e metandesiti. ORR: Formazione di Orroleddu. mb: metadoleriti e metagabbri. fy: flioni ed ammassi di porfidi granitici e micrograniti. LUD: Formazione di Rio su Ludda, (a) conglomerato poligenico. α: andesti. pcc: rioliti in ammassi e colate (Porfidi quarziferi Auct.). GNS: Formazione di Genna Selo. DOR: Formazione di Dorgali. FMC: Formazione di M. Cardiga, (a) arenarie e puddinghe; (b) calcari.

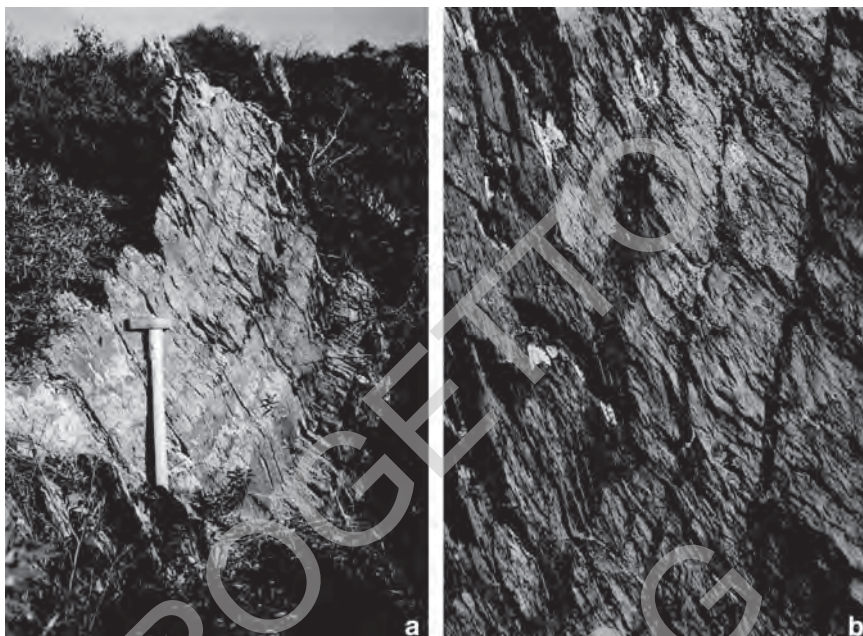


Fig. 25 - (a) Piega D1 nell'Unità di Meana Sardo, Arenarie di S.Vito. Si osserva in zona di cerniera l'alto angolo tra stratificazione S0 subverticale e scistosità di piano assiale S1. Località Cuile S'Allisteri - Strada Militare Tertenia-Perdasdefogu. (b) Particolare della stessa piega.

verso SW. Le strutture del basamento cartograficamente più evidenti sono riferibili alla fase D1. Alla mesoscala (fig.25a, b) le pieghe mostrano cerniere ispessite e fianchi assottigliati. Le geometrie delle pieghe chilometriche sembrano analoghe e nell'Unità tettonica di Meana Sardo hanno fianchi rovesciati sempre ben conservati.

La direzione prevalente degli assi della prima fase è NW-SE ma, come visibile nello stereogramma di fig.26, la dispersione degli assi é molto grande, fino a NE-SW. Questa dispersione è solo in piccola parte imputabile alle deformazioni successive (D2, ecc.) che, come vedremo, nel Foglio Jerzu non sono molto importanti. Numerose strutture plicative a scala ettometrica o chilometrica mostrano immersioni assiali opposte sul proprio piano assiale. Talvolta gli assi A1 e le lineazioni di massima estensione L1 sono sub-parallele, o comunque formano angoli molto minori di 90°. Riteniamo che la forte dispersione degli assi A1 sia originaria e dovuta a rotazione passiva degli assi verso la direzione di massima estensione della prima fase, secondo i modelli proposti da SANDERSON (1974) per

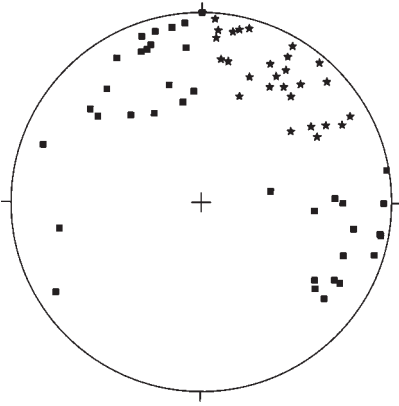


Fig. 26 - Stereogramma rappresentativo degli assi di I fase (quadrati) e delle relative lineazioni di estensione (stelle) nell'Unità di Meana Sardo.

deformazioni con forte componente di taglio semplice progressivo.

Ulteriori evidenze alla scala cartografica e dell'affioramento dimostrano che le pieghe di prima fase sono tipicamente piane e non cilindriche (pieghe a guaina). Esse producono forme di affioramento "chiuso" determinate da opposte terminazioni periclinali (e vergenze) delle pieghe. Queste strutture sono particolarmente evidenti nella zona di M. Rasu - Riu S. Giorgio (settore SE del Foglio), ove sinclinali isoclinali con nucleo di metasedimenti ordoviciani ed anticlinali con nucleo di



Fig. 27 - Esempio di micropiegatura D1 nella Formazione delle Arenarie di S. Vito, Unità di Meana Sardo. Si osserva il forte ispessimento dei livelli in zona di cerniera e la trasposizione della SO, che determina un contatto molto sfrangiato tra i livelli stessi. I livelli scuri, dove la scistosità è più manifesta, sono pelitici, quelli chiari sono arenacei (Np 10x).

metarenarie cambro-ordoviciane hanno caratteristiche forme cartografiche ellissoidali (“ad occhio”).

Gli elementi strutturali lineari associati all’evento D1 sono rappresentati dalle lineazioni di intersezione tra la stratificazione e la scistosità S1 e dalle lineazioni di estensione (L1). Le lineazioni di estensione (L1) sono evidenziate da ombre di pressione attorno a cristalli di pirite e ad elementi clastici, direzione di massimo allungamento di elementi clastici deformati, fenocristalli deformati (particolarmente evidenti nelle metaepiclastiti in genere e nei metaconglomerati). Queste lineazioni hanno direzioni comprese fra N-S e N60E, con un massimo di frequenza intorno a NE (fig.26).

Alla superficie di scistosità S1 sono associati un metamorfismo sincinematico in facies scisti verdi, zona a clorite, ed importanti fenomeni di trasposizione. Essa costituisce quasi sempre l’anisotropia planare più evidente alla scala dell’affioramento. Nei litotipi pelitici essa è uno *slaty cleavage* ben sviluppato (fig.27).

L’evoluzione tardiva della fase D1 comporta lo sviluppo di zone di taglio discrete: ivi la S1 è trasposta su una nuova scistosità penetrativa (S1a) con locale sviluppo di interferenze complesse. Il fenomeno è frequente lungo i sovrascorrimenti maggiori e talvolta può evolvere in fasce milonitiche (fig.28a,b).

2.1.1.2. - Prima fase nell’Unità della Barbagia

Anche nell’Unità tettonica della Barbagia il metamorfismo associato alla prima fase deformativa è di basso grado (facies scisti verdi, zona a clorite). Il maggior grado di evoluzione della scistosità e dei processi di ricristallizzazione potrebbe suggerire una possibile maggiore disponibilità di fluidi.

Nell’Unità tettonica della Barbagia la deformazione di taglio semplice progressiva determina una sistematica trasposizione della S1 secondo una nuova scistosità sinmetamorfica S1a, che è sistematicamente la superficie più evidente alla scala dell’affioramento (CAROSI *et alii*, 1991). La presenza delle due scistosità penetrative sovrapposte è generalmente verificabile solo in sezione sottile.

Nella carta geologica sono indicate con lo stesso simbolo (scistosità di prima fase) sia la S1 che la S1a; tale simbolo quindi indica la S1 nelle Unità tettoniche del Gerrei e di Meana Sardo, mentre nell’Unità tettonica della Barbagia indica una scistosità composita (sensu WILLIAMS & COMPAGNONI, 1983, e TOBISCH & PATERSON, 1988) secondo la quale la S1 è trasposta (S1a).

A questa scistosità sono associate pieghe di dimensioni da centimetriche a metriche. Pieghe di dimensioni maggiori non sono state identificate, forse anche



a

Fig. 28 -

(a) Particolare di fasce milonitiche in corrispondenza dei sovrascorriimenti. Taglio verso SW (lato destro della foto) Località Piscina Corona (Tertenia).

(b) Milonite in sezione sottile (Np 20x). Le bande scure sono prevalentemente fillosilicatiche, quelle chiare sono date da nastri di quarzo. Sono sviluppati quali indicatori cinematici: foliazioni S/C e "shear bands". Località Piscina Corona (Tertenia).



b

a causa della grande omogeneità litologica di questa unità.

Le direzioni di estensione sono prevalentemente N40-50E, ma il numero di misure di questo elemento strutturale è limitato a causa della mancanza di litotipi idonei. Strutture minori, come pieghe intrafoliari di trascinamento e ricristallizzazioni in zone d'ombra di pressione asimmetriche tipo sigma e delta (SIMPSON & SCHMID, 1983), suggeriscono una deformazione prevalentemente non coassiale risultante da taglio semplice.

2.1.1.3. - Sovrascorrimenti

Come confermato anche dagli indicatori cinematici nei livelli cataclastici e milonitici dei maggiori sovrascorrimenti, il senso di trasporto delle unità tettoniche è verso S e SW (CAROSI *et alii*, 1991). I sovrascorrimenti sono caratterizzati da importanti deformazioni con sviluppo di miloniti e tettoniti S-C (CHESTER *et alii*, 1985).

I rapporti con le scistosità S1 e S1a indicano che i sovrascorrimenti sono da contemporanei a posteriori alla prima fase deformativa. La valutazione è però delicata perchè gran parte dei sovrascorrimenti, sviluppati durante la tettonica compressiva, sono stati successivamente riutilizzati come faglie dirette a basso angolo nel corso della successiva tettonica distensiva.

2.1.2. - Seconda e terza fase (D2 e D3)

L'evoluzione tettonica tardo-ercinica o post-collisionale del Foglio, come di tutta la Zona a falde, è caratterizzata da eventi deformativi di importanza minore rispetto a quelli della prima fase e che, secondo CARMIGNANI *et alii* (1992), sono complessivamente da riferire all'esumazione del complesso metamorfico. Si tratta di una deformazione plicativa che ripiega tutti gli elementi strutturali nati dalla prima fase (scistosità S1, lineazioni di intersezione L1) e, a scala regionale, i contatti tettonici tra le unità (fig.29).

Tutte le deformazioni plicative post-prima fase hanno stile analogo, caratterizzato da un clivaggio di crenulazione o di frattura distanziato, sviluppato in modo discontinuo e per lo più soltanto nei litotipi con una significativa componente pelitica (fig.30). La blastesi sincinemica è scarsa (quarzo, sericite, clorite) o assente.

Di solito sono presenti due direzioni di piegamento che, interferendo, realizzano pieghe piane non cilindriche. Caratteristiche sono, in particolare, le interfe-



Fig. 29 - Lineazioni d'intersezione S_0/S_1 ripiegate dalle fasi tarde (D2 e D3). Località Serra Pirastu Bonu (Tertenia).



Fig. 30 - Sezione sottile ($N \times 20x$): esempio di clivaggio di crenulazione riferibile alla II fase (D2), ben evidente nei livelli filladici scuri e che tende a scomparire in quelli quarzosi chiari.

renze a duomi e bacini. In base ai criteri di sovrapposizione, generalmente si riconoscono una seconda fase (D2) con assi (A2) mediamente diretti NW-SE, ed una terza fase (D3) con assi (A3) di direzione media circa ortogonale ai precedenti (NE-SW) (fig.31).

Questa successione di fasi fu descritta per la prima volta nel Gerrei da CARMIGNANI & PERTUSATI (1977) ed è generalmente valida anche nel Foglio Jerzu; tuttavia la sovrapposizione delle pieghe dirette NE-SW su quelle NW-SE non è sempre verificata, e talvolta questo ordine è invertito. Non sembra per-

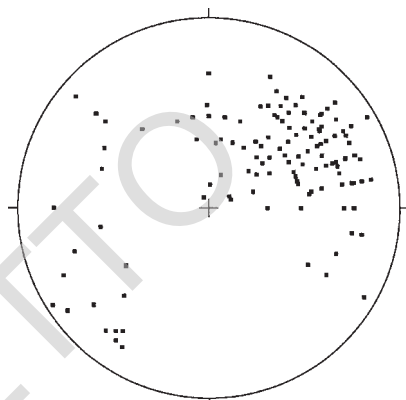


Fig. 31 - Stereogramma indicante la giacitura dei poli di S1 nell'Antiforme del Flumendosa.



Fig. 32 - Piegia di II fase (D2) a tendenza isoclinale, con cerniera arrotondata (Nx 10x).



Fig. 33 - Pieghe di II fase con evidenti disarmonie in funzione delle variazioni litologiche. Nel livello più pelitico (più scuro ed esteso nella foto) è evidente un clivaggio di piano assiale. Sono presenti anche fenomeni di dissoluzione testimoniati dalla interruzione del sottile livello calcitico micropiegheggiato in corrispondenza delle superfici di clivaggio (Np 20x).

tanto che le due direzioni assiali siano da riferire a eventi deformativi cronologicamente distinti, ma piuttosto a fenomeni di *strain* costrizionale o comunque riconducibili a processi di deformazione progressiva (CARMIGNANI *et alii*, 1992). Perciò, nel prosieguo le denominazioni di “Seconda fase” e “Terza fase” vanno intese nel senso di fasi deformative caratterizzate da direzioni assiali NW-SE e NE-SW rispettivamente, sottintendendo che i numeri non corrispondono sempre all’ordine di sovrapposizione.

Le pieghe di seconda fase hanno geometria molto variabile (figg.32 e 33) in funzione soprattutto dei litotipi e della posizione entro le strutture maggiori; in profilo la loro geometria varia da pieghe parallele a pieghe con ispessimento in cerniera dei livelli meno competenti e con angolo di apertura molto variabile. In base alla giacitura del piano assiale si distinguono: 1) pieghe con piano assiale da poco inclinato a suborizzontale, da asimmetriche a rovesciate e di solito chiaramente associate a zone di taglio diretto; 2) pieghe con piano assiale subverticale da simmetriche ad asimmetriche, anch’esse disarmoniche. Le uniche lineazioni

sono crenulazioni, molto frequenti.

Un'importante caratteristica delle pieghe A2 alla scala dell'affioramento o del versante è l'opposto senso di rovesciamento sui fianchi delle strutture di seconda fase di primo ordine (Antiforme del Flumendosa, Sinforme della Barbagia, Antiforme del Gennargentu). CARMIGNANI *et alii* (1992) interpretano queste pieghe come *drag folds* in zone di taglio dirette, connesse con la risalita dei nuclei antiformali in cui affiorano le unità tettoniche più profonde (*core complex*) durante la tettonica distensiva post-collisionale.

Le pieghe di terza fase sono generalmente più aperte di quelle della seconda fase. In profilo esse hanno generalmente geometria parallela e sono simmetriche o debolmente asimmetriche con piano assiale suborizzontale; sono frequenti pieghe a *chevron* e *kink bands* (fig.34). Il clivaggio (S3) è ancora meno espresso di quello di seconda fase. La blastesi metamorfica è praticamente assente. In alcune zone un sistema di piegamento prevale nettamente sull'altro, per cui non sono molto frequenti le zone con interferenze a duomi e bacini evidenti.

Ad esempio, in tutta l'area compresa fra l'altopiano di Perdasdefogu ed il mare le crenulazioni e le pieghe minori della S1 dirette NE-SW (A3) sono assolutamente dominanti sull'altra direzione di crenulazione (A2).



Fig. 34 - Pieghe di III fase (D3) vergenti a NE nelle quarziti cambro-ordoviciane dell'Unità di Meana Sardo. Località Genna Pirastru (Perdasdefogu).

2.1.3. - *Tettonica fragile tardo-ercinica*

Nell'area rilevata il principale sistema di faglie è orientato N-S. Si tratta di faglie dirette che tagliano i depositi eocenici. Il sistema realizza una gradinata di faglie che solleva la zona litoranea (dorsale N-S di M. Ferru) tra la costa e il Torrente di Quirra. Queste faglie sono sicuramente post-eoceniche, probabilmente plio-quadernarie. Esistono inoltre prove di deformazioni fragili distensive e trascorrenti di età pre-Triassico medio o pre-Giurassico, probabilmente anche del Paleozoico superiore, che avrebbero condizionato profondamente la direzione delle faglie successive.

Secondo alcuni autori le pieghe delle fasi D2 e D3 sono interpretate come una deformazione duttile associata a zone di taglio distensive connesse con l'esumazione del basamento. Infatti alla scala dell'affioramento si osservano spesso strutture distensive (zone di taglio dirette associate a cataclasi foliate, faglie dirette a basso angolo, faglie dirette ad alto angolo) che si sovrappongono a queste pieghe (A2, A3) nell'ordine con cui sono state ora elencate. Questa successione di stili deformativi suggerisce una deformazione progressiva associata all'esumazione di un basamento che si deforma in livelli strutturali sempre più superficiali.

In diversi casi è possibile dimostrare l'età pre-triassica o pre-giurassica della deformazione. Nell'angolo SW della Sezione Escalaplano alcune faglie dirette ad alto angolo orientate NW-SE, che rigettano i terreni permiani, sono tagliate dalla discordanza eocenica. In varie località faglie dirette a basso angolo alla scala del versante sono troncate dai depositi trasgressivi eocenici o giurassici. Un caso emblematico si osserva lungo la nuova strada militare per Perdasdefogu presso M. Sa Iba Lada, dove una faglia diretta a basso angolo orientata NW-SE è tagliata dalla discordanza giurassica (fig.39). Inoltre, poco a S del Foglio Jerzu (Foglio Muravera) esistono grandi faglie dirette orientate N-S e NE-SW per le quali è possibile dimostrare una età tardo-paleozoica.

Queste direzioni sono ben rappresentate anche nel sistema filoniano del Foglio Jerzu, dove si registrano anche altre direzioni (da NW-SE a E-W) che sembrano in qualche misura controllate dalla giacitura della S1 del basamento metamorfico e/o dal sistema di faglie dirette sopra citato. Nella Sardegna centro-settentrionale (Gallura, Baronie, Sopramonte) è dimostrato che la direzione delle faglie terziarie è controllata dai lineamenti tettonici tardo-ercinici (filoni, zone di taglio trascorrenti) (PAsCI, 1995) e, per quanto esposto, sembra che questo tipo di controllo sia esteso anche all'area del Foglio Jerzu.

Anche a causa delle riattivazioni terziarie, solo raramente è possibile determinare la cinematica ercinica di questi lineamenti. I pochi dati esistenti nel Foglio, unitamente a dati tratti da aree limitrofe ed a considerazioni regionali, fanno ritenere probabile che la fratturazione tardo-ercinica sia fondamentalmente costituita da

due tipi di discontinuità: 1) faglie dirette con direzioni variabili tra E-W e NW-SE, abbastanza parallele al *layering* tettono-metamorfico della D1, e di cui nel Foglio si conosce qualche esempio alla scala dell'affioramento; 2) un sistema trascorrente con direzioni comprese tra N-S e NE-SW.

La fig.4 (vedi) mostra un tentativo di interpretazione cinematica di tutte le deformazioni post-D1, nel quadro di una deformazione distensiva progressiva sviluppata a differenti livelli strutturali durante l'esumazione del basamento.

2.2. - STRUTTURE MAGGIORI

La descrizione delle strutture maggiori del basamento procederà per unità tettoniche, partendo da quelle che occupano la posizione strutturale più elevata nella pila di falde.

2.2.1. - *Strutture maggiori di prima fase nell'Unità della Barbagia*

In questa unità non sono state rilevate strutture tettoniche maggiori riferibili alla prima fase, a causa delle importanti trasposizioni che i litotipi di questa unità hanno subito nelle fasi successive. Le uniche testimonianze di prima fase sono rilevabili in sezione sottile all'interno dei *microlithons*, delimitati da superfici di scistosità successive (fasi 1a, 2, 3).

2.2.2. - *Strutture maggiori di prima fase nell'Unità di Meana Sardo*

Il carattere strutturale fondamentale della fase D1 nell'Unità tettonica di Meana Sardo è conferito da una serie di anticlinali e sinclinali della fase D1 che si sviluppano con direzioni abbastanza costanti, comprese tra NW-SE e WNW-ESE, attraverso quasi tutto il basamento del Foglio. I terreni più antichi, a nucleo delle anticlinali, sono le Arenarie di San Vito; quelli più recenti, a nucleo delle sinclinali, sono gli Scisti a Graptoliti *Auct.*. Si tratta di pieghe di dimensioni chilometriche con fianchi subparalleli e piani assiali in genere mediamente inclinati verso NE o NNE. Nei settori NW della Sez. Escalaplano e SW della Sez. Genna su Ludu, le tracce dei piani assiali delle pieghe A1 si riorientano secondo un andamento più meridiano, fino a N-S, e contemporaneamente i piani assiali assumono giaciture più inclinate, fino alla verticale o al rovesciamento.

Come mostrano anche le sezioni geologiche di fig.24, queste strutture plicative sono complicate da frequenti strutture di ordine superiore e hanno frequenti chiu-

sure periclinali, per cui complessivamente presentano una scarsa continuità (tav.1). Verranno ora descritte sinteticamente solo le principali fra queste strutture di ordine superiore.

Nel settore SE del Foglio è ben evidente una grande sinclinale che comprende a nucleo le metaepiclastiti e le metabasiti della Formazione di M. S. Vittoria nonché ridotti affioramenti di metasedimenti dell'Ordoviciano superiore appartenenti alla Formazione di Orroedu. Questa sinclinale (Sinclinale di M. Rasu) ha un piano assiale diretto NW-SE e mediamente inclinato verso NE. La struttura complessivamente mostra una leggera immersione assiale verso SE; infatti le formazioni dell'Ordoviciano medio e superiore del nucleo si sfrangiano e scompaiono andando verso NW, e solo pochi lembi del nucleo della sinclinale arrivano alle coperture giurassiche di Perdasdefogu. La struttura è fortemente complicata da pieghe di ordine superiore; un'anticlinale di secondo ordine porta ad affiorare le metarenarie cambro-ordoviciane in mezzo alla sinclinale poco a E della cima di M. Rasu. A N della Sinclinale di M. Rasu si sviluppa la contigua Anticlinale di Cucuru Pizzu Acutzu, struttura chilometrica diretta NW-SE con piano assiale mediamente inclinato verso NE.

Nel settore SW del Foglio le strutture principali dell'Unità tettonica di Meana Sardo sono tre sinclinali con nucleo di metavulcaniti dell'Ordoviciano medio. Le due sinclinali più settentrionali si sviluppano sempre con direzione NW-SE rispettivamente poco a S di Perdasdefogu e sul versante destro dell'alto corso del Riu S. Giorgio. La principale sinclinale si sviluppa dalla zona centrale dell'altopiano di Perdasdefogu (Sinclinale di Perda Is Furonis); presso Perda Is Furonis la sinclinale chiude con una terminazione periclinale complicata da strutture di secondo ordine. La struttura si allarga verso NW fino alla valle del Riu Flumineddu dove scompare sotto le coperture giurassiche del M. Sa Colla.

Nel settore NW del Foglio le strutture di prima fase generalmente hanno andamento NW-SE, per poi assumere direzioni circa meridiane all'altezza della diga sul Rio Flumineddu.

Nel settore NE del Foglio (Sez. Jerzu) le strutture di prima fase sono obliterate sia dalle fasi plicative tardive, sia dagli effetti delle intrusioni granitiche; le prime riorientano gli elementi planari e le seconde inducono un diffuso e pervasivo termometamorfismo.

2.2.3. - *Strutture maggiori di prima fase nell'Unità del Gerrei*

L'Unità tettonica del Gerrei affiora esclusivamente nell'angolo SW del Foglio. E' costituita solo da termini dell'Ordoviciano medio e superiore e del Siluriano,

che affiorano in corrispondenza di un'antiforme chilometrica riconducibile alla fase D2 (Antiforme di Escalaplano) (tav.1). La struttura di prima fase è caratterizzata da una serie di pieghe isoclinali: le sinclinali comprendono al nucleo metasedimenti e metabasiti dell'Ordoviciano superiore e sono separate da anticlinali a nucleo di Porfiroidi *Auct.*. L'orientazione delle strutture è WNW-ESE, i piani assiali sono mediamente inclinati verso NNE. Solo nella parte più occidentale dell'Antiforme di Escalaplano i piani assiali delle strutture D1 sono ripiegati e immergono verso SW (Taccu Masoni). Queste strutture hanno una grande continuità, possono essere seguite dalla zona immediatamente a SE di Escalaplano fino a S dell'Altopiano di Perdasdefogu e, ancora più a S, nel Foglio Muravera.

2.2.4. - *Contatto tettonico tra Unità della Barbagia e Unità di Meana Sardo*

L'accavallamento affiora nel settore tra Genna 'e Pirastu e M. Perdalonga per una lunghezza di circa 9 km. In questa zona scompare al disotto delle coperture permiane e giurassiche per poi riaffiorare all'altezza di Bruncu 'e Niada e proseguire fino a N di Tertenia per una distanza di 11 km. In tutto questo tratto il contatto tettonico si immerge debolmente verso NE.

La Sinforme della Barbagia ripiega il contatto tettonico, che affiora nuovamente lungo la valle del Fiume Pelau, con immersioni verso WSW.

2.2.5. - *Contatto tettonico tra Unità di Meana Sardo e Unità del Gerrei*

L'accavallamento è marcato da una fascia di miloniti e cataclasiti foliate. Lungo il contatto, tra Conca Andrea Cauli e Mulone Is Arrantas, affiorano scaglie tettoniche costituite da metavulcaniti dell'Ordoviciano medio appartenenti alla Formazione di M. S. Vittoria.

L'Antiforme di Escalaplano ripiega il contatto tettonico tra le due unità, che risulta perciò inclinato verso N lungo tutto il fianco settentrionale dell'antiforme, dalla zona immediatamente ad E di Escalaplano fin sull'altopiano di Perdasdefogu, mentre a S dell'antiforme il contatto tettonico immerge verso SW. Lo stesso contatto torna a riaffiorare in finestre d'erosione dal di sotto delle coperture post-erciniche, per tratti molto limitati, nelle valli a W di Escalaplano.

2.2.6. - Strutture maggiori di seconda fase

Il quadro delle deformazioni plicative post-D1 alla scala cartografica è abbastanza semplice. Grandi strutture riferibili alla D2 sono limitate alla già citata zona di Escalaplano ed al settore NE del Foglio (Sinforme della Barbagia) (tav.1).

