



I S P R A

Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale

SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA

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

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

foglio 412

LA MADDALENA

A cura di:

G. Oggiano⁽¹⁾, A. Aversano⁽³⁾, G.P. Cherchi⁽⁴⁾, A. Di Pisa⁽¹⁾

Area marina: P. Orrù⁽²⁾, A. Ulzega⁽²⁾, C. Pintus⁽²⁾, G. Puliga⁽²⁾

Hanno inoltre collaborato per:

le procedure di telerilevamento: **R. Salvini⁽⁵⁾** e **L. Disperati⁽⁵⁾**

l'allestimento del testo e delle figure: **D. Graziosi⁽⁵⁾**

(1) Istituto di Scienze Geologico Mineralogiche, Università di Sassari.

(2) Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Cagliari;

(3) Regione Autonoma della Sardegna - Progemisa S.p.A;

(4) Progemisa S.p.A - Cagliari;

(5) Dipartimento Scienze della Terra e Centro di GeoTecnologie, Università degli Studi di Siena.

Enti realizzatori



Parco della Maddalena



Università degli Studi di Sassari

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

**Responsabile del Progetto CARG per il Servizio Geologico d'Italia:
F. Galluzzo**

**Responsabile del Progetto CARG per l'Università di Sassari:
I. Camarda**

PER IL SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA - ISPRA

Revisione scientifica:

D. Berti, R. Graciotti, M.P. Pampaloni, M. Pantaloni, C. Muraro
(parte a terra)

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

Coordinamento cartografico:

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

Revisione informatizzazione dei dati geologici:

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

Coordinamento editoriale:

D. Tacchia, F. Pilato

PER L' UNIVERSITÀ DI SASSARI

Coordinamento editoriale allestimento cartografico:

L. Giannetti (coordinatore), **D. Graziosi** (Centro di GeoTecnologie,
Università degli Studi di Siena)

Coordinamento informatizzazione dei dati geologici:

L. Giannetti (coordinatore), **F. Gamberi** (Centro di GeoTecnologie,
Università degli Studi di Siena)

*Informatizzazione e allestimento cartografico per la stampa dalla Banca
Dati a cura del **Laboratorio Cartografia digitale e GIS**, Centro di GeoTecnologie,
Università degli Studi di Siena*

Gestione tecnico-amministrativa del Progetto CARG:

M.T. Lettieri (*Servizio CARG - Dipartimento Difesa del Suolo - ISPRA*)

INDICE

I	- INTRODUZIONE	Pag.	7
1.	- INQUADRAMENTO GEOLOGICO REGIONALE E LAVORI PRECEDENTI.....	»	8
1.1	- CARATTERI GENERALI.....	»	8
1.1.1	- <i>Il complesso metamorfico di alto grado</i>	»	11
1.1.2	- <i>Il Complesso intrusivo ercinico</i>	»	12
1.1.3	- <i>Plutoniti basiche</i>	»	15
1.1.4	- <i>Monzograniti</i>	»	15
1.1.5	- <i>Leucomonzograniti s.l.</i>	»	16
1.1.6	- <i>Graniti scistosi peralluminosi</i>	»	17
2.	- CARATTERI GEOGRAFICI GENERALI.....	»	18
2.1	- LINEAMENTI DELLE MORFOSTRUTTURE DEL PAESAGGIO.....	»	18
2.1.1	- <i>La linea di costa - Promontori baie</i>	»	19
2.1.2	- <i>Filoni</i>	»	20
2.1.3	- <i>Paleo - idrografia e alvei sommersi</i>	»	20
2.1.4	- <i>Le valli di sommersione "Rias"</i>	»	20
2.1.5	- <i>Idrografia superficiale</i>	»	21
2.1.6	- <i>Piattaforma interna - esterna - scarpata</i>	»	21
3.	- LINEAMENTI GEOMORFOLOGICI.....	»	22
3.1	- CARATTERI MORFOLOGICI DELL'AREA EMERSA.....	»	23
3.1.1	- <i>Forme costiere</i>	»	24
3.1.2	- <i>Forme dei rilievi</i>	»	24
3.2	- CARATTERI MORFOLOGICI DELL'AREA SOMMERSA.....	»	25
3.2.1	- <i>Elementi morfologici e variazioni eustatiche</i>	»	26
3.2.2	- <i>Elementi morfologici e idrografia sommersa</i>	»	27
4.	- DINAMICA METEO-MARINA.....	»	28
4.1.	- VENTO DOMINANTE.....	»	28
4.2.	- DIREZIONE DOMINANTE DELLE ONDE.....	»	28
4.3.	- DERIVA LITORALE E CORRENTI TRATTIVE DEL FONDO.....	»	29
II	- STRATIGRAFIA	»	31
1.	- IL COMPLESSO METAMORFICO DI ALTO GRADO.....	»	32
1.1	- GNEISS MIGMATITICI DELL'ISOLA DI S. MARIA (GGT).....	»	32
1.2	- LEUCOGRANITI PERALLUMINOSI SCISTOSI (LRS).....	»	33
2	- IL COMPLESSO INTRUSIVO TARDO - ERCINICO.....	»	35

2.1	- UNITÀ INTRUSIVA DI BARRABISA (BBA).....»	35
2.1.1	- <i>Granodioriti. Facies Barrabisa (BBA_a)</i>»	35
2.2	- UNITÀ INTRUSIVA DELL'ISOLA DE LA MADDALENA (MDN).....»	35
2.2.1	- <i>Sub unità di M. Guardia Vecchia (MDN₁)</i>»	36
2.2.1.1	- Monzograniti Facies Punta Tegge (MDN_{1a}).....»	36
2.2.1.2	- Monzograniti. Facies Padule (MDN_{1b}).....»	36
2.2.1.3	- Monzograniti. Facies Cala Francese (MDN_{1c}).....»	37
2.2.1.4	- Leucomonzograniti biotitici. Facies Porto Lungo (MDN_{1d}).....»	38
2.2.1.5	- Leucograniti. Facies Punta di Li Colmi (MDN_{1e}).....»	38
2.2.2	- <i>Sub unità di Punta La Gatta-Teialone (MDN₂)</i>»	39
2.2.2.1	- Monzograniti. Facies Baia Trinita (MDN_{2a}).....»	39
2.2.2.2	- Monzograniti. Facies Spalmatore (MDN_{2b}).....»	39
2.2.2.3	- Micromonzograniti. Facies M. Rasu (MDN_{2c}).....»	39
2.2.2.4	- Leucomonzograniti biotitici. Facies M. Arbuticci (MDN_{2d}).....»	40
2.2.2.5	- Leucograniti. Facies Punta Coticcio (MDN_{2e}).....»	40
2.2.2.6	- Leucograniti a muscovite e granato. Facies Punta la Crucitta (MDN_{2f}).....»	40
2.2.2.7	- Sienograniti Facies Abbatoggia (MDN_{2g}).....»	41
2.2.3	- <i>Sub unità di Giardinelli (MDN₃)</i>»	41
2.2.3.1	- Granodioriti monzogranitiche. Facies Moneta (MDN_{3a}).....»	41
2.2.3.2	- Granodioriti monzogranitiche. Facies Garibaldi (MDN_{3b}).....»	41
2.3	- UNITÀ INTRUSIVA DI PALAU.....»	42
2.3.1	- <i>Monzograniti. Facies Palau (PAU_a)</i>»	42
2.3.2	- <i>Monzograniti. Facies Porto Rafael (PAU_b)</i>»	42
3.	- IL SISTEMA FILONIANO.....»	43
3.1	- FILONI BASALTICI A SERIALITÀ TRANSIZIONALE (fb).....»	44
3.2	- FILONI CALCALCALINI INTERMEDI (fd).....»	46
3.3	- FILONI CALCALCALINI ACIDI: FILONI DACITICI, RIODACITICI (fr) E ALCALIRIOLITICI E RIOLITI (ft).....»	46
3.4	- FILONI IDROTERMALI A QUARZO PREVALENTE (fq).....»	47
4.	- DEPOSITI QUATERNARI DELL'AREA CONTINENTALE.....»	48
4.1	- SINTEMA DI SANTA TERESA DI GALLURA (TGA).....»	48
4.1.1	- <i>Subsintema di Longone (TGA₁)</i>»	48
4.1.2	- <i>Subsintema di Cannigione (TGA₂)</i>»	49
4.2	- DEPOSITI OLOCENICI.....»	49
4.2.1	- <i>Deposito eolico (d)</i>»	49

4.2.2	- Deposito di spiaggia e dei cordoni litorali antichi (g2a, g2b) ... »	50
4.2.3	- Deposito palustre (e5) »	50
4.2.4	- Deposito alluvionale (b) »	50
4.2.5	- Coltre eluvio - colluviale (b2) »	51
5.	- DEPOSITI QUATERNARI DELL'AREA MARINA »	52
5.1.	- AMBIENTE LITORALE »	52
5.1.1.	- Beach rock (g10) »	52
5.1.2.	- Deposito di spiaggia sommersa (g3) »	52
5.2.	- AMBIENTE DI PIATTAFORMA »	53
5.2.1.	- Deposito bioclastico (g12) »	53
5.2.2.	- Prateria a fanerogame marine (g4) »	54
5.2.3.	- Deposito di piattaforma interna (g19) »	55
5.2.4.	- Deposito di piattaforma esterna (g21) »	55
5.2.5.	- Substrato metamorfico indifferenziato (smi) »	56
III	- TETTONICA »	57
1.	- TETTONICA DEL COMPLESSO INTRUSIVO »	57
2.	- PALEOMAGNETISMO »	59
2.1	- METODOLOGIA E CAMPIONAMENTO »	59
2.2	- RISULTATI »	59
3.	- TETTONICA POST-ERCINICA »	60
IV	- PROCEDURE DI TELERILEVAMENTO »	63
V	- GEOCRONOLOGIA ISOTOPICA »	69
VI	- ANALISI CHIMICHE »	73
VII	- GEOLOGIA APPLICATA E CAVE STORICHE »	75
VIII	- GEOLOGIA MARINA »	79
1.	- LINAMENTI GEOLOGICI »	79
1.1.	- LITOLOGIE AFFIORANTI NEL SETTORE SOMMERSO »	81
1.2.	- PIATTAFORMA CONTINENTALE INTERNA »	82
1.3.	- PIATTAFORMA CONTINENTALE ESTERNA »	82
1.4.	- SCARPATA CONTINENTALE »	83
1.4.1.	- <i>Il Canyon sottomarino</i> »	83
2.	- DINAMICA DEI SEDIMENTI »	83

2.1.	- DISTRIBUZIONE DEI SEDIMENTI.....»	84
2.2.	- STRUTTURE SEDIMENTARIE»	85
2.3.	- EVOLUZIONE PALEOGEOGRAFICA DEL PAESAGGIO.....»	85
3.	- PRINCIPALI BIOCENOSI.....»	86
3.1.	- <i>POSIDONIA OCEANICA</i>»	87
3.2.	- BIOCOSTRUZIONI»	88
4.	- METODOLOGIE DELLA RICERCA.....»	88
4.1.	- METODI DI ACQUISIZIONE DATI»	90
4.2.	- INTERPRETAZIONE DEI DATI»	91
5.	- CARATTERI TETTONICO-STRUTTURALI.....»	94
6.	- IL PARCO NAZIONALE DELLA MADDALENA»	96
6.1.	- FATTORI DI VULNERABILITÀ.....»	97
IX	- BIBLIOGRAFIA»	99
	- APPENDICE 1 - ACQUISIZIONE DATI MARINI»	111

I - INTRODUZIONE

Il rilevamento del Foglio 412 “La Maddalena” della Carta Geologica d’Italia in scala 1:50.000 viene realizzato a completamento delle aree limitrofe già rilevate nell’ambito del Progetto CARG (Legge 305/89), Foglio 411 “Santa Teresa di Gallura”, Foglio 428 “Arzachena”, tramite convenzione tra Servizio Geologico d’Italia e Regione Autonoma della Sardegna (fig. 1).

Le attività di rilevamento geologico, l’elaborazione dei dati analitici sia petrografici che strutturali rilevati sul terreno ed in foto aerea sono state affidate dal Servizio Geologico d’Italia all’Università di Sassari ed eseguiti da: A. Aversano, G.P. Cherchi, G. Oggiano; i rilevamenti a mare all’Università di Cagliari ed eseguiti da P. Orru, C. Pintus, G. Puliga; l’allestimento stampa all’Università di Siena. Le attività sono state realizzate con un “Accordo di Programma” (Funzionario Delegato Prof. Ignazio Camarda). Il supporto finanziario è stato garantito per il 50% dall’ISPRA e per il rimanente 50% dall’Ente Parco de La Maddalena.

L’area di studio, ubicata nel settore nord-orientale della Sardegna, comprende quasi tutto l’arcipelago dell’Isola de La Maddalena, corrispondente al Foglio 412 della cartografia nazionale alla scala 1:50.000.

Le aree del rilevamento ricadono nelle carte topografiche esistenti (C. T. R.), alla scala 1:10.000 (412050 “Isola la Presa”, 412090 “Isola Budelli”, 412100 “Isola Maddalena”, 412130 “La Maddalena”, 412140 “Isola Caprera” e 412150 “Isole Monaci”) (fig.2).

La parte emersa è costituita prevalentemente da rocce granitoidi ed in minor misura da metamorfiti di alto grado, con una straordinaria continuità di affioramento. Queste rocce esibiscono una grande varietà di strutture e discontinuità successive alla loro messa in posto, che, in base ai dati radiometrici disponibili, è riconducibile al Carbonifero superiore - Permiano inferiore.

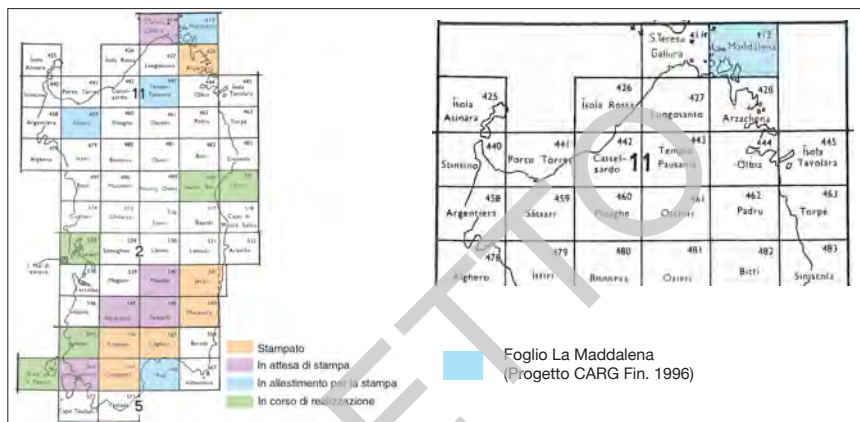


Fig. 1 - Aree del Progetto CARG in Sardegna.

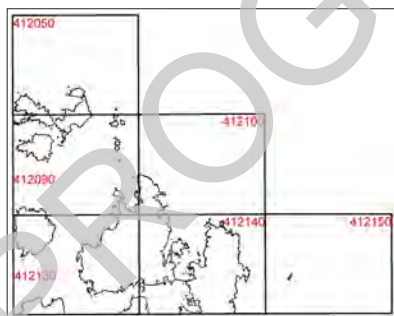


Fig. 2 - Elementi topografici alla scala 1:10.000 (C.T.R., Reg. Sardegna) del F. 412 La Maddalena.

1. - INQUADRAMENTO GEOLOGICO REGIONALE E LAVORI PRECEDENTI

Il rilevamento delle aree granitiche ha sempre sofferto della difficoltà di rappresentare le strutture, anche quelle molto evidenti da foto aerea (fratture, giunti, filoni, ecc.). Per questo motivo, spesso, le legende delle carte geologiche di aree granitiche riportano solamente indicazioni generiche sulla composizione delle rocce granitoidi; si soffermano piuttosto sugli aspetti cromatici e sulle dimensioni della grana essendo precedenti alla classificazione su basi modali come suggerita dallo IUGS e dal relativo diagramma classificativo. Questi sono anche i criteri adottati nel rilevamento dei fogli 167, 168 e 169 della Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000 rilevata tra gli anni 50 e 60 del secolo scorso. Non sono molti i

lavori sull'Arcipelago de La Maddalena e riguardano principalmente la mineralogia di alcune zeoliti trovate nelle pegmatiti associate ai graniti di Cala francese (RIMATORI, 1902) e studi minero-petrografici sui granitoidi (CONTI, 1964; 1966; CONTI & TRAVERSA, 1968).

Le moderne metodologie di rilevamento sia da foto aerea e satellitare che sul terreno (analisi strutturale degli elementi planari e lineari, primari e secondari, e analisi della anisotropia magnetica residua) consentono l'elaborazione di carte geologiche, che al pari della carte geologiche di aree sedimentarie e/o metamorfiche polideformate, sono in grado di identificare corpi geologici tridimensionali (unità intrusive), le loro reciproche relazioni geometriche, la loro strutturazione interna primaria e secondaria (es. foliazione magmatica e fratturazione fragile).

1.1. - CARATTERI GENERALI

La Sardegna è classicamente divisa in tre complessi geologici che affiorano per estensioni circa equivalenti: il basamento metamorfico ercinico, il complesso intrusivo tardo-ercinico, le successioni sedimentarie e vulcaniche tardo - erciniche, mesozoiche e cenozoiche (fig.3).

Il basamento sardo è un segmento della Catena Ercinica sud-europea che dalla maggior parte degli Autori è considerata una catena collisionale con subduzione di crosta oceanica e metamorfismo di alta pressione a partire dal Siluriano (CORTESOGNO *et alii*, 2004), collisione continentale con importante ispessimento crostale, retrometamorfismo barroviano (datato a 339-350 Ma; DEL MORO *et alii* 1991; DI VINCENZO *et alii* 2004) e magmatismo intrusivo ed effusivo durante il Carbonifero superiore - Permiano (ROSSI & COCHERIE 1991).