Nell'angolo SW del Foglio l'Unità tettonica del Gerrei e l'Unità tettonica di Meana Sardo sono ripiegate da un'antiforme di dimensioni chilometriche diretta WNW-ESE (Antiforme di Escalaplano). Questa è una struttura di secondo ordine

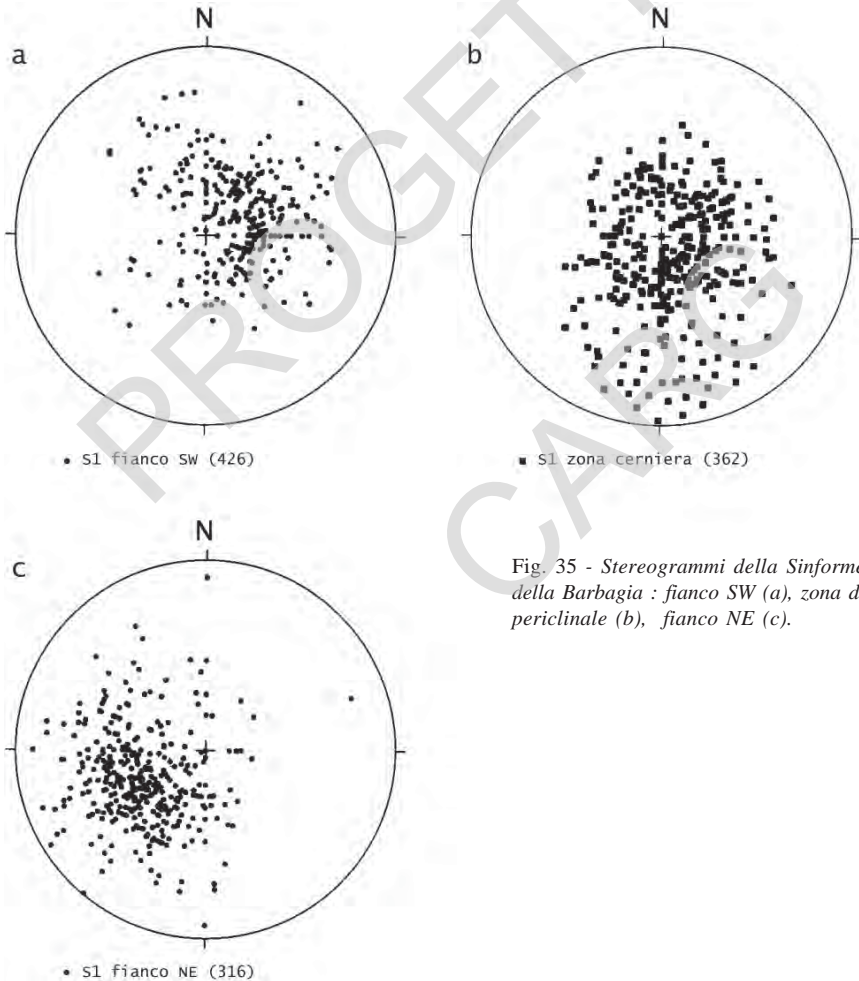


Fig. 35 - Stereogrammi della Sinforme della Barbagia : fianco SW (a), zona di periclinale (b), fianco NE (c).

della maggiore antiforme di falde del basamento sardo: l'Antiforme del Flumendosa (fig.3, tav.1), che affiora estesamente a S e a W del Foglio. In questa zona la S1 e tutti gli elementi lineari della D1 sono piegati secondo una grande antiforme, orientata WNW-ESE e con debole immersione assiale verso ESE. I diagrammi di fig.31, riferiti a quest'area, evidenziano un piegamento post-D1 secondo un asse diretto WNW-ESE. Il diagramma mostra un ampio "ventaglio" delle S2, con assi di pieghe minori diretti WNW-ESE congruenti con la struttura a scala cartografica, e assi di pieghe minori quasi ortogonali da riferire al sistema della terza fase.

Come già detto, le pieghe di secondo ordine dell'Antiforme del Flumendosa sono rovesciate verso NE sul fianco nord-orientale e verso SW su quello sud-occidentale. Quasi tutto il Foglio Jerzu è compreso nel fianco NE dell'Antiforme del Flumendosa e le pieghe D2 rovesciate verso NE sono frequenti.

L'altra grande struttura di seconda fase, nel settore NE del Foglio, è la Sinforme della Barbagia. Questa grande struttura, al cui nucleo affiorano le Filladi Grigie del Gennargentu, si riconosce per una lunghezza di oltre 50 km dalla Barbagia di Seulo fino entro il Foglio Jerzu (zona del M. Ferru). Si tratta di un'ampia sinforme con inclinazione media dei fianchi di una decina di gradi. Le varie parti della struttura sono evidenziate nei diagrammi di fig.35; essi comprendono, rispettivamente, le S1 del fianco SW, del fianco NE e della zona di periclinale della struttura.

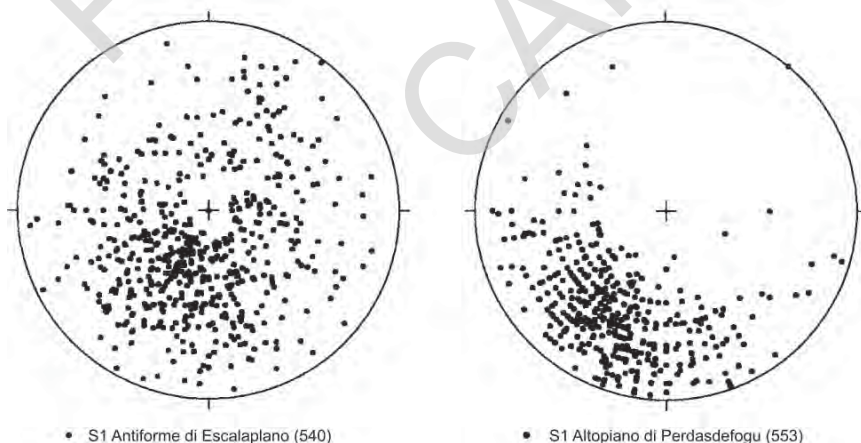


Fig. 36 - Stereogrammi delle Antiformi di Escalaplano e dell'Altopiano di Perdasdefogu.

2.2.7. - Strutture maggiori di terza fase

Pieghe con direzioni assiali NE-SW, cioè circa ortogonali alle precedenti, sono molto diffuse soprattutto alla scala metrica e decametrica, ma non mancano a scala chilometrica. Generalmente si tratta di pieghe aperte, con piano assiale molto inclinato. In fig.36 sono riportati i diagrammi di due aree, denominate Altopiano

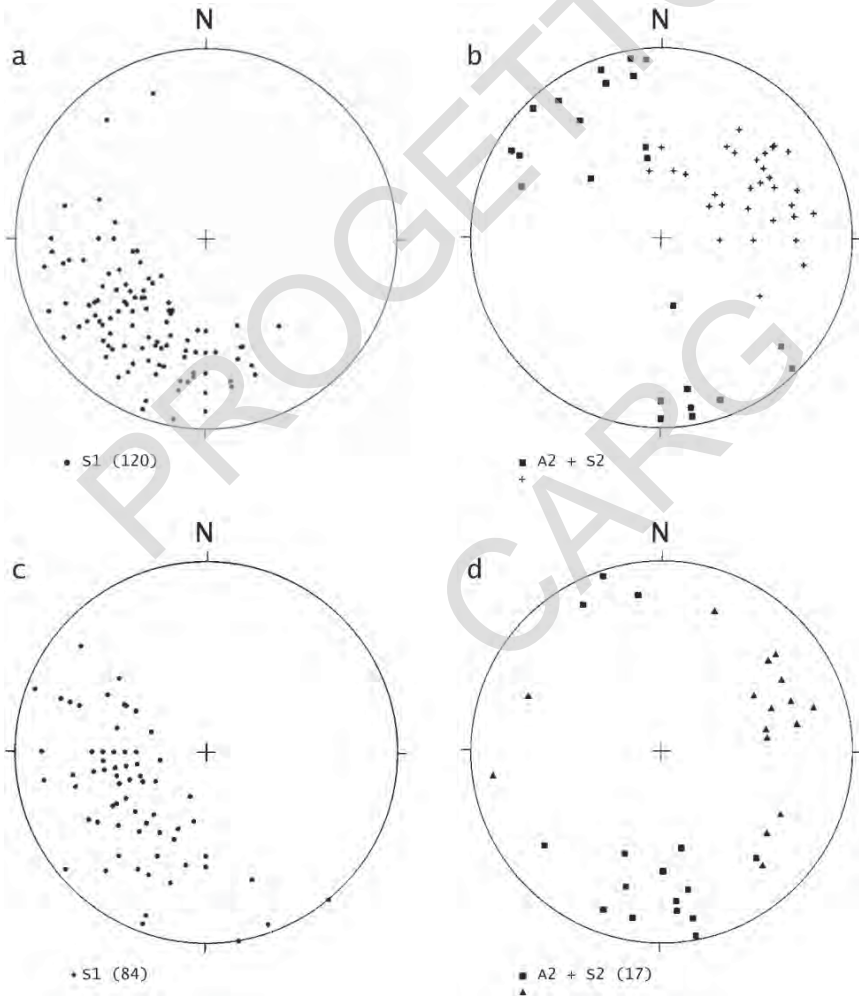


Fig. 37 - Sterogrammi degli elementi strutturali delle Unità del Gerrei e di Meana Sardo.

di Perdasdefogu ed Antiforme di Escalaplano, che possono essere considerate caratteristiche delle due direzioni di piegamento post-prima fase.

La struttura post-D1 dell'area dell'altopiano di Perdasdefogu (fig.37) è molto semplice. La giacitura della S1 è monoclinale, diretta circa NW-SE e mediamente inclinata verso NE. Si tratta del fianco NE della grande Antiforme del Flumendosa, il cui piano assiale passa poco più a S del Foglio ed ha la sua prosecuzione nel Foglio 549-Muravera (fig.37a). Questa monoclinale di scistosità è leggermente deformata da pieghe metriche con assi orientati circa NE-SW (fig.37b). Il dominio "Medio corso del Riu Flumineddu" (fig.37c,d) ha caratteri analoghi.

2.3. - INTRUSIONI E STRUTTURAZIONE MAGMATICA

Durante le fasi tardive della tettonica ercinica l'area del basamento metamorfico del Foglio Jerzu compresa fra Cardedu, Tertenia ed il Salto di Quirra, è interessata da una serie di intrusioni composite, variamente compenstrate.

L'intrusione di Cardedu è composta da granodioriti e, localmente, da tonaliti e masse circoscritte gabbro-tonalitiche, intruse da leucograniti. L'intrusione di Tertenia è formata da granodioriti e subordinate tonaliti. Leucograniti e porfidi granitici sono i litotipi prevalenti nell'intrusione del Salto di Quirra, nell'angolo SE del Foglio. I contatti con le metamorfite incassanti sono netti e di tipo intrusivo discordante; i contatti tra i litotipi plutonici sono diretti generalmente E-W. In tutte le plutoniti è riconoscibile una struttura orientata per flusso magmatico. Il rilevamento degli elementi planari ha fornito orientazioni congruenti con queste direttrici strutturali: infatti i piani di flusso magmatico, subverticali, hanno direzione circa NW-SE nel settore settentrionale (Cardedu, fig.38a) e N-S in quello meridionale (Tertenia, fig.38b). Queste direzioni sono co-lineari con la direzione di allungamento preferenziale delle intrusioni.

L'intrusione di Cardedu ha immersioni verso W e SW in corrispondenza dell'incassante metamorfico. Analogamente, nell'intrusione di Tertenia, presso i contatti con il basamento metamorfico, predominano le immersioni verso W, ed una simmetrica immersione verso E nelle porzioni più distali rispetto all'asse di allungamento. La distribuzione delle misure delle tessiture fluidali planari suggerisce che i granitoidi del Foglio Jerzu individuano una struttura a duomo, allungato lungo un asse di simmetria sub-meridiano.

Da queste osservazioni si ipotizza una differenziazione magmatica in profondità, con una disposizione dei litotipi secondo una direzione prevalente E-W, ed una direzione dei piani di flusso NW-SE e N-S, controllata dalle fasi tardive dell'orogenesi ercinica.

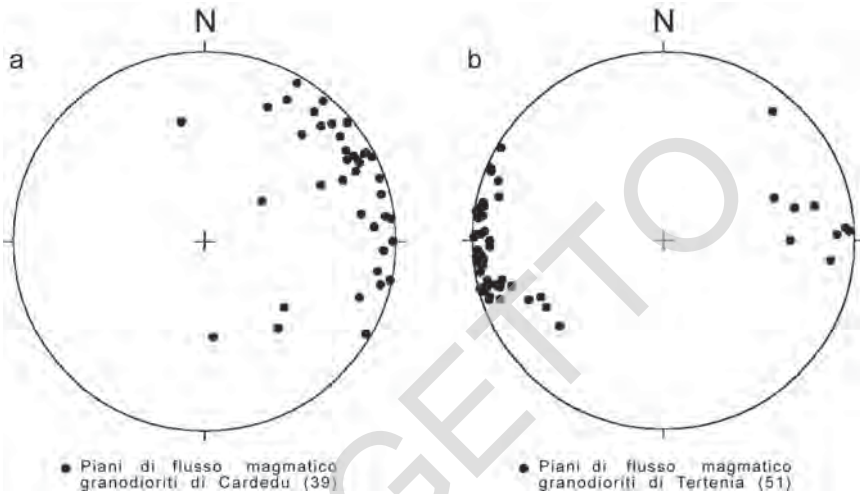


Fig. 38 - Stereogrammi degli elementi planari delle intrusioni di Cardedu (a) e Tertenia (b).

I caratteri giacitureali e strutturali, la natura dei contatti, netti discordanti, le relazioni geometriche di complanarità degli elementi strutturali, misurati sia nelle plutoniti che nelle metamorfiti incassanti, documentano che la messa in posto di questi granitoidi nella Zona a Falde della Sardegna è avvenuta in un contesto strutturale tardo-ercinico tettonicamente attivo.

Nelle rocce incassanti paleozoiche si sviluppa una discreta aureola termometamorfica che può raggiungere i 200 m di spessore, con intensa silicizzazione e blastesi statica di andalusite, sillimanite prismatica, cordierite, biotite e muscovite.

2.4. - LINEE TETTONICHE TARDO-ERCINICHE

Alla tettonica plicativa ercinica seguono, durante il Carbonifero superiore-Permiano, deformazioni di tipo fragile con faglie dirette e/o trascorrenti (SARRIA & SERRI, 1986). Nell'area rilevata sono state evidenziate varie faglie di cui si può dimostrare l'età pre-giurassica. E' probabile che queste faglie siano l'espressione più superficiale della distensione post-ercinica che ha portato all'individuazione e sviluppo dei bacini intracontinentali autuniani.

Nel settore di Perdasdefogu ed Escalaplano la presenza delle coperture giurassiche e triassiche consente di riconoscere l'età tardo-paleozoica di alcune faglie. A W di Escalaplano, in loc. Sa Serra, sono presenti due faglie dirette, di direzione NW-SE, immergenti verso NE con inclinazione di circa 60°, che tagliano

il conglomerato permiano il quale ha una inclinazione verso SW di circa 45°. Queste faglie sono cicatrizzate dai sovrastanti depositi triassici sub-orizzontali. Il rigetto verticale di queste faglie, non ben definibile, è di almeno 15 m.

Nell'area di Escalaplano è stata rilevata, ad E di S. Salvatore, una faglia diretta immergente a NE di 70-80° con rigetto di un centinaio di metri. Questa faglia disloca la successione permiana, mettendola a contatto con il basamento metamorfico, ed è sigillata dai depositi eocenici. Faglie con analoga direzione sono state rilevate poco più ad E, presso Nuraghe Genna Piccinu e presso la miniera di Masoni Pitzudu. Quest'ultima taglia il basamento metamorfico interrompendo la continuità cartografica dell'Antiforme di Escalaplano. Verso N la faglia sembra troncata dalla trasgressione triassica, e comunque non prosegue entro le formazioni eoceniche di Escalaplano.

Una faglia pre-giurassica e probabilmente permiana è la faglia di M. Sarciddu. Si tratta di una faglia diretta, di direzione circa E-W, immergente a N di circa 60-70°, che ribassa la successione permiana con un rigetto verticale dell'ordine del centinaio di metri. Nel suo proseguimento verso E questa faglia è sigillata dai depositi carbonatici giurassici e verso W è troncata da una faglia post-eocenica; quest'ultima presenta direzioni medie intorno a N160E, immerge a W di 60-70° e determina a S un rigetto di almeno 300 m (Mirali 'e su Runcu), mentre tende a scomparire verso N (Su Sarmentargiu).

L'età permiana di alcune faglie è provata dal fatto che esse sono iniettate da filoni di porfidi, come ad esempio a Bruncu 'e Niada. Si tratta in questo caso di una faglia diretta orientata NW-SE fortemente inclinata a NE; essa probabilmente è stata riattivata in tempi più recenti perchè si raccorda con una delle faglie del sistema N-S che taglia l'Eocene. Anche nel settore nord dell'area del Foglio, lungo il Rio Genna su Ludu, sono note altre faglie iniettate da "porfidi" permiani.

3. - TETTONICA CENOZOICA

3.1. - CARATTERI STRUTTURALI GENERALI

Nell'area rilevata la tettonica post-ercinica ha prodotto poche modifiche della struttura acquisita nel Paleozoico superiore. Le formazioni sedimentarie post-carbonifere hanno inclinazioni massime di poche decine di gradi. Tra i diversi cicli sedimentari della copertura esistono leggere discordanze angolari evidenti solo a scala cartografica. A questo riguardo è singolare la situazione attorno a Escalaplano,

dove al di sopra del basamento metamorfico e dei depositi del ciclo permocarbonifero si sovrappongono tre leggere discordanze angolari, alla base delle successioni triassica, giurassica ed eocenica (fig.39). La maggiore manifestazione della tettonica post-ercinica è rappresentata da un sistema di faglie N-S ben noto sia sulla terraferma che nella piattaforma continentale della Sardegna SE.

3.1.1. - Il sistema di faglie N-S

Nel Foglio Jerzu al sistema di faglie N-S, ben sviluppato nel settore SW, tra l'altopiano di Perdasdefogu e il Riu Flumineddu, appartengono tre faglie principali, che tagliano le formazioni eoceniche.

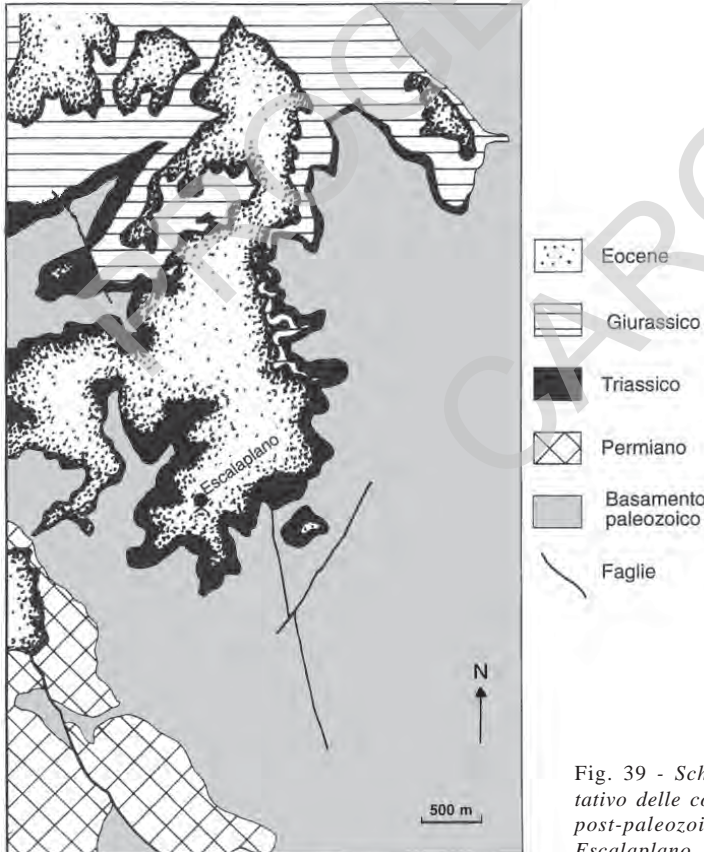


Fig. 39 - Schema rappresentativo delle coperture tarde- e post-paleozoiche nell'area di Escalaplano.

Le prime due delimitano a W l'altopiano di Perdasdefogu costituendo due dei principali lineamenti morfologici dell'area. Si tratta di due faglie dirette vicarianti molto inclinate che ribassano la parte occidentale. La più meridionale si sviluppa per oltre 15 km da Bruncu Paulu Pili fino ad Arcu Is Passus. Il massimo rigetto, di circa 200 m, è raggiunto nel tratto intermedio. Questa faglia esaurisce il suo rigetto nei calcari giurassici a SW di Perdasdefogu; parte del rigetto è trasferito su una faglia vicariante che prosegue verso N per una decina di chilometri, abbassando ancora il suo lato occidentale. Una terza faglia corre parallela alla prima circa 24 km più a W. Si tratta di una faglia antitetica che si sviluppa in corrispondenza del tratto di maggior rigetto della faglia principale. E' ripidamente inclinata verso E, ha una lunghezza di circa 4 - 5 km e un rigetto di un centinaio di metri.

In base all'età dei terreni attraversati è possibile affermare solo che queste faglie hanno un'età non più antica dell'Ypresiano, ma diversi argomenti ci fanno ritenere possibile un'età molto più recente. Infatti esse individuano tratti morfologici molto ben conservati; inoltre faglie dirette orientate N-S del Miocene superiore-Pliocene sono state evidenziate da rilievi e studi sismici nella piattaforma continentale della Sardegna orientale.

3.1.2. - Tettonica della piattaforma continentale

Il margine continentale della Sardegna orientale è un margine passivo giovane (circa 9 Ma) con una sottile copertura sedimentaria il cui stile di deformazione è oggetto di discussione (SCANDONE & PATACCA, 1984; KASTENS *et alii*, 1988; LAVECCHIA *et alii*, 1990; MASCLE & REHAULT, 1990).

FABRETTI *et alii* (1995), tramite due profili sismici *off-shore* eseguiti lungo il margine continentale della Sardegna SE (fig.40), hanno evidenziato che la struttura della scarpata continentale antistante la costa circa 40 km a S del Foglio Jerzu è caratterizzata da due

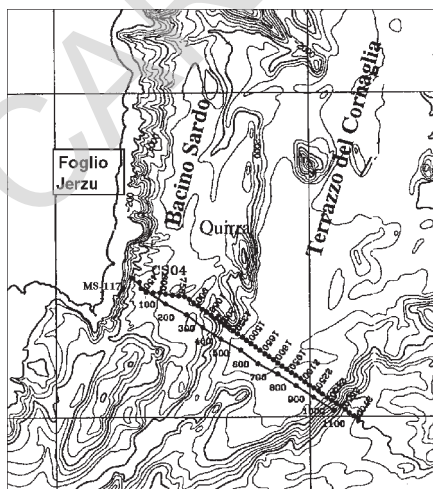


Fig. 40 - Carta batimetrica del margine orientale della Sardegna e posizione dei profili sismici MS-117 e CS-04 (da FABRETTI *et alii*, 1995).

principali faglie dirette orientate N-S, parallele alla costa. Queste faglie hanno profilo listrico e ribassano il lato orientale (fig.41). La faglia occidentale passa ad una quindicina di chilometri dalla costa ed individua un bacino (Bacino sardo) con una profondità media di 1000 -1500 m, esteso fino a circa 40 km dalla costa e formato da rocce del basamento paleozoico (SARTORI, 1989; SARTORI *et alii*, 1990). Più ad E, un'altra gradinata di faglie porta il fondo marino a 2500-2800 m di profondità (Terrazzo del Cornaglia), ove è costituito da una crosta transizionale al passaggio con quella oceanica del Tirreno meridionale e centrale. I profili sismici e i dragaggi indicano che l'individuazione del margine continentale sud-orientale sardo inizia con il Tortoniano superiore (KASTENS *et alii*, 1988; MASCLE & REHAULT, 1990).

Questi elementi fanno ritenere che il sistema di faglie dirette orientato N-S che interessa il Foglio Jerzu sia molto recente (taglia i depositi eocenici), ed è probabilmente responsabile del ringiovanimento plio-pleistocenico che ha conferito l'attuale morfologia accidentata alla regione. Anche l'andamento N-S, quasi rettilineo, della costa sud-orientale dell'Isola è imputabile a faglie di questo sistema (CHERCHI *et alii*, 1978, 1979).

Sebbene sia abbastanza chiaro che l'età di tale sistema è essenzialmente plio-quadernaria, esistono molti indizi per ritenere che queste faglie siano state ripetutamente riattivate. Per tutte valga l'esempio della faglia N-S che taglia la parte più orientale del Foglio. Essa verso N si raccorda al sistema di faglie trascorrenti dell'Oligocene superiore-Miocene inferiore che interessano la Sardegna NE (CARMIGNANI *et alii*, 1994). Lavori recenti (PASCI, 1995) hanno confermato che la direzione di questo complesso sistema di faglie è controllata da lineamenti tardo-ercinici ed anche nei Fogli Jerzu e Muravera sono documentate faglie tardo-paleozoiche con direzioni meridiane. Sembra quindi probabile che in alcuni casi gli stessi lineamenti siano stati ripetutamente attivati dal Paleozoico superiore al Pliocene.

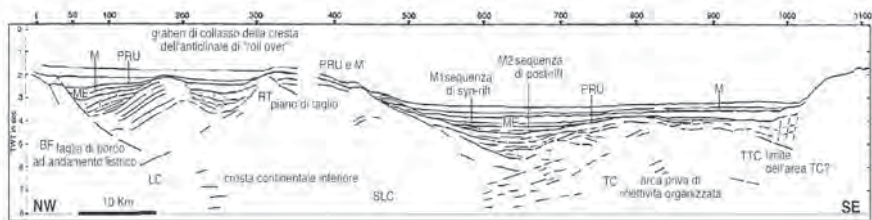


Fig. 41 - Interpretazione del profilo sismico multicanale MS-117 (da FABRETTI *et alii*, 1995). PRU: post-rift unconformity. ME: facies evaporitiche messiniane. M: top delle facies e delle discontinuità legate alla crisi di salinità messiniana.

VI - GEOLOGIA MARINA (A. ULZEGA, P. ORRÙ, C. PINTUS)

1. - INQUADRAMENTO DELL'AREA MARINA

Il settore marino del Foglio “541-Jerzu” è costituito da una fascia ad andamento rettilineo N-S, larga meno di 1 km nella parte settentrionale e da 2 a 3 km nella parte meridionale, che borda l'intero lato orientale dello stesso Foglio.

Malgrado nell'insieme la costa abbia un andamento rettilineo, sia la morfologia sia la struttura variano in modo significativo: andando da N verso S si trova dapprima l'ampia piana costiera del Fiume Pelau e di Bau su Scusorgiu, che costituiscono i principali alimentatori della sedimentazione in mare; segue per circa 11 km la costa alta e rocciosa di Capo s'Asta e Capo Sferracavallo sino a Torre S. Giovanni di Sarralà, con brevi tratti a falesia incisa anche su depositi clastici quaternari (dt); la restante costa, per circa 7 km, costituisce l'ampia insenatura di Melisenda e Porto Santoru, dove i depositi clastici quaternari (dt) si estendono sino alla linea di riva dando luogo ad una ripa di erosione, alta anche vari metri, pressochè continua.

Dalla linea di riva sopradescritta la spiaggia sommersa conserva un andamento parallelo alla costa fino alla profondità di 15 m per passare quindi verso il largo alla piattaforma continentale superiore.

2. - LA PIATTAFORMA CONTINENTALE

La piattaforma continentale della Sardegna sud-orientale, nella quale si inserisce la parte a mare di questo Foglio, è caratterizzata da un andamento N-S perfettamente parallelo alla linea di costa, con un bordo alla profondità di circa 120 m che si raccorda con una netta rottura di pendio alla scarpata di Quirra. La continuità del bordo della piattaforma è interrotta localmente dalle testate del *canyon* Pelau (fig.42) e del *canyon* di Punta Moros, attualmente in arretramento (ULZEGA, 1988).

Dalla spiaggia sommersa fino al suo bordo, la piattaforma, estremamente ridotta nella sua estensione per motivi strutturali, presenta alcune irregolarità nel profilo dovute alla presenza di corpi sedimentari talora sepolti dalla sedimentazione olocenica.

Si tratta di linee di riva sommerse riferibili alle fasi trasgressive tardo-pleistoceniche, ben documentate e presenti pressochè con continuità lungo l'intera piattaforma continentale sarda (ULZEGA *et alii*, 1986), che in questo settore affiorano in forma di *beach-rock* alle profondità di circa 45 e 80 m.

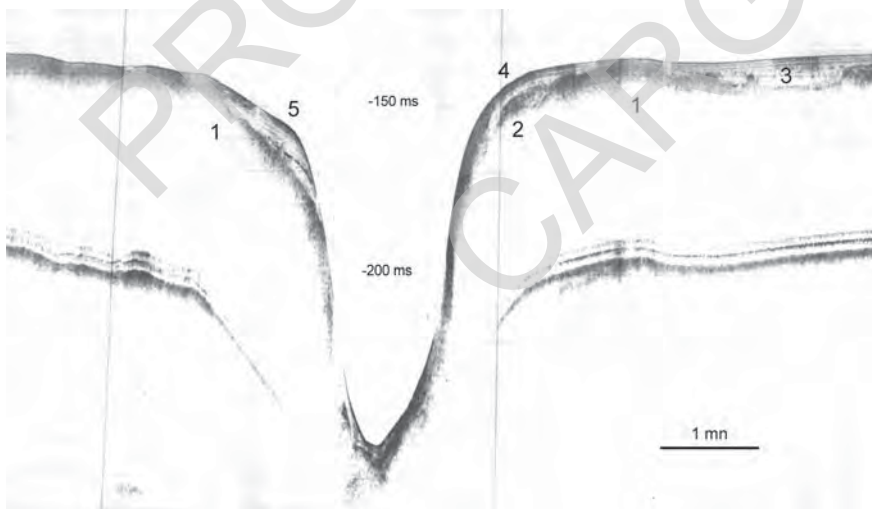


Fig. 42 - Registrazione sismica Subbottom Profiler 3,5 Khz - Sezione Nord-Sud della testata del Canyon Pelau: 1) substrato; 2) corpo sedimentario sepolto; 3) superfici di erosione irregolare, di probabile evoluzione subaerea, fossilizzata da depositi stratificati; 4) sedimento del bordo in progradazione; 5) corpo sedimentario residuale, terrazzo deposizionale di low-stand wurmiano. Località: bordo della piattaforma al largo del Fiume Pelau. (mn: miglia nautiche; ms: millisecondi).

Il bordo della piattaforma si presenta netto, pressochè privo di sedimenti in progradazione, a causa della estrema scarsità degli attuali apporti da terra; solo in corrispondenza della foce del Fiume Pelau, alla presenza del delta sottomarino attuale si associa un importante corpo sedimentario olocenico (fig.43), che si estende sino al bordo ed alimenta sia la testata in arretramento del *canyon* Pelau sia la scarpata superiore, dando luogo anche a fenomeni di *slumping* (figg.19, 44).

I profili sismici effettuati in piattaforma e sulla scarpata superiore documentano e confermano l'ipotesi dell'esistenza di un sistema di faglie dirette che interessano sia il basamento sia le coperture terziarie, mentre non si escludono movimenti tettonici che possono avere interessato anche i depositi quaternari.

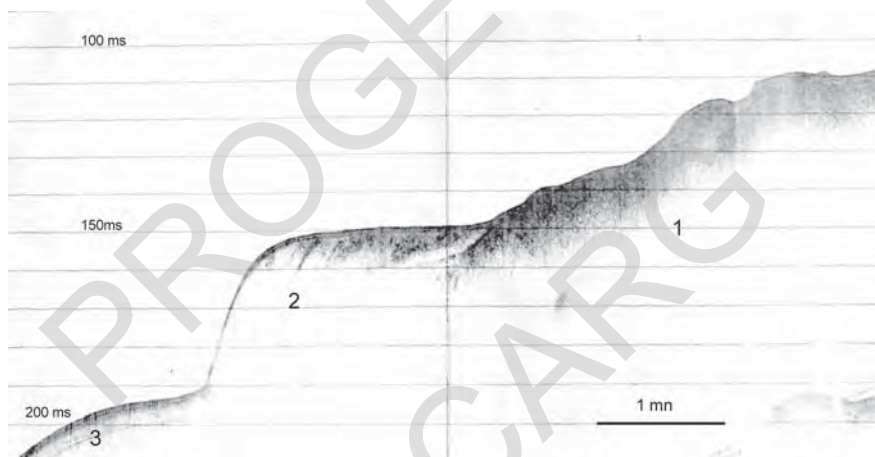


Fig. 43 - Registrazione sismica Subbottom Profiler 3,5 KHz - Tipologia erosiva del bordo: 1) substrato subaffiorante a gradini, probabilmente controllati da faglie dirette; 2) corpo sedimentario residuale con stratificazione fore-set troncata da una superficie di erosione sommitale, terrazzo deposizionale di low-stand wurmiano; 3) depositi pelitici di scarpata. Località: bordo della piattaforma al largo di Capo Sferracavallo. (mn: miglia nautiche; ms: millisecondi).

3. - MATERIALI E METODI

L'indagine si è basata fondamentalmente sul riesame dei profili sismici ed ecografici effettuati con le navi oceanografiche "Marsili" e "Bannock" del CNR negli anni dal 1977 al 1991, oltrechè con imbarcazioni minori in grado di operare su bassi fondali.

Buona parte del materiale utilizzato è tuttora inedito o è stato utilizzato per rapporti interni o per la redazione di carte a piccola scala.

L'area in esame è stata coperta con una maglia di profili W-E normali alla costa fino alla scarpata superiore e da profili longitudinali, con ecografia a bassa frequenza 3.5 Khz e Sparker 1.000 J; in situazioni particolari sono stati effettuati profili ecografici a scansione laterale ad alta frequenza con uno strumento EG&G da 100Khz a correzione d'immagine.

Le campionature dei sedimenti sono state effettuate mediante carotiere a gravità pesante e benna Van Veen; fino alla profondità di 50 m sono state effettuate immersioni con autorespiratori ad aria, con prelievo di campioni di sedimenti e di rocce, rilevamento diretto delle strutture e documentazione fotografica.

Lungo la spiaggia sommersa, in particolare ai fini della definizione del limite superiore della prateria a *Posidonia oceanica* e dei limiti morfologici e litologici, la particolare limpidezza dell'acqua ha consentito un uso ottimale delle foto aeree, anche in relazione alla taratura delle immagini ecografiche a scansione laterale.

4. - AFFIORAMENTI DEL SUBSTRATO

Il substrato affiora in mare esclusivamente in corrispondenza delle piattaforme di abrasione che si sono prodotte alla base delle coste alte e rocciose. La genesi della piattaforma di abrasione può riportarsi ai movimenti eustatici trasgressivi dell'ultimo interglaciale pleistocenico, con esumazione e ripresa dell'attività erosiva durante l'intero Olocene.

Sono particolarmente estese le piattaforme di abrasione localizzate tra Barisoni e Porto Santoru, dove affiorano rocce silicoclastiche del Cambro-Ordoviciano (SVD); la loro demolizione ad opera del mare alimenta l'estesa area in sabbie silicoclastiche che caratterizza i fondali tra Porto Santoru e Melisenda.

Le vulcaniti permiane affiorano nelle piattaforme di abrasione di Torre San Giovanni di Sarralà, dove a terra sono quasi completamente ricoperte dai depositi di versante; costituiscono la platea sommersa degli scogli di Punta su Prettu ed infine affiorano in modo pressochè continuo per circa 2 km in corrispondenza del promontorio di Punta Moros.

I granitoidi del Carbonifero sup. - Permiano orlano in modo discontinuo i bassi fondali intorno a Capo s'Asta, dando luogo ad una piattaforma di abrasione talora mascherata da grandi blocchi e da residui di frane di crollo del versante sovrastante, fino alla spiaggia della piana del Fiume Palau.

In piattaforma continentale il substrato non affiora, ma la facile acustica sorda che lo rappresenta si trova molto prossima alla superficie o è ricoperta da uno spessore molto ridotto di sedimenti olocenici, caratteristica questa comune all'intero settore sud-orientale della piattaforma continentale sarda (LECCA *et alii*, 1979).

5. - SEDIMENTAZIONE OLOCENICA

La distribuzione dei sedimenti marini in questo settore di piattaforma continentale è fortemente condizionata da tre fattori:



Fig. 44 - Registrazione sismica Subbottom Profiler 3,5 Khz - 1) substrato affiorante; 2) sedimenti a sabbie pelitiche stratificate; 3) cuneo deposizionale a peliti del bordo; 4) sedimenti di bordo in slumping; 5) depositi di frana in scarpata basale. Località: bordo della piattaforma al largo di Punta Santoru. (mn: miglia nautiche; ms: millisecondi).

1) la limitata estensione verso il largo della piattaforma, con un bordo netto e con la scarpata superiore molto vicini alla costa (fig.44);

2) l'apporto di materiale clastico continentale estremamente ridotto per assenza di corsi d'acqua importanti, sia per estensione dei bacini sia per portata solida pressochè nulla;

3) la forte azione idrodinamica delle correnti di superficie e delle correnti di fondo, che agiscono in modo preferenziale parallelamente alla costa.

La distribuzione dei sedimenti risponde ai condizionamenti suddetti con una dispersione in fasce batimetriche ben distinte tra depositi litorali e depositi di piattaforma, caratterizzati dalle facies acustiche e dalle campionature. Le stesse campionature sono state utilizzate per la taratura delle immagini sonar a scansione laterale, che a loro volta hanno permesso di cartografare i limiti tra le diverse unità.

Si aggiungono, inoltre, le sabbie limose ed i limi deltizi dell'apparato del delta sommerso del Fiume Pelau, la cui estensione supera i limiti orientali del Foglio e va ad alimentare la testata del *canyon* Pelau.

La separazione netta e continua tra le facies clastiche di spiaggia sommersa e quelle di piattaforma continentale è rappresentata da un'importante prateria a *Posidonia oceanica* (fig.23), che si estende in prossimità della linea di riva in corrispondenza di Punta sa Canna e tra Torre San Giovanni di Sarralà e Mori Manca; il limite inferiore della prateria si mantiene costantemente intorno alla profondità di circa 35 m.

Le buone condizioni di vita della prateria, con "mattes" di notevole spessore, costituiscono un ostacolo alla penetrazione delle onde acustiche a bassa frequenza, rendendo difficoltosa la definizione degli spessori dei sedimenti olocenici che ricoprono costantemente la superficie di erosione relativa alla regressione dell'ultimo glaciale.

VII - CENNI GEOMORFOLOGICI (F. DI GREGORIO)

Il tratto morfologico fondamentale dell'area del Foglio "541-Jerzu" è il "Penepiano post-ercinico", elaborato durante le fasi di continentalità tardo-paleozoiche, mesozoiche e cenozoiche. Il penepiano si eleva ad una quota media di circa 600 m, ed è delimitato da profonde incisioni e versanti a forte acclività che hanno impedito una utilizzazione intensiva dell'area: l'unico centro abitato nel raggio di una decina di chilometri è il paese di Perdasdefogu. La parte sud-occidentale del penepiano è coperta da depositi eocenici orizzontali, quella settentrionale dai depositi carbonatici mesozoici, anch'essi suborizzontali.

Nell'insieme il paesaggio è costituito da superfici sopraelevate, generalmente impostate su strati orizzontali di rocce sedimentarie (tavolati) o anche sull'antica superficie d'erosione permo-triassica esumata dallo smantellamento della copertura giurassica od eocenica.

La sopraelevazione è riconducibile ai citati sistemi di faglie normali ad andamento prevalente NW-SE, NS e NE-SW, talora con tipica struttura a gradinata degradante da NE verso SW. Si passa infatti dai circa 800-1000 metri dei Tacchi di Jerzu-Ulassai (Su Casteddu ml 982, M. Tissiddu m 834, ecc.) ai 600 metri circa degli altopiani di Perdasdefogu (es: Taccu de Giuncus), sino ai 340-360

metri di Taccu Piccinnu presso Escalaplano; la parte ribassata (che occupa la metà occidentale della Sez. Escalaplano), è ancora in piccola parte ricoperta da depositi permiani ed eocenici e per la massima parte dai calcari giurassici di M. Sa Colla.

Tali altopiani di natura carbonatica (“tacchi” giurassici dell’Ogliastra o (altopiani eocenici del Salto di Quirra) sono generalmente solcati da valli strette e profonde che incidono anche il basamento paleozoico e che, per progressivo allargamento, suddividono i tavolati stessi in più rilievi isolati a sommità tabulare o quasi, dei quali i più estesi possono essere considerati delle vere e proprie *mesas* (es.: M. Cardiga nel Salto di Quirra, fig.18) ed i più ridotti delle *buttes* (es.: M. Troisci, Pitzu M. Lumburau, Pitzu de Porcu’e Ludu presso Jerzu); quando poi lo smantellamento è più spinto restano solo rilievi testimoni o pinnacoli.

Le superfici superiori di tali altopiani, pur conservando un andamento d’insieme tabulare, sono spesso notevolmente rimodellate dagli agenti erosivi (processi fluviali, di versante e carsici), tanto che il paesaggio appare inciso da valli secche, valli cieche, valli sospese gradini, grotte e condotti sotterranei. Ai margini perimetrali, al contatto con i litotipi impermeabili del substrato (argille basali giuresi per i “tacchi” mesozoici, basamento scistoso paleozoico per le coperture eoceniche), sono presenti sorgenti, cascate e depositi travertinosi in cascata o in piccoli terrazzi.

I corsi d’acqua e le valli, generalmente molto incassate, hanno un andamento ora lineare, dettato dall’impostazione strutturale, ora tortuoso fino a meandriforme, laddove nell’evoluzione hanno prevalso fenomeni di sovrimposizione (realizzatasi a seguito della demolizione delle coperture carbonatiche mesozoiche e arenaceo-puddingoidi e carbonatiche cenozoiche relativamente più tenere rispetto ai litotipi del basamento paleozoico). La genesi dei meandri incassati, che trovano la loro massima espressione nel Riu Flumineddu e suoi affluenti e nel Riu S. Giorgio, con lobi talora molto pronunciati (es.: Riu S. Giorgio, presso S. Giorgio), può essere ricondotta a fenomeni di ringiovanimento del rilievo che hanno portato ad un’intensa ripresa dell’erosione verticale in età post-eocenica, con una successiva accentuazione plio-quadernaria.

Le valli sono prevalentemente simmetriche, con forma a V, tuttavia nel basamento scistoso sono frequenti anche quelle con versanti a diversa inclinazione (asimmetriche): in questo caso risultano più ripidi i versanti nord-orientali (es.: Riu Gidolo, Riu S. Giorgio, Riu Flumineddu, ecc.), in chiara relazione con la loro giacitura a reggipoggio. Nelle aste terminali dei corsi d’acqua principali (tratto inferiore del Riu Flumineddu, del Riu S. Giorgio e del Torrente di Quirra in particolare) predominano invece valli a fondo piatto, segno che all’azione erosiva hanno fatto seguito processi di deposizione che hanno portato all’alluvionamento del

fondo. L'analisi geomorfologica denota che si tratta di valli policicliche, nelle quali l'alternarsi di fasi erosive e deposizionali ha prodotto fino a tre ordini di terrazzi (Torrente di Quirra).

I versanti, generalmente lineari e molto acclivi nel basamento paleozoico scistoso, diventano a gradinata nelle coperture cenozoiche e subverticali in quelle carbonatiche mesozoiche (zona dei "tacchi" o "tonneri"); sono invece più aspri ed irregolari, con diffusa rocciosità e pietrosità in affioramento, nelle valli impostate nel granito ed ancora più aspri in quelle modellate nelle rioliti, caratterizzate da estesi affioramenti rocciosi.

Il contrasto tra le morfologie mature della sommità degli altopiani, nei quali anche le formazioni più resistenti (come le metavulcaniti acide ordoviciane) presentano superfici dolcemente arrotondate e talvolta tafonate, e le forme giovanili dei ripidi versanti delle valli di escavazione recente, come il Riu Flumineddu, il Riu S. Giorgio, ecc., è riconducibile al ringiovanimento plio-quadernario del rilievo prodotto dell'intenso sollevamento della regione.

Le coste sono prevalentemente lineari o lievemente falcate, basse e sabbiose nell'intorno della Foce del Fiume Pelau, nelle piccole cale a N di Capo S'Asta, tra Punta Is Ebbas e Foxi Manna, e ancora tra Melisenda e Barisoni. Risultano ciottolose alla foce del Riu Badde Gattiu, nell'intorno di Case Santoru, di Porto Santoru e Punta Sa Canna, ove sono presenti anche numerosi scogli in affioramento. Coste rocciose scoscese, seghettate o dentellate, si rinvencono nei pressi di Capo S'Asta, Capo Sferracavallo (ove raggiungono anche una certa altezza), Punta Is Ebbas, Punta Moros, Torre di Guardia Manna e ancora a N di Porto Santoru e di Punta Su Strulieddu.

PROGETTO
CARG

VIII - GEOLOGIA APPLICATA

1. - CAVE

Nell'area del Foglio l'attività estrattiva di lapidei è estremamente scarsa, essendo limitata alla produzione di materiali per uso civile, mentre per quanto riguarda materiali di cava di più elevato valore commerciale al momento attuale mancano del tutto le cave per materiali ornamentali, nè sono stati rinvenuti, nel corso di questi rilievi, siti idonei a questo scopo. Le cave presenti, caratterizzate da un regime di coltivazione saltuario, appartengono alle seguenti tipologie (R.A.S., 1992b):

- cave di inerti per conglomerati da rocce incoerenti (depositi alluvionali), di cui 6 attive e 5 inattive;
- cave di inerti per conglomerati da rocce coerenti, di cui 1 attiva e 10 inattive.

In queste cave vengono coltivati materiali di basso valore commerciale, il cui utilizzo è condizionato fortemente dalla cosiddetta "area di mercato", ossia dall'ambito geografico entro il quale l'utilizzo di questi materiali è economicamente compatibile con i costi di trasporto verso le principali utenze; per questo motivo tali cave sono legate ad un mercato locale e si concentrano nelle vicinanze delle aree abitate e maggiormente urbanizzate. La scarsità di cave nell'area del Foglio Jerzu trova quindi diretto riscontro nella modesta richiesta di materiali per la bassa densità abitativa.

Nell'area del Foglio sono state individuate cave di prestito per la raccolta

di sabbie e ghiaie dai greti dei fiumi principali (Fiume Pelau, Riu Flumineddu, Torrente di Quirra, Riu S. Giorgio), come pure dei sabbioni di alterazione del granito (Cardedu, Marina di Tertenia, Barisoni-Sàrrala). Nel recente passato vennero usate le dolomie giuresi (cava presso Taccu Mauruoi) come inerti per la costruzione dello sbarramento sul Riu Flumineddu; le dolomie estratte nella cava di Coi Puddas, alcuni km a N di Escalaplano, vennero utilizzate per la diga sul Flumendosa; ugualmente esistevano numerose cave di pietra da taglio per costruzione, sempre di piccole dimensioni e di interesse locale, ormai del tutto abbandonate.

D'altro canto nel Foglio sono presenti numerosi litotipi (dolomie giuresi, vulcaniti permiane) adatti alla produzione di inerti cosiddetti "pregiati", per conglomerati cementizi e bituminosi, spesso in condizioni di affioramento favorevoli all'impostazione razionale di nuove attività di cava che siano in linea con gli aspetti economici e di mercato, ed allo stesso tempo attente alla salvaguardia dell'ambiente naturale.

2. - MINIERE

Il Foglio Jerzu interessa un'area limitrofa al Distretto Minerario del Sàrrabus-Gerrei, secondo solo al Sulcis-Iglesiente per sviluppo delle mineralizzazioni e importanza dei lavori minerari connessi (SALVADORI & ZUFFARDI, 1986; STARA *et alii*, 1993).

Tale distretto è quasi interamente compreso nell'adiacente Foglio Muravera, dove sono presenti numerosissimi corpi minerari, alcuni dei quali oggetto in passato di intense attività estrattive; la loro cessazione (l'ultimo impianto produttivo, a Villasalto, è stato chiuso intorno al 1970) non ha peraltro diminuito l'interesse per studi giacimentologici e ricerche, sia per la grande varietà di tipologie presenti sia, in tempi recenti, per il forte interesse generato dal ritrovamento in numerosi contesti minerari, da parte di diversi gruppi di ricercatori (DI.GI.T.A. Univ. Ca., J.V. AGIP-EMSA, PROGEMISA S.p.A, S.G.M.), di indizi ad oro con tenori significativi (FIORI *et alii*, 1988a, b; BAKOS *et alii*, 1989, 1990, 1991; DESSÌ *et al.*, 1990; BOI *et alii*, 1996).

Anche gli indizi minerari presenti nel Foglio Jerzu sono stati oggetto di studi e ricerche e di coltivazioni, di solito modeste, ma non presentano attualmente un particolare interesse giacimentologico nè tantomeno, stanti le attuali condizioni di mercato, un reale interesse economico.

Essi tuttavia costituiscono un'importante testimonianza storica dell'attività mineraria in questa parte della Sardegna ed è per questo che si è ritenuto oppor-

tuno descrivere, sia pure in maniera schematica, le caratteristiche giacimentologiche ed i dati storici sui lavori eseguiti nelle aree maggiormente indiziate.

Le notizie storiche sull'attività mineraria nel Foglio (Archivio del Distretto Minerario di Iglesias, Banche Dati dell'Ente Minerario Sardo) registrano due periodi di maggiore intensità, il primo a cavallo tra l'800 ed il '900, il secondo nel periodo interbellico (quest'ultimo per evidenti esigenze autarchiche; cfr. BORGHESAN, 1938). Studi e ricerche di carattere minerario per interesse industriale riprendono intorno al 1970 per opera dell'Ente Minerario Sardo, tramite la consociata PROGEMISA, in attuazione del suo Programma Straordinario di Ricerca mirante ad un'inventario delle risorse minerarie della Sardegna, e della Legge per la Ricerca Mineraria di Base 6/10/1982, n. 752, art.4 (Convenzioni eseguite su incarico del M.I.C.A.; EMSA, 1988; PROGEMISA, 1990).

Nel corso di queste attività, l'EMSA ha approntato (provvedendo anche al continuo aggiornamento) un archivio degli indizi minerari (Banche Dati Geominerari) di pubblica consultazione, al quale si rimanda per ulteriori notizie. Per quanto attiene i risultati delle ricerche operative si osserva, in generale, che al momento attuale i quantitativi di minerale stimati non hanno consentito l'avvio di attività di qualche rilevanza economica.

2.1. - METALLOGENESI E MINEROGENESI

I giacimenti minerari sardi sono stati oggetto di studio fin dalla nascita della moderna geologia. Nel corso degli anni le ricerche hanno consentito di individuare diverse epoche e province metallogeniche, a partire dal Cambriano sino all'Oligo-Miocene (SALVADORI *et alii*, 1982, 1986; PRETTI *et alii*, 1990; MARCELLO *et alii*, 1994; e bibliografie). Nella seconda metà del 1900, applicando una sistematica basata in prevalenza su criteri genetici, quasi tutti i giacimenti paleozoici, se non manifestamente filoniani, venivano inquadrati in tipologie sinsedimentarie (ANGERMAYER, 1964; MAUCHER, 1965; SCHNEIDER, 1972) o, quanto meno, associati a differenti *stratabounds* tra i quali gli argilloscisti neri siluriani rappresentavano il principale (LEHMANN, 1975; BISTE, 1977). A partire circa dal 1970 il rapido impulso nelle conoscenze della tettonica ercinica ha consentito anche di stabilire relazioni più precise tra giacimenti ed evoluzione stratigrafica e strutturale del basamento paleozoico, cosicché l'attuale forma, tenore e composizione di molti giacimenti sardi è il risultato di una più o meno complessa rielaborazione dell'originale mineralizzazione (ZUFFARDI, 1968a).

Gli studi più recenti sulla tettonica ercinica così come le indagini sulla composizione isotopica dei minerali hanno consentito di stabilire legami tra la

genesi dei giacimenti, le principali strutture erciniche e le varie unità metasedimentarie del Paleozoico. Così è stato chiarito che nel basamento paleozoico sardo sono rari i giacimenti effettivamente sedimentari (ZUFFARDI, 1967; CORTECCI & OGGIANO, 1984), che non esiste un vulcanismo siluriano cui imputare eventuali genesi estrusivo-sedimentarie dei giacimenti all'interno di argilloscisti siluriani e che la maggior parte di essi sono da ascrivere a processi da meso- ad epitermali in gran parte controllati da strutture tettoniche erciniche (VALERA, 1974; CARMIGNANI *et alii*, 1978; CHECCHI & DUCHI, 1983; CORTECCI *et alii*, 1987; CHATELINEAU *et alii*, 1991).

In particolare si prospetta un importante ruolo della tettonica estensionale legata al collasso della catena. Infatti alcune mineralizzazioni meso- ed epitermali sono ospitate all'interno di fasce cataclastico-milonitiche che, anche se legate alla messa in posto dei principali sovrascorrimenti, hanno subito una riattivazione come zone di taglio normali; ciò è evidenziato da indicatori cinematici coerenti con movimenti tardivi che riattivano le fasce cataclastiche in senso estensionale. In questo modo si prospetta anche nella Zona a Falde della catena ercinica sarda l'opportunità di utilizzare le zone di taglio estensionali come guida ai giacimenti idrotermali e, viceversa, considerare alcuni giacimenti a bassa termalità, come quelli di antimonio, significativi *markers* dell'estensione tardo-ercinica a livelli altocrostaali, analogamente a quanto documentato e proposto da MUNOZ *et alii* (1992) nell'Ercinico del Massiccio Centrale francese.

2.2. - TIPOLOGIE DELLE MINERALIZZAZIONI

Preciudendo da considerazioni genetiche, possono essere individuate le seguenti tipologie:

- 1) Mineralizzazioni di tipo skarnoide e di contatto, a solfuri misti;
- 2) Mineralizzazioni a solfuri misti, associati a zone cataclastico-milonitiche;
- 3) Mineralizzazioni filoniane a barite, fluorite e solfuri misti;
- 4) Giacimenti sedimentari.

2.2.1. - Mineralizzazioni di tipo skarnoide e di contatto a solfuri misti

Nel Foglio questa tipologia è scarsamente rappresentata. Presso Cuccuru Brabussa, nell'angolo NW, una piccola galleria esplora in direzione un livello di metacalcari siluriani parzialmente trasformati in roccia skarnoide, nella quale si rinvencono limitate diffusioni di ossidi di ferro e rari solfuri di Pb e Zn. Le limi-

tate dimensioni dell'affioramento (alcune decine di mq) consentono di escludere un qualsiasi interesse economico dello stesso; in altri settori dell'Isola (ad es., Funtana Raminosa, presso Gadoni) mineralizzazioni analoghe sono state oggetto di importanti coltivazioni. Per esse si prospetta (GARBARINO *et alii*, 1981) un'origine vulcano-sedimentaria legata al vulcanismo dell'Ordoviciano medio, anche se non si escludono importanti fenomeni di mobilizzazione e riconziazione, con modificazioni paragenetiche durante i successivi periodi metallogenici.

In località Masoni Pitzudu, a S di Escalaplano, sono noti alcuni vecchi lavori minerari che hanno interessato una mineralizzazione ad antimonite in disseminazioni irregolari e, principalmente, in fratture N-S, parallele alla faglia di età tardopaleozoica che, alcune decine di metri a E, mette a contatto i Porfiroidi dell'Unità tettonica del Gerrei con le Arenarie di San Vito dell'Unità tettonica di Meana Sardo. Le gallerie sono di solito intestate in traversobanco ma, a causa dell'impraticabilità dei lavori minerari, non è più quantificabile il loro sviluppo in direzione; è assai probabile che esse fossero collegate tra loro da pozzetti e fornelli, e che la galleria di quota inferiore in sinistra del Rio Genn'e Iri (circa qt.260 s.l.m.) servisse da ribasso.

2.2.2. - *Mineralizzazioni a solfuri misti in zone cataclastiche*

Le mineralizzazioni a solfuri misti di Talentinu - Bau Arenas. Nelle località Talentinu e Bau Arenas, a SW del Tacco di Tertenia, lungo la valle del Riu Terras Malas, sono presenti numerosi vecchi lavori minerari, ormai abbandonati da decenni. Tali lavori interessano locali concentrazioni di solfuri ed ossidi di zinco, piombo, rame e ferro, di forma ed estensione assai varia ma di solito modesta, sia concordanti con la scistosità che discordanti in venette e *stockworks*; essi sono ubicati all'interno dell'Unità tettonica di Meana Sardo, in prossimità del contatto tettonico con l'Unità tettonica della Barbagia. I principali minerali presenti sono galena, pirite, calcopirite, pirrotina, ematite, limonite, malachite e ossidi di zinco.

I vecchi lavori minerari, costituiti principalmente da gallerie, seguono le mineralizzazioni in direzione; ad esempio, nella miniera abbandonata di Talentinu, una delle principali gallerie, con direzione SSE, segue la mineralizzazione lungo una discontinuità tettonica con la stessa direzione ed immersione ad E di circa 45°. Dalla galleria principale (fig.45) si dipartono verso E alcune discenderie e verso W gallerie in rimonta, inclinate mediamente 40-45°, che esplorano la frattura secondo la massima pendenza; alcuni fornelli assicuravano l'aerazione delle gallerie.

Come nel caso descritto, è probabile che molte gallerie fossero collegate tra

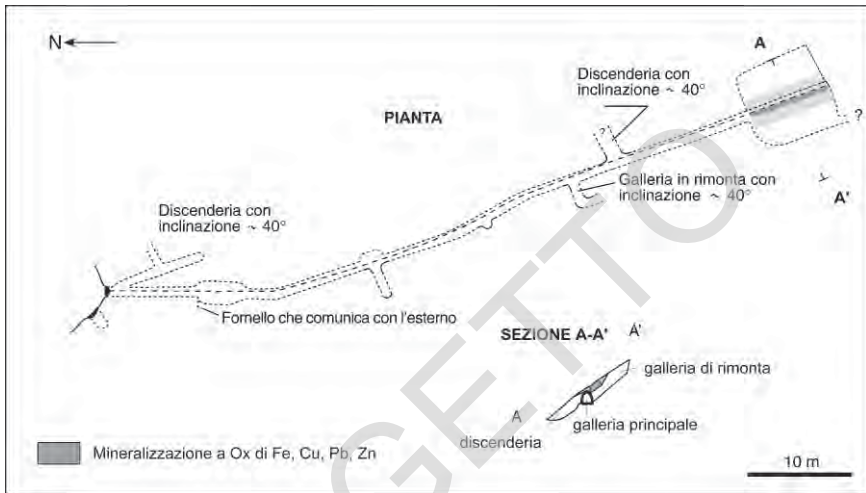


Fig. 45 - Miniera abbandonata di Talentinu (Tertenia): rappresentazione in pianta e in sezione di un vecchio lavoro minerario.

loro da pozzetti e fornelli, ormai difficilmente rilevabili in affioramento. Ad ogni modo, la frammentarietà dei corpi mineralizzati e l'irrelevanza delle quantità fanno ritenere che queste manifestazioni non abbiano un interesse minerario attuale.