In Sardegna la geometria collisionale della Catena Ercinica è ancora ben riconoscibile. Secondo CARMIGNANI *et alii* (1992a, 1994) il margine armoricano sovrascorso è rappresentato dal complesso metamorfico di alto grado che affiora nella Sardegna settentrionale, mentre il margine del Gondwana subdotto è rappresentato da un complesso metamorfico di basso e medio grado strutturato in un edificio a falde, a sua volta suddiviso in falde interne e falde esterne, che affiora nella Sardegna centrale e sudorientale. I due complessi sono separati dalla linea Posada - Asinara, lungo la quale affiorano frammenti di crosta oceanica con paragenesi relitte di ambientazione eclogitica (CAPPELLI *et alii*, 1992). A questa strutturazione collisionale nel tardo-ercinico segue un'evoluzione caratterizzata dal collasso gravitativo della catena e da rilascio termico (metamorfismo di alto T/P). Nelle aree del Mediterraneo occidentale i processi estensionali legati al collasso dell'orogene ercinico sono attivi da 320 fino ad almeno 280 Ma, es. Massiccio Centrale e Montagna Nera (ECHTCLER & MALAVEILLE, 1990), e Pirenei (GIBSON, 1991).

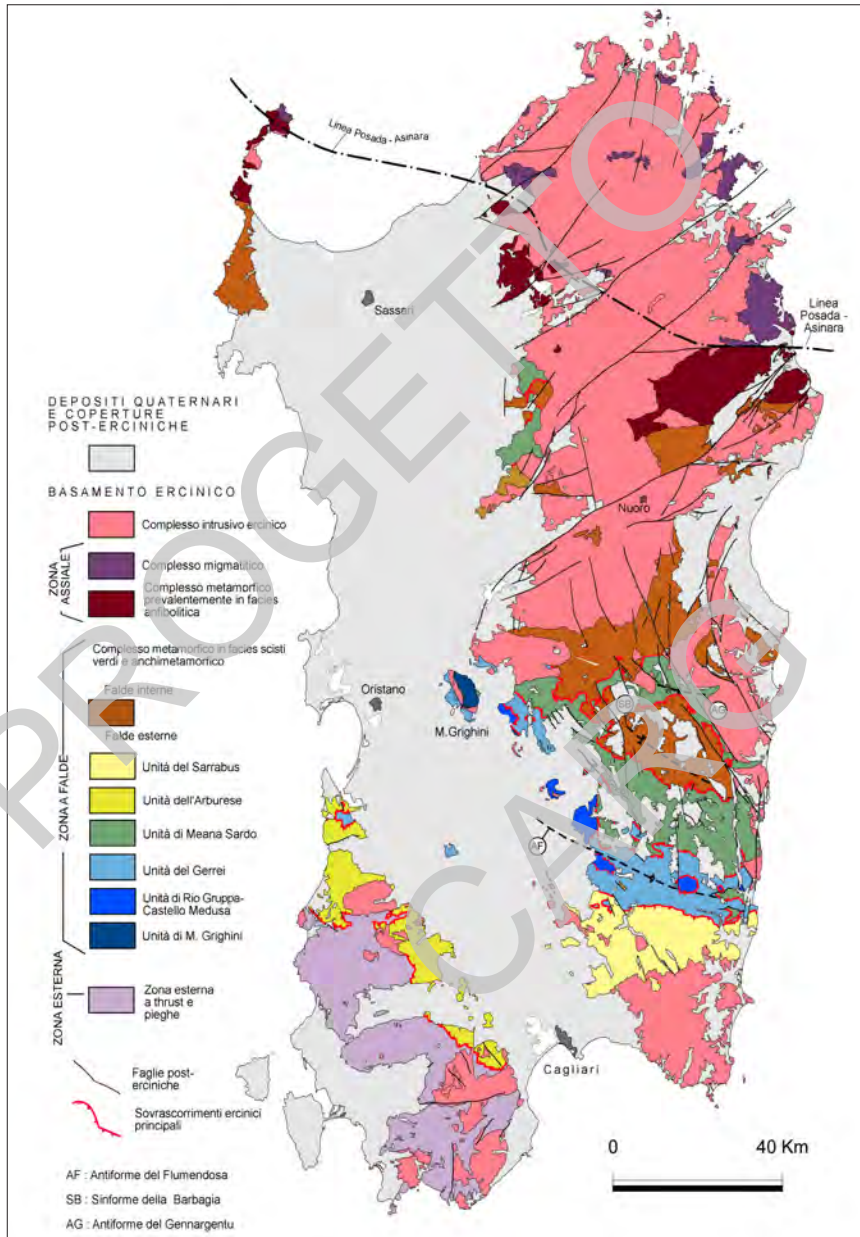


Fig. 3 - Schema strutturale della Sardegna, da Carmignani et alii (2001).

In Sardegna e Corsica l'evoluzione tardo-ercinica della catena, caratterizzata da una dinamica essenzialmente estensionale e/o trans-tensile, è dominata da processi esumativi attivi, almeno, a partire da 321 Ma (età di messa in posto di un granito peralluminoso sincinemato ad andalusite evidenziato in queste note) e coincide con la messa in posto di gran parte delle plutoniti che formano il batolite sardo - corso. Essa si presenta anche con diffuse manifestazioni vulcaniche, sub-vulcaniche (campi filoniani), con la genesi di bacini intracratonici stefaniano-autuniani e con strutture tipo core complex (CASINI & OGGIANO, 2008).

Solo dal Permiano più tardo o con il Triassico inferiore un nuovo ciclo magmatico ad affinità alcalina post-orogena (BONIN, 1980), ancora associato a sedimentazione continentale, caratterizza il blocco sardo-corso. Questo magmatismo, che in Sardegna si caratterizza con manifestazioni sub-vulcaniche ed effusive (GAGGERO *et alii*, 2007), non può essere riferito al collasso della Catena Ercinica ma piuttosto alla riorganizzazione delle placche legata alla fase di *rifting* che, manifestatasi con trasgressioni marine fin dal Triassico superiore, porterà all'apertura dell'Oceano Ligure-Piemontese (CORTESOGNO *et alii*, 1998).

Dopo l'Orogenesi ercinica altri settori di crosta strutturata in questo evento sono stati incorporati nella Catena Pirenaica, nelle Alpi e nell'Appennino, mentre il settore di crosta che attualmente costituisce il blocco sardo - corso non è stato coinvolto in eventi orogenici di qualche rilevanza; mancano quindi le successioni alloctone di dominio oceanico che costituiscono l'edificio a falde della Corsica alpina. In Sardegna affiorano esclusivamente successioni mesozoiche caratterizzate da piattaforme carbonatiche di mare poco profondo comuni ai domini europei più esterni. Esse sono state coinvolte, insieme a successioni sedimentarie e vulcaniche cenozoiche pre-burdigaliane in un'importante tettonica a carattere trascorrente che si manifesta tra l'Oligocene e l'Aquitano. Tale tettonica con le manifestazioni transpressive e transtensive viene messa in relazione alla collisione, tra il blocco sardo-corso e l'Adria, che ha generato l'Appennino settentrionale (CARMIGNANI *et alii*, 1994).

1.1.1. - *Il complesso metamorfico di alto grado*

Il complesso metamorfico di alto grado di CARMIGNANI *et alii* (1994), affiora a nord della linea Posada - Asinara ed è costituito da affioramenti di modesta estensione isolati nel batolite calcocalino tardo - orogenico.

I protoliti di questo complesso sono di età sconosciuta: in Sardegna sono intrusi da ortogneiss ordoviciani (DI SIMPLICIO *et alii*, 1974; HELBING & TIEPOLO, 2005). In Corsica un basamento metamorfico panafricano è sormontato da una successione anchimetamorfica attribuita al Paleozoico inferiore (BAUDELLOT *et alii*,

1977; 1981; MENOT & ORSINI, 1990). Nell'insieme il complesso metamorfico di alto grado, come già accennato, è interpretato come una falda cristallina sovrascorsa durante la collisione ercinica, sulle attuali metamorfiti di medio grado che affiorano lungo la linea Posada-Asinara (CARMIGNANI *et alii*, 1991; CAPPELLI *et alii*, 1992).

Il litotipo dominante è costituito da migmatiti, le quali mostrano una certa variabilità di tipologie tessiturali e composizionali. Aldilà delle specifiche caratteristiche tessiturali e strutturali, le migmatiti possono essere suddivise in metatessiti e diatessiti (nomenclatura secondo ASHWORTH, 1985). All'interno di esse si rinvencono corpi pluriettometrici di ortogneiss e corpi di anfiboliti; queste ultime sono il litotipo che ha meglio conservato la complessa evoluzione termobarica di questo settore di crosta.

Le associazioni mineralogiche $Al_2SiO_5 + Ms$ e $Al_2SiO_5 + Kfs$ caratterizzano il complesso metamorfico di alto grado (FRANCESCHELLI *et alii*, 1982) insieme alla frequente presenza di leucosomi, per lo più riconducibili a fenomeni di smistamento a partire da protoliti di natura pelitico-arenacea o anche vulcanica (CRUCIANI *et alii*, 2008). Possono rappresentare porzioni di fusi anatettici cristallini corrispondenti a termini di *minimum melt* (PALMERI, 1992). Altri sono stati interpretati come casi di smistamento *in solidus* (FERRARA *et alii*, 1978; PALMERI, 1992).

Le reazioni anatettiche più invocate sembrano essere avvenute in condizioni di sottosaturazione di acqua per decomposizione incongruente di fasi idrate. Talvolta la discreta abbondanza di granato o cordierite e la scarsa presenza di Al_2SiO_5 nelle porzioni melanocrate delle diatessiti conduce a ritenere che si siano raggiunte condizioni di *biotite melting stage* secondo le reazioni: $Bt + Al_2SiO_5 + Pl + Qtz = Grt/Crd + Lq \pm Kfs$; $Bt + Ms + Qtz = Grt + Kfs + Lq$, verosimilmente precedute da decomposizione di muscovite ($Ms + Pl + Qtz = Al_2SiO_5 + Lq \pm Kfs$) (MACERA *et alii*, 1989; OGGIANO & DI PISA, 1992).

Di particolare interesse sono in questo complesso le associazioni granulitiche relitte di pressione intermedia-elevata riscontrabili soprattutto in corpi femici ed ultrafemici stratificati, siti all'interno di gneiss con relitti di cianite, che affiorano in Gallura e nell'estremità settentrionale dell'Asinara che presentano associazioni a $Ol + Gt + Opx + Cpx$ (GHEZZO *et alii*, 1979; FRANCESCHELLI *et alii*, 2005) in disequilibrio tessiturale con fasi di facies anfibolitica quali Mg-orneblenda, spinelli della serie dell'hercynite e cloriti. Le stime termobariche di questi Autori si attestano intorno ai 750 °C e 10 Kb ($PH_2O < P_{tot}$) per l'associazione granulitica e 650 °C e 5 kb (in condizioni di saturazione di H_2O) per la ricristallizzazione anfibolitica. Pressioni e temperature leggermente più elevate sono stimate da GIACOMINI *et alii* (2006) in base alla presenza di saffirina associata a *break down* della cianite. Simili stime sono state riscontrate nel complesso basico di Punta Scorno all'Asinara, dove per un primo evento granulitico relitto sono state stimate temperature

intorno a 740 °C e pressioni (minime) di circa 8 kb. La riequilibratura in facies anfibolitica di questo complesso è stata stimata a 3-4 kb e 500-600 °C e quella degli gneiss incassanti rispettivamente a P e T di 4-5 kb e 600-700 °C.

1.1.2. - *Il complesso intrusivo ercinico*

I granitoidi tardo - ercinici costituiscono circa un quarto dell'Isola; insieme alle intrusioni granitoidi della Corsica formano il batolite sardo-corso. Questo è il batolite più importante della catena varisca europea, esteso per una lunghezza di 400 km ed una larghezza di oltre 50.

Il carattere del batolite è notoriamente composito; la variabilità delle caratteristiche, sia geochimiche che strutturali, è implicita se si considera il lasso di tempo piuttosto lungo in cui si realizza la sua messa in posto. Considerando che i granitoidi della Corsica settentrionale hanno età di messa in posto viseana-namuriana (ROSSI *et alii*, 1988) e che i massicci leucomonzogranitici come quelli di Buddusò (CASTORINA & PETRINI, 1989) e Tempio Pausania hanno età permiana inferiore (DEL MORO *et alii*, 1996), la messa in posto dell'intero batolite occupa un intervallo di tempo di circa 60 Ma. In un tale intervallo di tempo è lecito aspettarsi cambiamenti del quadro geodinamico che si riflettono sui caratteri strutturali e composizionali delle diverse intrusioni.

Nel batolite sardo - corso infatti vengono distinte due associazioni principali: una magnesio-potassica di età viseana-namuriana, presente solo nella Corsica settentrionale, una calcicalina, riferibile essenzialmente al Carbonifero superiore - Permiano inferiore, che praticamente costituisce la quasi totalità dei granitoidi della Corsica meridionale e della Sardegna (ORSINI, 1980; COCHERIE, 1985; ROSSI & COCHERIE, 1991). A queste due si aggiunge un'attività magmatica post-orogena a carattere alcalino anorogenico del Permiano medio - Triassico inferiore ben documentata solo in Corsica e che a rigore dovrebbe essere considerata post-batolite.

Secondo ROSSI & COCHERIE (1991) le tre associazioni presenti nel batolite sono caratterizzate da età e profondità di messa in posto decrescenti procedendo dall'associazione calcicalina magnesio-potassica a quella alcalina post-orogena.

Per la prima di età namuriana (335-340 Ma) sono stimate profondità corrispondenti a 5-6 kb; per la seconda, con età di messa in posto collocate tra 313 e 280 Ma (COCHERIE, 1985), vengono stimate profondità di messa in posto a livelli anchi-epizonali, come nella Sardegna meridionale (ORSINI, 1980), o in crosta più profonda ma già esumata e parzialmente erosa (CORTESOGNO *et alii*, 1998) come nella bassa Gallura dove i monzograniti del massiccio di Tempio Pausania intru-

dono anche sedimenti e vulcano-sedimenti di età permo-carbonifera (DEL MORO *et alii*, 1996).

Per quanto concerne i rapporti tra messa in posto dei vari plutoni e la tettonica varisica, GHEZZO & ORSINI (1982) hanno distinto tra plutoniti sin, tardo e post-tettoniche in riferimento all'ultima fase deformativa varisica, ritenuta da questi Autori ancora compressiva e quindi, collocata all'interno della dinamica collisionale della catena. Solo le età radiometriche e le strutture esibite dai granitoidi appartenenti all'associazione magnesio-potassica della Corsica settentrionale, sono compatibili con una messa in posto durante un regime collisionale varisico ancora attivo. In Sardegna, dove è presente solo l'associazione calcalalina, le età radiometriche e i rapporti tra foliazioni interne alle intrusioni e la strutturazione generale della catena, indicano che l'acquisizione della deformazione da parte delle intrusioni, anche in condizioni di *solid state flow*, sia da mettere in relazione a zone di taglio transtensive successive all'impilamento delle falde, come nel Monte Grighini (CARMIGNANI *et alii*, 1985), o comunque a zone di taglio connesse con una tettonica decompressiva, come nella bassa Gallura (OGGIANO & DI PISA, 1988; MACERA *et alii*, 1989), anche se KRUHL & VERNON (2005) ipotizzano la messa in posto di una tonalite sincinematica nelle Baronie in regime di *thrust*. In definitiva la messa in posto del batolite sardo è da ricondurre alla tettonica estensionale e/o transtensiva legata al collasso gravitativo della catena varisica. Tale tettonica in Sardegna è sicuramente attiva a partire da almeno 320 Ma, dalle più antiche età dei graniti anatettici ad andalusite (presenti note) (la cui genesi è legata al regime esumativo della catena; MACERA *et alii*, 1989), e prosegue fino almeno all'Autuniano. Infatti essa si manifesta anche con un metamorfismo regionale di alto T/P (DI PISA & OGGIANO, 1987a,b; DEL MORO *et alii*, 1991; OGGIANO & DI PISA 1992; CASINI & OGGIANO, 2008), con lo sviluppo di bacini stefano-autuniani e con un vulcanismo calcalalino (BUZZI *et alii*, 2008). Perciò parte del plutonismo calcalalino del batolite sardo deve ritenersi coevo sia dei sedimenti (almeno della loro parte basale) che delle vulcaniti presenti nei bacini stefano-permiani. In definitiva le vulcaniti possono rappresentare la controparte effusiva delle plutoniti del batolite (ROSSI *et alii* 1993; DEL MORO *et alii*, 1996).

E' evidente come la connotazione sin-tettonica, *sensu* GHEZZO & ORSINI (1982), delle intrusioni vada più semplicemente ricondotta al quadro cinematico (comunque *post-nappe*) esistente durante la loro messa in posto. Tale quadro, oltre che nel tempo, può variare anche nello spazio, per cui intrusioni coeve possono mostrare tessiture fortemente foliate oppure isotrope a seconda dei loro rapporti spaziali con zone di taglio. Per questo motivo nella distinzione delle diverse unità intrusive abbiamo preferito non assegnare al "*deformation fabric*" particolari

significati in relazione alla storia tettonica varisica, distinguendo solo i granitoidi foliati che esibiscono foliazioni acquisite in condizioni reologiche che variano dal *submagmatic flow* al *solid state flow*. Quasi tutte le altre intrusioni mostrano una più o meno marcata orientazione acquisita in condizioni di *magmatic flow* (CHERCHI & MUSUMECI, 1992).

Per ciò che concerne i caratteri composizionali, il carattere calcalalino dell'associazione granitoide sarda è stato messo in evidenza da tempo (DI SIMPLICIO *et alii*, 1974; ORSINI, 1980; BRALIA *et alii*, 1981; GHEZZO & ORSINI, 1982; POLI *et alii*, 1989). Il complesso delle intrusioni mostra una grande eterogeneità petrografica che varia da quarzodioriti fino a leucomonzograniti a due miche, definendo *trends* da calcalalino-trondhjemitici a calcalalino-monzogranitici, in accordo con quelli definiti da LAMEYRE & BOWDEN (1982). La serialità calcalalina indicata anche da alcuni caratteri minero-petrografici come la biotite ferri-ferra con tendenza evolutiva verso alti tenori in Fe + Mn, l'anfibolo di tipo ferro-orneblenda a tendenza tchermakitica, il plagioclasio zonato con zonature tipo *patchy-zoning* (ORSINI, 1980). Le proporzioni dei vari termini dell'associazione calcalalina, secondo la valutazione di ORSINI (1980) sono così schematizzabili:

- granitoidi di composizione intermedia con SiO₂ 60-65% (tonaliti e granodioriti), 6-7% del totale d'affioramento;
- granitoidi super-acidi con SiO₂ 75-78% (monzograniti e alaskiti, leucograniti s.l.), occupanti circa il 30% dell'affioramento;

Il secondo gruppo di granitoidi, con carattere metalluminoso, è quello che presenta maggiore disomogeneità; più omogenei sono i leucomonzograniti, tra i quali non sono rare le intrusioni peralluminose.