Nell'angolo SE del Foglio, tra Riu Sa Canna e Arcu Is Casidargius, sono stati rinvenuti alcuni modesti lavori minerari (pozzetti e trincee) realizzati su piccoli indizi a molibdenite, subordinata wolframite e rara calcopirite, dispersi in lamelle e plaghe centimetriche entro una facies a grana fine del leucogranito di Quirra che manifesta un'alterazione tipo "porphyry", in prossimità del contatto con il basamento metamorfico incassante.

Tali indizi hanno forti affinità composizionali e tessiturali con la mineralizzazione descritta nel vicino giacimento a wolframite e molibdenite di Perda Majori (DESSAU, 1956; BAKOS, 1968; VENERANDI, 1968), e sono ascrivibili al medesimo contesto giacimentologico (GHEZZO *et alii*, 1984; GUASPARRI *et alii*, 1984a, b).

Nel Foglio sono presenti altri indizi minori di limitata estensione e potenza, spesso rilevabili in posto con estrema difficoltà, sempre legati a contesti strutturali analoghi. Essi non rivestono alcun interesse economico.

2.2.3. - Mineralizzazioni filoniane

I depositi idrotermali in giacitura filoniana non sono molto diffusi nel Foglio. Quelli presenti attraversano tutte le formazioni paleozoiche del basamento e in alcuni casi i granitoidi, i porfidi permiani e le coperture eoceniche. E' quindi possibile, come già fatto notare da CALVINO (1961), distinguere alcune mineralizzazioni di età "alpina" da altre tardo-paleozoiche.

Le direttrici tettoniche lungo le quali si sviluppano i filoni mineralizzati sono varie ma con una netta predominanza delle direzioni intorno a N-S ed E-W, cioè sia sub-parallele che sub-ortogonali alla direzione delle strutture collisionali erciniche. Entrambe queste direzioni di frattura hanno riscontro con il campo di *stress* generatosi col collasso gravitativo della catena ercinica.

Se è vero che le mineralizzazioni "Alpine" interessano faglie ad andamento N-S parallele al margine del Tirreno, e probabilmente connesse con la sua apertura neogenica, è anche vero che molti dei filoni porfirici permiani invadono fratture con questa direzione o con direzioni prossime ad essa; ciò fa ritenere che la direttrice alpina N-S rappresenti la riattivazione di precedenti direttrici tardo-paleozoiche (BOI *et alii*, 1982; VALERA & PANI, 1996).

I minerali più rappresentati nei giacimenti filoniani sono la barite e la fluorite, con minori quantità di blenda, galena e calcopirite.

2.2.3.1. - Il "Filone Santoru"

La struttura mineralizzata denominata "Filone Santoru" è costituita da filoni a barite e fluorite, seguibili in affioramento per circa 12 km nel Foglio Jerzu (e altri 4 km nel Foglio Muravera) con direzione media N-S, sub-verticali, con potenze da 1 fino a 6-7 m; l'associazione mineralogica comprende anche quarzo, calcite, blenda e galena; frequenti sono le strutture massive listate, a coccarda e brecciate.

Il "Filone Santoru" (FOIS, 1929; MAXIA, 1938a) è conosciuto da tempo, tuttavia le prime attività minerarie di una certa importanza sono del 1932, anno in cui viene accordata la "concessione perpetua" per la zona di Sàrrala; a questo primo periodo risalgono pozzetti e gallerie (ormai inagibili) presso Nuraghe Aleri (Marina di Tertenia). In quest'area si hanno anche vaghe notizie di campagne di sondaggi svoltesi intorno al 1960 con esiti "alternativamente negativi e positivi", ed allo stesso periodo sono riferibili i lavori (numerose trincee e gallerie in direzione e in traversobanco ed alcuni pozzetti) eseguiti nelle località Barisoni e Mattargiu.

Nella zona più meridionale, denominata "Miniera Sa Canna", dal 1953 al 1962

sono documentati intensi lavori minerari, con coltivazione a gradino rovescio con ripiena, partendo dai pannelli più elevati e proseguendo verso il basso fino alla galleria di carreggio. Il minerale veniva trasportato tramite autocarri alla località Porto Nou, dove veniva prima sottoposto a trattamento idrogravimetrico in un impianto pilota, quindi imbarcato sulle navi mercantili mediante un nastro trasportatore ed un piccolo pontile costruiti appositamente. Nel 1964 l'attività estrattiva è interrotta da vincoli militari.

Le ricerche riprendono intorno al 1980, promosse dall'EMSA ed eseguite dalla PROGEMISA S.p.A con varie campagne di rilevamenti geominerari e di sondaggi (BOI & SIRIGU, 1988) che consentono di evidenziare, tra Arcu Is Casidargius e Nuraghe Sa Canna, potenze comprese tra 2 e 6 m, e continuità in profondità almeno fino a -40 m dal p.c.; sulle salbande è presente una breccia che localmente raggiunge i 10 m di potenza, presumibilmente legata all'attività della faglia che mette a contatto leucograniti e basamento metamorfico, sicuramente anche in età post-paleozoica. Proseguendo verso N il filone spesso si sdoppia, è incassato nelle metamorfite e presenta immersioni verso E, oltre ad una progressiva diminuzione di potenza, fino ai 1-1,5 m in regione Mattargiu. Nel tratto compreso fra Santoru e Barisoni, il filone marca il contatto tra graniti e basamento metamorfico, lungo una discontinuità utilizzata anche da filoni lamprofirici, mantenendo giacitura subverticale e potenza media di circa 2 m. Seppure con affioramenti molto discontinui il filone è cartografabile fino a S di Genna Didu. Lungo tutto il filone le concentrazioni significative si distribuiscono, in modo discontinuo, in corpi di forma lenticolare irregolare ("andamento a rosario" dei vecchi minatori), con spessori da alcuni centimetri fino a 8-9 m.

In altre zone del Foglio si conoscono numerosi indizi costituiti da modesti filoni baritico-fluoritici di nessuna importanza economica. Si segnala il filone quarzoso-baritico presso M. Cauli, alcuni km a NE di Tertenia, subverticale, diretto mediamente N-S, con potenza media di circa 1 m, sul quale sono impostate alcune gallerie in direzione lunghe fino a 50 m, e trincee in traversobanco aventi sviluppo di alcuni metri.

2.2.4. - *Giacimenti sedimentari*

Il collasso della catena ercinica si accompagna alla messa in posto delle intrusioni granitiche, alle manifestazioni meso- ed epitermali a solfuri metallici, ed allo sviluppo di bacini continentali di età stefano-autuniana che un pò dappertutto nell'Ercinico europeo ospitano depositi antraciferi (VETTER, 1980 a; ZIEGLER, 1980; CASSINIS *et alii*, 1995), ad esempio nel Massiccio Centrale francese e nella Montagna Nera (VETTER, 1980 b).

Nell'Ercinico sardo i più importanti bacini di questo tipo sono nella Sardegna centrale (NOVARESE, 1917 b; FIORENTINI, 1922; SARTORI, 1939; ABBOLITO, 1953; LAURO, 1970; ACCARDO *et alii*, 1984) ed alcuni di essi interessano anche l'area del Foglio (Escalaplano, Perdasdefogu, M. Ferru); livelli ad antracite sono tuttavia presenti solo a Perdasdefogu (BINAGHI & BRUNDU, 1928; FOIS, 1939).

Al periodo di continentalità cui fu sottoposto il basamento ercinico prima della trasgressione giurassica sono invece legate le concentrazioni di alteriti a ossidi e idrossidi di ferro residuali note come "Ferro dei Tacchi".

2.2.4.1. - L'antracite di Perdasdefogu

Le manifestazioni antracitifere sono note per la maggior parte dai tempi di LA MARMORA (1857) e già dalla prima metà del 1800 alcune di esse sono state oggetto di studi giacimentologici e, conseguentemente, di ricerche ed attività estrattive. In particolare, nell'area di Perdasdefogu, la presenza di estese coperture vulcano-sedimentarie tardo-paleozoiche e carbonatiche mesozoiche ha fatto prospettare l'eventualità che i depositi antracitiferi potessero estendersi al di sotto di esse, e che "si potessero rinvenire giacimenti sconosciuti e con ingenti quantità di carbone" (FIORENTINI, 1922).

Nel Bacino di Perdasdefogu le prime segnalazioni di carbone, risalenti ai primi del 1800, descrivono presso Nuraghe S.Pietro un banco di circa 2 m di potenza costituito in parti uguali da livelli decimetrici di antracite e di argilliti e siltiti nere sterili. A partire da questo periodo i lavori di ricerca, condotti soprattutto in galleria, si sono susseguiti fino alla metà del 1900, dando luogo anche a modeste produzioni che hanno avuto la loro massima intensità nel periodo tra le due guerre mondiali.

Il tema di ricerca sui bacini antracitiferi della Sardegna centrale ritrova spazio ed attenzione nella seconda metà del '900 (anni '80), nell'ambito del Programma Straordinario di Ricerca dell'Ente Minerario Sardo; in questo periodo, la PROGEMISA S.p.A. esegue ricerche mediante campagne di sondaggi e studi geominerari (BOI *et alii*, 1987). In buon accordo con le ipotesi iniziali, le ricerche eseguite nel Bacino di Perdasdefogu (SARRIA, 1987) hanno confermato la presenza delle successioni permiane al disotto dei Porfidi quarziferi *Auct.* permiani e delle successioni giurassiche, consentendo (tav.3) la ricostruzione dell'assetto strutturale del bacino ed evidenziando d'altra parte la scarsa continuità del banco di antracite, che continua solo per alcune centinaia di metri dagli affioramenti di Nuraghe S.Pietro.

2.2.4.2. - Il “Ferro dei Tacchi”

Le mineralizzazioni note con il nome di “Ferro dei Tacchi” sono costituite da adunamenti in lenti e noduli, potenti in media 2-3 m circa, di ossidi e idrossidi di ferro, di colore rossastro, che interessano le metamorfiti del basamento in prossimità del contatto con la copertura sedimentaria mesozoica (LEVERA, 1938; PENTA, 1950). La loro genesi (BENEIO, 1940; STELLA, 1940; VARDABASSO, 1940, 1952; LEONE, 1981; MARINI, 1984) è presumibilmente legata a processi di laterizzazione (ferrisols) e podsolizzazione avvenuti durante la peneplanazione post-ercinica del basamento; fra le altre ipotesi, viene avanzata quella di una genesi legata anche con la rimobilizzazione supergenica di pre-esistenti concentrazioni metallifere.

Nel Foglio Jerzu queste mineralizzazioni si ritrovano lungo il margine sud-occidentale del M. Arbu di Tertenia e a W di Jerzu (M. Lumburau), dove sono state oggetto di lavori minerari di una certa importanza (oltre 1400 metri di gallerie), particolarmente nel periodo interbellico. Gallerie e trincee esplorano il contatto tra basamento e coperture mesozoiche, con direzioni varie e lunghezza attualmente rilevabile fino a 35 m per le prime e circa 80 m per le seconde. Le incrostazioni ferrose interessano tutte le discontinuità delle rocce del substrato, in particolare la scistosità e le zone di maggiore fratturazione.

Per quanto concerne l’interesse economico di queste mineralizzazioni, basti rilevare che già dal 1940 STELLA lamentava il fatto che “...studi e ricerche dell’ultimo trentennio ... hanno fatto meglio conoscere la natura dei giacimenti, ... se anche la loro importanza risulta purtroppo assai inferiore alle prime speranze”.

2.2.4.3. - Le argille dei “Tacchi”

Nella successione basale dei “Tacchi” giurassici sono spesso presenti argille a volte bentonitiche, con intercalate lenti caolinittiche. Un giacimento di argille refrattarie e bentonitiche è attualmente in produzione ad Escalaplano (località Funtana Piroi), subito oltre il limite W del Foglio.

3. - IDROGEOLOGIA (G. CASULA, A. PORCU)

La definizione dell’assetto idrogeologico dell’area del Foglio Jerzu, accompagnata da brevi cenni sui caratteri climatici, è stata realizzata mediante l’utilizzo di studi idrogeologici a scala regionale effettuati tra il 1960 ed il 1980

(MORI, 1959; BINAGHI, 1963; VARDABASSO, 1955, 1968; ZUFFARDI, 1968b; VARDABASSO, BONICELLI, 1971; MONTALDO *et alii*, 1973; CIVITA, 1980; DETTORI *et alii*, 1980, 1984), di studi più recenti realizzati dalla PROGEMISA S.p.A. su incarico dell'EMSA per lo "Studio delle acque sotterranee della Sardegna" (PROGEMISA, 1994), ed infine di dati provenienti da studi inediti, eseguiti a varie scale e relativi anche ad aree esterne al Foglio.

Secondo la classificazione proposta nel "Piano Acque Regionale - PRA" (R.A.S., 1989), l'area del Foglio è compresa nei bacini idrografici dei seguenti corsi d'acqua (fig.46): Flumendosa (P), Torrente di Quirra (O1), minori tra Riu Pardu-Pelau e Torrente di Quirra (O2), Riu Pardu-Pelau (O3).

I corsi d'acqua scorrono generalmente incassati in valli con versanti a forte pendenza e sfociano a mare dopo aver attraversato piane alluvionali costiere poco sviluppate, ad eccezione delle piane del Flumendosa, del Quirra e del Pardu-Pelau; manifestano un regime per lo più irregolare con deflussi e portate condizionate dall'andamento stagionale delle precipitazioni.

Tra i corsi d'acqua particolare rilevanza riveste il Flumendosa, per deflussi annuali, lunghezza e dimensioni del bacino imbrifero (1810 kmq), il secondo fiume della Sardegna (CAO PINNA, 1983); esso, mediante l'interconnessione dei diversi sbarramenti (dighe, traverse, etc.) realizzati lungo il suo corso e di alcuni suoi affluenti, garantisce l'approvvigionamento della zona meridionale dell'Isola, prevalentemente per usi civili ed irrigui.

Nel settore occidentale del Foglio (Casteddu 'e Nuxis) si osserva parte dell'infrastrutturazione del Sistema del Flumendosa, rappresentato dall'invaso del Flumineddu collegato con il lago artificiale del Medio Flumendosa mediante una galleria lunga circa 7 km.

3.1. - INQUADRAMENTO CLIMATICO

La descrizione, schematica, dei caratteri climatici salienti, è basata sull'analisi dei dati relativi alle temperature ed alle precipitazioni (Annali del Servizio Idrografico, R.A.S., 1992a), rilevati nelle stazioni metereologiche presenti nel Foglio Jerzu e aree limitrofe, riferiti al periodo 1922-1992.

Le stazioni considerate, distinte per tipologia (P = pluviometriche, PT= pluviotermometriche), sono: Jerzu (PT, qt.550 m s.l.m.), Genna Cresia (PT, qt.272 m s.l.m.), Ponte S. Paolo (P, qt.46 m s.l.m.), Tertenia (PT, qt.139 m s.l.m.), Masonedili (P, qt.50 m s.l.m.), Perdasdefogu (PT, qt.598 m s.l.m.), Esterzili F.C. (PT, qt.698 m s.l.m.), Villanovatulo F.C. (PT, qt.347 m s.l.m.), Nurri F.C. (PT, qt.558 m s.l.m.), Seùì F.C. (PT, qt.812 m s.l.m.), Arqueri (PT, qt.934 m s.l.m.), Sadali F.C.(PT, qt.763 m

s.l.m.), Flumendosa (PT, qt.302 m s.l.m.), S. Barbara-Ulassai (P, qt.372 m s.l.m.), Escalaplano (PT, qt.338 m s.l.m.).

Sull'insieme dei dati raccolti sono stati calcolati i valori medi mensili ed i valori medi annui, per tutto il periodo considerato, di precipitazione (P), temperatura (T), evapotraspirazione reale (Er) e precipitazioni efficaci (Pe) (vedi tab.1, dove P, Er e Pe sono espresse in mm, T in °C).

La media annua delle precipitazioni (P) per il periodo 1922-1992 è di 801.5 mm (tab.1). L'anno idrologico inizia in genere nel mese di settembre con piogge non molto abbondanti (in media 47 mm); le piogge aumentano sensibilmente nei mesi di ottobre (89 mm) e novembre (97 mm) e raggiungono il loro massimo in dicembre (123 mm), il mese più piovoso dell'anno.

In gennaio generalmente si verifica una diminuzione delle precipitazioni in corrispondenza delle cosiddette "secche di gennaio"; a febbraio si osserva una leggera ripresa degli apporti e dal mese di marzo in poi si ha una ulteriore graduale flessione, fino ad arrivare a valori molto bassi nei mesi estivi, con i minimi a luglio, il mese più secco.

Esaminando la distribuzione stagionale delle piogge relativa alle stazioni con almeno 30 anni di misurazione (tab.2) si osserva inoltre che la stagione più piovosa è quella invernale mentre la più secca è quella estiva.

L'analisi dei dati di precipitazione mette anche in evidenza una estrema irregolarità negli apporti, sia per i singoli mesi che per i totali annui; a titolo di esempio si confrontino i dati relativi agli apporti della stazione di Tertenia per i mesi di dicembre rispettivamente del 1954 (18.4 mm) e del 1957 (420.3 mm), in rapporto ai relativi totali annui (423.1 mm e 1901.2 mm); i valori mensili ammontano rispettivamente a circa il 4 % ed il 22% dei totali annui.

	GEN	FEB	MAR	APR	MAG	GIU	LUG	AGO	SET	OTT	NOV	DIC	TOT
P	92.8	96.9	91.8	65.1	51.2	21.1	10.1	16.3	47.1	89	97.3	122.9	801.5
T	7.5	8.2	10.2	11.6	15.8	20	23.9	24	20.9	16.4	11.6	8.2	14.9
Er	16.3	19	32.2	42.4	69.8	54.6	24.8	20.4	40.5	48.5	30.7	18.3	417.5
Pe	76.5	77.9	59.6	22.9	- 18.6	- 33.5	- 14.7	- 4.1	6.6	40.5	66.6	104.6	384

Tab.1 - P,T, Er e Pe - Medie mensili ed annue per il periodo 1922-1992.

Le stazioni termometriche considerate sono ubicate a quote variabili da un minimo di 139 m (Tertenia) ad un massimo di 934 m (Arqueri). La temperatura (T) media annua è di circa 15 °C (tab.1); la temperatura media annua più bassa appartiene alla stazione di Arqueri (12.2 °C), la più alta è della stazione

di Escalaplano (16.5 °C). Il periodo più freddo è compreso tra dicembre, gennaio e febbraio, con minimo in gennaio di 7.5 °C; le temperature più elevate si verificano a luglio ed agosto (valori medi rispettivamente di 23.9 °C e 24 °C).

L'evapotraspirazione reale (Er) è stata calcolata con la formula di THORNTHWAITE (THORNTHWAITE & MATHER, 1957), fondata sulla relazione esponenziale tra l'evapotraspirazione potenziale e la temperatura media mensile. L'evapotraspirazione media annua nel periodo considerato è di 417.5 mm (tab.1), pari a circa il 50% delle precipitazioni medie; il valore massimo annuo è attribuibile alla stazione di Genna 'e Cresia (458 mm), il minimo alla stazione di Jerzu F.C. (386 mm).

Le precipitazioni efficaci (Pe) sono state calcolate dalla differenza tra le precipitazioni e l'evapotraspirazione reale. Il valore medio annuo delle precipitazioni efficaci ammonta a 384 mm (tab.1), pari al 48% delle precipitazioni; nei mesi da maggio ad agosto l'evapotraspirazione supera gli afflussi dovuti alle precipitazioni ed il valore delle precipitazioni efficaci diventa negativo.

Nell'anno idrologico si può distinguere una stagione umida e una stagione secca sulla base dei valori di Pe; i mesi in cui questo valore è positivo vengono fatti appartenere alla stagione umida, i mesi con Pe negativo alla stagione secca. Nell'area considerata la stagione secca inizia pertanto nel mese di maggio e finisce nel mese di agosto.

	Inv.	Prim.	Est.	Aut.	Media Annua
Medie stag.	330	211	41	229	840

Tab.2 - *Precipitazioni medie stagionali (in mm).*

3.2. - ASSETTO IDROGEOLOGICO

L'assetto idrogeologico del Foglio è caratterizzato dalla prevalenza di litotipi a permeabilità medio-bassa (rocce appartenenti al basamento paleozoico ed alle successioni vulcaniche e sedimentarie tardo-paleozoiche), rispetto a litotipi a permeabilità medio-alta (dolomie e calcari mesozoici, calcari ed arenarie eoceniche, alluvioni attuali).

Tali differenze di permeabilità comportano, al contatto fra i litotipi permeabili

e quelli impermeabili, l'emergenza delle acque circolanti nel sottosuolo, come testimoniato dalle numerose sorgenti presenti. In particolare si tratta di sorgenti di contatto per limiti di permeabilità (litologici o strutturali), ubicate in prevalenza alla base dei Tacchi (Tacco di Perdasdefogu), o per soglia di permeabilità, lungo importanti direttrici tettoniche (Faglia di Genna Cresia, Faglia di M. Lumburau, dirette circa N160E).

Complessivamente nell'area del Foglio, nelle condizioni geostrutturali descritte in precedenza, sono state censite oltre 500 sorgenti (R.A.S., 1979, 1980), in gran parte perenni ma con portate modeste ($Q < 1 \text{ l/sec}$).

Acquiferi di una certa importanza, localmente captati per usi idropotabili ed irrigui attraverso pozzi o opere di presa su sorgenti, sono presenti nei litotipi carbonatici, interessati anche da importanti fenomeni carsici (CALVINO & BARROCCU, 1964; ARGIOLOS *et alii*, 1970; BARTOLO *et alii*, 1980), o nei depositi alluvionali quaternari.

L'analisi delle caratteristiche idrogeologiche ricavabili dai dati disponibili ha consentito di definire, attraverso opportuni accorpamenti (fig.46), domini idrogeologici omogenei, successivamente raggruppati in 6 Unità Idrogeologiche (PROGEMISA, 1994) sulla base dei seguenti criteri:

- a) omogeneità stratigrafica, litologica, strutturale e morfologica;
- b) tipo e grado di permeabilità ed uniformità della sua distribuzione;
- c) coefficienti di infiltrazione, meccanismi di circolazione ed immagazzinamento delle acque sotterranee;
- d) presenza di limiti idraulici, di tipo litologico o strutturale, che possano condizionare la circolazione idrica sotterranea.

Ad ogni Unità è stato attribuito un grado di permeabilità relativa che rappresenta un valore di permeabilità generalmente non quantificabile in termini strettamente numerici. A causa della scarsità di dati disponibili relativi a pozzi e trivellazioni non è stato comunque possibile realizzare una ricostruzione affidabile delle piezometriche degli acquiferi presenti.

3.2.1. - Unità Idrogeologica dei depositi quaternari e oligomiocenici

In questa unità sono compresi i diversi tipi di depositi quaternari (Q-A) ed oligomiocenici (OM-U) cartografati, di solito caratterizzati da spessori modesti e permeabilità medio-bassa, se si escludono le alluvioni attuali e sub-attuali dei corsi d'acqua, a permeabilità in genere elevata.

I limitati depositi di versante o eluviali presenti un pò ovunque nel Foglio, a

permeabilità variabile in funzione del contenuto argilloso, ma di solito piuttosto bassa, possono essere interessati da modeste falde a carattere stagionale, strettamente legate all'andamento delle precipitazioni.

Analoghe falde di scarsa entità e fortemente condizionate dagli apporti meteorici possono instaurarsi anche nei corpi di frana di diversa età, di solito stabilizzati, o senza evidenti segni di evoluzione attuale, che fanno da cornice ai rilievi mesozoici dei Tacchi, principalmente nel settore settentrionale del Foglio (M. Lumburau, Punta Ungula de Ferru, Bruncu sa Canna).

Per quanto concerne i depositi alluvionali presenti lungo i corsi d'acqua principali, occorre distinguere tra: a) alluvioni antiche terrazzate del primo ordine, e b) alluvioni sub-attuali e attuali.

La permeabilità delle alluvioni antiche, determinata dalla porosità primaria, è nell'insieme medio-bassa; ciò è dovuto alla forte componente argillosa presente sia nei livelli alluvionali inferiori, sia come matrice nei livelli conglomeratici ferrettizzati, sottoposti ad un'intensa alterazione e pedogenesi.

Spesso questi depositi sono fortemente cementati e permettono solo una modesta circolazione per fessurazione. Solo le sabbie ed i ciottolami delle alluvioni sub-attuali ed attuali, poco o affatto ferrettizzati, hanno conservato permeabilità medio-alta e sono sede di una falda freatica di subalveo talora di discreta entità.

Negli acquiferi più importanti localizzati in questa Unità sono ubicati numerosi pozzi, utilizzati soprattutto per usi idropotabili ed agricoli, in particolare nelle alluvioni del Torrente di Quirra e lungo le piane costiere.

Come già specificato in questa nota, depositi continentali oligomiocenici sono presenti solo in alcuni limitati affioramenti del settore occidentale del Foglio (Genn'e Gracca, Bruncu Enna Plugada). Si tratta di depositi continentali fluviali, caratterizzati da permeabilità media per porosità dovuta sia al carattere clastico del deposito sia alla matrice prevalentemente sabbiosa; nell'area tra Enna Plugada e M. Arcu, a nord del Tacco di Escalaplano, questi depositi ospitano una modesta falda, a carattere stagionale, la cui emergenza è marcata da numerose piccole sorgenti disposte al contatto con il basamento metamorfico impermeabile.

3.2.2. - *Unità Idrogeologica detritico-carbonatica eocenica*

Questa unità idrogeologica (E-DCSE) è costituita da alternanze da metriche a decametriche di conglomerati, arenarie, calcareniti, marne calcaree e calcari; presso M. Cardiga, immediatamente a sud del Foglio, presenta spessori massimi di circa 150 m. Nei livelli clastici ha permeabilità medio-alta legata alla porosità; nei livelli carbonatici intercalati nella parte mediana della successione, di solito

fratturati e carsificati, è presente inoltre una permeabilità per fratturazione e carsismo.

Le intercalazioni marnose entro la serie calcarea eocenica svolgono un'importante funzione idrogeologica; infatti localmente, come fatto notare anche da CALVINO (1972), esse interrompono la comunicazione idraulica verticale all'interno dei banchi calcarei o conglomeratico-arenacei, fratturati, suddividendoli in sistemi idrogeologicamente indipendenti (acquifero multifalda). All'intersezione tra il tetto dei livelli marnosi e la superficie topografica, in condizioni giaciture favorevoli, possono essere presenti sorgenti temporanee di contatto, di modesta entità.

3.2.3. - *Unità Idrogeologica carbonatica mesozoica*

L'unità idrogeologica carbonatica mesozoica (Me-C) è costituita dalle dolomie e dai calcari dolomitici dei "Tacchi" giuresi e, localmente (Escalaplano) triassici, a permeabilità medio-alta, determinata dall'intensa fratturazione e dal discreto sviluppo del carsismo e delle fenomenologie connesse; in tale unità sono presenti i principali acquiferi dell'area del Foglio, in parte captati e destinati principalmente ad uso potabile, nelle località Riu Craccalas (Escalaplano), S'Utturu Fossonis (Perdasdefogu), Riu Abba Frida (Ulassai); in tali acquiferi sono ubicati numerosi pozzi, utilizzati per uso idropotabile e/o agricolo.

Alla base dei "Tacchi" è di solito presente una facies clastica a permeabilità bassa o nulla, costituita da conglomerati quarzosi con intercalazioni arenacee, ben cementati, e da argille con intercalati livelli carboniosi, che costituiscono il livello impermeabile che permette l'emergenza della falda.

Allorchè si determinano condizioni giaciture favorevoli si può verificare la presenza di numerose sorgenti, spesso perenni anche se con portate modeste (scarse nei periodi siccitosi); nell'area del Foglio i "Tacchi" mesozoici presentano in media deboli immersioni (5°-10°) verso i quadranti meridionali ed infatti i più significativi esempi di sorgenti legate a questa Unità Idrogeologica sono osservabili lungo le terminazioni meridionali degli altopiani carbonatici, come nelle località S. Barbara (Tacco di Ulassai), M. Torrese (Tacco di Escalaplano), M. Buddi d'Abba (Tacco di Perdasdefogu), Gruttabis e Scua d'Orgius (Tacco di Tertenia).

In corrispondenza di queste sorgenti si possono formare depositi di travertino, spesso sovrapposti, o strettamente associati a corpi di frana di diversa età ed entità. Quando si tratta di frane antiche, già stabilizzate e con forte componente argillosa nella matrice, di solito l'acqua si infila in misura limitata e soprattutto scorre in superficie, spesso formando depositi travertinosi terrazzati (S. Barbara). In presenza di frane di blocchi eterometrici spesso non stabilizzate, invece, non è raro osservare l'emergenza della falda alla base degli stessi corpi di frana, con

conseguenti seri problemi per la stabilità dei versanti (es.: Ulassai, strada per S. Barbara).

3.2.4. - *Unità Idrogeologica detritica permocarbonifera e triassica*

In questa unità (CP e T-D) sono presenti litotipi a permeabilità medio-bassa, sia per fessurazione che per porosità. Falde di modesta entità sono contenute nei livelli arenacei e conglomeratici (Is Alinus, Nuraghe Pauli), o in corrispondenza delle aree maggiormente fratturate (Filigiargiu, Riu su Luda). Anche in corrispondenza di intercalazioni vulcaniche con intensa fratturazione primaria per raffreddamento possono instaurarsi modesti accumuli idrici (S. Salvatore, Ortu Mannu).

3.2.5. - *Unità Idrogeologica magmatica paleozoica e vulcanica permiana*

Le vulcaniti permiane (unità P-Ma) e le plutoniti tardoerciniche (unità Pe-V) hanno in genere una bassa permeabilità e le sorgenti legate ad esse hanno portate molto modeste.

Fanno eccezione le aree dove è più esteso il reticolo di fratture, che costituiscono vie di drenaggio preferenziale per le acque sotterranee (Bruncu su Casteddu, M. Arista), oppure alcuni corpi filoniani in corrispondenza dei quali, localmente, possono essere presenti modeste sorgenti di sbarramento (M. Codi, Nuraghe Sterzu, M. Cauli, Barisoni), in genere localizzate all'intersezione con importanti strutture tettoniche.

Nel caso dei litotipi granitoidi non arenizzati, la copertura vegetale e lo spessore del suolo sono minimi per cui anche la possibilità di ritenuta e di infiltrazione di acqua meteorica è da ritenersi scarsa; si possono invece raggiungere valori medi di permeabilità in corrispondenza delle fasce di arenizzazione, con sviluppo di limitati acquiferi spesso utilizzati per uso irriguo (Marina di Tertenia).

3.2.6. - *Unità Idrogeologica metamorfica paleozoica*

Anche in questa unità (P-Me) i valori di permeabilità sono mediamente bassi ed un eventuale aumento è legato esclusivamente alla fratturazione. Risultano infatti permeabili solo aree fratturate e brecciate in cui, per l'infiltrazione delle acque superficiali, si verifichino locali accumuli idrici, sempre di modesta

entità. Nell'area del Foglio sono invece assenti gli estesi affioramenti di litotipi carbonatici paleozoici che, in diverse zone della Sardegna (VARDABASSO, 1955; 1968), possono essere sede di importanti acquiferi.

4. - PEDOLOGIA (S. VACCA, M.A. DESSENA)

Per la descrizione dei caratteri pedologici dell'area del Foglio Jerzu si è fatto ricorso sia a lavori di carattere generale (Carta dei Suoli della Sardegna 1:250.000, 2°ed., ARU *et alii*, 1990, 1991; Carta dei Suoli delle Aree Irrigabili della Sardegna 1:100.000, ARANGINO *et alii*, 1986a, b), sia a studi relativi al territorio a monte degli invasi sul Flumendosa e sul Mulargia (AA.VV., 1993), sia a studi inediti a scale diverse, realizzati con diverse finalità (irrigabilità delle aree, piani di forestazione, piani paesistici, piani di tutela ambientale, studi di impatto ambientale, ecc.). In tutti i casi si è fatto riferimento a *standard* metodologici predefiniti (Soil Survey Staff, 1990a, b; Carta Mondiale dei Suoli, FAO, 1988; R.E.R., 1994).

Le associazioni di suoli vengono presentate sulla base dei paesaggi di riferimento, definibili come porzioni di territorio omogenee al loro interno per i caratteri geologici, morfologici, pedologici, di uso del suolo e della vegetazione e che possono essere riconoscibili altrove per le medesime caratteristiche (Unità di paesaggio - Unità di Terre). A ciò si è aggiunto un esame dello stato di conservazione o di degradazione dei suoli, e dei processi che ne influenzano l'evoluzione in senso positivo o negativo, al fine di determinarne le limitazioni all'uso e le attitudini ad usi specifici; la loro potenzialità produttiva è quindi vista in funzione degli usi attuali e passati, ed in previsione di quelli futuri.

Nel Foglio Jerzu sono infatti rilevanti i problemi di degrado dei suoli e della vegetazione, soprattutto per l'azione antropica perpetrata con incendi e con un'intensa attività pascoliva; lo dimostrano i profili di suolo continuamente ringiovaniti e gli orizzonti diagnostici poco marcati, la scarsa fertilità e la bassa percentuale di sostanza organica che soltanto in zone di macchia densa o negli impluvi, dove cresce abbondante la vegetazione, presenta una percentuale più rilevante.

4.1. - DESCRIZIONE DEI CARATTERI PEDOLOGICI

4.1.1. - *Suoli dei paesaggi dei metasedimenti terrigeni del Paleozoico*

I paesaggi dei metasedimenti terrigeni del Paleozoico, diffusamente presenti nell'area, hanno una notevole complessità. Si riscontrano suoli a vario grado di evoluzione, sia su forme aspre con pendenze superiori al 50%, dove dominano la roccia affiorante ed i suoli nudi cacuminali, sia su quelle collinari o subpianeggianti a tratti rimodellate dalle formazioni detritiche (fig.47a).

Sulle prime si originano suoli di qualche decimetro di spessore; la loro tessitura è franca o franco-sabbiosa ed il drenaggio normale. La scarsità di vegetazione e la presenza di estese aree a pascolo determinano forti squilibri nei processi evolutivi dei suoli. La peculiarità di questi paesaggi sta nelle forme spettacolari e nei cromatismi dovuti al contrasto con la vegetazione (quando è presente).

Dove le forme si addolciscono, il paesaggio assume contorni meno angusti: compaiono forme diversificate di vegetazione (qualche resto di macchia-foresta, bosco misto o a leccio e sughera) e gli usi del suolo e gli impatti antropici sul territorio risultano più intensi (pascoli ovini e caprini, rimboschimenti, seminativi non irrigui, frutteti e vigneti). Va inoltre osservato che la gran parte degli incendi è legata all'attività agropastorale, venendo questi tradizionalmente annoverati tra le pratiche più efficaci per la produzione di erba fresca. Infine, laddove pascolamento ed incendi risultano molto intensi, si riscontrano segni evidenti dell'avvio dei processi di desertificazione.

Nelle aree nelle quali la degradazione presenta minori intensità i suoli possono anche superare i 70-80 cm di profondità, manifestare una discreta fertilità ed una media o buona capacità di ritenzione idrica.

La difesa del suolo nelle aree a morfologia più accidentata, nelle quali sono maggiori i rischi di erosione deve prevedere sia pratiche di assestamento forestale, sia il riassetto dell'attività agropastorale nel territorio.

4.1.2. - *Suoli dei paesaggi delle vulcaniti paleozoiche*

I suoli di questa unità si sono sviluppati su aree con forme generalmente aspre, prevalentemente prive di copertura arbustiva ed arborea, ma con tratti di copertura boschiva con leccete e pascoli naturali. Le pendenze possono anche superare il 50% e le quote variano da 600 a 900 m circa.

I suoli hanno in generale un grado di evoluzione molto basso ed un profilo del tipo A-C o A-R. La profondità è sempre molto modesta; la tessitura varia da argillosa a franco-argillosa. Presentano una relativamente alta saturazione in basi ed un'alta capacità di ritenzione idrica. I maggiori rischi per la conservazione di questi suoli sono rappresentati dal pericolo di erosione e dagli incendi.

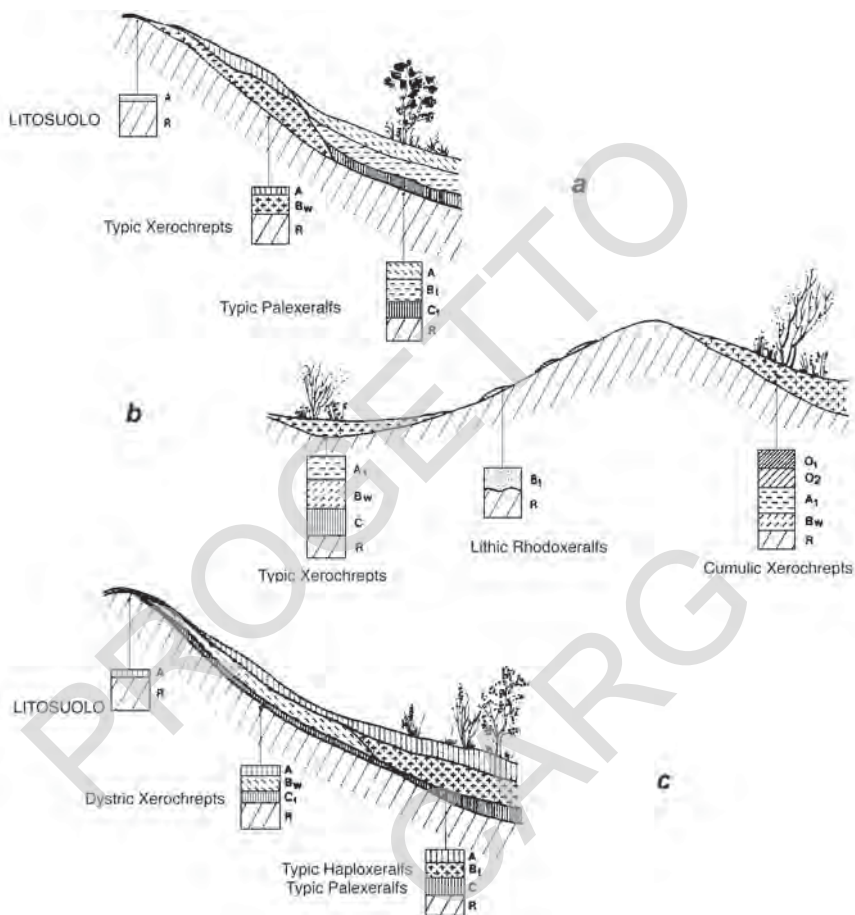


Fig. 47 - (a) Morfosequenza dei suoli dei paesaggi dei metasedimenti terrigeni del Paleozoico: da suoli a minimo spessore e poco evoluti delle sommità a suoli evoluti e molto evoluti sui coltivi e sui depositi di versante (da ARU et alii, 1991). - (b) Morfosequenza dei suoli dei paesaggi delle rocce carbonatiche del Paleozoico, Mesozoico e Terziario (da ARU et alii, 1991). - (c) Morfosequenza dei suoli dei paesaggi delle rocce granitoidi (da ARU et alii, 1991).

4.1.3. - Suoli dei paesaggi delle rocce carbonatiche

Il paesaggio dei calcari è costituito da una serie di rilievi sia a morfologia tendenzialmente tabulare derivante da superfici strutturali, sia ondulata o più aspra (fig.47b). I rilievi sono interrotti da valli immature che conferiscono alle forme

profili ripidi anche per la scarsità di depositi di versante. Le sommità ed i fianchi dei rilievi presentano spesso orli di scarpata molto ripidi con tipiche cenge e ad alcuni torrioni isolati, che caratterizzano fortemente il paesaggio sia per i colori che per la presenza di alcune plaghe di bosco abbarbicate.

Alcune di queste aree sono tendenzialmente instabili essendo fortemente impoverite nella copertura vegetale. I fenomeni di erosione conseguenti, manifestatisi sulle superfici esposte, hanno troncato il profilo del suolo e, nel tempo, ne hanno ridotto la capacità evolutiva. In tal modo la ripresa vegetativa è difficoltosa soprattutto nel breve periodo.

In generale, i suoli hanno subito diverse fasi di involuzione del profilo, ma dove si è conservato il bosco originario o la macchia-foresta si riscontrano suoli con una fase evolutiva superiore, anche se le profondità non sono mai elevate (per le forti acclività ed i processi di ruscellamento sui versanti). Tra questi si ritrovano le “Terre rosse”, tipiche del clima mediterraneo, caratterizzate dalla presenza, nel complesso di alterazione, di una certa quantità di sesquiossidi di alluminio e ferro allo stato libero. Il profilo è del tipo A-Bt-C o A-Bw-C nelle forme che hanno mantenuto una certa maturità, o A-C e A-R in corrispondenza di creste, di aree in pendenza o soggette a pascolamento eccessivo, incendi e disboscamento.

4.1.4. - *Suoli dei paesaggi delle rocce granitoidi*

Le forme sui graniti sono aspre o collinari ad esclusione delle fasce detritiche che provvedono a livellare le acclività e le rotture di pendio (fig.47c). Le pendenze sono elevate e spesso superano il 60%; diversamente dagli altri litotipi non è difficile ritrovare in queste aeree una copertura vegetale sviluppata, grazie anche alle estese superfici di granito arenizzato che ne consentono la facile insediabilità e lo sviluppo nel tempo. In generale vi si ritrova una macchia densa alternata a zone nelle quali prevale la roccia affiorante (linee di cresta ed aree in pendenza).

Nei versanti più acclivi, dove maggiore è l'erosione, i profili dei suoli sono del tipo A-C o A-R, con spessori molto limitati e tessiture sabbiose o sabbioso-franche. Dove la morfologia lo permette, i suoli presentano profili più evoluti, del tipo A-Bw-C e A-Bt-C e profondità generalmente superiori ai 50 cm. Solitamente, per l'inerzia chimica dei costituenti minerali e per la scarsità di sostanza organica e la bassa capacità di ritenzione idrica, questi suoli non hanno un'elevata fertilità. Spesso sono stati degradati anche a causa delle lavorazioni profonde effettuate per i cosiddetti “miglioramenti pascolo” ed in preparazione dei rimboschimenti. Altre forme di degrado sono legate al pascolamento nonostante i suoli non pre-

sentino spiccate attitudini a questo tipo di attività. Molte di queste aree sono molto suggestive sotto il profilo paesaggistico e di grande interesse scientifico.

4.1.5. - *Suoli dei paesaggi dei depositi clastici oligo-miocenici*

Nelle aree dove affiorano questi sedimenti, si osservano due tipi di paesaggi, uno aspro e fortemente inciso, con scarpate ripide, coperto da macchia rada e talora da bosco fitto, l'altro ondulato a profilo topografico dolce, interessato da un'agricoltura prevalentemente estensiva a seminativi. Le parti sommitali dei rilievi sono fortemente erose e, soprattutto dove sono state effettuate arature profonde, affiora il substrato conglomeratico o l'orizzonte C con accumuli di carbonati.

Generalmente i suoli presentano un profilo dei tipi : A-C, nelle situazioni più degradate, A-Bw-C, laddove sussistono le condizioni che ne permettono la conservazione, ovvero del tipo A-Bw-Ck con accumuli carbonatici in profondità; la tessitura è franco-limosa o franco-sabbiosa, la pietrosità superficiale, come pure lo scheletro negli orizzonti profondi del suolo sono molto abbondanti. Sono molto diffusi i prati-pascolo ed i seminativi, soprattutto nei suoli che presentano profondità maggiori di 40-50 cm.

4.1.6. - *Suoli dei paesaggi delle alluvioni antiche e recenti*

I paesaggi dei depositi alluvionali dei principali corsi d'acqua della zona (Fiume Pelau, Torrente di Quirra) sono costituiti dalle piane di esondazione, che sono state in parte regimate, impostate su vallate strette, profonde ed a versanti spesso molto ripidi, che si aprono a ventaglio in corrispondenza delle rispettive foci. Questi depositi, di età variabile dal Plio-Pleistocene all'Olocene, si riscontrano in forma di terrazzi alluvionali, di conoidi e di colluvi. I suoli sono generalmente ciottolosi, in matrice argillosa o sabbiosa e talvolta limosa e presentano, in rapporto all'età, alla morfologia ed al grado di evoluzione, profili del tipo A-Bt-C e A-Btg-Cg, oppure A-Bw-C e A-C.

I suoli pianeggianti sono coltivati a seminativi, foraggere, vigneti. Nelle aree più prossime alla foce, dove si riscontrano nei suoli tessiture fini e franche, sono fortemente sviluppate le colture irrigue erbacee ed arboree di alto reddito. Su ampi tratti delle alluvioni recenti alligna una vegetazione riparia ad oleandri, tamerici e salici che, insieme allo sviluppo dei meandri incassati, ne fa delle aree di alto interesse paesaggistico.

5. - DISSESTI (F. DI GREGORIO)

A proposito dei dissesti è vero, in generale, quanto affermato da CRINÒ (1930) che “il fenomeno delle frane in Sardegna ha scarsa importanza fisica”, anche se “gli effetti che esso produce sono di gran lunga più disastrosi di quanto la sua entità comporterebbe”. Ciò vale in particolare per l'Ogliastra, sede di molti dei fenomeni studiati e descritti dall'Autore.

Agli stessi risultati perviene l'indagine svolta dal Consiglio Superiore dei Lavori Pubblici (Direzione Generale dell'ANAS, 1964), che assegna alla regione un grado di franosità trascurabile, rilevando solo 10 frane sul territorio regionale (una ogni 2.300 kmq), delle quali 8 in provincia di Cagliari e 2 in provincia di Nuoro, con una superficie potenzialmente franosa di circa 1300 ha, pari allo 0,37% del totale nazionale. Successivamente, MONTALDO (1970), in una nota sui dissesti di versante nei bacini idrografici della Sardegna, porta ad oltre 20 il numero delle frane conosciute.

Nel capitolo dedicato ai dissesti contenuto nella monografia regionale “Sardegna”, di accompagnamento alla Carta della Montagna, a cura di MAXIA *et alii* (1976), nella quale viene proposta la prima trattazione organica e generale del fenomeno, si conclude che nell'Isola si registrano in genere solo sporadici e limitati eventi franosi, fatta eccezione per tre aree (Barbagia, Ogliastra e Gerrei) dove la franosità è più accentuata.

Ciononostante, in una nota sul dissesto idrogeologico in Sardegna, DI GREGORIO (1990) effettua una documentata trattazione del problema, dalla quale tra l'altro emerge che diverse decine di paesi della regione sono ufficialmente inclusi nell'elenco dei centri abitati da consolidare, in tutto o in parte, a cura e spese dello Stato ai sensi della Legge 9.7.1908, n. 445.

Nella stessa nota si afferma che, nonostante il più ordinato e completo inquadramento, le indagini sui dissesti sinora effettuate peccano in difetto, sia per mancanza di lavori analitici e sistematici, sia perché annualmente, anche in relazione ad eventi climatici ed all'impatto delle attività umane, nuovi fenomeni franosi si aggiungono a quelli già noti (ad es., al di fuori del Foglio, si citano i collassi gravitativi di M. S. Giovanni e Acquaresi, nell'Iglesiente).

L'area del Foglio Jerzu, ricadente nelle regioni dell'Ogliastra, Quirra e Gerrei, risulta comunque, da tutti gli studi effettuati, tra quelle più esposte a fenomeni di dissesto idrogeologico, per quanto attiene sia le frane sia le inondazioni (CICCU *et alii*, 1994).

Peraltro, le frane più importanti dell'Ogliastra, come quelle di Osini e Gairo, ed i “borri” del versante sinistro del Riu Pardu (MORETTI, 1954), che si rinvergono a NW dell'abitato di Jerzu, ricadono al di fuori dell'area del Foglio.

5.1. - FRANE

Relativamente all'area specifica del Foglio Jerzu, in letteratura si fa cenno alle frane che interessano l'orlo della copertura carbonatica mesozoica dei Tacchi tra Jerzu, Ulàssai e Osini (fig.48), a movimenti franosi di una certa entità sulla strada Jerzu-Tertenia, alla frana di Calada S. Marco (dal M. Arbu scesa fino al Ponte Su Cabriolu sul Torrente di Quirra), alla frana di Arcu Is Fronestas sulla strada Escalaplano-Perdasdefogu, alle frane "consolidate" dei Tacchi intorno a Tertenia (Talentinu) ed in località Tacchixeddu (MAXIA *et alii*, 1976; CRINÒ, 1930).

Da quanto detto emerge un quadro dei dissesti abbastanza contenuto, per di più caratterizzato da frane antiche consolidate; l'unica frana attiva è quella di Arcu Is Fronestas, dove la scarpata della copertura carbonatica giurassica è franata invadendo la sede stradale. L'origine della frana può essere ricondotta all'incisione prodotta dai lavori di ampliamento della sede viaria sul versante in corrispondenza del contatto tra metamorfiti paleozoiche variamente ripiegate e copertura mesozoica sub-orizzontale, costituita alla base da argille.

In realtà il quadro del dissesto attuale e potenziale nell'area del Foglio Jerzu è sensibilmente più complesso.



Fig. 48 - Foto di forme: Jerzu. Il pendio sottostante la cornice calcarea, e su cui insiste il paese di Jerzu, è costituito da un corpo di frana all'origine di crollo, in parte stabilizzata ma che mostra movimenti in atto dove viabilità e antropizzazione sono state più intense.

Non vi si rilevano dissesti importanti che interessino i litotipi del basamento metamorfico paleozoico, anche dove questi si presentano intensamente fratturati e alterati, o su versanti a pendenza rilevante. Il pendio sembra quindi aver raggiunto un suo profilo di equilibrio, anche con le giaciture della stratificazione e della scistosità, che manifestano comunque i loro effetti sulla geometria dei versanti, come già ricordato per le frequenti valli dissimetriche (es. Torrente di Quirra, Riu Corongiu a Terras Malas, alto bacino del Riu Su Santu, Riu Flumineddu a monte della strada Escalaplano-Ballao, ecc.).

Si tratta tuttavia di un equilibrio piuttosto precario che può essere turbato (nei versanti più acclivi o in condizioni critiche di giacitura, fratturazione e alterazione della roccia), dalla degradazione del manto vegetale ad opera di incendi o da incisioni sui versanti per realizzare opere d'ingegneria, con l'innesco di più o meno rilevanti movimenti franosi per effetto delle precipitazioni più intense.

Tali movimenti consistono in smottamenti e scoscendimenti che interessano in genere le coperture detritiche e lo strato di alterazione superficiale per effetto dell'imbibizione in occasione di eventi pluviali eccezionali, che peraltro nell'area si verificano con ricorrenza ciclica nella stagione autunnale, e subordinatamente inverno-primaverile. Questi fenomeni sono di difficile identificazione in quanto vengono rapidamente obliterati dalla crescita della vegetazione spontanea.

Frane fossili sono presenti alla base delle cornici rocciose delle vulcaniti permiane, lungo le incisioni fluviali del Riu Flumineddu (versanti occidentali del Taccu De Giuncus) e del Riu Su Luda, suo affluente di sinistra (versante occidentale dell'altopiano di Perdasdefogu). Si tratta di frane di crollo costituite da imponenti depositi caotici di blocchi spigolosi, avvenute probabilmente in ambiente periglaciale durante il Wurmiano.

Nelle stesse cornici rocciose, attualmente, la dinamica geomorfologica è molto rallentata, anche se sono possibili locali fenomeni di crollo, favoriti dalla scomposizione della roccia in blocchi prismatici per fessurazione (Bruncu Santoru), oppure fenomeni di ribaltamento che evolvono in crolli.

Più diffusi appaiono i fenomeni di dissesto lungo i bordi delle coperture carbonatiche giurassiche. Questi margini risaltano con una netta rottura di pendio rispetto ai versanti delle valli incise nel basamento paleozoico, quasi sempre evolutesi con una marcata influenza strutturale (valle del Riu Pardu e del Riu Corongiu con direzione NW-SE; valle del Torrente di Quirra N-S, valli minori dell'alto bacino del Flumineddu ad andamento N-S, NW-SE e NE-SW).

Dove l'altezza delle cornici è più rilevante sono presenti, alla base, in maniera quasi continua, depositi di frana più o meno ampi con blocchi sparsi sul pendio anche a notevole distanza dalla nicchia di crollo. Meno frequenti appaiono gli scorrimenti rotazionali o scoscendimenti di masse rocciose più o meno grandi, che

interessano generalmente le formazioni giurassiche (M. Chidoi presso Jerzu, Nuraghe Giulea, Nuraghe Perdu Paboli sopra Tertenia, ecc.).

Le coperture eoceniche del Salto di Quirra, per le loro favorevoli condizioni di giacitura, sono generalmente stabili. Solo lungo i margini a gradinata più scoscesi (Su Casteddu, Bruncu Sa Sedda, Puntale Iba Manna e Spuntone Sa Contissa) sono possibili fenomeni di crollo e più frequenti distacchi di blocchi per scalzamento erosivo alla base dei livelli più competenti arenaceo-conglomeratici, per disgregazione meteorica dei livelli marnosi, o per bioclastismo.

5.2. - EROSIONE ACCELERATA

Nell'area del Foglio insiste una spiccata propensione all'erosione accelerata favorita dall'impermeabilità dei terreni e dall'acclività dei versanti, che non risparmia neppure le zone d'altopiano. L'erosione è comune a tutti i litotipi, favorita dal basso grado di impedenza offerto dalla copertura vegetale, degradata dai tagli indiscriminati operati in passato o dai ricorrenti incendi (DI GREGORIO & MAXIA, 1973; BARCA & DI GREGORIO, 1974).

Nella media ed alta valle del Torrente di Quirra il fenomeno è accentuato dal *surchage* pastorale e da inappropriati interventi dell'uomo, consistenti in dissodamenti, decespugliamenti e lavorazioni incaute del suolo su versanti molto acclivi, nella gran parte dei casi, non accompagnati da appropriati interventi di sistemazione idraulico-agraria.

All'intrinseca condizione di erodibilità del suolo, si associa poi una spiccata erosività determinata dalla pioggia per il particolare regime pluviometrico, che si manifesta con ripetute ed intense precipitazioni in un limitato arco di tempo, soprattutto nel periodo autunnale.

5.3. - INONDAZIONI

L'area del Foglio è situata al confine tra Ogliastro e Sàrrabus, le regioni storicamente più colpite dalle inondazioni (DI GREGORIO, 1990; CICCU *et alii*, 1994). Nel corso dell'ultimo mezzo secolo vi sono stati riscontrati oltre una dozzina di eventi alluvionali, che hanno interessato il fondovalle del Torrente di Quirra e di alcuni suoi affluenti, con danni più o meno rilevanti alle aziende agrarie ed alle infrastrutture viarie.

Le cause di tali inondazioni vanno ricercate nell'intensità degli eventi pluviali, tra i quali va ricordato in particolare quello dell'ottobre 1951, quando la quan-

tità di pioggia caduta registrata nella stazione della Cantoniera Genna 'e Cresia toccò i 1134 mm in cinque giorni.

D'altro canto, le inondazioni stesse trovano ben identificabili fattori predisponenti nei bacini idrografici con versanti molto acclivi, costituiti in gran parte da terreni impermeabili, negli alvei fluviali con sponde mal definite e invasi da depositi alluvionali e da vegetazione che ostacolano il deflusso delle acque; infine nella mancanza assoluta di adeguati interventi di sistemazione idraulico-forestale sia in montagna e in collina sia nel fondovalle.