La sequenza di messa in posto (GHEZZO & ORSINI, 1982) sembra procedere nel tempo da intrusioni a carattere gabbro-tonalitico ad intrusioni a carattere leucomonzogranitico. Pertanto, dalla letteratura, si evince che le plutoniti del batolite sardo-corso sono schematicamente suddivisibili in quattro grandi gruppi.

1.1.3. - *Plutoniti basiche*

Molto rare all'interno del batolite sardo; costituiscono masse di piccole dimensioni quasi sempre inglobate all'interno di plutoniti acide. Gli affioramenti più importanti sono: Punta Falcone (Santa Teresa di Gallura), Bortigiadas, Osidda, Burcei nel Sarrabus. Un tratto comune a queste plutoniti è la presenza di stratificazione da cumulo e l'associazione con litotipi a composizione da dioritica a tonalitica. La massa gabbbrica più studiata è quella di Punta Falcone. Si tratta di

gabbri anfibolici con strutture di cumulo che BRALIA *et alii*, 1981 e POLI *et alii*, 1989, hanno interpretato come il prodotto dello smembramento di un'intrusione basica, non ancora cristallizzata, risalita a livelli alto crustali, dove sarebbe stata inglobata da magmi anatectici con i quali avrebbe prodotto fenomeni di interazione meccanica.

1.1.4. - *Monzograniti*

Questi graniti presentano ampia varietà di facies derivanti sia dai diversi gradi di orientazione delle tessiture, che dai diversi gradi di eterogranularità. Queste disomogeneità, spesso presenti all'interno di una stessa intrusione, hanno notevole importanza nella caratterizzazione merceologica di tali rocce ampiamente sfruttate per usi ornamentali nel resto della Sardegna.

Il gruppo dei monzograniti è stato suddiviso in tre sottogruppi ben distinguibili in campagna per le caratteristiche tessiturali e cromatiche. Il primo comprende le intrusioni a tessitura foliata, il secondo gruppo comprende i monzograniti inequigranulari a grossi fenocristalli di k-feldspato rosato e tessitura moderatamente orientata, mentre il terzo gruppo comprende leucomonzograniti equigranulari a tessitura sostanzialmente isotropa.

Tutti i monzograniti sono inquadrabili tra le "plutoniti tardo-tettoniche" e post tettoniche, *sensu* GHEZZO & ORSINI (1982), al cui interno sono riconoscibili diverse intrusioni, alcune delle quali allungate a forma ellissoidica con asse maggiore orientato N110E, come ad esempio l'intrusione di Tempio Pausania-Calangianus. All'interno delle intrusioni monzogranitiche è stata riconosciuta una sequenza di messa in posto dai tipi più ricchi in biotite verso quelli leucocrati che rappresenterebbero le facies pertinenti a livelli più alto crustali di messa in posto (CHERCHI *et alii*, 1987). In queste plutoniti è spesso presente, una marcata fluidalità planare espressa dall'allineamento dei megacristalli di k-feldspato, la cui orientazione è compresa intorno a N110E; anche gli inclusi femici, elemento caratteristico di queste plutoniti, hanno forma allungata secondo questa direzione.

Sul terreno sono distinguibili facies monzogranitiche inequigranulari a tessitura orientata (Isola della Maddalena e Caprera) evidenziata sia dall'allineamento dei megacristalli di feldspato potassico, che raggiungono spesso dimensioni pluricentriche, che dalle biotite e/o anfibolo e facies monzogranitiche equigranulari, a carattere leucocrato con orientazione meno marcata.

1.1.5. - *Leucomonzograniti s.l.*

I leucomonzograniti (composizionalmente monzograniti con proporzioni modali di femici < 5%) affiorano diffusamente in tutti i settori del basamento sardo, intrudono le anchimetamorfiti della zona esterna, le metamorfiti della facies degli scisti verdi della Sardegna centro-orientale, come anche il complesso migmatitico di alto grado della Gallura. Si contraddistinguono per l'omogeneità composizionale e per le tessiture debolmente orientate o quasi isotrope. Il *trend* generale delle intrusioni è generalmente discordante rispetto a quello delle rocce incassanti ed a quello di intrusioni precedenti; la direzione dominante varia da N-S a NE-SW (GHEZZO & ORSINI, 1982). Le principali intrusioni sono quelle dei massicci di Alà dei Sardi, del Monte Limbara, e del Sulcis, ma intrusioni più modeste sono sparse in tutta la Sardegna. Tra i leucomonzograniti vanno distinti quelli del massiccio di Concas, che affiorano da Punta Tepilora a Punta Pianedda, per il loro carattere peralluminoso che si manifesta con la presenza di granati e muscovite. Le età radiometriche disponibili si collocano intorno a 285 ± 5 Ma.

Analogamente a quanto descritto nei Fogli limitrofi e nella Corsica meridionale sono riconoscibili diverse facies leucomonzogranitiche distinguibili cartograficamente.

Si contraddistinguono per l'omogeneità composizionale, per le tessiture debolmente orientate o quasi isotrope ed il cromatismo rosato o tendenzialmente bianco giallastro. La caratteristica distintiva fra le intrusioni riguarda la struttura, grado di porfirità, nonché per la percentuale modale della biotite, che non supera il 5%, e la compresenza di biotite e/o muscovite.

1.1.6. - *Graniti scistosi peralluminosi*

Questi graniti si caratterizzano per una evidente scistosità acquisita in regime di *solid state flow*, che si manifesta anche con *s-c fabric*, e per il carattere fortemente peralluminoso evidenziato dalla presenza di muscovite, andalusite e, a seconda del chimismo, da cordierite. Costituiscono piccoli *stocks* intrusi nel basamento metamorfico di alto grado da cui verosimilmente derivano per anatessi. La loro estensione è al massimo di qualche centinaio di metri con l'eccezione dell'intrusione di Barrabisa nel Foglio 428 Arzachena.

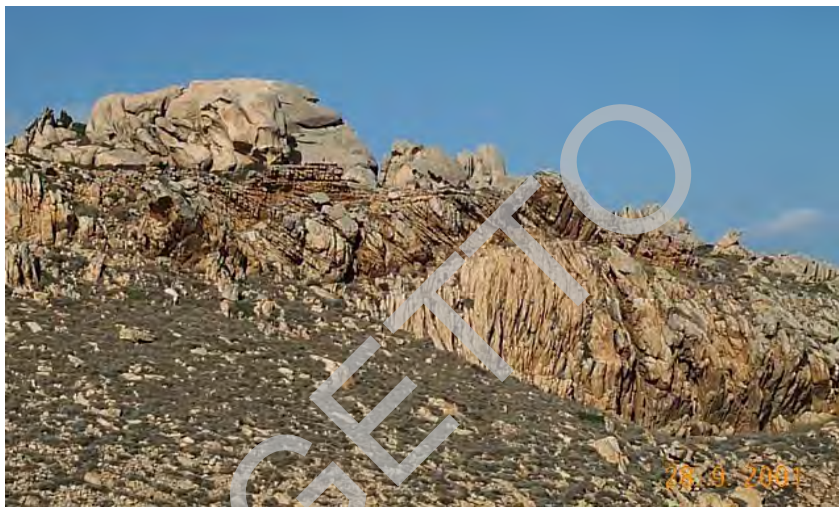


Fig. 4 - *Inselberg dell'Isola di Razzoli.*

2. - CARATTERI GEOGRAFICI GENERALI

Il paesaggio del Foglio La Maddalena è caratterizzato da articolata frammentazione in isole ed isolotti di varia dimensione nelle quali prevale una morfologia collinare dominata dalle macroforme tipiche dei rilievi granitici, come i tor, l'inselberg dell'Isola di Razzoli (fig. 4), strutture a cupola, picchi (localmente detti «sarri») e microforme ricorrenti come i tafoni, particolarmente evidenti nell'Isola di Caprera. In quest'isola la morfologia è caratterizzata dalla presenza di filoni riolitici che l'attraversano in direzione N-S generando una cresta allungata in senso meridiano.

Il rilievo de La Maddalena è invece meno acclive ed è dominato da una sommità tabulare che riflette una vecchia superficie di spianamento.

Caratteristica dell'arcipelago, come del resto in quasi tutta la Gallura sono le coste rocciose, frastagliate (come ad es. Cala d'Inferno) e con profonde *rias* (loc. La Peticchia).

2.1. LINEAMENTI DELLE MORFOSTRUTTURE DEL PAESAGGIO

Lo studio orografico del settore ha permesso di individuare gli effetti della tettonica nell'articolazione e nell'origine di alcuni importanti lineamenti del paesaggio (da fig. 5).



Fig. 5 - Località: I. Stranamari - affioramento roccioso con evidenti linee di frattura.

Le prevalenti morfostrutture vincolate dall'influenza delle lineazioni tettoniche si individuano nella configurazione:

- della linea di costa, promontori e baie;
- dei filoni;
- della paleo-idrografia sommersa;
- delle rias, (valle sommersa, Golfo di Arzachena);
- della idrografia superficiale, (reticolo idrografico);
- della piattaforma continentale interna ed esterna e della scarpata.

La velocità della trasgressione versiliana in un paesaggio granitico, formato da basse colline isolate e privo di grandi incisioni vallive, non ha consentito la formazione di grandi *rias* né di litorali sabbiosi di una certa estensione.

2.1.1. - La linea di costa - Promontori baie

La conformazione della linea di costa è stata condizionata dall'interazione tra: la litologia, le lineazioni tettoniche e i processi erosivi. Essa si articola in una serie di promontori e insenature isoorientati e variabilmente sviluppati.

I promontori (granitici) e le baie hanno direzione prevalente NNE-SSW. Fanno evidente eccezione i promontori (migmatitici) di Guardia Turco (nell'isola di Santa Maria), dell'Isola la Presa, di Capo Ferro, di Punta Bianca (Capo d'Orso) e di Punta Rossa (Isola Caprera fronte Isola Pecora), che si sviluppano con direzione circa E-W.

Il condizionamento tettonico tardo ercinico alpino si riflette sull'estensione delle isole maggiori, isoorientate secondo la direzione NNE-SSW, come l'Isola La Maddalena, l'Isola Santo Stefano, l'Isola Caprera e le isole minori Isole Corcelli, Barrettini e dell'isola Monaci e la secca ad est di quest'ultima.

2.1.2. - *Filoni*

I filoni impostati in corrispondenza delle discontinuità originate dalla tettonica ercinica ed alpina, hanno direzioni prevalenti NNE-SSW NE-SW e subordinati N-S e E-W. La loro distribuzione nel territorio e l'erosione differenziale hanno contribuito all'articolazione del paesaggio e della linea di costa.

2.1.3. - *Paleo - idrografia e alvei sommersi*

Lungo le lineazioni tettoniche principali si è evoluta la paleo-idrografia. Una importante linea di faglia a carattere regionale (andamento NNE-SSW) ha condizionato lo sviluppo della paleo-valle sommersa di Arzachena. Il prolungamento del paleo-alveo del Rio di San Giovanni ha condizionato la morfologia del paesaggio sommerso, dando luogo nel settore orientale di Caprera ad un fondale in forte pendenza condizionato dalla incisione della paleo-valle.

2.1.4. - *Le valli di sommersione "Rias"*

Lungo la costa settentrionale della Gallura le fasi erosive terziarie, le fasi tettoniche post-mioceniche e il successivo basculamento del batolite hanno prodotto valli di sommersione, che hanno avuto origine dal modellamento fluviale impostato lungo le linee tettoniche. La paleo valle-sommersa o rias più estesa è quella del Golfo di Arzachena.

2.1.5. - *Idrografia superficiale*

L'impostazione del reticolo fluviale è legata allo schema tettonico dell'orogenesi alpina. Le aste principali dei corsi d'acqua hanno andamento sub rettilineo, le aste secondarie si inseriscono, sulle prime, secondo una disposizione sub parallela.

I bacini idrografici di maggiore estensione (Rio Liscia, non ricade nel settore in studio) sono quelli collegati ai corsi d'acqua più importanti Riu Surrai e Riu San Giovanni. Bacini idrografici di ridotta estensione si rilevano nelle Isole Caprera e La Maddalena.

I fiumi Riu Surrau e Riu San Giovanni sono i corsi d'acqua più sviluppati del settore, hanno andamento circa rettilineo e, rispettivamente, sfociano nella rada di Mezzo Schifo (ovest di Palau) e nel Golfo di Arzachena. Le deviazioni nel percorso delle aste principali sono regolate dalle diversità litologiche e dai vincoli tettonici presenti lungo l'asse fluviale.

I corsi di acqua hanno origine dai rilievi del basamento paleozoico. Verso monte le valli sono incassate nelle rocce, nel tratto medio formano valli a "V" e nel tratto finale le valli diventano più ampie con talweg che incidono, con andamento meandriforme, i depositi alluvionali. Entrambi i corsi d'acqua sboccano in tratti di mare protetti, riparati e formano delta marini. Gli affluenti si sviluppano con incisioni lineari e brevi aste fluviali, hanno carattere torrentizio, sono impostati lungo linee di discontinuità, generano piccole valli incise nelle aree più acclivi prima di confluire nei corsi d'acqua principali o sfociare direttamente a mare.

Tutti i corsi d'acqua immettono in mare un continuo apporto di sedimenti silicoclastici che vengono elaborati e distribuiti dalla dinamica e dalle correnti marine.

2.1.6. - *Piattaforma interna - esterna - scarpata*

Sulla piattaforma continentale interna ed esterna e sulla scarpata continentale sono state evidenziate le lineazioni e i dislocamenti tettonici prodotti dalle diverse fasi orogenetiche e la configurazione geomorfologica prodotta dalle azioni di modellamento che hanno interessato questo settore della Sardegna settentrionale.

Sulla piattaforma interna sono stati rilevati:

- paleo alvei;
- linee di drenaggio ed antiche valli, profondamente incise dai paleo alvei impostati sulle principali linee tettoniche alpine;
- alti strutturali connessi alle dislocazioni tettoniche, che sono in continuità morfologica con quelli del territorio emerso.

La piattaforma esterna ha il bordo netto con andamento ~ NW-SE ed è profondamente incisa da una serie di canyon sottomarini di origine fluviale, in parte ancora attivi, con orientazione ~ NE-SW che solcano profondamente sia il bordo della piattaforma sia la scarpata (fig. 6).

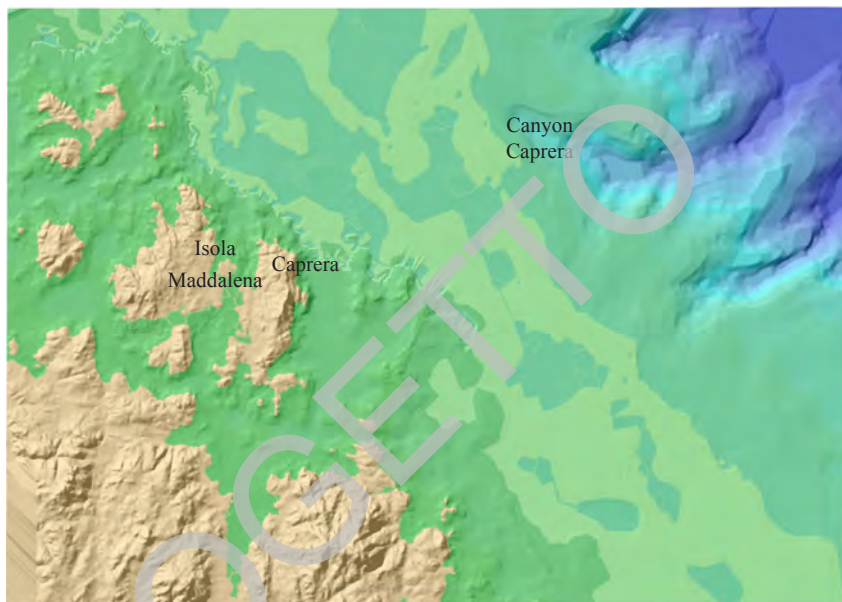


Fig. 6 - Piattaforma continentale della Sardegna Nord Orientale.

3. - LINEAMENTI GEOMORFOLOGICI

I caratteri morfologici, l'evoluzione e l'articolazione del paesaggio dell'Arcipelago della Maddalena sono diversificati e differenziati anche se il basamento geolitologico è pressoché uniforme.

I lineamenti tettonici, impressi sul basamento granitico, sono stati ulteriormente condizionati dai processi morfogenetici di erosione ed alterazione, che hanno agito sul territorio in tempi e condizioni climatiche differenti. In tutto il settore continentale e nei fondali antistanti si rilevano i motivi morfologici che caratterizzano la Sardegna settentrionale.

L'azione erosiva ha agito in modo selettivo in corrispondenza delle lineazioni tettoniche, delle strutture filoniane, delle variazioni di facies cristalline e della esposizione dei litotipi agli agenti meteorologici.

Sui granitoidi sono molto diffuse le forme prodotte dall'alterazione e/o disgregazione, aloclastismo e corrosione della roccia come: inselberg, tor, tafoni, alveoli e vaschette, litoclasti beanti, blocchi di graniti sub sferici.

Circa 20.000 anni fa gli attuali fondali marini facevano parte di un paesaggio



Fig. 7 - Località: Pt. Lunga - Affioramento roccioso sommerso con evidenti linee di frattura (1)

interamente continentale, in totale continuità con la zona emersa attuale. Nel settore sommerso sono evidenti i caratteri morfologici originati in ambiente marino-litorale (~5000-6000 anni fa) quando sul territorio hanno agito processi morfologici diversi da quelli attuali.

Attualmente i fondi marini della piattaforma prossimale sono caratterizzati da una morfologia varia con alti morfologici, che in alcuni settori arrivano alla isobata di - 10 m e depressioni che raggiungono profondità di circa -50m. (fig. 7).