BIBLIOGRAFIA

- ABBOLITO E. (1953) - *Osservazioni petrografiche sulle antraciti di Seui (Sardegna)*. Period. Min., **22**, Roma.
- ACCARDO P., MARINI C. & SARRIA E. (1984) - *I giacimenti antracitiferi sardi*. Industria Mineraria, **1**: 23-29, Roma.
- ALBANI R. (1989) - *Ordovician (Arenigian) Acritarchs from the Solanas Sandstone Formation, Central Sardinia, Italy*. Boll. Soc. Paleont. It., **28**: 3-37, Modena.
- ALBANI R., DI MILIA A., MINZONI N. & TONGIORGI M. (1985) - *Nuovi dati palinologici e considerazioni geologiche sulla età delle Arenarie di Solanas (Cambro-Ordoviciano, Sardegna Centrale)*. Atti Soc. Tosc. Sci. Nat., Mem., Serie A, **91**: 1-20, Pisa.
- ALBANI R. & PITTAU P. (1998) - *Lago Medio del Flumendosa: middle-late Arenig of the upper Solanas Sandstones formation*. In: P. PITTAU (Ed.): «*Palynological researches in Sardinia*», CIMP Symp., Sardinia, 16-19 Sept. 1998, Field-book guide: 15-21, Cagliari.
- ALBERTI G. (1963) - *Sul Devonico inferiore e medio nella Sardegna meridionale*. Atti Acc. Lincei Rend. Cl. Sc. Fis. Mat. e Nat., **34**: 553-559, Roma.
- ALBERTI G. (1981) - *Trilobiten des Juengeren Siluriums sowie des Unter - und Mittel-Devons; III, Mit Beitrageen zur Devon-Biostratigraphie (insbesondere nach Nowakiidae) in N-Afrika, Sardinien Oberfranken und im Harz*. Senckenbergiana Lethaea, **61**: 75, Frankfurt.
- ALLEGRIA A. (1984) - *Rilevamento e studio geo-petrografico del settore di Pelau (Ogliastra orientale)*. Tesi di laurea, Dip. Sc. Terra Univ. Cagliari, 122 pp., Cagliari.
- ALVAREZ W. (1972) - *Rotation of the Corsica-Sardinia microplate*. Nature Phys. Sci., **235**: 103-105, London.

- ALVAREZ W. & COCOZZA T. (1974) - *The tectonics of central-eastern Sardinia and the possible continuation of the Alpine chain to the south of Corsica*. In: A. CHERCHI POMESANO (Ed.): «*Paleogeografia del Terziario sardo nell'ambito del Mediterraneo occidentale*», Cagliari, 23-27 Luglio 1973, vol. monogr., 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.
- AMELUNG P. (1994a) - *I.Teil: Geologische Kartierung in der Berglandschaft Gerrei, Escalaplano und Umgebung (SE Sardinien)*. Dissertation, Univ. Bonn, 41pp., Bonn..
- AMELUNG P. (1994b) - *II.Teil: Faziesanalyse der eozanen Schichtenfolge von Escalaplano (SE Sardinien., Gerrei) mittels sedimentologischer Detailprofilaufnahmen und sedimentpetrographischen Untersuchungen*. Dissertation, Univ. Bonn, 91 pp. Bonn..
- ANGERMEIER H.-O. (1964) - *Die Antimonit-Scheelit-Lagerstätten des Gerrei (Südostsardinien, Italien) und ihr geologischer Rahmen*. Dissertation, Univ. München, 62 pp., München.
- ANNOSCIA E. (1968) - *I Briozoi. Introduzione allo studio con particolare riguardo per i Briozoi italiani e mediterranei*. Paleont. Ital., spec. issue, 397 pp., Pisa.
- 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*. Regione Autonoma Sardegna - Ente Auton. Flumendosa, 135 pp., Cagliari.
- ARGIOLAS M., BARTOLO G. & PUDDU S. (1970) - *Il Monte del Castello di Quirra e le sue Grotte*. Speleo Club Cagliari, 53 pp., Cagliari.
- ARTHAUD F. & MATTE P. (1975) - *Les Décrochements tardi - Hercyniens du Sud-Ouest de l'Europe. Géométrie et Essai de Reconstitution des Conditions de la Déformation*. Tectonophysics, **25**: 139-171, Amsterdam.
- ARTHAUD F. & MATTE P. (1977) - *Late Paleozoic strike-slip faulting in southern Europe and northern Africa: Result of a right-lateral shear zone between the Appalachians and the Urals*. Geol. Soc. Am. Bull., **88**: 1305-1320, Boulder.
- ARTINI E. (1922) - *Sopra alcune rocce porfiriche della Barbagia di Seulo*. Boll. R. Uff. Geol. d'It., **49**, 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*. Litotip. SELCA, Firenze.
- ARU A., BALDACCINI P., DELOGU G., DESSENA M.A., MADRAU S., MELIS R.T., VACCA A. & VACCA S. (1991) - *Nota Illustrativa alla Carta dei Suoli della Sardegna*. Regione Autonoma della Sardegna - Dip. Sc. Terra Univ. Cagliari, STEF SpA, 85 pp., Cagliari.
- ASSORGIA A., BALOGH K., LECCA L., IBBA A., PORCU A., SECCHI F.A. & TILOCCA G. (1995) - *Volcanological characters and structural context of Oligo-Miocene volcanic successions from Central Sardinia (Italy)*. In: R. POLINO & R. SACCHI (Eds): «*Convegno rapporti Alpi-Appennini*», Peveragno (Cn), 31/5-1/6-1994, 397-423, Roma.

- ATZORI P. & TRAVERSA G. (1986) - *Post-granitic permo-triassic dyke magmatism in eastern Sardinia (Sarrabus pp., Barbagia, Mandrolisai, Goceano, Baronie and Gallura)*. Period. Min., **55**: 203-231, Roma.
- AUTORI VARI (1966) - *Symposium sul Verrucano, Pisa, settembre 1965*. Soc. Tosc. Sc. Nat., Pisa.
- AUTORI VARI PER C.C.E.-R.A.S.-E.A.F. (1993) - *Analisi sulle cause dell'eutrofizzazione delle acque del Sistema idraulico Flumendosa-Campidano in relazione all'applicazione della Direttiva CEE sulle acque potabili: Inquadramento Territoriale, Lineamenti fisiografici dei bacini idrografici*. Commissione Comunità Europee - Regione Autonoma Sardegna - Ente Autonomo Flumendosa, S. VACCA (Ed.), vol. C.1, Cagliari.
- AZEMA J., CHABRIER G., FOURCADE E. & JAFFREZO (1977) - *Nouvelles données micropaléontologiques, stratigraphiques et paléogéographiques sur le Portlandien et le Néocomien de Sardaigne*. Rev. Micropaléont., **20** (3): 125-139, Paris.
- BAGNOLI G. (1979) - *Conodonti del Devoniano inferiore di Monte Corongiu Melas (Gerrei, Sardegna)*. Mem. Soc. Geol. It., **20**: 315-321, Roma.
- BAKOS F. (1968) - *Osservazioni geologico-minerarie sul giacimento a molibdenite e wolframite di Perda Majori*. Res. Ass. Min. Sarda, **73**: 5-66, Iglesias.
- BAKOS F., CARCANGIU G., FADDA S., MAZZELLA A. & VALERA R.G. (1989) - *The Sarrabus gold-silver lode*. Proc. Int. Symp. Gold. Geol. Explor., 290-294, Shenyang.
- BAKOS F., CARCANGIU G., FADDA S., MAZZELLA A. & VALERA R.G. (1990) - *The gold mineralization of Baccu Locci (Sardinia, Italy): origin, evolution and concentration processes*. Terra Nova, **2**: 232-237, Oxford.
- BAKOS F., GARBARINO C., MAZZELLA A., VALERA R.G. & PANI E. (1991) - *Mineral association in the Sarrabus, SE Sardinia, Italy, gold-silver lode and its genetic relevance*. In: E.A. LADEIRA (Ed.) «*The Economics, Geology, Geochemistry and Genesis of Gold Deposits. Proceedings of the Symposium Brazil Gold '91*», 515-522, Belo Horizonte.
- BALDELLI C., BIGAZZI G., ELTER F.M. & MACERA P. (1987) - *Description of a Permo-Triassic alkaline lamprophyre embedded into the micascists of garnet-staurolite-kyanite grade of North-Eastern Sardinia Island*. In: SASSI F.P. & BOURROUILH R. (Eds.), IGCP Project no.5, Newsletter, **7**: 8-10, Padova.
- BARBERI F. & CHERCHI A. (1980) - *Excursion sur le Mésozoïque et le Tertiaire de la Sardaigne Occidentale*. Livret-guide, C.I.E.S.M., C.N.R., P.F.Geodinamica, pub.345, 127 pp., Roma.
- BARCA S. (1981) - *Contributo alla stratigrafia del Siluriano-Devoniano del Sarrabus (Sardegna sud-orientale)*. Boll. Soc. Geol. It., **100**: 85-98, Roma.
- BARCA S. (1985) - *“Postgotlandiano” Auct. e Carbonifero inferiore terrigeno in Sardegna: recenti e nuovi dati strutturali*. In: «*Evoluzione stratigrafica, tettonica, metamorfica e magmatica del Paleozoico italiano*», Riun. scient., 13-14 Dic. 1985, 21-22, Siena.
- BARCA S. (1991) - *Phénomènes de resédimentation et flysch hercynien à faciès Culm dans le “synclinal du Sarrabus” (SE de la Sardaigne, Italie)*. C. R. Acad. Sci. Paris, **313**: 1051-1057, Paris.

- BARCA S., CARMIGNANI L., COCOZZA T., FRANCESCHELLI M., GHEZZO C., MEMMI I., MINZONI N., PERTUSATI P.C. & RICCI C.A. (1984) - *The Caledonian events in Sardinia*. In: D.G. GEE & B.A. STURDS (Eds.): «*The Caledonian orogen. Scandinavia and related area*», Wiley & Sons, 1195-1199, Chichester.
- BARCA S., CARMIGNANI L., MAXIA M., OGGIANO G. & PERTUSATI P.C. (1986) - *The geology of Sarrabus. «Guide book to the Excursion on the Paleozoic Basement of Sardinia»*. IGCP Project no. 5, Newsletter, spec. issue, 51-60, Cagliari.
- BARCA S., COCOZZA T., DEL RIO M. & PITTAU DEMELIA P. (1981a) - *Discovery of lower Ordovician Acritarchs in the "Postgotlandiano" sequence of southwestern Sardinia (Italy): Age and tectonic implications*. Boll. Soc. Geol. It., **100**: 377-392, Roma.
- BARCA S., COCOZZA T. & SALVADORI I. (1984) - *Storia delle ricerche geologiche nel Massiccio Sardo. «Cento Anni di Geologia Italiana»*, Vol. giub. I Cent. Soc. Geol. It.: 315-352, Bologna.
- BARCA S., CORRADINI C., FERRETTI A., OLIVIERI R. & SERPAGLI E. (1995) - *Conodont biostratigraphy of the "Ockerkalk" (Silurian) from southeastern Sardinia*. Riv. It. Paleont. Strat., **100**: 459-476, Milano.
- BARCA S., DEL RIO M., MINZONI N. & PITTAU DEMELIA P. (1984) - *Presenza di Tremadociano ad Acritarchi in unità tettoniche erciniche a sud del Lago di Mulargia (Sardegna centrale)*. Riv. It. Paleont. Strat., **89**: 315-334, Milano.
- BARCA S., DEL RIO M. & PITTAU DEMELIA P. (1981b) - *Acritarchs in the "Arenarie di San Vito" of South-East Sardinia: stratigraphical and geological implication*. Boll. Soc. Geol. It., **100**: 369-375, Roma.
- BARCA S., DEL RIO M. & PITTAU DEMELIA P. (1988) - *New geological and stratigraphical data and discovery of Lower Ordovician acritarchs in the San Vito Sandstone of the Genn'Argiolas Unit (Sarrabus, Southeastern Sardinia)*. Riv. It. Paleont. Strat., **94**: 339-360, Milano.
- BARCA S. & DI GREGORIO F. (1974) - *Aspetti della degradazione del suolo in Sardegna*. Conv. naz. «Politica Regionale dell'Ambiente, metodologia di intervento e di gestione», Firenze.
- BARCA S. & DI GREGORIO F. (1977) - *Arenaria fossilifera eocenica nel Sarrabus (Sardegna sud-orientale)*. Boll. Soc. Geol. It., **96**: 377-386, Roma.
- BARCA S. & DI GREGORIO F. (1978) - *Nuovo affioramento eocenico nel Sarrabus (Sardegna sud-orientale)*. Boll. Soc. Geol. It., **97**: 367-372, Roma.
- BARCA S. & DI GREGORIO F. (1979) - *La successione ordoviciano-siluriana inferiore nel Sarrabus (Sardegna sud-orientale)*. Mem. Soc. Geol. It., **20**: 189-202, Roma.
- BARCA S., FERRETTI A., MASSA P. & SERPAGLI E. (1992) - *Minor tectonic units within the Hercynian Arburese nappe in southwestern Sardinia. New structural and stratigraphic evidences*. In: L. CARMIGNANI & F.P. SASSI (Eds.): «*Contributions to the Geology of Italy with Special Regard to the Paleozoic Basements*», IGCP Pro. n o. 276, Newsletter, **5**: 51-55, Siena.
- BARCA S., GNOLI M., OLIVIERI R. & SERPAGLI E. (1986) - *New stratigraphic data and evidence of Lower and Upper Devonian based on Conodonts in Sarrabus area*. Riv. It. Paleont. Strat., **92**: 299-320, Milano.

- BARCA S. & JÄGER H. (1990) - *New geological and biostratigraphical data on the Silurian in SE Sardinia. Close affinity with Thuringia*. Boll. Soc. Geol. It., **108**: 565-580, Roma.
- BARCA S. & MAXIA M. (1982) - *Assetto stratigrafico e tettonico del Paleozoico del Sarrabus occidentale*. 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: 87-93, Cagliari.
- BARCA S. & OLIVIERI R. (1991) - *Age and source of calcareous blocks resedimented into Hercynian flysch type sediments of Sarrabus (southeastern Sardinia)*. Atti Soc. Nat. e Mat. di Modena, **122**:49-66, Modena.
- BARCA S. & PALMERINI V. (1974) - *Indagine sedimentologica e significato paleoclimatico delle facies clastiche alla base dei "Tacchi"*. Rend. Sem. Fac. Sc. Univ. Cagliari, 28 pp., Cagliari.
- BARCA S. & SPALLETTA C. (1984) - *Nuove osservazioni sul conglomerato di Villasalto*. Giorn. Geol., **46**: 25-32, Bologna.
- BARTOLO G., DORE M. & LECIS A. (1980) - *Is Angurtidorgius*. 61 pp., Gia Editrice, Cagliari.
- BECCALUVA L., BROTZU P., MACCIOTTA G.P., MORBIDELLI L., SERRI G. & TRAVERSA G. (1989) - *Cainozoic tectono-magmatic evolution and inferred mantle sources in the Sardo-Tyrrhenian area*. In: A. BORIANI, M. BONAFEDE, G.B. PICCARDO & G.B. VAI (Eds.): «*The Lithosphere in Italy*». Atti Convegno Lincei, **80**: 229-248, Roma.
- BECCALUVA L., CIVETTA L., MACCIOTTA G.P. & RICCI C.A. (1985) - *Geochronology in Sardinia: results and problems*. Rend. Soc. It. Min. Petr., **40**: 57-72, Milano.
- BECCALUVA L., LEONE F., MACCIONI L. & MACCIOTTA G.P. (1981) - *Petrology and tectonic setting of the paleozoic basic rocks from Iglesias-Sulcis (Sardinia-Italy)*. N. Jb. Miner. Abh., **140**: 184-201, Stuttgart.
- BENEO E. (1940) - *Sui giacimenti ferriferi sardi dei Tacchi (Ogliastra)*. Boll. Soc. Geol. It., **59**: 34-36, Roma.
- BINAGHI L. (1963) - *Sulla valutazione dei deflussi annuali dei bacini sardi*. Atti VIII Conv. Idraulica, Aprile 1963, Pisa.
- BINAGHI R. & BRUNDU A. (1928) - *Sui combustibili fossili sardi, con speciale riguardo a quelli del bacino di Perdassedogiu (Ogliastra)*. Ann. Chim. Appl., **18**: 122-134, Roma.
- BISTE M. (1977) - *Stratabound polymetallic and F-Ba deposits of the Sarrabus-Gerrei region, SE-Sardinia. V. Report: The hypothermal Cu-As mineralization with occurrence of wolframite-scheelite near Muravera, SE Sardinia*. N. Jb. Miner. Mh., **12**: 548-558, Stuttgart.
- BOI M., DESSI R., FIORI M., GARBARINO C., GRILLO S.M., HUMPHRIES B., MARCELLO A., MORRIS J., PILURZU S., PRETTI S., SARRIA E. & TORE G. (1996) - *Le potenzialità aurifere della Sardegna*. in: Atti Congr. 125° Ann. Fond. Ist. Min. Iglesias - 100° Ann. Fond. Ass. Min. Sarda : «Nuove realtà minerarie in Sardegna nello scenario dell'approvvigionamento della materie prime», 9 Dicembre 1996,3-38, Iglesias.

- BOI M., MAXIA M., BROTZU P., MACCIONI L., SALVADORI I. & VALERA R. (1982) - *The vein deposits of Monte Genis (SE Sardinia) in the framework sardinian F-Ba mineralizations*. Bull. B.R.G.M., **3**: 303-307, Paris.
- 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.
- BOI M., SARRIA E. & SIRIGU E. (1987) - *Ricerche nel bacino antracitifero di Perdasdefogu - Relazione finale*. In: «Progetto di ricerca Antracite, Sardegna centrale». L.752/82, PROGEMISA S.p.A., relaz. int. ined., 24 pp., Cagliari.
- BOI M. & SIRIGU E. (1988) - *Ricerche operative per minerali di bario e fluoro nell'unità mineraria denominata "Filone Santoru" (Sardegna centro-orientale) - Relazione finale*. PROGEMISA S.p.A., relaz. int. ined., 70 pp., Cagliari.
- BORGHESEAN E. (1938) - *Sull'autarchia nel campo minerario*. Ind. Min. It. Olt., **5**: 168-170, Roma.
- 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*. Period. Min., **62**: 253-280, Roma.
- BROTZU P. & MORBIDELLI L. (1974) - *Lineamenti petrografici e geostrutturali di un settore del Sarrabus meridionale (Sardegna sud-orientale)*. Mem. Acc. Naz. Lincei, Cl. Sc. Fis. Mat. Nat., VIII, **12** (II): 90 pp., 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., CHATEAINEAU J.J., DEROIN J.P. (1994) - *Evolution biostratigraphique, magmatique et tectonique du domaine paléotéthysien occidental (SW de l'Europe): implications paléogéographiques au Permien inférieur*. Bull. Soc. Géol. France, **165**, **1**: 1163-179, 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.
- CALVINO F. (1955) - *Relazione preliminare sul rilevamento geologico del 1954 in Sardegna (F° 227, Muravera)*. Boll. Serv. Geol. d'It., **76**: 439-443, Roma.
- CALVINO F. (1956) - *I Porfidi grigi del Sarrabus. Primi risultati delle ricerche sui loro rapporti con le altre formazioni eruttive*. Boll. Soc. Geol. It., **78**: 265-272, Roma.
- 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. (1959) - *Primi risultati di uno studio stratigrafico e tettonico della Sardegna Sud-Orientale*. Atti Mem. Acc. Patavina Sci. Lett. Arti, **71**: 1-14, Padova.
- CALVINO F. (1960) - *Lineamenti strutturali del Sarrabus-Gerrei (Sardegna sud-orientale)*. Boll. Serv. Geol. d'It., (1959), **81**: 489-556, Roma.
- CALVINO F. (1961) - *Mineralizzazioni filoniane di età alpina in Sardegna (barite di Santoru e fluorite di M. Cardiga)*. Rend. Ass. Min. Sarda, **65**: 14-32, Iglesias.
- CALVINO F. (1963) - *Carta Geologica d'Italia, Foglio 227-Muravera, scala 1:100.000*. Servizio Geologico d'Italia, Roma.
- CALVINO F. (1972) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia, Foglio 227 - Muravera, scala 1:100.000*. Servizio Geologico d'Italia, 60 pp., Roma.
- CALVINO F. & BARROCCU G. (1964) - *Notizie sulle prime esplorazioni degli "Angurtidorgius", con osservazioni geologiche sull'idrografia carsica ipogea del Salto di Quirra*. L'Universo, **44**: 865-908, Firenze.
- CAO PINNA C. (1983) - *Studio dell'idrografia superficiale della Sardegna*. Univ. Cagliari, Ente Auton. Flumendosa, 27 volumi, Cagliari.
- CARBONI S., DI GREGORIO F. & FERRARA C. (1987) - *Evoluzione della pianura costiera del Rio di Quirra (Sardegna sud-orientale) e dinamica costiera della spiaggia prospiciente*. Mem. Soc. Geol. It., **37**: 391-405, Roma.
- CARIMATI R., GOSSENBERG P., MARINI A. & POTENZA R. (1980) - *Catalogo delle unità formazionali italiane*. Boll. Serv. Geol. d'It., **101**: 343-542, Roma.
- CARMIGNANI L., BARCA S., CAPPELLI B., DI PISA A., GATTIGLIO M., OGGIANO G. & PERTUSATI P.C. (1992) - *A tentative Geodynamic Model for the Hercynian Basement of Sardinia*. In: «*Geologia del Basamento Italiano*», Conv. in onore di T.COCOZZA, 21-22 Marzo 1991, abs. vol.: 23-27, Siena.
- CARMIGNANI L., BARCA S., DISPERATI L., FANTOZZI P., FUNEDDA A., OGGIANO G. & PASCI S. (1994) - *Tertiary compression and extension in the Sardinian basement*. Boll. Geof. Teor. Appl., **36**: 41-42, Trieste.
- CARMIGNANI L., CAROSI R., DI PISA A., GATTIGLIO M., MUSUMECI G., OGGIANO G. & PERTUSATI P.C. (1994) - *The Hercynian chain in Sardinia (Italy)*. Geodinamica Acta, **7**: 31-47, Paris.
- 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 Lithosphere in Italy*», Atti Conv. Lincei, **80**: 63-92, Roma.
- CARMIGNANI L., CHERCHI G.P., DEL MORO A., FRANCESCHELLI M., GHEZZO C., MUSUMECI G. & PERTUSATI P.C. (1990) - *The mylonitic granitoids and tectonics units of the Mount Grighini complex (W-Sardinia): a preliminary note*. In: F.P. SASSI. & R. BORROUILH (Eds.), IGCP Project no.5, Newsletter, **7**: 25-26, Siena.
- 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. (1986) - *Guide-Book to the Excursion on the Paleozoic Basement of Sardinia*. IGCP Project no. 5, Newsletter, Spec. Issue, 102 pp., Padova.
- CARMIGNANI L., COCOZZA T., MINZONI N. & PERTUSATI P.C. (1978) - *Falde di ricoprimento erciniche nella Sardegna a Nord-Est del Campidano*. Mem. Soc. Geol. It., **19**: 501-510, Roma.
- CARMIGNANI L., COCOZZA T., MINZONI N., PERTUSATI P.C. & RICCI C.A. (1979) - *E' la Corsica il retro-paese della catena ercinica della Sardegna?* Mem. Soc. Geol. It., **20**: 47-55, Roma.
- CARMIGNANI L., CORTECCI G., DESSAU G., DUCHI G., OGGIANO G., PERTUSATI P. & SAIITA M. (1978) - *The antimony and tungsten deposit of Villasalto in south-eastern Sardinia and its relationship with Hercynian tectonics*. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., **58**: 163-188, Zurich.
- CARMIGNANI L., COSTAGLIOLA C., GATTIGLIO M., LEGLISE H., OGGIANO G., MAXIA M., NAUD G. & PERTUSATI P.C. (1982c) - *Lineamenti geologici della Bassa Valle del Flumendosa (Sardegna Sud-Orientale)*. 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: 95-107, Cagliari.
- 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., ELTER F.M., GATTIGLIO M., MASCIA M., MORETTI A., OGGIANO G. & PERTUSATI P.C. (1986) - *The Geology of Barbagia*. In: «Guide book to the excursion on the paleozoic basement of Sardinia», IGCP Project no.5, Newsletter, spec. issue: 73-65, Siena.
- CARMIGNANI L., GATTIGLIO M., MINZONI N. & PERTUSATI P.C. (1985) - *L'Unità di Meana Sardo: indipendenza tettonica dei porfiroidi di base*. In: «Evoluzione stratigrafica, tettonica, metamorfica e magmatica del Paleozoico italiano», Riun. scient., 13-14 Dicembre: 89-90, Siena.
- 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. (1992) - *Struttura della Catena Ercinica in Sardegna. Guida all'Escursione*. Gr. Inform. Geol. Strutt., 177 pp., Siena.
- CAROSI R. (1990) - *Evoluzione tettonica di un segmento della catena ercinica: le unità della Sardegna centro-meridionale nel settore Barbagia-Gerrei*. Tesi di Dottorato, Univ. Pisa, 302 pp., Pisa.
- CAROSI R., ELTER F.M., GATTIGLIO M., MAXIA M., OGGIANO G. & PERTUSATI P.C. (1987) - *Some specifications on Pre-Caradocian volcanism in Central Sardinia*. In: Sassi F.P. & Bourrouilh R. (eds): IGCP no. 5, Newsletter **7**, pp 27-29.

- CAROSI R., MUSUMECI G. & PERTUSATI P.C. (1990a) - *Le Unità di Castello Medusa e Monte Grighini (Sardegna centro-meridionale) nell'evoluzione tettonica del basamento ercinico*. Boll. Soc. Geol. It., **109**: 643-654, Roma.
- CAROSI R., MUSUMECI G. & PERTUSATI P.C. (1990b) - *Senso di trasporto delle unità tettoniche erciniche della Sardegna dedotto dagli indicatori cinematici nei livelli cataclastico-milonitici*. Rend. Soc. Geol. It., **13**: 103-106, Roma.
- CAROSI R., MUSUMECI G. & PERTUSATI P.C. (1991) - *Differences in the structural evolution of tectonics units in central-southern Sardinia*. Boll. Soc. Geol. It., **110**: 543-551, Roma.
- CAROSI R. & PERTUSATI P.C. (1990) - *Evoluzione strutturale delle unità tettoniche erciniche nella Sardegna centro-meridionale*. Boll. Soc. Geol. It., **109**: 325-335, Roma.
- 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. (1998a) - *Syntetic Upper Palaeozoic correlations charts of selected italian areas*. Atti Ticin. Sci. Terra, **40**: 65-120, Lugano.
- CASSINIS G., CORTESOGNO L., GAGGERO L., PITTAU P., RONCHI A. & SARRIA E. (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., CORTESOGNO L., GAGGERO L., RONCHI A. & VALLONI R. (1996) - *Stratigraphic and petrographic investigations into the permo-triassic sequences of Nurra (NW Sardinia)*. Cuad. Geol. Iberica, spec. issue, **21**: 149-169, Madrid.
- CASSINIS G., CORTESOGNO L., GAGGERO L. & RONCHI A. (1998a) - *Osservazioni preliminari su alcune successioni continentali permiane della Sardegna*. Rend. Ist. Lomb. Acad. Sci. Lett., **130** (1-2): 177-205, Milano.
- 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.): «*Pery-Tethis: stratigraphic correlations*», Geodiversitas, **19**(2): 217-220.
- CASSINIS G., TOUTIN-MORIN N., VIRGILI C. (1995) - *A general Outline of the Permian Continental Basins in Southwestern Europe*. In: P.A.SCHOLLE ET AL. (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.
- CAVINATO A. (1930) - *Ricerche geologiche-petrografiche sulla regione dell'Arburese (Sardegna)*. Soc. Coop. Tip. Padova, 1-59, Padova.