3.1. - CARATTERI MORFOLOGICI DELL'AREA EMERSA

Attraverso le indagini e i rilievi geomorfologici si sono potute definire le forme del settore emerso nella loro evoluzione e specificità.

3.1.1. - *Forme costiere*

La linea di costa fortemente irregolare è caratterizzata da una serie continua di baie e promontori più o meno ampi impostate lungo linee di frattura primarie e secondarie, spesso sub ortogonali tra loro.

Le strette insenature o i canali tra le isole sono spesso impostati in coincidenza dei filoni lamprofirici che, per processi di erosione selettiva rispetto alla roccia incassante, formano zone depresse, mentre in coincidenza dei filoni acidi si alzano aspre creste allungate.

I filoni di rocce porfiriche e le linee di frattura determinano la forma e l'articolazione della costa; questi caratteri sono evidenti nelle località: Passo di Moneta, La Petecchia, Passo di Uomo Morto, la baia di Vela Marina.

Le insenature più rilevanti si sono formate in corrispondenza delle valli di origine fluviale attualmente sommerse "rias", che hanno assunto la loro configurazione durante l'ultima pulsazione glaciale (Würm), quando il livello marino era a circa -130 m rispetto a quello attuale e l'azione modellatrice dei corsi d'acqua produceva profonde incisioni nelle valli.

Attualmente, in corrispondenza delle foci fluviali e nella porzione interna delle "rias" si estendono le piane alluvionali.

Sulle isole il limitato sviluppo del reticolo idrografico produce contenuti apporti fluviali. Le spiagge sono alimentate dal materiale detritico prodotto dalle mareggiate, per erosione meccanica delle rocce e da fenomeni di disfacimento per nebulizzazione.

La componente organogena delle sabbie litorali è costituita da briozoi, foraminiferi e frammenti di alghe rosse coralligene di piattaforma. Questi sedimenti vengono trasportati, selezionati per densimetria ed infine depositati sulle spiagge.

La spiaggia rosa a sud est dell'Isola Budelli è interamente formata da depositi biogenici.

3.1.2.- *Forme dei rilievi*

L'area è dominata da morfologie tipiche delle rocce granitoidi. I rilievi hanno versanti e sommità articolate in grandi blocchi interessati da una fitta rete di fratturazioni profonde. Le incisioni beanti sono prodotte dall'azione di corrosione delle acque meteoriche; ai piedi e lungo i canali in roccia si rilevano pietraie o accumuli di blocchi derivanti dall'erosione dei versanti dei rilievi.

In generale, il paesaggio presenta morfologie molto evolute formate durante i lunghi periodi di continentalità avvenuti in condizioni climatiche diverse da quelle attuali.

Gli intensi processi di arenizzazione e disgregazione subiti dai litotipi granitici, durante i processi morfogenetici mio-pliocenici, hanno portato alla formazione di numerosi rilievi dalle forme tondeggianti. Essi sono rappresentati dagli inselberg, forme residuali, che si rilevano nel settore emerso e sommerso e si ergono da superfici di spianamento sub orizzontali.

Le colline granitiche interessate dalla fitta rete di fratture, con diaclasi beanti, formano i rilievi a tor, ordinati in pile di grossi blocchi sferoidali sovrapposti.

I tafoni sono forme di alterazione (idrolisi dei silicati) molto diffuse nel settore emerso e sommerso e danno luogo a numerose ed estese cavità sulle superfici di granito non alterato, come nel promontorio di Capo D'Orso. Localmente sulle superfici in roccia si rilevano vaschette di disgregazione meteorica, impostate lungo settori con minore resistenza all'erosione.

Sui versanti dei promontori è più marcata l'azione modellatrice del moto ondoso e degli spruzzi di acqua marina.

3.2. - CARATTERI MORFOLOGICI DELL'AREA SOMMERSA

Dall'esame dei dati sismici è stata messa in evidenza, sotto la copertura dei sedimenti, la presenza continua della superficie di erosione netta policiclica del Messiniano (RIDING *et alii* 1998). Su di essa sono evidenti i caratteri morfologici modellati in ambiente continentale: i paleo alvei e le superfici di spianamento sulle rocce del basamento cristallino metamorfico.

Sulla porzione più interna della piattaforma prossimale, sino alla profondità di circa -55 m, si osserva un fondale variamente articolato. Esso è caratterizzato da alti morfologici localizzati in prossimità delle isole, degli scogli e delle secche; e da zone depresse, talvolta profondamente incise, in corrispondenza dei canali tra le isole.

Le incisioni vallive sommerse sono attribuibili all'azione erosiva dei paleo-alvei a partire dal Mio-Pliocene, riattivate durante il massimo regressivo würmiano e poi sommerse dopo la trasgressione versiliana. Le restanti zone depresse sono da collegare alle paleo-lagune retrocostiere originate, nelle fasi regressive e trasgressive del mare, durante il Quaternario.

Gli alti morfologici rappresentano il prolungamento a mare della morfologia terrestre, sono rilievi isolati e talvolta allungati che raggiungono la profondità minima di -10m.

Sui litotipi affioranti nei fondali sono stati rilevati caratteri morfologici e strutturali conformi al settore emerso. Dalle piane ricoperte da sabbie feldspatiche si elevano le paleo forme residuali: inselberg, tor spesso con tafoni.

La presenza di queste forme, impresse sui litotipi della Gallura, testimoniano un comune modellamento dell'intero paesaggio avvenuto in diversi periodi di continentalità.

Sulle coste basse e rocciose sono state rilevate superfici di spianamento a testimoniare la trasgressione del mare nel Versiliano.

3.2.1. - *Elementi morfologici e variazioni eustatiche*

Su tutto il territorio emerso e sommerso sono conservate, in facies erosiva e deposizionale, le testimonianze dello stazionamento del livello marino avvenuto in età diverse.

Le forme erosive.

Alle quote variabili da -70cm a +30m s.l.m. si rilevano superfici di erosione modellate in condizioni paleo-climatiche diverse dalle attuali.

Le superfici di erosione rilevabili da -70cm a +50cm rappresentano le piattaforme d'abrasione legate all'ultima fase trasgressiva versiliana.

I terrazzi marini individuabili lungo le coste alle quote tra +2m e +5m e tra +8m e +10m s.l.m. sono di genesi litorale e riferibili all'ultimo interglaciale (Riss-Würm).

Le rasas sono le superfici di erosione che bordano la fascia costiera e costituiscono il raccordo tra la ripa d'erosione a mare e la rottura di pendio concava a monte (DE MURO & ULZEGA, 1985). Sulle rasas si impostano fenomeni di ruscellamento diffuso e la loro continuità è interrotta in coincidenza delle insenature sabbiose. Hanno avuto origine dalla dinamica del moto ondoso durante le fasi regressive e trasgressive del Tirreniano.

Le superfici a quote tra i +15m e i +30m s.l.m. sono riferibili alle piattaforme di abrasione marina generate durante il Pleistocene medio (fig. 8).

Le facies deposizionali.

Sono costituite da depositi marini in facies di *beach rock* (paleolinee di riva) rilevabili, a diverse quote, in prossimità della linea di costa attuale (Isola Spargi) e sulla piattaforma continentale; sono attribuiti a momenti diversi di stazionamento del mare durante il Quaternario (Olocene).

A questi indici di livelli marini sono correlabili le depressioni chiuse rilevate sui fondali della piattaforma continentale, in continuità di quota.

3.2.2. - *Elementi morfologici e idrografia sommersa*

L'indagine morfologica e idrografica ha messo in evidenza le principali linee di drenaggio del fondo e i movimenti delle masse d'acqua in prossimità della costa.

Correnti di deriva litorale

Le correnti di deriva litorale sono individuabili nelle spiagge sommerse per

la presenza di strutture di corrente a ripple mark, che si rilevano in corrispondenza di stretti canali tra le isole e del limite superiore della *Posidonia oceanica*.

Linee di drenaggio e correnti di fondo

Sulla piattaforma continentale interna le correnti di fondo e le linee dei drenaggi principali hanno messo in luce: valli, canali e solchi lungo i quali si concentra il movimento verso il largo dei sedimenti. Sono incisioni di origine sub-aerea, connesse alla rete idrografica sviluppata quando il livello del mare era a circa -130m.

La trasgressione versiliana e la sedimentazione olocenica non hanno del tutto cancellato queste forme. Sono evidenti sulla piattaforma i canali, le linee di drenaggio e i talweg sepolti, dove si concentra il movimento verso il largo dei sedimenti marini.

Delta sottomarini sono stati rilevati in corrispondenza delle valli a rias.

In alcuni settori il bordo della piattaforma è profondamente inciso da canyon sottomarini.

Paleoidrografia sommersa.

Sulla piattaforma del basamento paleozoico sono stati individuati paleovalvei, le cui incisioni si sono sviluppate lungo le principali linee di drenaggio che sono strettamente legate ai fattori morfostrutturali del settore emerso. La valle tra Isola La Maddalena e Isola Caprera è impostata su una faglia. La paleo-valle è colmata da sedimenti marini composti da sabbie bioclastiche e sabbie limoso organogene.



Fig. 8 - Località: Nord Pt. Coticcio - 1) solco di battente; 2) piattaforma di abrasione; 3) sedimento bioclastico; 4) affioramento roccioso.

4. - DINAMICA METEO-MARINA

4.1. - VENTO DOMINANTE

L'area dell'Arcipelago è principalmente soggetta ai venti di Ponente, Maestrale e Grecale, battenti rispettivamente dal IV e I quadrante. L'intensità dei venti può arrivare a circa 3 nodi, ma essa può aumentare considerevolmente in corrispondenza dei canali tra le isole o gli scogli; ciò si riflette in un notevole aumento della velocità delle correnti superficiali e del fondo, formando sui fondali importanti strutture trattive di grandi e piccole dimensioni (mega ripple e ripple mark).

4.2. - DIREZIONE DOMINANTE DELLE ONDE

La direzione dominante delle onde è direttamente collegata alla dinamica dei venti.

Nell'area si distinguono principalmente due settori: settentrionale e nord orientale.

Nel settore settentrionale sono i venti di Ponente e di Maestrale provenienti dal IV quadrante a condizionare la direzione delle onde, che hanno andamento con verso ~W-E, o NW-SE; queste coadiuvano la formazione di correnti fondo che esplicano la loro maggiore energia in corrispondenza dei canali tra le isole maggiori.

Nel settore nord orientale la direzione dominante delle onde è influenzata dai venti di Grecale e di Levante provenienti dal I quadrante; il verso dominante delle onde è di ~NE-SW o E-W.

Le correnti di fondo si evidenziano lungo il canale tra l'Isola Caprera e l'isola dei Monaci.

4.3. - DERIVA LITORALE E CORRENTI TRATTIVE DEL FONDO

Le correnti di deriva litorale si impostano lungo le coste e la loro azione è regolata da fenomeni di accumulo e di erosione. La direzione delle correnti di deriva si manifesta attraverso l'andamento delle strutture di corrente (ripple mark).

L'azione delle correnti di deriva è stata rilevata lungo le coste sabbiose per l'accumulo (Spiaggia Rosa Budelli) o per l'erosione-arretramento della linea di costa. L'azione erosiva delle correnti si è manifestata anche in corrispondenza del limite superiore della *Posidonia oceanica* che è risultata essere in arretramento.

Sulla piattaforma continentale interna le correnti di fondo e le linee dei drenaggi principali hanno messo in luce: valli, canali e solchi, lungo i quali si concentra il movimento verso il largo dei sedimenti.

PROGETTO
CARG

PROGETTO
CARG

II - STRATIGRAFIA

Il rilevamento della parte emersa del Foglio 412 “La Maddalena” è stato condotto con criteri geologici, strutturali e petrografici applicabili in campagna in conformità con quanto suggerito dalle norme per la stratigrafia e cartografia del cristallino (PASQUARÉ *et alii*, 1992), contenute nel Volume 1, Quaderni serie III del S.G.N. e dalle norme per il rilevamento dei complessi plutonici del BRGM (1997). Per la caratterizzazione delle varie petrofacies delle rocce plutoniche, si sono considerate la taglia e il grado di idiomorfismo dei minerali maggiori, la loro stima modale, in particolare la stima del rapporto feldspatico ove facilitata da differenze cromatiche e l’abbondanza e natura dei femici. I dati di laboratorio, quali la petrografia in sezione sottile, la geochimica degli elementi maggiori così come le indagini radiometriche, hanno contribuito a precisare e affinare le caratterizzazioni di terreno.

Tra gli elementi caratterizzanti particolare attenzione è stata dedicata alla presenza, quantità e forma degli “*enclaves*”, la natura dei quali è stata definita secondo i criteri di DIDIER & BARBARIN (1991).

In questo testo vengono descritte e distinte le caratteristiche di varie unità intrusive con le loro sub-facies, mettendo in evidenza soprattutto connotazioni di tipo geologico-strutturale e petrografico. Nella letteratura corrente i termini «strutturale» e «tessiturale» vengono ormai indifferentemente impiegati in riferimento a caratteri petrografici sia mesoscopici che microscopici. Per non ingenerare confusione, si è scelto di impiegare i termini «struttura» e «strutturale» in riferimento alle caratteristiche geologiche (effetti deformativi e reologici a tutte le scale) ed i termini «tessitura» e «tessiturale» in riferimento alle prerogative petrografiche.

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

In definitiva l'insieme dei dati petrografici e strutturali di terreno ha consentito di definire unità intrusive ognuna con geometria, aspetti composizionali e strutturali propri. La cronologia relativa di messa in posto è stata dedotta dall'analisi dei contatti tra differenti unità e da datazioni radiometriche U/Pb su zirconio.

In questo modo, allo stato attuale delle conoscenze, sono state individuate nel Foglio tre differenti unità intrusive, suddivise in sub unità cartografiche di rango inferiore costituite da differenti petrofacies.

L'unità intrusiva di Santa Maria (**GGT**), costituita da gneiss migmatitici derivanti da deformazione milonitica su originarie migmatiti.

L'unità di La Maddalena (**MDN**), a sua volta suddivisa nelle tre sub-unità: la sub unità di Guardia Vecchia (**MDN₁**), la sub unità di Punta La Gatta - Teilalone (**MDN₂**), e la sub unità di Giardinelli (**MDN₃**). La sub unità di Punta la Gatta - Teilalone ha la maggiore estensione cartografica, occupando sia parte dell'isola de la Maddalena sia la maggior parte dell'isola di Caprera. La sub unità di Giardinelli si estende in direzione N-W, a cavallo delle due isole maggiori; la sub unità di Guardia Vecchia affiora nella parte meridionale dell'isola de La Maddalena e nelle altre isole minori. La composizione delle sub unità è essenzialmente granodioritico-monzogranitica. Le differenze dei caratteri tessiturali e composizionali contribuiscono al riconoscimento delle diverse litofacies cartografate.

L'unità di Palau (**PAU**), che costituisce la prosecuzione cartografica e geologica dell'unità descritta nel Foglio 428 "Arzachena" affiora in un settore limitato tra Punta Don Diego e Punta Sardegna.

1. - COMPLESSO METAMORFICO DI ALTO GRADO

1.1. - GNEISS MIGMATITICI DELL'ISOLA DI S. MARIA (**GGT**)

Il complesso metamorfico di alto grado è scarsamente rappresentato nell'arcipelago, a parte alcuni affioramenti di gneiss migmatitici nella punta meridionale di Caprera e nello scoglio di Barrettini; l'unico affioramento di una certa estensione si trova nella porzione settentrionale dell'isola di Santa Maria. Questa è costituita da gneiss che mostrano tracce di una deformazione milonitica eviden-



Fig. 9 - Gneiss milonitici dell'Isola di Santa Maria.

ziata da nastri di quarzo (BOULLIER & BOUCHEZ, 1978) e in alcune zone da strutture tipo *mortar* e mirmechiti da stress (TRIBE & D'LEMONS, 1996) (fig.9). Questi gneiss sono il prodotto della formazione a carico di originarie migmatiti lungo una importante zona di taglio, come testimoniato dalla presenza di domini indeformati costituiti da leucosomi a composizione granitica. D'altra parte lembi di diatessiti sono ancora osservabili in prossimità del contatto col granito che intrude queste rocce. In questa fascia è diffusa una ricristallizzazione statica, come evidenziato da aggregati di biotite con tessitura decussata e da *annealing* del quarzo. La paragenesi dominante in questi gneiss è $Qtz+Pl+Bt \pm Mus$. Feldspato alcalino e cordierite si osservano nelle porzioni non affette da deformazione milonitica. L'età di questa unità, come quella del complesso metamorfico di alto grado della Sardegna non è conosciuta.

1.2. - LEUCOGRANITI DI M. LA PRESA (LRS)

Questa unità forma un corpo intrusivo principale, largo fino a 500 metri, esteso in direzione NO-SE per 1,5 km, cui si accompagna uno sciame di corpi intrusivi minori nella parte più settentrionale dell'isola di Santa Maria, tra il passo dello Strangolato e La Presa. Essa è descritta all'interno del complesso metamorfico di

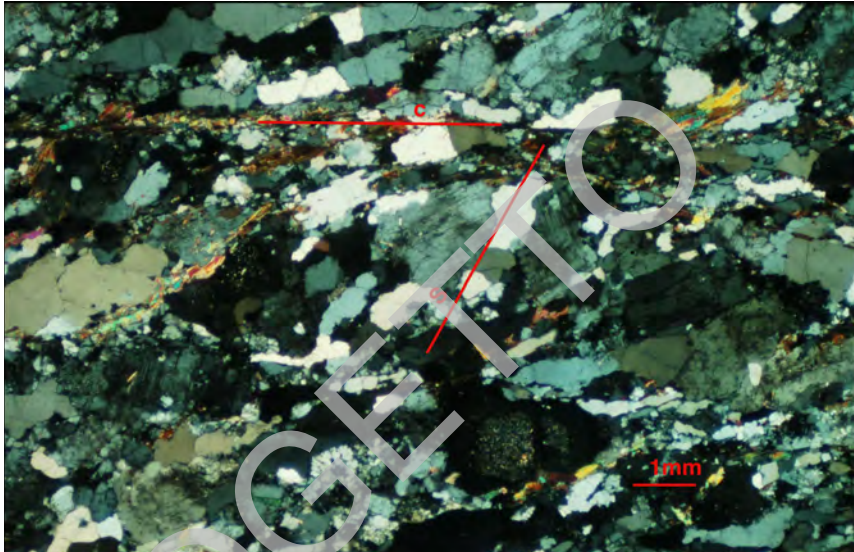
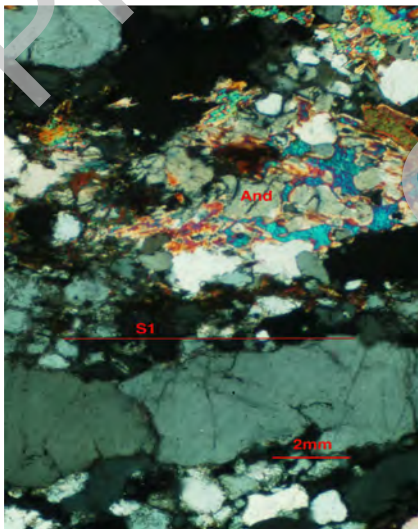


Fig. 10 - Strutture S-C nel leucogranito scistoso peralluminoso.

alto grado, sia perché con questo condivide la fase deformativa che ha generato la zona di taglio all'interno della quale si è intrusa, sia perché la sua età radiometrica e il carattere francamente anatectico-crustale la fanno ritenere precoce rispetto alla messa in posto del batolite.



Questi corpi intrusivi infatti si caratterizzano per una struttura deformativa S-C che suggerisce la messa in posto in una zona di taglio trascorrente destra (Fig. 10) e per il carattere decisamente peralluminoso testimoniato da muscovite e da andalusite (Fig. 11) destabilizzata da reazioni di idratazione. L'età di questi graniti è di 321 ± 8 Ma, finora la più antica età varisica riscontrata in un corpo intrusivo della Sardegna.

Fig. 11 - Leucogranito scistoso peralluminoso, si osservi al di sopra del nastro quarzo muscovite in disequilibrio con l'andalusite da cui deriva per idratazione.

2. - COMPLESSO INTRUSIVO TARDO - ERCINICO

2.1. - UNITÀ INTRUSIVA DI BARRABISA (**BBA**)

Questa unità affiora molto limitatamente nell'angolo sud ovest del Foglio. Affiora più estesamente nel F° 428 Arzachena, al quale si rimanda per una descrizione litologica più dettagliata.

2.1.1. - *Granodioriti. Facies Barrabisa* (**BB_a**)

Si tratta di granodioriti caratterizzate da una foliazione ben evidente, marcata dall'allineamento di biotite, più raramente muscovite, e aggregati policristallini di quarzo. Le caratteristiche microscopiche fanno ritenere che lo sviluppo di tale foliazione sia iniziata in condizioni di flusso sub-magmatico e sia continuata in condizioni di flusso allo stato solido.

L'andamento della foliazione è concordante con quello della scistosità dei numerosi setti di metamorfiti incorporati nell'intrusione. E' da segnalare come l'unità intrusiva di Barrabisa mostri una eterogeneità di caratteri petrografici e composizionali, che però sono stati riscontrati solo al di fuori del Foglio 412 "La Maddalena".

L'unità intrusiva di Barrabisa presenta un carattere calcicalino del tutto simile a quello delle altre intrusioni del Batolite Sardo ed è caratterizzata da un rapporto A/CNK tra 1,07 e 1,2 che la caratterizza come decisamente peralluminosa.

La datazione di questa unità intrusiva è stata sempre problematica; con differenti metodologie finora sono state riscontrate età attorno ai 300 Ma (INNOCENTI *et alii*, 1991).

Carbonifero

2.2. - UNITÀ INTRUSIVA DI LA MADDALENA (**MDN**)

L'unità intrusiva de La Maddalena è costituita da tre sub unità formate da litofacies che hanno caratteristiche composizionali, strutturali e tessiturali tra loro differenti. L'unità intrusiva affiora estesamente nell'isola omonima, nell'isola di Caprera e nelle isole minori. Come detto sopra è formata da tre subunità intrusive costituite da termini granodioritici-monzogranitici, i quali passano con contatti sfumati a termini leucomonzogranitici s. l. e da subordinate granodioriti a muscovite e sienograniti.

Tab. 1 - *Analisi chimiche delle facies degli affioramenti cartografati.*

	MD1	MD 3	MD 4	MD 5	MD 6	MD 7	MD 8	MD 9	MD-10NY	MD-10/	MD-11NY	MD-11	CP 1	CP 2	CP 3
SiO ₂	74.56	50.87	73.35	72.43	75.44	76.23	76.26	75.65	71.93	71.6	50.14	49.65	75.13	72.56	78.07
TiO ₂	0.18	0.93	0.23	0.21	0.12	0.1	0.08	0.15	0.18	0.23	0.94	1.03	0.16	0.26	0.02
Al ₂ O ₃	13.44	16.55	13.82	14.3	13.04	13.12	12.91	12.8	13.47	13.41	16.9	16.67	13.38	14.10	12.76
Fe ₂ O ₃	1.78	9.08	2.21	1.35	1.27	1.15	0.91	1.52	2.61	2.46	9.16	9.34	1.75	2.23	1.05
FeO															
MnO	0.07	0.15	0.06	0.06	0.06	0.06	0.05	0.05	0.07	0.08	0.15	0.15	0.07	0.06	0.02
MgO	0.35	6.7	0.5	0.4	0.19	0.15	0.05	0.28	0.36	0.33	7.17	7.33	0.35	0.49	0.09
CaO	1.59	7.90	2.11	1.06	1.14	0.93	0.73	1.44	1.45	0.42	8.93	8.76	0.85	1.75	0.06
Na ₂ O	3.34	2.94	3.05	3.65	3.34	3.26	3.4	3.13	3.08	5.1	3.6	2.55	3.11	3.27	3.41
K ₂ O	4.01	1.69	3.99	3.95	4.51	4.56	4.62	4.15	3.78	3.77	0.91	0.98	4.70	4.44	4.69
P ₂ O ₅	0.04	0.18	0.05	0.04	0.02	0.02	0.01	0.03	0.09	0.07	0.22	0.19	0.11	0.09	0.04
PF	0.99	2.64	0.49	0.5	0.35	0.88	0.33	0.4	0.62	0.77	3.05	2.77	1.00	0.71	0.96
Total	100.35	99.72	99.86	99.35	99.48	100.46	99.35	99.57	99.84	99.44	99.87	99.4	100.61	99.96	101.17
Q	35.33	0.00	34.45	30.76	35.61	37.23	36.84	37.67	24.08	23.86	0.17	0.00	36.38	31.57	39.71
c	0.81	0.00	0.77	0.55	0.64	1.18	1.01	0.57	0.00	0.00	0.00	0.00	1.89	0.95	2.06
Or	23.70	9.99	23.58	23.34	26.65	26.95	27.30	24.52	22.34	22.28	5.38	5.79	27.77	26.24	27.71
ab	38.26	24.88	25.81	20.89	28.26	27.59	28.77	26.49	42.59	43.15	22.00	21.41	26.32	27.67	28.85
an	7.63	26.97	10.14	9.46	5.53	4.48	3.56	6.80	2.79	2.56	30.94	31.23	3.50	8.09	0.04
dl	0.00	9.32	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	3.21	3.37	9.70	8.93	0.00	0.00	0.00
hy	2.28	17.85	2.93	2.39	1.51	1.34	0.89	1.88	1.92	1.57	23.53	23.01	2.28	2.87	1.16
ol	0.00	2.38	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.01	0.79	1.00	0.47
mt	0.80	2.80	0.99	0.83	0.57	0.52	0.41	0.68	1.17	1.11	2.03	2.07	0.30	0.49	0.04
il	0.34	1.77	0.44	0.40	0.33	0.19	0.15	0.28	0.34	0.44	1.79	1.96	0.25	0.21	0.09
ap	0.09	0.42	0.12	0.09	0.05	0.05	0.02	0.07	0.21	0.16	0.51	0.44	99.49	99.10	100.14

2.2.1. - Sub unità di Guardia Vecchia (MDN₁)

2.2.1.1. - Monzograniti Facies Punta Tegge (MDN_{1a})

Questa litofacies affiora in continuità nel tratto di costa tra Punta Nido d'Aquila e Punta Tegge, passa alla facies monzogranitica di Cala Francese con un contatto primario sfumato, caratterizzato da rare digitazioni e locali fenomeni di turbolenza tessiturale. Il monzogranito ha tessitura orientata, grana medio grossa, struttura porfirica per rari fenocristalli sub edrali di K-feldspato di colore da rosato a bianco giallastro, di taglia compresa fra 0,5 e 1 cm, il plagioclasio è bianco in cristalli prevalentemente anedrali come la maggior parte dei cristalli di feldspato alcalino; il quarzo è sempre anedrale. Tra i feniici è presente solo biotite in proporzioni modali. In questa facies sono molto diffusi gli inclusi microgranulari feniici, allungati di dimensione decimetrica.

In tabella 1, la composizione chimica di questa litofacies è rappresentata dal campione MD 4.

Carbonifero superiore

2.2.1.2. - Monzograniti. Facies Padule (MDN_{1b})

Questa facies rappresenta un litotipo che si caratterizza macroscopicamente per la taglia del K-feldspato compresa fra 0,5 e 2,5 cm. Affiora estesamente nella parte meridionale dell'isola, in corrispondenza dell'abitato de La Maddalena,

nell'isola di S. Stefano, nell'isola di Spargi e con minor estensione nell'isola di Budelli. Va a contatto con le facies prima descritte e si sviluppa in corpi allungati secondo direzione N 145. A loro volta i graniti con questa facies vengono a contatto con i leucomonzograniti equigranulari e le loro porzioni periferiche formando corpi concordanti con quelli precedenti.

In tabella 1, la composizione chimica di questa litofacies è rappresentata dal campione MD 1.

Carbonifero superiore - Permiano

2.2.1.3. - Monzograniti. Facies Cala Francese (MDN_{1c})

Nell'isola La Maddalena e in quella di Spargi affiora in continuità il monzogranito granodioritico della *facies Cala Francese* che ha analogie tessiture e composizionali con quella di M. Moro affiorante nel Foglio 428 Arzachena (Fig.12). Si tratta di un monzogranito grigio rosato, a struttura equigranulare, tessitura moderatamente orientata.

Carattere distintivo di questa facies, è la piccola taglia di rari fenocristalli di k-feldspato eudrali, compresa fra 0,5 e 1 cm e la presenza di anfibolo; la biotite

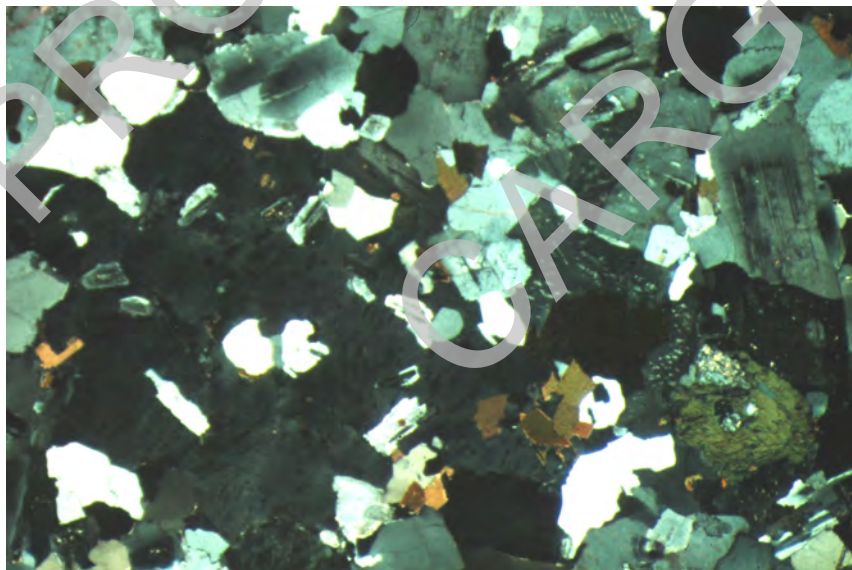


Fig. 12 - Granito di Cala Francese. Panoramica in sezione sottile, nicols X. L'anfibolo in basso a destra ha un diametro di 3 mm.

forma degli «spots» millimetrici. Questa litofacies passa, con un contatto sfumato ma progressivo, a facies granitoidi interpretabili come le porzioni periferiche dei leucograniti con +/-muscovite (*facies di Punta di Li Colmi*).

In tabella 1, la composizione chimica di questa litofacies è rappresentata dal campione MD 25.

Carbonifero superiore

2.2.1.4. - Leucomonzograniti biotitici.

Facies Porto Lungo (MDN_{1d})

Affiora estesamente a nord est della città de La Maddalena; il maggior affioramento ha un contatto in direzione NW-SE con la *facies "Padule"*. Nell'isola di Spargi i contatti di questa facies con le altre presentano direzione all'incirca ortogonale rispetto alla precedente.

Questa litofacies è distinguibile per il colore rosato, per la struttura equigranulare, e la tessitura isotropa. Caratteristica fondamentale è la tessitura del feldspato alcalino, il quale è costituito da aggregati policristallini che conferiscono alla roccia il colore tendenzialmente rosato. La biotite non supera il 5%. Questi graniti costituiscono il termine di passaggio con i monzograniti s.s.

Carbonifero superiore

2.2.1.5. - Leucograniti. Facies Punta de li Colmi (MDN_{1e})

Affiorano con discontinuità da Punta Testiccioli fino a La Crocetta (poco fuori l'abitato de La Maddalena). Si caratterizzano per la struttura tendenzialmente microporfirica, per la presenza di fenocristalli di quarzo globulare, in una massa di fondo quarzo feldspatica a grana molto fine, in cui sono frequenti tessiture granofiriche. E' molto interessante notare che in questa facies sono diffuse tasche pegmatitiche e cavità miarolitiche. Si notano anche fenomeni di turbolenza che creano vistose disomogeneità tessitureali dovute a repentina diminuzione di grana e/o adunamenti anomali di k-feldspato. Questo leucomonzogranito è in contatto primario con il monzogranito tipo *Cala Francese*. Esso costituisce in genere le parti periferiche delle intrusioni leucogranitiche delle quali, sfumando in facies microgranitiche, costituisce il *chilled margin* (margini di raffreddamento) al contatto col basamento metamorfico.

In tabella 1, la composizione chimica di questa litofacies è rappresentata dal campione MD 2.

Carbonifero superiore

2.2.2. - Sub unità di Punta La Gatta-Teialone (MDN₂)

2.2.2.1. - Monzograniti. Facies Baia Trinita (MDN_{2a})

Si tratta di un monzogranito che presenta tessitura inequigranulare, ipidiomorfa moderatamente orientata con grossi fenocristalli idiomorfi rosati di K-feldspato (0.5 - 4.5 cm) distribuiti omogeneamente in una massa fondamentale di colore grigio-biancastro a grana grossa. Risulta ben evidente una fluidalità planare orientata N 130° immersione a NE con inclinazioni comprese tra 27° e 35°.

Le fasi mineralogiche principali presenti sono, in ordine decrescente di abbondanza: quarzo, feldspato potassico, plagioclasio, biotite.

Fra i minerali accessori: opachi e mica bianca di probabile origine secondaria. Infatti, in sezione sottile, sembra associata ad aggregati plurimillimetrici di pinitite. Raramente questa invece compare in cristalli isolati di probabile natura primaria.

Carbonifero superiore - Permiano

2.2.2.2. - Monzograniti. Facies Spalmatore (MDN_{2b})

La facies monzogranitica denominata Spalmatore affiora estesamente nella porzione mediana del Foglio a formare un corpo plurichilometrico allungato in direzione N120. Gli elementi strutturali riconducibili allo stadio di messa in posto (fluidalità planare e lineare), le modalità di distribuzione di strutture pegmatitiche associate a cavità miarolitiche, di *schlierens* biotitici e di motivi di turbolenza tessiturale hanno consentito di definire la geometria interna del corpo e di dedurne una struttura a duomo allungato. In tabella 1, la composizione chimica di questa litofacies è rappresentata dal campione MD 24.

Carbonifero superiore - Permiano

2.2.2.3. - Micromonzograniti. Facies M. Rasu (MDN_{2c})

Nella sezione Caprera in corrispondenza dell'omonimo rilievo, affiora un piccolo ammasso roccioso costituito da un monzogranito a tessitura inequigranulare ipidiomorfa, moderatamente orientata. Caratteristica è la presenza di rari fenocristalli eudrali di K-feldspato di taglia compresa fra 0,5 e 2,5 cm, e quarzo globulare che spiccano in una massa fondamentale di colore grigio-biancastro a grana medio fine.

Carbonifero superiore - Permiano

2.2.2.4. - Leucomonzograniti biotitici.

Facies M. Arbuticci (MDN_{2d})

Questa litofacies forma un esteso affioramento diretto N-S nell'isola di Caprera, partendo da Cala Brigantino a sud, fino a Punta Crucitta. Va a contatto con la facies monzogranitica di Spalmatore ed in minima parte con le granodioriti monzogranitiche di Giardinelli. Il contatto fra le facies è sfumato e progressivo.

Il leucomonzogranito a biotite si presenta a grana medio-fine, da equigranulare a moderatamente inequigranulare con tessitura isotropa caratterizzato da cristalli, da anedrali a subedrali, di quarzo, plagioclasio ed ortoclasio e lamelle di biotite in quantità modali intorno al 6-8%.

Carbonifero superiore - Permiano

2.2.2.5. - Leucograniti. Facies Punta Coticcio (MDN_{2e})

Nella parte occidentale dell'isola di Caprera, la facies leucomonzogranitica sopra descritta passa ad una facies leucogranitica a grana fine che con un contatto diretto N-S costituisce l'elemento litologico più evoluto dal punto di vista tessiturale. Si tratta di una facies leucogranitica con scarsa biotite, di colore bianco rosato, tessitura ipidiomorfa equigranulare, isotropa a grana fine. I componenti mineralogici principali sono plagioclasio di taglia millimetrica e generalmente idiomorfo, K-feldspato, quarzo, talvolta globulare e biotite in quantità non superiori al 4-6%.