- CAVINATO A. (1933) - *Contributo alla conoscenza petrografica della Sardegna: sulle cosiddette "Quarziti del Sarrabus"*. Atti Acc. Naz. Lincei, Rend. Cl. Sc. Fis. Mat. Nat., **17**: 236-241, Roma.
- CAVINATO A. (1935) - *Studi Petrografici nella Sardegna Sud-Orientale*. Soc. Coop. Tip. Padova, 284 pp., Padova.
- CAVINATO A. (1938) - *Il Permiano in territorio di Orroli (Sardegna)*. Atti Acc. Naz. Lincei, Rend. Cl. Sc. Fis. Mat. Nat., s.6, **27**: Roma.
- CAVINATO A. (1939) - *Nuovi risultati ed osservazioni nel rilievo geologico del foglio di Mandas 226°*. Atti Acc. Naz. Lincei, Rend. Cl. Sc. Fis. Mat. Nat., s.6, **29**, Roma.
- CAVINATO A. (1954) - *La fluorite nel Terziario della Sardegna*. Res. Ass. Min. Sarda, **58** (4): 13-21, Iglesias.
- CAVINATO A. (1976) - *Carta Geologica d'Italia, Foglio 207 - Nuoro, scala 1:100.000*. Servizio Geologico d'Italia, Roma.
- CAVINATO A. & ANEDDA V. (1954) - *Il Permiano in territorio di Orroli*. Res. Ass. Min. Sarda, **58**: 3-15, Iglesias.
- CHABRIER G. (1968) - *Le synclinal crétacé de Gorropu (Sardaigne)*. C. R. S. S. Soc. Géol. France, **5**: 321-322, Paris.
- CHABRIER G. (1969) - *Sur la stratigraphie et la tectonique des monts d'Oliena (Sardaigne)*. C. R. S. S. Soc. Géol. France, **6**: 218-220, Paris.
- CHABRIER G. (1970) - *Tectonique de socle d'âge alpine en Sardaigne centre-orientale*. C. R. Acad. Sc. Paris, **271**: 1252-1255, Paris.
- CHATELINEAU M., MARIGNAC C., BOIRON M.C. & POTY B. (1991) - *Hercynian gold-bearing quartzveins from western Europe: the 'shear-zone model' revisited*. In E.A. LADEIRA (Ed.) «*The Economics, Geology, Geochemistry and Genesis of Gold Deposits.*», Proc. Symp. Brazil Gold '91, 115-119, Belo Horizonte.
- CHECCHI F. & DUCHI G. (1983) - *Rapporti tra tettonica ercinica e mineralizzazioni nel Sarrabus orientale (Sardegna)*. Atti Soc. Tosc. Sci. Nat., Mem., Serie A, **90**: 111-140, Pisa.
- CHERCHI A. (1985) - *Micropaleontological Researches in Sardinia - Guide Book*. 19th European Micropaleontological Colloquium, Sardinia, 338 pp., Cagliari.
- CHERCHI A., MARINI A., MURRU M. & ULZEGA A. (1978) - *Movimenti neotettonici nella Sardegna meridionale*. Mem. Soc. Geol. It., **19**: 581-587, Roma.
- CHERCHI A., MARINI A., MURRU M. & ULZEGA A. (1979) - *Dati preliminari sulla neotettonica dei Fogli 166, 179, 193, 205, 206, 210, 219, 224, 225, 226, 227, Sardegna*. «*Contributi Preliminari alla Realizzazione della Carta Neotettonica d'Italia*», CNR, P.F. Geodinamica, S.P. Neotettonica, **251**: 273-316, Roma.
- CHERCHI A., MAXIA C. & ULZEGA A. (1974) - *Evoluzione paleogeografica del Terziario della Sardegna*. Rend. Sem. Fac. Sc. Univ. Cagliari, **43** (suppl): 73-82, Cagliari.
- CHERCHI A. & MONTADERT L. (1982a) - *Oligo-Miocene rift of Sardinia and the early history of the Western Mediterranean Basin*. Nature, **298**: 736-739, London.

- CHERCHI A. & MONTADERT L. (1982b) - *Il sistema di rifting oligo-miocenico del Mediterraneo occidentale e sue conseguenze paleogeografiche sul Terziario sardo*. Mem. Soc. Geol. It., **24**: 387-400, Roma.
- CHERCHI A. & TRÉMOLIÈRES P. (1984) - *Nouvelles données sur l'évolution structurale au Mésozoïque et au Cénozoïque de la Sardaigne et leurs implications géodynamique dans le cadre méditerranéen*. C. R. Acad. Sci., **298** (ser.2, 20): 889-894, Paris.
- CHESTER F.M., FRIEDMAN M. & LOGAN J.M. (1985) - *Foliated cataclasites*. Tectonophysics, **111**: 139-146, Amsterdam.
- CICCU R., MANCA P.P. & DI GREGORIO (1994) - *Propensione al dissesto idrogeologico in Sardegna: analisi storica degli eventi ed aspetti metodologici*. IV Conv. Intern. di Geoingegneria, «Difesa del suolo e degli acquiferi», 10-11 Marzo 1994, Torino.
- CIVITA M. (1980) - *Interazioni tra idrogeologia e sviluppo minerario, con particolare riguardo per le situazioni coinvolgenti rocce fessurate*. Boll. Ass. Min. Subalpina, **17** (2): 1-39, Torino.
- COCHERIE A. (1985) - *Interaction manteau-croûte: son rôle dans la genèse d'associations plutoniques calcoalcalines, contraintes géochimiques (éléments en traces et isotopes du strontium et de l'oxygène)*. Doc. B.R.G.M., **90**: 246 pp., 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.
- COMASCHI-CARIA I. (1959) - *Le piante fossili della Sardegna*. Rivista Ital. Paleont., **7**, 76 pp., Milano.
- COMASCHI-CARIA I. (1968) - *Fossili marini e continentali del Quaternario della Sardegna*. Atti X Congr. Intern. Studi Sardi: 140-229, Cagliari.
- CONTI S. (1990) - *Upper Ordovician Bryozoa from Sardinia*. Paleont. It., **77**: 85-165, Pisa.
- CONTI P., CARMIGNANI L., BENEDETTI M., CHERCHI G.P., CHIGHINE G., CINCOTTI F., ELTRUDIS A., FUNEDDA A., GATTIGLIO M., OGGIANO G., PATA D. & SARRIA E. (1995) - *Late Paleozoic extension in the Variscan basement of SE Sardinia (Italy)*. Terra Abstracts, **7**: 123, Oxford.
- CORRADINI C. (1998a) - *Conodonti del Devoniano superiore nei "Calcari a Clymenie" di Villasalto (Sardegna Sud-Orientale)*. Tesi di Dottorato, Univ. Modena, 139 pp., Modena.
- CORRADINI C. (1998b) - *Famennian Conodonts from two sections near Villasalto*. ECOS VII Symposium, Sardinia, Field-book guide, E. SERPAGLI (Ed), Giorn. Geol., spec. issue, s.3, **60**: 122-135, Bologna.
- CORRADINI C., FERRETTI A., SERPAGLI E. & BARCA S. (1998) - *The Ludlow-Pridoli Section "Genna Ciuerciu", west of Silius*. ECOS VII Symposium, Sardinia, Field-book guide, E. SERPAGLI (Ed.), Giorn. Geol., spec. issue, s.3, **60**: 112-118, Bologna.

- CORTECCI G. & OGGIANO G. (1984) - *Studio genetico di un affioramento di barite sinsedimentaria nel Siluriano di Rio Domueu, Gerrei, Sardegna Sud-Orientale*. Atti Soc. Tosc. Sci. Nat., Mem., Serie A, **90**: 263-274, Pisa.
- CORTECCI G., REYES E., LEONE G. & TURI B. (1987) - *Sulfur, oxygen, carbon and strontium isotopes geochemistry of the Sarrabus-Gerrei Mining District, southeastern Sardinia, Italy*. Economic Geology, **82**: 1592-1610, Lancaster.
- COSTAMAGNA L., BARCA S., DEL RIO M & PITTAU P. (2000, in stampa) - *Stratigrafia, paleogeografia ed analisi di facies deposizionale del Trias del Sarcidano-Gerrei (Sardegna SE)*. Boll. Soc. Geol. It., **119** (in stampa), Roma.
- COZZUPOLI D., DISCENDENTI A., LOMBARDI G. & NICOLETTI M. (1971) - *Cronologia K-Ar delle manifestazioni eruttive nel settore di Seui-Seulo (Barbagia-Sardegna)*. Period. Min., **40**: 113-124, Roma.
- COZZUPOLI D., GERBASI G., NICOLETTI M. & PETRUCCIANI G. (1984) - *Età K-Ar delle ignimbriti permiane di Galtelli (Orosei-Sardegna orientale)*. Rend. Soc. It. Min. Petr., **39**: 471-476, Milano.
- DAL PIAZ G.B. (1930) - *Atalodon, nuovo genere di perissodattilo dell'Eocene di Gonnese (Sardegna)*. Mem. Ist. Geol. R. Univ. Padova, **8**: 1929-1930, Padova.
- DAMIANI A.V. & GANDIN A. (1973a) - *L'affioramento triassico del Monte Maggiore di Nureci (Sardegna Centrale). Nota I*. Boll. Soc. Geol. It., **92**, 355-362, Roma.
- DAMIANI A.V. & GANDIN A. (1973b) - *La geologia e l'ambiente di sedimentazione della successione triassica di Monte Maggiore (Sardegna Centrale)*. Boll. Soc. Geol. It., **92** (suppl.): 41-81, Roma.
- DAMIANI A.V. & GANDIN A. (1973c) - *Il Muschelkalk della Sardegna centro-meridionale*. Boll. Serv. Geol. d'It., **64** (suppl.): 81-116, Roma.
- DE CASTRO C. (1890) - *Descrizione geologico-mineraria della zona argentifera del Sarrabus (Sardegna)*. Mem. Descr. Carta Geologica Italiana, 4: 68 pp, 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.
- 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. Geol. Paläont. Abh., **126**: 28-44, Stuttgart.
- DEL MORO A., LAURENZI M., MUSUMECI G. & PARDINI G. (1991) - *Rb/Sr and Ar/Ar chronology of the hercynian Mt. Grighini intrusive and metamorphic rocks (central-western Sardinia)*. Plinius, **4**: 121-122, Stuttgart.
- DEL RIO M. (1976) - *Analisi palinologica del Giurese della Sardegna centrale*. Boll. Soc. Geol. It., **95**: 619-631, Roma.
- DEL RIO M. (1985) - *Palyinology of Middle Jurassic black organic shale of "Tacco di Laconi", Central Sardinia*. Boll. Soc. Paleont. It., **23** (2): 325-342, Modena.

- DEL RIO M. & PITTAU P. (1998) - *The Upper Carboniferous of the S. Giorgio lacustrine basin (Iglesiente)*. In: P. PITTAU (Ed.): «*Palynological researches in Sardinia*», CIMP Symposium, Sardinia, 16-19 Sept. 1998, Field-book guide: 99-107, Cagliari.
- DESSAU G. (1956) - *Cenni sul giacimento di tungsteno e molibdeno di Perda Maiori (Sardegna)*. Boll. Soc. Geol. It., **75**: 239-254, Roma.
- DESSAU G., DUCHI G., MORETTI A. & OGGIANO G. (1982) - *Geologia della zona del Valico di Correboi (Sardegna centro-orientale). Rilevamento, tettonica e giacimenti minerali*. Boll. Soc. Geol. It., **101**: 497-522, Roma.
- DESSI' R., MANCA F., PINNA G., SANNA G., TEMUSSI I., BALORDI C., CADEL G. & PUXEDDU A. (1990) - *Joint-venture Progemisa-SIM per la ricerca dell'oro in Sardegna*. Boll. Soc. Min. Subalpina, **27**: 549-581, Torino.
- DETTORI B., MOUTON J. & PIETRACAPRINA A. (1980) - *Carta delle Risorse Idriche della Sardegna 1:250.000 e Note Illustrative alla Carta*. Ist. Mineral. Geol. Univ. Sassari, CAS.MEZ., 12 pp., Sassari.
- DETTORI B., MOUTON J. & PIETRACAPRINA A. (1984) - *Risultati preliminari dello studio "Ricerche idriche sotterranee in Sardegna"*. Atti Ist. Geoped. e Geol. Appl., **5** : 3-33, Sassari.
- DIENI I., FISCHER J.C., MASSARI F., SALARD-CHEBOLDAEFF M. & VOZENIN-SERRA C. (1983) - *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 dei dintorni di Orosei*. Rend. Acc. Naz. Lincei, Cl. Sc. Fis. Mat. Nat., s.8, **35**: 575-580, Roma.
- DIENI I. & MASSARI F. (1965) - *Le Crétacé inférieur d'Orosei (Sardaigne) et ses analogies avec celui du Sud-Est de la France*. Mém. B. R. G. M., **34**: 795-799, Paris.
- DIENI I. & MASSARI F. (1966a) - *I Foraminiferi del Valanginiano superiore di Orosei (Sardegna)*. Paleont. Ital., **61**: 75-186, Pisa.
- DIENI I. & MASSARI F. (1966b) - *Il Neogene ed il Quaternario nei dintorni di Orosei (Sardegna)*. Atti Acc. Naz. Lincei, Rend. Cl. Sc. Fis. Mat. Nat., s.2, **15**: 91-141, Roma.
- DIENI I. & MASSARI F. (1985) - *Mesozoic of eastern Sardinia*. In: A. CHERCHI (Ed.): «*Groupe Francaise du Crétacé, Excursion en Sardaigne*». 24-29 Maggio 1987, Dip. Sc. Terra Univ. Cagliari, PROGEMISA SpA, 145-149, Cagliari.
- DIENI I., MASSARI F. & POIGNANT A.F. (1979) - *Testimonianze di Paleocene marino in Sardegna*. Riv. Ital. Paleont., **85**: 481-516, Milano.
- DIENI I., MASSARI F. & STURANI C. (1966) - *Segnalazione di ammoniti nel Giurese della Sardegna orientale*. Acc. Naz. Lincei, Rend. Cl. Sc. Fis. Mat. Nat., s.8, **40**: 99-107, Roma.
- DI GREGORIO (1990) - *Geologia, geomorfologia, tendenze evolutive dei versanti e principali fenomeni di dissesto idrogeologico nella Sardegna Centrale*. Atti Conv. Intern. A.N.L.S.B., Biologia contemporanea, anno 2, no. **3**, Roma.
- DI GREGORIO F. & MAXIA C. (1973) - *Nota illustrativa alla Carta della erodibilità dei suoli della Sardegna*. Pubbl. Ist. Geol. Paleont. e Geogr. Fis. Univ. Cagliari, Cagliari.

- DI GREGORIO F. & MURGIA C. (1993) - *Valutazione e mappatura del rischio idrogeologico nella media valle del Rio Quirra (Sardegna SW)*. Rend. Sem. Fac. Sc. Univ. Cagliari, **63**: 87-118, Cagliari.
- DI MILIA A. (1988) - *Stratigrafia del Cambro-Ordoviciano della Sardegna Centrale (Arenarie di Solanas, Unità di Meana Sardo)*. Tesi di Dottorato, Univ. Pisa, Pisa.
- DI MILIA A. (1991) - *Upper Cambrian Acritarchs from the Solanas Sandstone Formation, Central Sardinia, Italy*. Boll. Soc. Paleont. It., **30**: 127-152, Modena.
- DI MILIA A. & TONGIORGI M. (1992) - *Reworked palynomorphs in the Solanas Sandstone (central Sardinia)*. In: L. CARMIGNANI & F.P. SASSI (Eds.): «*Contributions to the Geology of Italy with Special Regard to the Paleozoic Basements*», IGCP Project no. 276, Newsletter, **5**: 461-463, Siena.
- DI MILIA A. & TONGIORGI M. (1993) - *Tremadocian acritarch assemblages from the Solanas Sandstone Formation (nappe zone of central Sardinia)*. Mem. Soc. Geol. It., **49**: 193-204, Roma.
- DI MILIA A., PITTAU P. & TONGIORGI M. (1998) - *Palynology of the Solanas Sandstones formation in the Riu Araxisi Valley*. In: P. PITTAU (Ed.): «*Palynological researches in Sardinia*», CIMP Symposium, Sardinia, 16-19 Sept. 1998, Field-book guide: 5-13, Cagliari.
- DI PISA A., GATTIGLIO M. & OGGIANO G. (1992) - *Pre-Hercynian 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.): «*Contributions to the Geology of Italy with Special Regard to the Paleozoic Basements*», IGCP Pro. n. 276, Newsletter, **5**: 107-116, Siena.
- 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 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**: 979-1068, Milano.
- 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.
- EDEL J.B., MONTIGNY R. & THUZAT R. (1981) - *Late paleozoic rotations of Corsica and Sardinia: new evidence from Paleomagnetic and K-Ar studies*. Tectonophysics, **79**: 201-233, Amsterdam.
- ELTER F.M., MUSUMECI G. & PERTUSATI P.C. (1990) - *Late Hercynian shear zones in Sardinia*. Tectonophysics, **176**: 387-404, Amsterdam.
- 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. & SARRIA E. (1989) - *Assetto strutturale del basamento ercinico e relazioni tra i vari complessi tettonici del nord-est della Sardegna*. Atti Soc. Tosc. Sci. Nat., Mem., A, **96**: 81-105, Pisa.

- 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, Roma.
- FABRETTI P., SARTORI R., TORELLI L., ZITELLINI N. & BRANCOLINI G. (1995) - *La struttura profonda del margine orientale della Sardegna dall'interpretazione di sismica a riflessione ed a rifrazione*. Studi Geologici Camerti, Vol. Spec. 1995/2, 239-246, Camerino.
- FADDA S., FRANCESCHELLI M., GATTIGLIO M. & PANNUTI F. (1991) - *The crystallinity 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.
- FAO - UNESCO (1988) - *Soil map of the World: Revised Legend*. 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.
- 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.
- FERRETTI A., SERPAGLI E., LEONE F. & LOI A. (1998a) - *The Late Ordovician section Cea Brabetsza near S. Basilio*. ECOS VII Symposium, Sardinia, Field-book guide, E. SERPAGLI (Ed.), Giorn. Geol., spec. issue, s.3, **60**: 96-101, Bologna.
- FERRETTI A., SERPAGLI E., BARCA S. & LEONE F. (1998b) - *Late Ordovician conodonts from Umbrarutta, between Donigala and Lago Mulargia*. ECOS VII Symposium, Sardinia, Field-book guide, E. SERPAGLI (Ed.), Giorn. Geol., spec. issue, s.3, **60**: 202-208, Bologna.
- 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.
- FIORI M., PRETTI S. & URAS I. (1988a) - *L'oro nella metallogenesi sarda. Prime osservazioni*. Industria Mineraria, **4**: 1-8, Roma.
- FIORI M., PRETTI S. & URAS I. (1988b) - *The gold, a neglected element in sardinian metallogeny*. In: «*Bicentennial Gold*»: 397-399, Melbourne.
- FOIS S. (1929) - *La miniera di barite di Saralà in Sardegna*. Rass. Min. Met. Ital., **59**: 10, Roma.
- FOIS S. (1939) - *Note geologico-minerarie sul bacino carbonifero di Perdasdefogu*. Res. Ass. Min. Sarda, **44**: 115-128, Iglesias.
- FONDI R. (1979) - *Orme di microsauri nel Carbonifero superiore della Sardegna*. Mem. Soc. Geol. It., **20**: 347-356, Roma.
- FONDI R. (1985) - *I Trilobiti siluriani di Ballao (Gerrei, Sardegna sud-orientale)*. CNR, Gr. Lav. Paleoz.: 43-44, Siena.
- 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.
- FOURCADE E., AZEMA J., CHABRIER G., CHAUVEL P., FOUCAULT A. & RANGHEARD Y. (1977) - *Liaisons paléogéographiques au Mésozoïque entre les zones externes bétiques, baléares, corso-sardes et alpines*. Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn., s.2, 19: 377-388.

- FRANCAVILLA F., CASSINIS G., COCOZZA T., GANDIN A., GASPERI G., RAU A., TONGIORGI M. & VAI G.B. (1977) - *Macroflora e datazione di alcuni affioramenti (tardo) - post-ercinici presso il Lago Mulargia (Sardegna sud-orientale)*. Esc. Sardegna 1977, G.L.P. **2**: 31-33, Siena.
- FRANCESCHELLI M., GATTIGLIO M., PANNUTI F. & FADDA S. (1992) - *Illite crystallinity in pelitic rocks from the external and nappe zone of the Hercynian chain of Sardinia (Italy)*. In: L. CARMIGNANI & F.P. SASSI (Eds.): «*Contributions to the Geology of Italy with Special Regard to the Paleozoic Basements*», IGCP Pro. n. 276, Newsletter, **5**: 127-135, Siena.
- FRANKE W. (1989a) - *Tectonostratigraphic units in the Variscan belt of central Europe*. Geol. Soc. America, spec. paper, **230**: 67-90, Boulder.
- FRANKE W. (1989b) - *Variscan plate tectonics in central Europe - current ideas and open questions*. Tectonophysics, **169**: 221-228, Amsterdam.
- FREYDET P. (1997) - *Non marine Permian to Holocene algae from France and adjacent countries*. Ann. Paleont., **83** (4): 289-332, Paris.
- FREZZOTTI M.L. (1990) - *Genesi ed evoluzione delle fasi fluide in plutoniti orogeniche: inclusioni fluide e vetrose nei graniti ercinici della Sardegna*. Tesi di Dottorato, Univ. Siena.
- GANDIN A., TONGIORGI M., RAU A. & VIRGILI C. (1982) - *Some examples of the Middle-triassic marine trasgression in south-western Mediterranean Europe*. Geol. Rundsch., **71**: 881-894, Stuttgart.
- GARBARINO C., MACCIONI L., MINZONI N., PADALINO G., TOCCO S. & VIOLO M. (1980) - *Stratibound Copper-Lead-Zinc mineralization of the sardinian microplate, Italy*. Atti Symposium: «*European Copper Deposits*», 251-261, Belgrado.
- GARBARINO C., MACCIONI L., PADALINO G., TOCCO S. & VIOLO M. (1981) - *Le mineralizzazioni stratiformi di solfuri misti della Sardegna centrale quale prodotto di un vulcanismo di margine continentale di età ordoviciana: proposta di un modello geodinamico e genetico*. Mem. Soc. Geol. It., **22**: 145-150, Roma.
- GASPERI G. & GELMINI R. (1977) - *I bacini permo-carboniferi della Sardegna*. Esc. Sardegna, 1977, G. L. P., **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.
- GATTIGLIO M. & OGGIANO G. (1990) - *L'unità tettonica di Bruncu Nieddu e i suoi rapporti con le unità della Sardegna sud-orientale*. Boll. Soc. Geol. It., **109**: 547-555, Roma.
- GATTIGLIO M. & OGGIANO G. (1992) - *Stratigraphical and structural outline of the Riu Grappa tectonic unit (Southeastern Sardinia)*. In: L. CARMIGNANI & F.P. SASSI (Eds.): «*Contributions to the Geology of Italy with special regard to the Paleozoic basement*», IGCP Project no. 276, Newsletter, **5**: 143-146, Siena.
- GELMINI R. (1985) - *A palaeogeographical reconstruction of the permo-triassic circum-tyrrhenian area*. Boll. Soc. Geol. It., **104**: 561-574, Roma.
- GESSA S. (1993) - *Nouvelles données sur les Tentaculites du Devonien inférieur de la Sardaigne meridionale (Italie)*. C. R. Acad. Sci. Paris, **117**: 241-253, Paris.

- GHEZZO C., GUASPARRI G., PELLIZZER R., RICCI C.A. & SABATINI G. (1973) - *Guida alle escursioni sul cristallino sardo*. XXVII Congr. Soc. It. Min. Petr., Cagliari.
- GHEZZO C., GUASPARRI G., RICCOBONO F., SABATINI G., PRETTI S. & URAS I. (1984) - *Le mineralizzazioni a molibdeno associate al magmatismo intrusivo ercinico della Sardegna*. Rend. Soc. It. Min. Petr., **38**: 133-145, Milano.
- GHEZZO C., GUASPARRI G. & SABATINI G. (1972) - *Lineamenti geopetrologici del cristallino sardo. Le plutoniti e la loro successione negli eventi intrusivi*. Miner. Petr. Acta, **18**: 205-234, Bologna.
- GHEZZO C. & ORSINI J.B. (1982) - *Lineamenti strutturali e composizionali del batolite ercinico Sardo-Corso in Sardegna*. In: L. CARMIGNANI, T. COCOZZA, C. GHEZZO, P.C. PERTUSATI & C.A. RICCI (Eds.): «*Guida alla Geologia del Paleozoico sardo*», Soc. Geol. It., Guide Geologiche Regionali: 165-182, Cagliari.
- GIOVANNONI M.A. & ZANFRÀ S. (1978) - *Studio di Brachiopodi ordoviciani della Sardegna meridionale*. Boll. Serv. Geol. d'It., **99**: 85-232, Roma.
- GNOLI M. (1990) - *Occurrence of middle-late Silurian Nautiloids from S. Basilio area (Gerrei, Sardinia)*. Boll. Mus. Reg. Piemonte Sci. nat., **10** (2): 265-269, Torino.
- GNOLI M., LEONE F., OLIVIERI R. & SERPAGLI E. (1988) - *The Masoni Porcus section Arenarie di Solanas reference section from Uppermost Silurian-Lower Devonian in SW Sardinia*. Boll. Soc. Paleont. It., **27**: 323-334, Modena.
- GNOLI M., PAREA G.C., RUSSO F. & SERPAGLI E. (1979) - *Paleoecological remarks on the "Orthoceras Limestone" of southwestern Sardinia (Middle-Upper Silurian)*. Mem. Soc. Geol. It., **20**: 405-423, Roma.
- GORTANI M. (1923a) - *Faune paleozoiche della Sardegna. Parte I. Le Graptoliti di Goni*. Palaeontol. It., **28**: 51-67, Pisa.
- GORTANI M. (1923b) - *Faune paleozoiche della Sardegna. Parte II. Graptoliti della Sardegna orientale*. Palaeontol. It., **28**: 85-112, Pisa.
- GUASPARRI G., RICCOBONO F. & SABATINI G. (1984a) - *Hercynian Mo-mineralizations of porphyry-style in the sardinian batholith*. Rend. Soc. It. Min. Petr., **39**: 629-648, Milano.
- GUASPARRI G., RICCOBONO F. & SABATINI G. (1984b) - *Leucogranites of the sardinian batholith: petrologic aspects and their relevance to metallogenesis*. Period. Min., **53**: 17-52, Roma.
- HELMCKE D. (1973) - *Schichtgebundene NE-Metall- und F-Ba-Lagerstätten im Sarrabus-Gerrei-Gebiet, SE-Sardinien. II. Bericht: Zur Stratigraphie des Silur und Unterdevon der Lagerstättenprovinz Sarrabus-Gerrei*. N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **9**: 529-544, Stuttgart.
- HELMCKE D. & KOCH G. (1974) - *Schichtgebundene NE-Metall- und F-Ba-Lagerstätten im Sarrabus-Gerrei-Gebiet, SE-Sardinien. III. Bericht: Zur Altersstellung der Porphyroide in der Lagerstättenprovinz Sarrabus-Gerrei*. Z. dt. geol. Ges., **125**: 92-97, Stuttgart.
- I.S.S.C. - INTERNATIONAL SUBCOMMISSION ON STRATIGRAPHIC CLASSIFICATION OF IUGS (INTERNATIONAL COMMISSION ON STRATIGRAPHY) (1994) - *International Stratigraphic Guide*. Int. Un. Geol. Sci., Geol. Soc. of America., 214 pp., Boulder.

- JÄGER H. (1976) - *Das Silur und Unterdevon von thüringischen Thypus in Sardinien und seine regionalgeologische Bedeutung*. Nova Acta Leopoldina, **45**: 263-299, Leipzig.
- JÄGER H. (1977) - *The Silurian-Devonian boundary in Thuringia and Sardinia*. In: A. MARTINSSON (Ed.): «*The Silurian-Devonian boundary*», Int. Union Geol. Sci. Series A, **5**: 117-135, Stuttgart.
- KASTENS K., MASCLE J. & OTHERS (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.
- LA MARMORA A. (1857) - *Voyage en Sardaigne: Troisième Partie. Description Géologique et Paléontologique*. Torino: Bocca Impr. Royale, 2 volumi, 707 & 782 pp., Torino.
- LAURO C. (1970) - *Il giacimento di antracite di Seui (Barbagia-Sardegna)*. Period. Min., **39**: 209-242, 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.
- 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.
- LEHMANN B. (1975) - *Stratabound polymetallic and F-Ba-deposits of the Sarrabus-Gerrei region, SE-Sardinia. IV Report: Initial Variscan magmatism in SE- Sardinia*. N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1975**: 460-470, Stuttgart.
- LEONE M. (1981) - *Associazioni mineralogiche ed ambienti deposizionali delle formazioni ricche in ferro*. Rend. Soc. It. Min. Petr., **37** (1): 45-54, Milano.
- LEVERA C. (1938) - *Sardegna mineraria. III - Le miniere di ferro*. Ind. Min. It. Oltr., **12**, Milano.
- LOMBARDI G., COZZUPOLI D. & NICOLETTI M. (1974) - *Notizie geopetrografiche e dati sulla cronologia K-Ar del vulcanismo tardo-paleozoico sardo*. Period. Min., **43**: 221-312, Roma.
- LOVISATO D. (1894) - *Il Devoniano nel Gerrei (Sardegna)*. Atti Acc. Lincei, Rend. Cl. Sc. Fis. Mat. Nat., **3**: 131-135, Roma.
- MALAVIEILLE J. (1993) - *Late orogenic extension in mountain belts: insights from the Basin and Range and the Late Paleozoic Variscan belt*. Tectonics, **12**: 1115-1130, Washington.
- MARCELLO A. (1968) - *Bibliografia geo-mineraria del Cambrico-Ordoviciano inferiore della Sardegna*. 252 pp., Stab. Edit. Fossataro, Cagliari.
- MARCELLO A., PRETTI S., SALVADORI I. (1994) - *Introduction to the minerogenesis and the economic geology of Sardinia*. In: L. CARMIGNANI, C. GHEZZO, A. MARCELLO, P.C. PERTUSATI, S. PRETTI, C.A. RICCI & I. SALVADORI (Eds): «*16th General Meeting of the International Mineralogical Association, Pisa, Italy. Guide-book to the field excursion: «Petrology, geology and ore deposits of the Palaeozoic basement of Sardinia*», 37-43, Pisa.
- MARINI A. & MURRU M. (1983) - *Movimenti tettonici in Sardegna fra il Miocene superiore e il Pleistocene*. Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria, **6**: 39-42, Torino.
- MARINI C. (1984) - *Le concentrazioni residuali post-erciniche di Fe dell'Ogliastra (Sardegna orientale): contesto geologico e dati mineralogici*. Rend. Soc. It. Min. Petr., **39**: 229-238, Milano.