Abbondanti risultano i fenomeni di turbolenza tessiturale che si manifestano con locali differenziati aplo-pegmatitici, costituiti da lenti pegmatitiche di dimensione decimetrica di composizione semplice (quarzo + feldspato alcalino + rara biotite e/o muscovite).

Carbonifero superiore

2.2.2.6. - Leucograniti a muscovite e granato.

Facies Punta la Crucitta (MDN_{2f})

Questa litofacies affiora principalmente in località omonima in filoni ed ammassi di lunghezza decametrica. Si distingue per il colore bianco giallastro, grana fine quasi africa, tessitura ipidiomorfa isotropa.

I componenti mineralogici principali sono K-feldspato, quarzo, plagioclasio, muscovite, biotite e granato.

Carbonifero superiore

2.2.2.7. - Sienograniti Facies Abbatoggia (MDN_{2g})

Affiora in località Abbatoggia, forma un ammasso di piccole dimensioni che va a contatto con la facies monzogranitica di Baia Trinita.

La roccia presenta struttura massiccia, tessitura isotropa; le paragenesi principali sono le seguenti: feldspato alcalino costituito da albite prevalente in fenocristalli eudrali di taglia compresa tra 1 e 3 cm, e ortoclasio subedrale in cristalli di taglia tra 0,5 e 1 cm. Il quarzo, interstiziale, si presenta in plaghe anedrali di forma allungata. E' presente anche anfibolo in aggregati millimetrici.

In tabella 1, la composizione chimica di questa litofacies è rappresentata dal campione MD 10.

Carbonifero superiore - Permiano

2.2.3. - Sub unità di Giardinelli (MDN₃)

2.2.3.1. - Granodioriti monzogranitiche. Facies Moneta (MDN_{3a})

Questa litofacies affiora in un modesto rilievo in corrispondenza della penisola di Giardinelli. Presenta un colore chiaro, tessitura isotropa equigranulare ipidiomorfa a grana medio-fine con, in ordine decrescente di abbondanza: quarzo, plagioclasio, K-feldspato, muscovite e biotite. All'affioramento presenta sovente un'alterazione bianco giallastra che conferisce alla roccia una colorazione uniforme.

Mostra sempre una discreta anisotropia tessiturale marcata dall'orientazione della biotite e degli inclusi femici sempre presenti in queste litofacies.

Carbonifero superiore - Permiano

2.2.3.2. - Granodioriti monzogranitiche. Facies Garibaldi (MDN_{3b})

Si tratta di granodioriti monzogranitiche equigranulari, a grana medio fine, tessitura moderatamente orientata. Caratteristica di questa litofacies è la presenza di abbondanti cristalli di muscovite che in sezione sottile è stato possibile identificare come primaria.

L'analisi chimica degli elementi maggiori indicano un indice A/CNK = 1.140, che conferma il carattere peraluminoso deducibile dalla presenza di muscovite primaria.

In tabella 1, la composizione chimica di questa litofacies è rappresentata dal campione MD 2.

Carbonifero superiore - Permiano

2.3. - UNITÀ INTRUSIVA DI PALAU

L'unità intrusiva di Palau affiorante in questa porzione di Foglio è stata descritta nel Foglio 428 Arzachena. E' costituita da due termini litologici distinti cartograficamente. Si tratta essenzialmente di monzograniti a tessitura orientata che tendono ad assumere carattere leucocrato e tessitura isotropa. Queste litofacies formano un corpo intrusivo allungato in direzione NW-SE e delimitato a sud dall'esteso affioramento di basamento metamorfico di Palau, mentre a nord affiorano in corrispondenza di Punta Sardegna e l'Isola di S. Stefano.

Le litofacies dell'unità intrusiva di Palau sono descritte qui di seguito.

2.3.1. - *Monzograniti. Facies Palau (PAU_a)*

La facies omonima affiora nei pressi del paese di Palau e nell'Isola di S. Stefano rappresenta il termine petrografico geometricamente più basso della omonima unità intrusiva.

Le sue caratteristiche distintive sono la tessitura inequigranulare, talvolta porfiroide, con abbondanti fenocristalli di K-feldspato di taglia compresa fra 1 e 4 cm in una massa fondamentale a grana media a quarzo, plagioclasio e K-feldspato xenomorfi. Sono facilmente individuabili motivi strutturati di flusso magmatico, riconoscibili essenzialmente per l'isorientazione dei cristalli di K-feldspato allungati secondo (100) e di inclusi microgranulari allungati che conferiscono alla roccia una tessitura marcatamente orientata.

La giacitura delle superfici di fluidalità magmatica ha direzioni comprese fra N100 e N140, e immersione preferibilmente verso NE che sono congruenti con la direzione di sviluppo cartografico dell'intrusione.

Carbonifero superiore - Permiano

2.3.2. - *Monzograniti. Facies Porto Rafael (PAU_b)*

Nella parte nord-occidentale del Foglio, in località Porto Rafael, affiora la facies monzogranitica omonima. La roccia è caratterizzata da colore bianco rosato tenue, tessitura da inequigranulare a microgranulare con rari cristalli sube-

drali di K-feldspato di taglia compresa fra 1 e 3 cm e quarzo globulare. La biotite è poco abbondante (5%).

Il corpo principale è in rapporti intrusivi con l'unità di Barrabisa affiorante nel Foglio contiguo, con contatto generalmente netto, in direzione NW-SE.

Carbonifero superiore - Permiano

3. - IL SISTEMA FILONIANO

Le problematiche relative al sistema filoniano sono state descritte da vari Autori, e le conoscenze di base si rifanno alla constatazione che tutto il basamento cristallino della Sardegna è disseminato di numerose manifestazioni subvulcaniche; l'inquadramento di queste, all'interno della evoluzione geodinamica della Sardegna ercinica e tardo-ercinica è stato sempre marginale. Di recente CORTESOGNO *et alii*, (2004) hanno evidenziato come i caratteri petrochimici in relazione all'età, presentino un'evoluzione complessa. I rapporti con le rocce incassanti offrono spunti per interpretare il campo di stress locale al momento della loro messa in posto; quelli composizionali, possono riflettere cambiamenti dei contesti geodinamici nel tempo. Infatti gli aspetti composizionali correlati con dati di cronologia assoluta, collocano le attività magmatiche cui sono legati i filoni, all'interno di un quadro evolutivo post collisionale che, con continuità, può spingersi oltre il collasso della Catena ercinica fino al Triassico (BALDELLI *et alii* 1987). Le distinzioni operate in carta si basano sull'osservazione macroscopica e su una campionatura (circa 20 filoni) finalizzata allo studio in sezione sottile; infatti la distinzione, ad esempio dei filoni microdioritici e dei filoni basaltici che presentano strutture microcristalline fino ad afanitiche, non è sempre possibile sul terreno.

Tre tipologie principali identificabili sul terreno sono state distinte su base petrografica e petrochimica secondo la differente affinità seriale ed il differente grado di evoluzione dei magmi: 1) filoni a serialità transizionale, 2) filoni calcalcalini prevalentemente intermedi ($\text{SiO}_2 < 70\%$) e 3) filoni calcalcalini acidi ($\text{SiO}_2 > 70\%$).

La nomenclatura petrografica usata è in accordo con la classificazione IUGS (LE BAS *et alii*, 1986). Su questa base, i filoni a serialità transizionale comprendono basalti, trachi basalti e trachi - andesiti basaltiche.

I filoni calcalcalini intermedi ($\text{SiO}_2 < 70\%$) sono andesiti e daciti con contenuti in alcali relativamente elevati e i filoni calcalcalini acidi ($\text{SiO}_2 > 70\%$) sono rioliti. Anche i termini acidi hanno una tendenza alta in K.

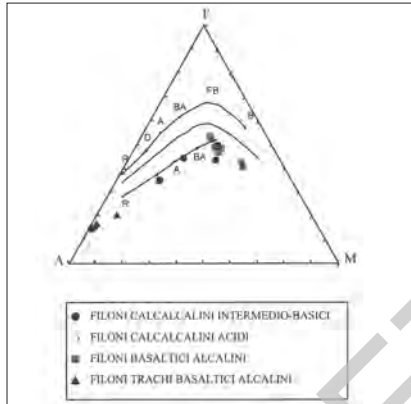


Fig. 13 - Diagramma AFM.

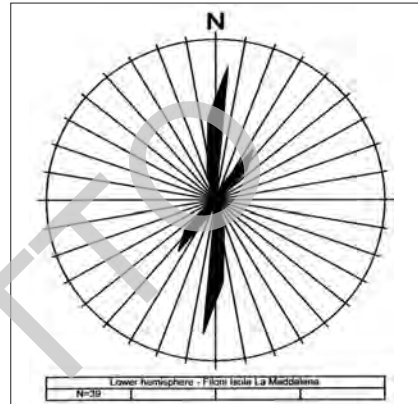


Fig. 14 - Direzioni principali del sistema filoniano.

Il *trend* calcalcalino, comune ai gruppi 2) e 3) è ben evidenziato sul diagramma AFM (fig. 13).

Sullo stesso grafico, i basalti transizionali mostrano due *trend* differenziati.

Le osservazioni finora effettuate, sono basate sui dati geologici e petrografici disponibili dai Fogli limitrofi e su quanto si può interpretare dai campioni provenienti dai diversi filoni individuati dalla foto interpretazione e dalla osservazione diretta. Ciò consente di raggruppare i filoni in tre principali classi che riflettono in parte caratteristiche seriali.

Le direzioni del sistema filoniano sono prevalentemente submeridiane, o più raramente NE come sintetizzato nel *rose-diagram* riportato in fig. 14.

3.1. - FILONI BASALTICI A SERIALITÀ TRANSIZIONALE (f₁)

In tutto il Foglio sono diffusi dei filoni basici a prevalente direzione N-S, tra i più importanti per lunghezza citiamo quelli che si rinvencono nel lato NE dell'Isola de La Maddalena (località Guardia del Turco - Punta della Gatta) e quelli delle isole di Razzoli e Spargi (Fig. 15). I filoni hanno composizione basaltica, struttura doleritica con isorientazione abbastanza marcata dei plagioclasti. Sono presenti fenocristalli di olivina cloritizzata e rari fenocristalli di plagioclasio; l'olivina è presente anche come grossi cristalli nella struttura doleritica (Fig. 16). L'augite è sempre circondata e parzialmente sostituita da orneblenda rossa.

Carbonifero superiore - Permiano



Fig. 15 - *Isola di Spargi: Filone basaltico con giacitura N20/60W.*

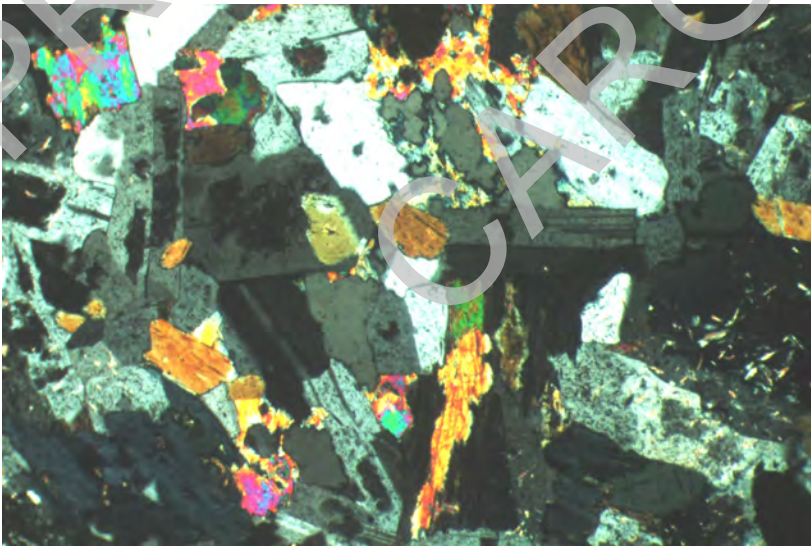


Fig. 16 - *Sezione sottile di filone microdioritico (Punta della Gatta).*

3.2. - FILONI CALCALCALINI INTERMEDI (**fd**)

I filoni più rappresentativi per lunghezza e potenza sono quelli che affiorano presso Cala Maiore (Isola della Maddalena) e Punta Rossa (Isola di Caprera); hanno carattere mesocratico, a volte tessitura porfirica con indice di porfiricità molto variabile (PI 5-25) con fenocristalli di plagioclasio, orneblenda e/o biotite. E' frequente la presenza di cristalli di quarzo molto arrotondati, con bordi lobati per fenomeni di riassorbimento che in molti casi possono essere considerati fenocristalli.

Carbonifero superiore - Permiano

3.3. - FILONI CALCALCALINI ACIDI: FILONI DACITICI, RIODACITICI (**fr**) E ALCALIRIOLITICI E RIOLITICI (**ft**)

Questi filoni ampiamente diffusi in tutte le isole hanno direzione prevalente N-S e lunghezza plurichilometrica, spessore apparente da metrico a decametrico; fra i più significativi citiamo il filone dacitico che si estende da Punta Abbatoggia a M. Millelire ed il suo prolungamento fino a Punta Villa.

Macroscopicamente sono caratterizzati da struttura porfirica e sono riconoscibili abbondanti fenocristalli di quarzo, sia grossi individui sia aggregati di più cristalli. Il plagioclasio è presente in fenocristalli abbondanti, spesso con inclusioni di biotite e microinclusioni di quarzo, talora glomeroporfirici con biotite, più raramente a contatto con quarzo. La mesostasi è olocristallina, a grana fine ed è costituita da un aggregato autallotriomorfo di quarzo e feldspato alcalino.

La struttura è caratterizzata da plagioclasii idiomorfi femici da euedrali fino ad interstiziali, almeno in parte costituiti da biotite. Ilmenite abbondante sia come individui grandi subedrali che come fase interstiziale. Nel complesso le rocce sono interessate da alterazione di basso grado, con trasformazione in albite + epidoto dei plagioclasii e cloritizzazione quasi completa della biotite.

Fra i filoni che composizionalmente ricadono nel campo delle daciti e/o delle riodaciti ricordiamo quello che attraversa in senso longitudinale l'Isola di Caprera formando il promontorio di Punta Rossa; questi hanno tessitura porfirica con abbondanti aggregati glomeroporfirici di plagioclasio \pm K-feldspato \pm biotite e granuli di quarzo \pm concresciuti. La mesostasi è olocristallina a grana grossa ed ha una struttura aplitica a mosaico di feldspato e quarzo con piccole biotiti; talvolta la mesostasi è interstiziale. Altri caratteri delle trachidaciti e delle rioliti alcaline sono la tessitura microporfirica con fenocristalli di plagioclasio e rara biotite. Al microscopio mostrano mesostasi con microliti di biotite isorientati, fluidali e feldspato micropecilitico.

I filoni alcali riolitici e riolitici sono diffusi su tutto l'arcipelago, con una maggiore diffusione nell'Isola di Caprera (località Becco di Vela e M Arbuticci (Fig. 17) e subordinatamente nell'isola de La Maddalena. Hanno lunghezza variabile da metrica a plurichilometrica. Il più significativo filone alcali riolitico affiora in località Guardia Vecchia a Punta Nera NW-W della città de La Maddalena). Macroscopicamente è riconoscibile per la tessitura microporfirica e per rari fenocristalli di plagioclasio. La mesostasi è formata da piccoli plagioclasti idiomorfi, aggregati di quarzo interstiziale ed aggregati microcristallini di plagioclasio, biotite e quarzo con cristalli di mica bianca.

Nel Foglio sono stati cartografati diversi filoni di quarzo di dimensione etto-metrica fra i più importanti ricordiamo quello in località Punta dei Colmi. Questi filoni intrudono i leucomonzograniti ed in alcuni casi affiorano in corrispondenza del contatto con il basamento metamorfico. I filoni hanno giacitura subverticale ed uno spessore apparente di 2-3 m. Sono costituiti da quarzo biancastro con numerosi opachi parzialmente ossidati.

Carbonifero superiore - Permiano

3.4. - FILONI IDROTERMALI A QUARZO PREVALENTE (fq)

Nell'area di studio i filoni di quarzo sono piuttosto rari anche se è stato possibile cartografarne alcuni di dimensione decametrica; il più rappresentativo affiora in località Punta dei Colmi. Questo filone ha giacitura subverticale, lunghezza etto-metrica ed uno spessore apparente di 2-3 m. E' costituito da quarzo biancastro con numerosi opachi parzialmente ossidati.

Carbonifero superiore - Permiano



Fig. 17 - Isola di Caprera: visione panoramica di un filone riolitico di direzione circa N-S.

4. - DEPOSITI QUATERNARI DELL'AREA CONTINENTALE

Il rilevamento dei depositi quaternari affioranti nel Foglio è stato effettuato inquadrando le unità litostratigrafiche in unità a limiti inconformi. I criteri e le metodologie di rilevamento adottate derivano dalle osservazioni di un'ampia area che abbraccia anche i settori limitrofi (Foglio 428 "Arzachena"). Uno dei problemi principali per la individuazione di queste unità nel Foglio è stata la scarsità di materiali che si prestavano a datazioni radiometriche.

Le coperture quaternarie del Foglio sono assai ridotte; gli affioramenti più estesi sono rappresentati da depositi alluvionali ciottolosi pleistocenici e depositi litorali. Gli affioramenti maggiori si ritrovano nell'Isola di Santa Maria e in misura minore nell'Isola di Capraia.

4.1. - SINTEMA DI SANTA TERESA DI GALLURA (TGA)

Nel Foglio La Maddalena i sedimenti pleistocenici sono rappresentati da depositi ascrivibili al sintema di Santa Teresa di Gallura suddiviso in due subsintemi locali, il subsintema di Cannigione che si sovrappone stratigraficamente a quello di Longone.

4.1.1. - *Subsintema di Longone (TGA₁)*

Il subsintema di Longone corrisponde ai sedimenti ghiaiosi ben arrotondati di dimensione compresa fra 1 e 5 cm, raramente superiore a 10 cm, poggianti in discordanza sul substrato granitico sia delle isole di Razzoli e Budelli (fig. 18).

La discordanza è costituita da una superficie di erosione netta ma inclinata sino ad oltre 10° che è stata osservata per oltre 20 metri. Essa inizia al di sotto del



Fig. 18 - *Depositi ciottolosi di palespiaggia ricoperti da una coltre colluviale - eluviale (Isola di Razzoli).*

livello del mare e si osserva in sezione sino a circa + m 5.