- MARTINI I.P., TONGIORGI M., OGGIANO G. & COCOZZA T. (1991) - *Ordovician alluvial fan to marine shelf transition in SW Sardinia, Western Mediterranean Sea: tectonically ("Sardic phase") influenced clastic sedimentation*. *Sedimentary Geology*, **72**: 97-115, Amsterdam.
- MASCLE J. & REHAULT J.P. (1990) - *A revised stratigraphy of the Tyrrhenian sea: implications for the basin evolution*. In: K.A. KASTENS & J. MASCLE (Eds.): «*Proceeding of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*», **107**: 617-636, College Station, TX.
- MATTE P. (1986a) - *La chaîne varisque parmi les chaînes paléozoïques péri atlantiques, modèle d'évolution et position des grands blocs continentaux au Permo-Carbonifère*. *Bull. Soc. géol. France*, **8**: 9-24, Paris.
- MATTE P. (1986b) - *Tectonics and plate tectonics model for the Variscan belt of Europe*. *Tectonophysics*, **126**: 329-374, Amsterdam.
- MATTEUCCI R. (1985) - *Ilerdian of Monte Cardiga (Perdasdefogu)*. In: A. CHERCHI (Ed.) «*Micropaleontological Researches in Sardinia - Guide Book. 19th European Micropaleontological Colloquium*», 195-199, Cagliari.
- MAUCHER A. (1965) - *Die Antimon-Wolfram-Quecksilber-Formation und ihre Beziehungen zu Magmatismus und Geotektonik*. *Freib. Forschungshefte*, **186**: 173-188, Friburg.
- MAXIA C. (1938a) - *Fluorite di Guardia Manna di Saralà (Sardegna Orientale)*. *Pubbl. Rend. Sem. Fac. Sc. Univ. Cagliari*, **8** (2): 98-99, Cagliari.
- MAXIA C. (1938b) - *Alcune osservazioni sulla flora autunniana di Perdasdefogu e sul Paleozoico recente della Sardegna*. *Riv. Ital. Paleont.*, **44**: 107-126, Milano.
- MAXIA C. (1941) - *Bibliografia Mineraria della Sardegna*. 248 pp., Istituto per gli Studi Sardi, Cagliari.
- MAXIA C., ULZEGA A. & MARINI C. (1973) - *Studio geomorfologico dei dissesti nel bacino del Rio Pardu (Sardegna centro-orientale)*. *Pubbl. Ist. Geol. Univ. Cagliari*, **12**, **121**: 1-9, Cagliari.
- MAXIA M. (1983) - *Segnalazioni di potenti successioni carbonifere marine nella Sardegna meridionale*. *Rend. Soc. Geol. It.*, **6**: 21-24, Roma.
- MAXIA M. (1985) - *Ricostruzione strutturale del tratto di catena ercinica sarda compresa nell'area tra il Sarrabus centro meridionale e il Gerrei*. In: «*Evoluzione stratigrafica, tettonica, metamorfica e magmatica del Paleozoico italiano*», 92-93, Siena.
- MAXIA M. (1988) - *New structural interpretation based on recent geological findings in central-southern Sardinia*. IGCP Project no.5, Newsletter, **8**: 78-80, Padova.
- MAXIA M. (1995) - *Il problema stratigrafico del Paleozoico Sardo*. *Plinius*, **14**: 205-207, Stuttgart.
- MENEGHINI J. (1857) - *Paleontologie de l'Île de Sardaigne ou description des fossiles recueillis dans cette contrée par le Général Albert de la Marmora pour faire suite à la troisième partie du Voyage en Sardaigne*. 568 pp., Ed. Bocca, Torino.
- 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.

- MINZONI N. (1975) - *La serie delle formazioni paleozoiche a sud del Gennargentu*. Boll. Soc. Geol. It., **94**: 347-365, Roma.
- MONTALDO F. (1970) - *Dissesti di versante di bacini idrografici della Sardegna*. Boll. Tecnico Ingegneri Architetti sardi, **20**, Cagliari.
- MONTALDO P., BARROCU G., VERNIER A., LARSSON I., WILBERG L., JACKS G. & HOUTKAMP H. (1973) - *Indagini idrogeologiche sulle acque sotterranee nelle rocce granitiche della Sardegna*. La Programmazione in Sardegna, n.48, Cagliari.
- MORETTI A. (1954) - *Sui movimenti franosi degli abitati di Osini e di Gairo (Nuoro)*. Boll. Serv. Geol. d'It., **75** (2): 427-450, Roma.
- MORI A. (1959) - *I nuovi laghi-serbatoi del Medio Flumendosa e la trasformazione del Campidano*. Boll. Soc. Geogr. Ital., serie VIII, **12**, Roma.
- MUNOZ M., COURJAULT-RADÉ P. & TOLLON F. (1992) - *The massive stibnite veins of the French Paleozoic basement: a metallogenic marker of the Late Variscan brittle extension*. Terra Nova, **4**: 171-177, Oxford.
- MURRU M. (1975) - *Primi risultati biostratigrafici sul Siluriano-Devoniano del M. Lora (Sardegna sud-orientale)*. Rend. Sem. Fac. Sc. Univ. Cagliari, **45**: 325-331, Cagliari.
- MURRU M. (1979) - *Nuovi lembi eocenici nella Sardegna sud-orientale*. Rend. Sem. Fac. Sc. Univ. Cagliari, **49** (3-4): 625-631, Cagliari.
- MUSUMECI G. (1991) - *Displacement calculation in a ductile shear zone: Monte Grighini shear zone (Central-Western Sardinia)*. Boll. Soc. Geol. It., **110**: 777, Roma.
- MUSUMECI G. (1992) - *Ductile wrench tectonics and exhumation of Hercynian metamorphic basement in Sardinia: Monte Grighini Complex*. Geodin. Acta, **5**: 119-133, Paris.
- NAUD G. (1979a) - *Les shales de Rio Canoni, formation-repère fossilifère dans l'Ordovicien supérieur de Sardaigne orientale. Conséquences stratigraphiques et structurales*. Bull. Soc. géol. France, **21**: 155-159, Paris.
- NAUD G. (1979b) - *Tentative de synthèse sur l'évolution géodynamique de la Sardaigne antépermienne*. Mem. Soc. Geol. It., **20**: 85-96, Roma.
- NAUD G. (1981) - *Confirmation de l'existence de la discordance angulaire anté-ordovicienne dans le Sarrabus (Sardaigne sud-orientale): conséquences géodynamiques*. C. R. Acad. Sci., **292**: 1153-1156, Paris.
- NAUD G. & PITTAU DEMELIA P. (1985) - *Première découverte d'acritarches du Cambrien moyen à supérieur basal et du Tremadoc-Arenigien dans la basse vallée du Flumendosa: mise en évidence d'un nouveau témoin de la Phase Sarde en Sardaigne orientale*. Atti Convegno: «Evoluzione stratigrafica, tettonica, metamorfica e magmatica del Paleozoico italiano», 39-40, Siena.
- NAUD G. & PITTAU DEMELIA P. (1987) - *Première découverte d'acritarches du Cambrien moyen à supérieur basal et du Tremadoc-Arenigien dans la basse vallée du Flumendosa: mise en évidence d'un nouveau témoin de la Phase Sarde en Sardaigne orientale*. IGCP No5 Newsletter, **7**: 85-86, Padova.

- NAUD G. & TEMPIER C. (1977) - *Schema stratigraphique et tectonique des formations paléozoïques de Sardaigne sud-orientale*. 7. Réunion Annuelle des Science de la Terre, Lione, 384, Lione.
- NICOLETTI M., ARDANESE L.M. & COLASANTI S. (1982) - *La granodiorite di Capo Carbonara (Sardegna, Italy) - Età Rb/Sr di fasi minerali in paragneiss*. Rend. Soc. It. Min. Petr., **38**: 765-768, Milano.
- NICOSIA M.L. (1968) - *Bibliografia del Paleozoico italiano*. 210 pp., C.N.R., Roma.
- NOVARESE V. (1917a) - *L'Autuniano in Sardegna*. Boll. Soc. Geol. It., **36**: 58-91, Roma.
- NOVARESE V. (1917b) - *Combustibili fossili di Sardegna*. Boll. Soc. Geol. It., **34**, 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: «*Struttura della Catena Ercinica in Sardegna. Guida all'escursione*», Gr. Inf. Geol. Strutt.: 147-167, Siena.
- OGGIANO G., PASCI S. & FUNEDDA A. (1995) - *Il Bacino di Chilivani-Berchidda: un esempio di struttura trastensiva. Possibili relazioni con la geodinamica cenozoica del Mediterraneo occidentale*. Boll. Soc. Geol. It., **114**: 465-475, Roma.
- OLIVIERI R. (1965) - *L'aspetto della fauna a Conodonti nel Devoniano superiore del Gerrei (Sardegna)*. Boll. Soc. Paleont. It., **4**: 28-63, Modena.
- OLIVIERI R. (1969) - *Conodonti e zonatura del Devoniano superiore e riconoscimento di Carbonifero inferiore nei calcari di Corona Mizziu (Gerrei-Sardegna)*. Boll. Soc. Paleont. It., **8**: 63-152, Modena.
- 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. Composition, structure, organisation d'ensemble. Sa place dans la chaîne Varisque française*. Ph.D. Thesis, Univ. Aix-Marseille III.
- PALOMBA M. & ULZEGA A. (1984) - *Geomorfologia dei depositi quaternari del Rio Quirra e della piattaforma continentale antistante (Sardegna occidentale)*. Rend. Sem. Fac. Sc. Univ. Cagliari, **54**: 109-121, Cagliari.
- PASCI S. (1995) - *La tettonica terziaria della Sardegna centro-settentrionale*. Tesi di Dottorato, Univ. Cagliari, 189 pp., Cagliari.
- PECORINI G. (1962) - *Nuove osservazioni sul Permico della Nurra (Sardegna nord-occidentale)*. Atti Acc. Naz. Lincei, **32** (3): 377-380, Roma.
- PECORINI G. (1974) - *Nuove osservazioni sul Permo-Trias di Escalaplano (Sardegna sud-orientale)*. Boll. Soc. Geol. It., **93**: 931-999, Roma.
- PECORINI G. & POMESANO CHERCHI A. (1969) - *Ricerche geologiche e biostratigrafiche sul Campidano meridionale (Sardegna)*. Mem. Soc. Geol. It., **8**: 421-451, Roma.
- PELLETTIER I. (1960) - *Le relief de la Sardaigne*. Rev. Geogr., **13**: 484 pp., Lyon.
- PENTA F. (1950) - *Memoria del Ferro in Italia*. Atti 19° Congr. Geol. Int.: 247-347, Algeri.

- PILI P. & SABA O. (1975) - *Presenza di Devoniano a Conodonti nelle rocce carbonatiche di Correboi (Sardegna centro-orientale)*. Boll. Soc. Sarda Sc. Nat., **15**: 3-8, Sassari.
- PIRINU N., BROTZU P., CALLEGARI E. & SECCHI F. (1996) - *Age and field relationships of albite rich monzosyenite intruded into the Sarrabus granitoids (SE Sardinia)*. Period. Mineral., **65**: 289-304, Roma.
- PITTAU P., DEL RIO M. & BARCA S. (1998) - *The Genn'Argiolas tectonic unit (Outer nappe zone): palynology and biostratigraphy*. In: P. PITTAU (Ed.): «*Palynological researches in Sardinia*», CIMP Symp., Sardinia, 16-19 Sept. 1998, Field-book guide: 25-41, Cagliari.
- PITTAU P. & FLAVIANI A. (1982) - *Aspects of the palinostratigraphy of the triassic Sardinia sequences (preliminary report)*. Rev. Palaeobot. Palynol., **37**: 329-343.
- PITTAU P. & FUNEDDA A. (1998) - *Transition San Vito Sandstones - volcanic complex at Bruncu Su Fenugu (Bassa Valle del Flumendosa)*. In: P. PITTAU (Ed.): «*Palynological researches in Sardinia*», CIMP Symp. Sardinia, 16-19 Sept. 1998, Field-book guide: 55-61, Cagliari.
- POLI G., GHEZZO C. & CONTICELLI S. (1989) - *Geochemistry of granitic rocks from the Hercynian Sardinia-Corsica batholith: Implication for magma genesis*. Lithos, **23**: 247-266, Amsterdam.
- POMESANO CHERCHI A. (1962) - *Discordanze e dislocazioni dell'Eocene nel Gerrei (Sardegna sud-orientale)*. Mem. Soc. Geol. It., **3**: 707-716, Roma.
- POMESANO CHERCHI A. (1963) - *I primi conodonti della Sardegna nei calcari neodevonic del Gerrei*. Pubbl. Ist. Geol. Univ. Cagliari, **7**: 1-11, Cagliari.
- POMESANO CHERCHI A. (1964) - *Microfacies eoceniche di Is Cantonis (Monte Gennas, Sardegna sud-orientale)*. Ric. Sci., **7**: 601-612, Roma.
- PRETTI S., SALVADORI I., URAS I., VALERA R., ZUFFARDI P. (1990) - *The metallogeny of Sardinia (Italy)*. Atti Acc. Naz. Lincei, serie IX, **1**: 23-48, Roma.
- PROGEMISA S.p.A. (1990) - *Convenzione "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. (1994) - *Studio delle Acque Sotterranee della Sardegna*. Ente Minerario Sardo, Reg. Aut. Sardegna, PROGEMISA SpA, 2 voll., Cagliari.
- 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. E. R. - REGIONE EMILIA-ROMAGNA (1994) - *I suoli dell'Emilia-Romagna*. Grafiche Zanini, Bologna.

- RICKARDS R.B., HOLLAND C.H. & SERPAGLI E. (1995) - *Aspects of Silurian and lower Ordovician graptolite faunas and stratigraphy*. Boll. Soc. Paleont. It., **34**: 67-80, Modena.
- RONCHI A. (1997) - *I prodotti sedimentari e vulcanici dei bacini permiani di Escalaplano e Perdasdefogu nella Sardegna sud-orientale: stratigrafia e loro inquadramento nell'evoluzione tardo-paleozoica del settore sud-europeo*. Tesi di Dottorato, Univ. Parma, 250 pp., Parma.
- 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. & SARRIA E. (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. & TINTORI A. (1997) - *First Amphibian find in Early Permian from Sardinia (Italy)*. Riv. Ital. Paleont. Strat., **103** (1): 29-38, Milano.
- ROSSI P. & COCHERIE A. (1991) - *Genesis of a Variscan batholith: field, petrological and mineralogical evidence from Corsica-Sardinia batholith*. Tectonophysics, **195**: 319-346, Amsterdam.
- SALVADORI I., URAS I. & ZUFFARDI P. (1982) - *I giacimenti minerari nel Paleozoico 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:55-63, Cagliari.
- SALVADORI I., URAS I. & ZUFFARDI P. (1986) - *The Paleozoic metallogenesis of Sardinia in relation to its geological evolution*. In: CARMIGNANI L., COCOZZA T., GHEZZO C., PERTUSATI P.C. & RICCI C.A. (Eds.): «*Guide book to the Excursion on the Paleozoic Basement of Sardinia*». IGCP Project no. 5, Newsletter, spec. issue, 31-41, Siena.
- SALVADORI I. & ZUFFARDI P. (1986) - *Memorie e miniatori della Sardegna*. Editto a cura del Consiglio Regionale della Sardegna, Reg. Aut. Sardegna, Cagliari.
- SANDERSON D.J. (1974) - *The development of fold axes oblique to the regional trend*. Tectonophysics, **16**: 55-70, Amsterdam.
- SARRIA E. (1987) - *Ricerche nel bacino antracitifero di Perdasdefogu - Relazione geologica*. In: «*Progetto di ricerca Antracite, Sardegna centrale*», PROGEMISA SpA, rel. int., 77 pp., Cagliari.
- SARRIA E. & SERRI R. (1986) - *Tettonica compressiva tardopaleozoica nel bacino antracitifero di Seui (Sardegna Centrale)*. Rend. Soc. Geol. It., **9**: 7-10, Roma.
- SARTORI F. (1939) - *Osservazioni sui giacimenti sardi di antracite e lignite*. Res. Ass. Min. Sarda, **44**, Iglesias.
- SARTORI R. (1989) - *Evoluzione neogenico-recente del bacino tirrenico e suoi rapporti con la geologia delle aree circostanti*. Giorn. Geol., **51**: 1-39, Bologna.
- 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 655 in the Tyrrhenian Sea: implications about the nature of the East Sardinia passive continental*

- margin. In: K. KASTENS, J. MASCLE & ET AL. (Eds.): «*Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*», **107**: 29-35, College Station, TX.
- SCANDONE P. & PATACCA E. (1984) - *Tectonic evolution of the Central Mediterranean area*. Ann. Geoph., **2**: 139-142, Paris.
- SCHARBERT S. (1978) - *Supplementary remarks on "Rb/Sr ages and geopetrologic evolution of crystalline rocks in southern Sulcis (Sardinia)" by T. Cocozza et alii (1977)*. N. Jb. Paleont. Mh., (1978), **1**: 59-64, Stuttgart.
- SCHNEIDER H.H. (1975) - *Lithostratigraphy of the San Vito Formation at San Nicolò Gerrei (SE-Sardinia) and some tectonic consideration on the Villasalto Fault*. Boll. Soc. Geol. It., **93**: 927-936, Roma.
- SCHNEIDER H.J. (1972) - *Schichtgebundene NE-Metall- und F-Ba-Lagerstätten im Sarrabus-Gerrei-Gebiet, SE-Sardinien. I. Bericht: Zur Lagerstättenkunde und Geologie*. N. Jb. Miner. Mh., **12**: 529-541, Stuttgart.
- SCHOLLE P.A., PERYT T.M. & D.S. U.-S. (1995a) - *The Permian of Northern Pangea. Volume 1: Paleogeography, Paleoclimates, Stratigraphy*. Springer Verlag, 261 pp., Berlin.
- SCHOLLE P.A., PERYT T.M. & D.S. U.-S. (1995b) - *The Permian of Northern Pangea. Volume 2: Sedimentary Basins and Economic Resources*. Springer Verlag, 312 pp., Berlin.
- SECCHI F.A. (1987) - *Petrogenesi dei "Granitoidi" dell'Arburese (Sardegna Sud occidentale)* Tesi di Dottorato, Cons. Univ. Genova-Cagliari-Torino.
- 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 melts*. Chemical Geology, **92**: 213-249.
- SECCHI F.A. & D'ANTONIO M. (1996) - *Inferences of Sr, Nd and O isotopic tracers on the origin and evolution of a gabbronorite-granodiorite sequence from southern Hercynian chain of Sardinia. A case study from the Arburese igneous complex and its comparison with the earlier sequences of Sarrabus area*. Period. Mineral., **65**: 257-273, Roma.
- SEGRE A.G. (1964) - *Bibliografia Geologica d'Italia: Sardegna*. C.N.R., 387 pp., Roma.
- SERPAGLI E. (1982) - *Le conoscenze paleontologiche del Paleozoico 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: 25-32, Cagliari.
- SERPAGLI E., CORRADINI C. & FERRETTI A. (1998) - *Conodonts from a Ludlow-Pridoli section near the Silius village*. ECOS VII Symposium, Sardinia, Field-book guide, E. SERPAGLI (Ed.), Giorn. Geol., spec. issue, s.3, **60**: 104-111, Bologna.
- SIMPSON C. & SCHMID S.M. (1983) - *An evaluation of criteria to deduce the sense of movement in sheared rocks*. Geol. Soc. Am. Bull., **94**: 1281-1288, Boulder.
- SOIL SURVEY STAFF (1990a) - *Soil Survey Manual*. Soil Conservation Service.
- SOIL SURVEY STAFF (1990b) - *Keys to Soil Taxonomy*. Virginia Polytechnic Inst. and State Univ., SMSS Technical Monograph n.19.
- SPALLETTA C. & VAI G.B. (1982) - *Contatto Devoniano pelagico - flysch ercinico a Villasalto (Gerrei)*. In: L. CARMIGNANI, T. COCOZZA, C. GHEZZO, P.C. PERTUSATI & C.A. RICCI (Eds.):

- «Guida alla Geologia del Paleozoico Sardo», Soc. Geol. It., Guide Geologiche Regionali: 117-118, Cagliari.
- STARA P., RIZZO R. & BRIZZI G. (1993) - *Sarrabus - Miniere e Minerali*. 208 pp., Stige Milano s.r.l., Milano.
- STELLA A. (1940) - *Sui giacimenti ferriferi sardi dell'Ogliastra*. Boll. Soc. Geol. It., **59**: 32-34, Roma.
- STILLE H. (1939) - *Bemerkungen betreffend die "Sardische Faultung" und den Ausdruck "Ophiolitisch"*. Zs. Deutsc. Geol. Ges., **91**: 771-773, Stuttgart.
- TARICCO M. (1911) - *Osservazioni geologico-minerarie sui dintorni di Gadoni e sul Gerrei*. Boll. Soc. Geol. It., **30**: 113-150, Roma.
- TARICCO M. (1924) - *Il bacino lignitifero di Gonnese (Provincia di Cagliari)*. Boll. R. Uff. Geol. d'It., **49** (9): 1-14, Roma.
- TARICCO M. & SOTGIA T. (1922) - *Bibliografia geologica, paleontologica, mineralogica e mineraria della Sardegna*. Boll. Soc. Geol. It., **41**: 373-437, Roma.
- TEICHMÜLLER R. (1931) - *Zur Geologie des Thyrrhenisgebietes. Teil 1: Alte und junge Krustenbewegungen im südlichen Sardinien*. Ges. Wiss. Göttingen, Math.-Phys. Kl., Nachrichten, **3**: 857-950, Göttingen.
- TESTA L. (1922) - *Il Cambriano nel Sarrabus*. Res. Ass. Min. Sarda, **27** (5): 19, Iglesias.
- THORNTHWAITE C.W. & MATHER J.R. (1957) - *Instructions and tables for computing potential evapotranspiration and the water balance*. Publ. Clim. Drexel Inst. Techn., **10**, Drexel.
- TOBISCH O.T. & PATERSON S.R. (1988) - *Analysis and interpretation of composite foliations in areas of progressive deformation*. J. Struct. Geol., **10**: 745-754, Oxford.
- TONGIORGI M., ALBANI R. & DI MILIA A. (1984) - *The Solanas sandstones of Central Sardinia: new paleontological data (Acritarchs) and an attempt of geological interpretation (a "post-sardinian" molasse?)*. Bull. Soc. géol. France, **26**: 665-680, Paris.
- TONGIORGI M., BELLAGOTTI E., DI MILIA A. & TRASCIATTI M. (1982) - *Prima datazione su basi paleontologiche (Acritarchi) della Formazione di Solanas (Tremadociano-Arenigiano) (Meana Sardo, Sardegna Centrale)*. In: 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: 127-128, Cagliari.
- TRAVERSA G. (1969a) - *Permian volcanism in Sardinia*. IGCP Project no.5, Newsletter, **1**: 127-140, Padova.
- TRAVERSA G. (1969b) - *Sulla giacitura ed età di alcuni filoni basici nelle vulcaniti permiane della Gallura (Sardegna settentrionale)*. Rend. Soc. Min. It., **25**: 149-155, Milano.
- TRAVERSA G. & VACCARO C. (1992) - *REE distribution in the late Hercynian dykes from Sardinia*. In: L. CARMIGNANI & F.P. SASSI (Eds.): «Contributions to the Geology of Italy with Special Regard to the Paleozoic Basements», IGCP Pro. no. 276, Newsletter, **5**: 215-226, Siena.
- TRAVERSO G.B. (1890) - *Nota sulla Geologia e sui Giacimenti Argentiferi del Sarrabus*. Editore F.lli Casanova, 59 pp., Torino.

- ULZEGA A. (1988) - *Carta geomorfologica della Sardegna marina e continentale*. CNR, P. F. «Oceanografia e Fondi marini», Cartografia IGDA, Officine Grafiche Istituto Geografico De Agostini, Novara.
- 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. & MARINI C. (1977) - *L'évolution des versants dans la vallée du Rio Pardu, (Sardaigne centre-orientale)*. Z. Geomorph. N. F., **21** (4): 466-474, Berlin-Stuttgart.
- 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.M. (1991) - *Geochronology and Sr isotope geochemistry of late-Hercynian dykes from Sardinia*. Schweiz Mineral. Petrogr. Mitt., **71**: 221-229, Zürich.
- VAI G.B. & COCOZZA T. (1974) - *Il "Postgotlandiano" sardo, unità sinorogenica ercinica*. Boll. Soc. Geol. It., **93**: 61-72, Roma.
- VALERA R. (1974) - *Genesi ed evoluzione delle mineralizzazioni del Sarrabus (Sardegna sud-orientale)*. Rend. Soc. It. Min. Petr., **30** (2): 1081-1108, Milano.
- VALERA R. & PANI D. (1996) - *La Metallogenesi fluorifera alpina in Sardegna*. Atti Congr. Intern. Centenario Ass. Min. Sarda, Ottobre 1996, **3**: 323-331, Iglesias.
- 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**: 41-93, Cagliari.
- VARDABASSO S. (1950) - *Il Permico in Sardegna*. Rend. Acc. Naz. Lincei, **20**, **8**: 540-545, Roma.
- VARDABASSO S. (1952) - *Sull'origine paleoclimatica dei giacimenti di ferro dell'Ogliastra*. Atti XIX Congr. Geol. Intern., Algeri.
- 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, Pisa.
- 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 Simposio sul Verrucano, settembre 1965, Soc. Tosc. 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.
- VARDABASSO BONICELLI S. (1971) - *Genesi del reticolo idrografico della Sardegna*. Rend. Sem. Fac. Sc. Univ. Ca., **41**: 1-23, Cagliari.

- VENERANDI I. (1968) - *Il giacimento a molibdenite e wolframite di Perda Majori (studio micrografico)*. Rend. Ist. Lomb. Sc. Lett., A, **102**: 678-716, Milano.
- VETTER P. (1980a) - *Geologie des gisements de combustible fossiles*. - 26° C.G.I. Paris, G23, Excursion 91 C, Livret guide: 2-5, Paris.
- VETTER P. (1980b) - *Les bassins limniques du Massif Central*. 26° C.G.I., G23, Excursion 91 C, Livret guide: 15-19, Paris.
- VINASSA DE REGNY P. (1927) - *Fossili ordoviciani sardi. parte I*. Mem. R. Acc. Lincei, **6**: 437-496, Roma.
- VINASSA DE REGNY P. (1942) - *Fossili ordoviciani sardi. parte II*. Mem. R. Acc. d'It., **12**: 1025-1055, Roma.
- WESTPHAL M., ORSINI J. & VELLUTINI P. (1976) - *Le microcontinent Corso-Sardegna, sa position initiale: données paléomagnétiques et raccords géologiques*. Tectonophysics, **30**: 141-157, Amsterdam.
- WILLIAMS P.F. & COMPAGNONI R. (1983) - *Deformation and metamorphism in the Bard area of Sesia-Lanzo Zone, Western Alps, during subduction and uplift*. J. Metamorph. Geol., **1**: 117-140, Oxford.
- ZIEGLER A. (1980) - *Northwestern Europe: subsidence patterns of post-variscan basins*. 26° CGI - Colloque 6 - Géologie de l'Europe, Paris.
- ZUFFARDI P. (1967) - *Sedimentary ores of Middle Silurian in Sardinia*. 15th Inter-University Geol. Congr., 207-239, Leichestet.
- ZUFFARDI P. (1968a) - *Transformism in the genesis of ore deposits: examples from Sardinia Lead-Zinc deposits*. 23rd Int. Geol. Congr., **7**: 137-149.
- ZUFFARDI P. (1968b) - *Il problema delle acque sotterranee in Sardegna*. Atti Seminario: «Acque in Sardegna», 1968, Cagliari.

PROGETTO
CARG

PROGETTO
CARG

PROGETTO
CARG