Su questa superficie poggiano lenti di ghiaie medie e grossolane ben arrotondate con elementi sino a cm 20 di diametro, di ambiente costiero. Questi sedimenti sono caratterizzati da una forte discontinuità di spessore dato che localmente sono assenti mentre a tratti raggiungono e talvolta superano il metro di spessore.

Su questi depositi poggiano scarsi detriti di versante caratterizzati da clasti angolosi medio grossolani. Verso mare lungo il versante affiorano le sabbie ben classate di origine eolica più o meno rimaneggiate.

Pleistocene superiore

4.1.2. - *Subsistema di Cannigione (TGA₂)*

Il subsistema di Cannigione è caratterizzato da depositi alluvionali costituiti da ghiaie subarrotondate e subangolose in strati piano paralleli; questi sedimenti sono presenti in piccoli affioramenti principalmente nella parte meridionale dell'Isola di Santa Maria. I sedimenti in questione derivano anche dal rimaneggiamento di conoidi alluvionali provenienti dai versanti locali e si intercalano a sabbie eoliche ben cementate da calcite secondaria, costituite in prevalenza da bioclasti.

Pleistocene superiore?

4.2. - DEPOSITI OLOCENICI

I depositi maggiormente rappresentati nell'area in esame sono costituiti da sedimenti alluvionali e costieri che hanno caratterizzato sia le dinamiche attuali che quelle passate. Questi depositi sono rappresentati da depositi di spiaggia attuale e antica. Meno diffusi sono i depositi detritici e colluviali. La natura di questi sedimenti e la relazione laterale tra le varie facies è ad ogni modo alquanto complessa.

4.2.1. - *Deposito eolico (d)*

Si tratta di limitati affioramenti di depositi eolici connessi ad apparati dunari di retrospiaggia o alla migrazione verso terra di questi sedimenti. Le sabbie molto ben classate, sono state accumulate a spese della rielaborazione dei depositi costieri. Essi sono stati osservati alle spalle del piccolo complesso di dune che forma il lato orientale dell'arenile della spiaggia di Cala Corsara (Isola di Spargi). Si tratta di depositi associati a dune longitudinali e piccole barcane che indicano un trasporto soprattutto verso sud-ovest.

Olocene

4.2.2. - Deposito di spiaggia e dei cordoni litorali antichi (g_{2a}, g_{2b})

I depositi di spiaggia recenti (g_{2a}) sono rappresentati da sedimenti sabbiosi da medio fini a grossolani, da ben classati a estremamente ben classati, che affiorano all'interno delle numerose baie che caratterizzano l'intero arcipelago. Questi depositi sono particolarmente ben rappresentati a Cala Maiore - Baia Trinità, e Monti d'Arena, nell'isola di Spargi Cala Corsara e Cala d'Alga e presso la più rinomata Spiaggia Rosa dell'Isola di Budelli (fig. 19). Questi depositi poggiano in discordanza direttamente sul substrato paleozoico.

I depositi di spiaggia antichi e dei cordoni litorali (g_{2b}) sono in genere depositi sabbiosi che costituiscono cordoni litorali in posizione arretrata rispetto a quelli attuali e ricoperti da vegetazione. In questa categoria sono stati inseriti sia i depositi subattuali, che hanno costituito spiagge attive durante l'epoca storica, che quelli più arretrati che sono stati edificati durante l'Olocene antico. Localmente, nella parte più interna dei cordoni litorali, sono state cartografate le sabbie, ghiaie e calcareniti con frammenti fossiliferi (*Arca noe*, LINNAEUS, 1758, *Cardium edule*, LINNAEUS, 1758) ascrivibili alla trasgressione versiliana (Stagno Morto, nell'Isola della Maddalena).

Olocene



Fig. 19 - Spiaggia Rosa dell'Isola di Budelli.

4.2.3. - *Deposito palustre (e₃)*

Depositi fini argillosi e siltosi di colore grigio scuro con frequenti intercalazioni sabbiose e deposizione di materia organica per la decomposizione continua di essenze palustri. Si tratta di depositi di stagni, lagune e paludi costiere. Affiorano esclusivamente nella zona meridionale dell'isola di S. Maria e nella parte retrostante il cordone di spiaggia in località Cala Santa Maria.

Olocene

4.2.4. - *Deposito alluvionale (b)*

L'area è solcata da rari corsi d'acqua a deflusso stagionale il più importante dei quali Fosso Vena Lunga, è stato sbarrato a costituire un invaso artificiale. L'alveo di questo corso d'acqua, come la maggior parte delle incisioni dell'area, è interessato da scorrimento idrico estremamente esiguo durante la maggior parte dell'anno mentre viene fortemente attivato durante gli eventi piovosi eccezionali. Per quello che riguarda i depositi alluvionali poiché si tratta di torrenti di modestissima estensione si segnala la loro esiguità o addirittura la mancanza di deposito e l'affioramento del substrato su entrambi i lati dell'alveo.

Si tratta di depositi alluvionali grossolani con limitate lenti e livelli di sabbie e di ghiaie fini. Le granulometrie sono in genere simili a quelle che si osservano lungo gli alvei attuali. Lo spessore di questi sedimenti è, nella maggior parte dei casi, difficilmente valutabile ma comunque intorno al metro.

Tratti limitati di questa unità possono però essere interessati da dinamiche alluvionali durante eventi idrometeorici eccezionali.

Olocene

4.2.5. - *Coltre eluvio - colluviale (b₂)*

Si tratta di depositi in cui sono presenti percentuali variabili di sedimenti fini (sabbia e silt) più o meno pedogenizzati ed arricchiti della frazione organica mescolati con sedimenti più grossolani, in genere detriti da fini a medi. La elevata presenza della frazione organica indica che si tratta di sedimenti derivati dall'erosione del suolo durante l'Olocene e mescolati a sedimenti provenienti per degradazione fisica direttamente dal substrato. Il loro spessore è in genere esiguo ma lungo il versante costiero di Caprera e in località S. Trinità (La Maddalena) possono superare qualche metro. Altri affioramenti sono localizzati a sud di Cala di Trana (Palau).

Olocene

5. - DEPOSITI QUATERNARI DELL'AREA MARINA

5.1. - AMBIENTE LITORALE

5.1.1. - *Beach rock* (g₁₀)

I depositi sedimentari in facies di *beach rock* rappresentano una importante testimonianza degli ambienti intertidali del passato. Esse rappresentano il livello dello stazionamento del mare riconducibile alla risalita versiliana; sono delle paleo linee di riva attualmente sommerse.

Sono corpi sedimentari allungati a composizione arenaceo-conglomeratica, con ciottoli eterometrici poligenici (graniti, gneiss, migmatiti) ben arrotondati, immersi in una matrice arenaceo-sabbiosa a cemento carbonatico. Due estesi corpi sommersi, circa paralleli alla linea di costa, si rilevano sulla piattaforma distale alla profondità di -85 m al largo dell'Isola e della secca dei Monaci. Questi alti morfologici sulla spianata inarticolata sono colonizzati dal coralligeno di piattaforma.

Olocene medio

5.1.2. - *Deposito di spiaggia sommersa* (g₈)

Sono sedimenti costituiti prevalentemente da sabbie fini e medie a composizione quarzoso-feldspatica. Si rilevano nei settori delle spiagge sommerse e nelle insenature sino al limite superiore della prateria a *Posidonia oceanica* (LINNAEUS, 1758) DELILE, 1813, dove si arricchiscono di componente carbonatica formata da frammenti conchigliari.

La distribuzione granulometrica dei sedimenti fini e medi è regolata dalla dinamica marina; dove si impostano correnti a bassa energia prevalgono i depositi fini di fondo baia, mentre dove le correnti di fondo hanno maggiore energia si concentrano depositi a sabbie con granulometria media e grossolana.

Lo spessore dei sedimenti è variabile da 5 m sino a 10 m; può raggiungere maggiori potenze in corrispondenza di morfologie che favoriscano l'accumulo di sedimenti, come nei canali o nelle conoidi, e dove la dinamica marina ha bassa energia.

La distribuzione verso il largo è regolata e contenuta dall'andamento variabile del limite superiore della *Posidonia oceanica* e dalle piattaforme di abrasione in roccia collocate a diverse altezze. In genere questi depositi si rilevano dalla linea

di costa sino alla profondità di -10 m. Si rilevano a maggiori profondità quelli riscontrati lungo i canali nel settore settentrionale dell'Isola di La Maddalena, che partono dal limite inferiore della *Posidonia oceanica* sino a profondità variabili da -45 a -60m. A queste si associa una frazione organogena formata da frammenti di gusci di lamellibranchi, gasteropodi ed echinidi > di 2 mm.

Nell'Isola di Budelli la spiaggia rosa si è originata dalla elevata concentrazione di sedimenti bioclastici a briozoi (*Myriapora truncata* PALLAS, 1766) e foraminiferi (*Miniacina miniacea* PALLAS, 1766).

La componente bioclastica si accumula in percentuale maggiore rispetto a quella litoclastica per l'azione combinata delle deboli correnti di fondo che operano una selezione sia granulometrica che densimetrica.

Nei fondali nord orientali dell'Isola Caprera si estende una stretta fascia di ghiaie sabbiose. In questo settore il fondale digrada rapidamente sino alla profondità di - 40 m dove si rileva una netta rottura di pendenza che fa declinare rapidamente sino alla batimetrica di -70 m. Questi sedimenti si distribuiscono su una superficie acclive dalla linea di costa sino alla profondità di ~ 50 m.

Sabbie limose a componente organica si rilevano lungo la costa meridionale dell'Isola di La Maddalena presso i porti, porticcioli, e lungo il canale di Passo Monete (tra I. La Maddalena e I. Caprera). Sono depositi costituiti da sedimenti di sabbie medio-fini a componente limosa prevalentemente di natura organica, prodotta dalla decantazione di particellato immesso dagli scarichi dei centri abitati e delle imbarcazioni.

Olocene superiore - Attuale

5.2. AMBIENTE DI PIATTAFORMA

5.2.1. - Deposito bioclastico (g12)

Le sabbie bioclastiche sono i sedimenti più diffusi sulla piattaforma prossimale. Si rilevano nei fondali principalmente lungo i canali condizionati dall'articolazione del basamento cristallino, che affiora dalle piane in secche o scogli o borda con continuità le fasce costiere non mascherate dalle sabbie litorali delle baie. Le sabbie bioclastiche si possono distinguere in due singolari facies: la bioclastica e l'organogena.

Le prime, in facies bioclastica, si rilevano a partire dalla linea di riva, intorno alle Isole dei Monaci e nella secca omonima, all'interno delle baie Porto Lungo e Spalmatore nella costa nord orientale dell'Isola La Maddalena, e nelle aree di intramatte della prateria. Sono costituite dai frammenti degli scheletri esterni car-

bonatici di organismi che vivono a stretto contatto con la prateria a fanerogame (lamellibranchi, gasteropodi, echinidi, briozoi, foraminiferi e alghe rosse).

Le sabbie in facies organogena si riscontrano a maggiori profondità. Si tratta di coperture costituite da bioclasti e ciottoli in facies di maërl e praline, cioè estese superfici a esoscheletri calcarei dei generi *Peyssonelia* e *Lithophyllum*.

La variazione tessiturale delle sabbie bioclastiche e le correnti trattive di fondo generano, in questi fondali, morfologie a strutture sedimentarie caratterizzate da dune di selezione granulometrica e mega ripples. Tali strutture si riscontrano nel settore settentrionale della piattaforma prossimale del canale tra le Isole La Maddalena e Caprera; e nel settore meridionale dell'Isola di Santo Stefano e Punta Coda Sardegna (Isola Caprera).

Le valutazioni degli spessori delle sabbie bioclastiche sono limitate dalla scarsa trasparenza dei sedimenti al Subbottom Profiler; non si intuiscono spessori per potenze superiori ai ~ 5-10 m.

Le sabbie bioclastiche hanno limiti ben identificabili con i sedimenti di sabbie fini limose, delimitate all'interno di depressioni chiuse con funzione di trappole di sedimentazione, che si rilevano nella piattaforma prossimale. Le stesse sabbie bioclastiche, a profondità in genere superiori a -50 m in prossimità del limite con la piattaforma distale, si raccordano in eteropia di facies con le sabbie fini di piattaforma.

Le sabbie ghiaiose organogene si rilevano in un limitato affioramento nel settore nord orientale della Isola Caprera. Questi sedimenti si riscontrano dai bassi fondali, nella baia di Cala Coticcio, a partire dal limite inferiore della prateria a *Posidonia oceanica* sino alla profondità di -50 m. La morfologia del fondale molto acclive limita l'estensione dei sedimenti che confinano con le sabbie bioclastiche limitate a loro volta dalle sabbie fini limose di piattaforma distale. Questi affioramenti indicano un ambiente a forte energia. Si tratta di ghiaie formate da frammenti o bioclasti e ciottoli organogeni derivanti dalla produzione delle alghe rosse formanti superfici di copertura a maërl e praline (*Peyssonelia* e *Lithophyllum*).

In alcuni settori le repentine variazioni delle correnti trattive di fondo generano nelle sabbie bioclastiche strutture sedimentarie ad andamento scompaginato e caotico.

Olocene superiore.

5.2.2. - Prateria a fanerogame marine (g4)

Le praterie a fanerogame sono essenzialmente costituite da *Posidonia oceanica*, la cui distribuzione è principalmente localizzata secondo una fascia batimetrica compresa tra -5 e -35 m, che contorna l'area emersa.

I rilevamenti (subacquei, ecografici Side Scan Sonar) hanno messo in evidenza le condizioni critiche di stabilità in cui si trova la prateria, con marcati fenomeni di arretramento del limite superiore o addirittura abbandono delle matte, come nel Canale di Moneta tra La Maddalena e l'Isola Caprera ed in corrispondenza delle principali località turistiche del settore indagato (Cossu *et alii*, 1998).

5.2.3. - Deposito di piattaforma interna (g₁₉)

Depositi a sabbie silicoclastiche medio-fini con componente limosa si rilevano in diversi settori della piattaforma prossimale, dove nei fondali prevale la dinamica marina a bassa energia e morfologie a debole pendenza.

Questi sedimenti si concentrano all'interno delle aree chiuse a maggiore depressione, rilevabili a profondità medie di circa -45 m lungo i canali tra l'Isola di Spargi e le altre isole maggiori (Punta Sardegna costa Sarda settentrionale, I. La Maddalena, I. Budelli e S. Maria e gli isolotti minori). Nel settore meridionale della carta si rileva il lembo settentrionale della depressione chiusa colmata da sabbie medio-fini limose, impostata nel canale tra le Isole Santo Stefano e Caprera. Le linee di drenaggio e le correnti di fondo dirigono il movimento dei sedimenti verso le depressioni chiuse, dove la potenza dei sedimenti può raggiungere i 15m di spessore. Queste depressioni che costituiscono trappole per i sedimenti fini sono collegabili alle oscillazioni del livello marino durante il Pleistocene superiore.

Dall'osservazione dei dati sismici a bassa frequenza, in tutte le registrazioni, si rileva l'esistenza di una superficie di erosione basale impostata nel Messiniano, sulla quale sono evidenti le tracce della paleo-idrografia di impostazione continentale, in seguito rimodellata durante l'ultima fase regressiva del Würm.

Olocene superiore - Attuale.

5.2.4. - Deposito di piattaforma esterna (g₂₁)

Il limite della piattaforma distale è pressoché coincidente con i depositi di sabbie limose, che si estendono secondo una fascia con larghezza variabile dalla sezione nord occidentale della carta a quella centrale. Nel settore centro-meridionale l'estensione dell'area a sabbie limose si amplia.

Sono sedimenti medio-fini a composizione quarzoso organogena con componente limosa. Possono raggiungere potenze di 15 m di spessore, si accumulano in aree a bassa energia.

In questo settore, i sedimenti a sabbie limose sono convogliati all'interno della paleo-incisione, a condizionamento tettonico, che limita il fondale orientale acclive ed articolato dell'Isola Caprera. Questa incisione fa parte della idrografia relitta, probabilmente collegata alla rias di Arzachena.

I sedimenti passano in eteropia di facies da sabbie limose a limi sabbiosi di piattaforma. La morfologia della piattaforma distale è notevolmente regolare; le coperture sedimentarie plio-quadernarie hanno obliterato i caratteri morfologici impressi sul basamento dalla paleo-idrografia (Messiniano) ripresa durante il Würm nel Quaternario. I caratteri morfologici che hanno modellato il paesaggio, in momenti climatici diversi da quelli attuali, sono ben evidenti lungo tutti i profili sismici realizzati con Subbottom Profiler e Sparker. Sotto alla copertura sedimentaria plio-quadernaria è evidente la superficie di erosione impostata sulle rocce del basamento cristallino dove sono impresse le linee delle paleo incisioni.

I corpi sedimentari sono progradanti; si rinvengono, con spessori variabili, le troncature e le *onlap* possono essere correlate con l'alternanza di trasgressioni e regressioni di diversa ampiezza.

I limi sabbiosi di piattaforma distale sono i sedimenti più estesi e occupano circa $\frac{3}{4}$ del Foglio. Formati da limi sabbiosi quarzosi, costituiscono i depositi più profondi e ricoprono la piattaforma prossimale sino al bordo della scarpata continentale (~120 m). Hanno spessori variabili e possono raggiungere i 50 m in coincidenza del bordo progradante della scarpata o spessori pressoché nulli in coincidenza delle testate in arretramento dei canyon attivi; attraverso i canyon i sedimenti raggiungono per instabilità gravitativa la piana abissale. I sedimenti limosi colmano le ampie depressioni che si diffondono nella piattaforma distale, larga ~6km e lunga ~14km, da profondità che vanno da -60m a -90m.

Sulla piattaforma distale, alla profondità media di - 85m, i limi sabbiosi sono localmente a contatto diretto con sabbie organogene derivanti dal coralligeno di piattaforma impostato sugli alti morfologici delle paleo linee di riva.

Pleistocene superiore - Olocene superiore.

5.2.5. - *Substrato metamorfico indifferenziato (smi)*

Il substrato affiora in mare soprattutto 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.

Il substrato rappresentato da rocce granitiche (**smi₁**) affiora in modo discontinuo in tutta l'area del foglio; il substrato rappresentato dalle rocce metamorfiche di alto grado (**smi₂**) affiora quasi esclusivamente nell'area attorno all'isola di Santa Maria.

III - TETTONICA

1. - TETTONICA DEL COMPLESSO INTRUSIVO

Il complesso metamorfico di alto grado e il complesso intrusivo sono oggetto di studi specialistici in Corsica e in Sardegna, sia a carattere petrologico che strutturale, tesi ad inquadrare il batolite sardo corso in un contesto geodinamico complesso quale è quello che ha portato alla formazione della catena varisica sarda. In aree a prevalente affioramento di granitoidi, l'evoluzione tardo e post collisionale della catena, oltre che da dati strutturali derivati dallo studio dei lembi di basamento metamorfico, è desumibile anche dalle evidenze di strutturazione interna dei corpi plutonici. A partire dagli anni 90 vari Autori hanno evidenziato in tutto il batolite sardo corso, sia una distribuzione regionale delle diverse facies petrografiche, sia la presenza di superfici di anisotropia tessiturali acquisita in condizioni reologiche di *magmatic e sub-magmatic flow*, marcata dall'allineamento dei cristalli di feldspato, biotite, anfiboli, inclusi melanocrati allungati, sia foliazioni acquisite in condizioni di *solid state flow* (PATERSON *et alii*, 1989).

Il carattere di *magmatic flow* in cui si sviluppano le anisotropie che interessano quasi tutte le intrusioni è testimoniato dall'assenza di deformazione interna dei minerali, dalle tessiture isotrope degli aggregati di quarzo ed inoltre dall'assenza di microstrutture indicanti una deformazione allo stato solido come ad esempio piani S-C, nastri di quarzo, ecc. Nell'area rilevata del Foglio La Maddalena l'analisi strutturale delle anisotropie indotte da *magmatic flow*, particolarmente evidenti nelle facies granodioritiche e monzogranitiche, sono disposte secondo

direzioni strutturali prevalenti comprese fra N90 N160 e immergono debolmente verso N-NE (Fig.10) e concordano sostanzialmente con le direzioni di AMS (AVERSANO, 2004; GATTACCECA *et alii*, 2004). Questo *trend* è sostanzialmente quello del segmento sardo di catena ercinica; ciò fa supporre che le discontinuità tettoniche realizzatesi durante la fase collisionale abbiano rigiocato anche durante la fase esumativa della catena in concomitanza alla messa in posto del batolite.

Queste direzioni sono anche quelle riscontrate nelle intrusioni sincinematiche rispetto a zone di taglio, sia trascorrenti che normali, dell'Arcipelago e delle aree limitrofe.

Nell'arcipelago, a Santa Maria, una importante zona di taglio trascorrente destra, come ben evidenziato dagli indicatori cinematici tipo S-C interessa sia il modesto lembo di basamento metamorfico che le microintrusioni di graniti peralluminosi. La presenza di queste zone di taglio, generalmente a carattere retrogrado, è un tratto costante del basamento sardo di alto grado. Grazie all'intrusione sincinematica di S. Maria è stato possibile retrodatate il loro funzionamento fino a circa 322 Ma.

L'unità intrusiva dell'Isola de La Maddalena e quelle identificate nelle aree limitrofe sono raffigurate nello schema tettonico di fig. 20.

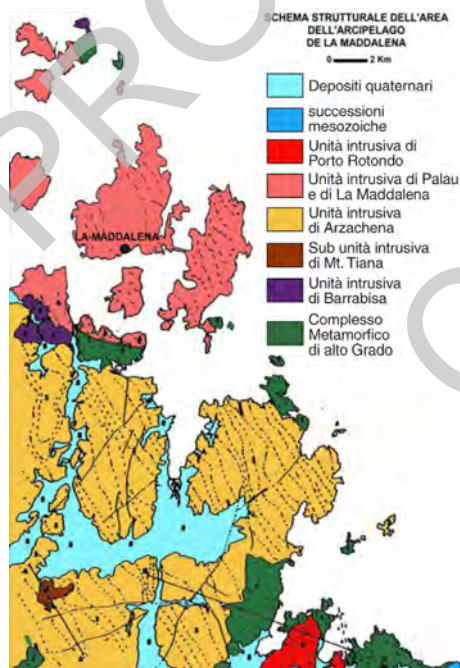


Fig. 20 - Schema tettonico dell'arcipelago de La Maddalena e della zona di Arzachena - Palau.

2 - PALEOMAGNETISMO

Sui granitoidi dell'Isola de La Maddalena, dove le anisotropie tessiturali a scala mesoscopica non sono rilevabili è stata effettuata una campionatura in situ mirata ad eseguire le misure di AMS (*ANISOTROPY OF MAGNETIC SUSCEPTIVITY*).

2.1. - METODOLOGIA E CAMPIONAMENTO

Per ciascun sito sono state calcolate la lineazione e la foliazione magnetica su 4 o 5 carote orientate con diametro di 2,5 cm. In questo modo nei campioni cilindrici standard (2,1 cm di altezza per un volume di 11 cm³ per campione) sono state eseguite le misure con un apparecchio tipo KLY - 3.

La suscettibilità magnetica volumica è un parametro adimensionale definito come rapporto tra l'intensità di magnetizzazione indotta in un campione e l'intensità del campo induttore.

Per la maggior parte delle rocce la suscettibilità magnetica non è isotropa. Tutte le misure di suscettibilità di un campione in un debole campo secondo diverse direzioni permettono di definire un tensore simmetrico di 2° ordine e determinare così una foliazione e una lineazione magnetica (BORRADAILE & HENRY 1997). Nella maggior parte dei casi il *fabric* delle rocce granitoidi può essere valutato considerando la loro AMS. Questo metodo è stato applicato con successo a numerosi casi di studio su intrusioni di plutoni (BOUCHEZ, 2000) ed in effetti la foliazione e la lineazione magnetica possono essere generalmente assimilate con la foliazione e la lineazione magmatica cristallina.

2.2. - RISULTATI

La dispersione della foliazione si distribuisce intorno a N-S e/o NNW - SSE (figg. 21, 22) con andamenti discordanti nelle zone di turbolenza. In definitiva la AMS coincide con le misure di fluidalità magmatica in aree dove questa si esprime con isorioientazioni dei minerali rilevabili sul terreno con metodologie convenzionali tipiche dell'analisi strutturale in corpi intrusivi. Per quanto attiene all'area della cava di Cala Francese gli antichi fronti della cava sono orientati lungo direttrici tettoniche N120° mentre la strutturazione primaria mostra direzioni N170°, direzione suffragata anche dai dati scaturiti dalle prove di anisotropia magnetica AMS (AVERSANO, 2004).

Quindi la fratturazione secondaria orientata all'incirca per meridiano, ricalca una leggera anisotropia magnetica. Poiché tale anisotropia è rilevabile solo su rari

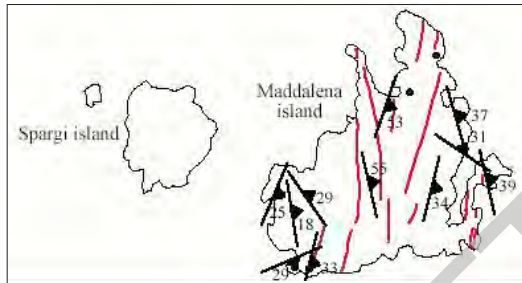


Fig. 21 - Le foliazioni e le lineazioni magnetiche. Si noti come come la dispersione della foliazione si distribuisce intorno a N-S e/o NNW – SSE.

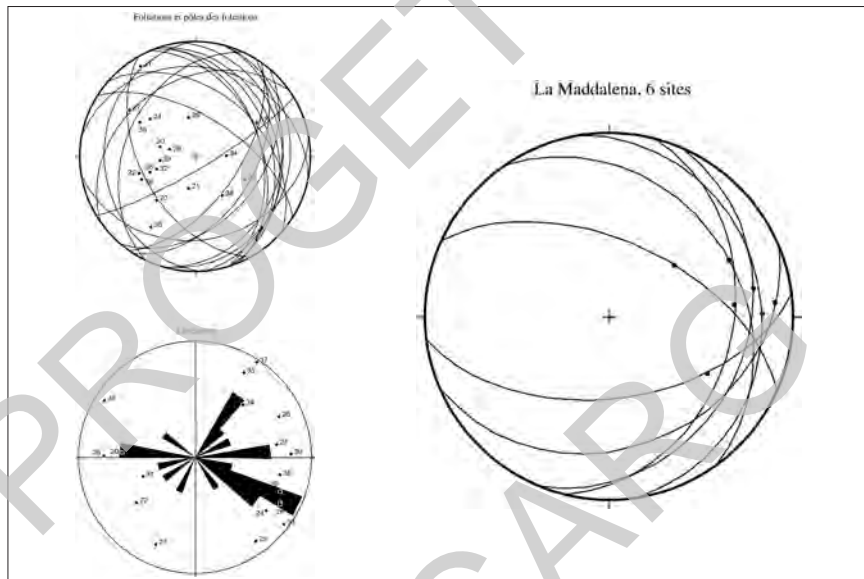


Fig. 22 - Tracce ciclografiche della foliazione magnetica in proiezione stereografica emisfero inferiore e rose diagram della lineazione magnetica.

megacristalli di Kfs che hanno scarsa incidenza, si è voluto verificare tale anisotropia con il metodo AMS.

3. - TETTONICA POST-ERCINICA

Durante tutto il Mesozoico il blocco Sardo-Corso costituiva un settore crostale integrato nel margine passivo sud-europeo, e come tale, poco interessato da eventi tettonici di un certo rilievo. Dove le coperture mesozoiche affiorano

estesamente, è stato possibile mettere in evidenza alcune fasi tettoniche che trovano riscontro in Provenza-Languedoc e che sono connesse con la geodinamica pirenaica:

- deformazioni a carattere transtensivo e, quindi, transpressivo confinate nel Cretacico e marcate da discordanza angolare tra il Cretacico inferiore e quello superiore (movimenti bedouliani);
- deformazioni fine-Cretacico (fase laramica?), cui si deve l'emersione della piattaforma carbonatica mesozoica alla fine del Cretacico.

Dopo un periodo di stasi una ripresa della tettonica si verifica nell'Eocene medio con la fase pirenaica responsabile di locali compressioni che danno luogo a *thrusts* ed a blandi piegamenti localizzati nella Sardegna occidentale (CHERCHI & TREMOLIERES, 1984; BARCA & COSTAMAGNA, 1997).

Essendo le rocce più recenti del foglio di età permiana e quelle dei fogli limitrofi di età giurassica non è possibile individuare e discriminare da altri eventi deformativi post-ercinici queste fasi tettoniche minori.

Numerosi lavori sulla tettonica fragile del basamento (CARMIGNANI *et alii*, 1994) e sulle coperture meso-cenozoiche di altre aree della Sardegna nord-orientale e della Corsica (OGGIANO *et alii* 1995; PASCÌ, 1997; PASCÌ *et alii*, 1998; FUNEDDA *et alii*; 2000; CARMIGNANI *et alii*, 2001) riconducono l'evento deformativo principale post varisco a dinamiche trascorrenti sinistre di età oligo-aquitana e a dinamiche puramente distensive a partire dal Burdigaliano superiore.

Le strutture deformative oligo-mioceniche vengono riferite ai seguenti eventi geodinamici:

- convergenza con subduzione di crosta oceanica sotto la placca iberica a partire dal Cretacico superiore;
- collisione continentale oligocenica-aquitana con sviluppo di zone di taglio ensialiche;
- distensione, a partire dal Burdigaliano, concomitante alla genesi del Bacino Balearico e al collasso dell'Appennino Settentrionale (CARMIGNANI *et alii*, 1995).

Allo stato attuale, l'analisi cinematica delle principali faglie è stata effettuata soltanto su alcune fratture osservabili a scala mesoscopica nell'isola di Caprera, in prossimità di Punta Rossa.

Sono state evidenziate alcune faglie trascorrenti con direzione NE-SO e con rigetti che indicherebbero movimenti sinistri ed altre a direzione E-O con movimenti destri come indicato dai rigetti a carico dei filoni.

PROGETTO
CARG

IV - PROCEDURE DI TELERILEVAMENTO

L'integrazione dei dati provenienti dal rilevamento geologico tradizionale con le tecniche di fotogeologia, fotogrammetria e telerilevamento costituisce un utile strumento in applicazioni di questo tipo. Tali metodologie d'analisi remota, affiancate ai moderni sistemi d'elaborazione digitale, possono infatti consentire alta precisione ed accuratezza nell'individuazione delle strutture a terra ed una loro facile implementazione in ambiente GIS (*Geographic Information System*).

La zona, per il modello di cartografia geologico-strutturale proposto, presenta diverse opportunità; in particolare: la parte emersa è costituita prevalentemente da rocce granitoidi, è presente una grande varietà di strutture posteriori alla messa in posto ed è caratterizzata da una straordinaria continuità di affioramento. Per lo studio geologico in esame, sono stati utilizzati i seguenti dati sorgente:

- fotografie aeree analogiche, a colori, datate 11/07/1977. Le foto, il cui quadro d'unione è mostrato in fig. 23, presentano una scala nominale pari a 1:12.000;
- immagini satellitari multispettrali:
 - Landsat5 sensore TM (*Thematic Mapper*), con livello di elaborazione 1G, quarto n. 4 della scena 193/31 datata 09/07/1984. La scena presenta una disponibilità di 7 bande spettrali;
 - Landsat7 ETM+ (*Enhanced Thematic Mapper Plus*), con livello di elaborazione 1G, scena 193/31 datata 13/05/2001. La scena presenta una disponibilità di 8 bande spettrali (fig.24);

- ASTER (*Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer*), con livello di elaborazione 1B, n.2 scene 193/90 e 193/91 datate 29/07/2001 (fig.25). Le scene presentano una disponibilità di 14 bande spettrali più 1 stereoscopica nel NIR (*Near InfraRed*).

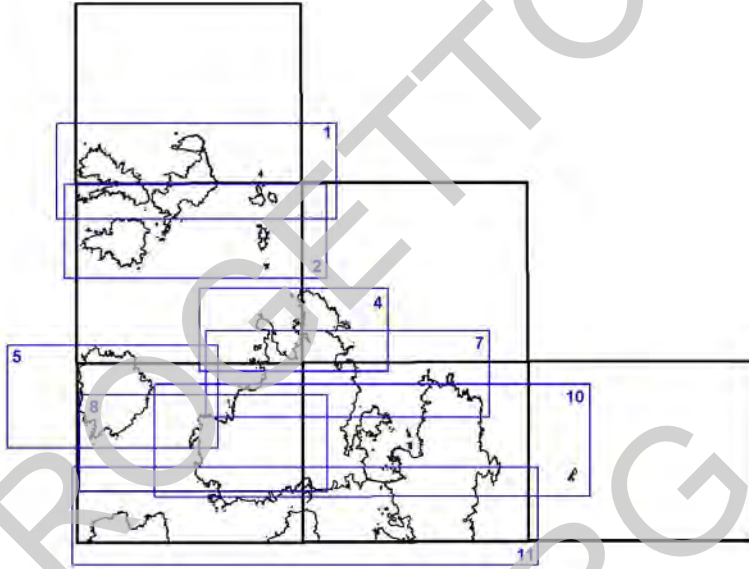


Fig. 23 - Fotoindice con indicato il numero della strisciata.



Fig. 24 - Scena Landsat7 ETM+ 193/31 del 13/05/2001 (321 RGB).

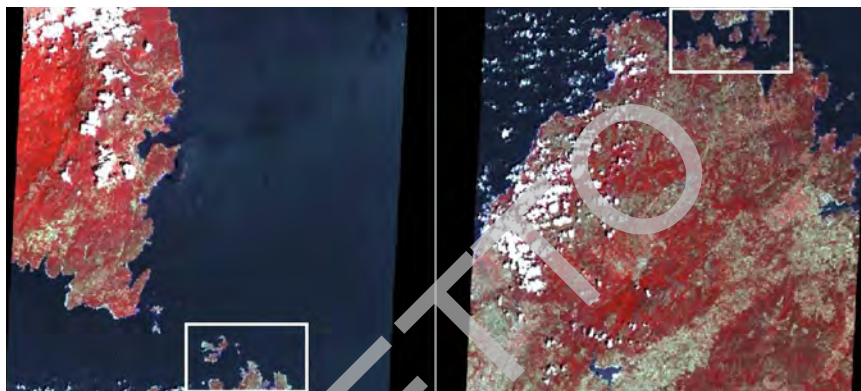


Fig. 25 - Scene ASTER 193/91 (a sinistra) e 193/90 (a destra) del 29/07/2001 (321 RGB).

Le fotografie aeree sono state analizzate sia in formato analogico che digitale; la fotointerpretazione è iniziata in modo tradizionale mediante stereoscopia ottica e successivamente, per migliorare l'accuratezza e il numero delle informazioni rilevabili con una visione d'insieme immediata, la fotointerpretazione si è avvalsa di sistemi stereoscopici digitali con visualizzazione di tipo passivo e monoscopici mediante la produzione di ortofoto. I fotogrammi analogici sono stati quindi scansionati e, mediante procedure di orientamento interno, esterno e triangolazione aerea, orientati rispetto al terreno. In seguito, per eliminare le distorsioni e le variazioni di scala derivanti dalla non ortogonalità delle immagini aeree, le foto sono state ortocorrette con l'ausilio del MDT (Modello Digitale del Terreno) derivato dalla CTR (Cartografia Tecnica Regionale). La ripresa ortofotografica dell'intera area di studio è stata successivamente ottenuta mediante un'operazione di mosaico dei singoli elementi ortorettificati (fig. 26). Le foto aeree e le ortofoto prodotte sono state utilizzate sia nelle fasi di fotointerpretazione sia durante il rilevamento di campagna; in particolare le ortofotocarte, realizzate introducendo le informazioni topografiche alle immagini corrette geometricamente, hanno costituito la base di lavoro aggiuntiva della cartografia disponibile.

Le immagini satellitari sono state inizialmente corrette radiometricamente al fine di rimuovere i disturbi legati al sensore ed alla scena; la correzione è stata effettuata attraverso il software ATCOR© implementato in ambiente Erdas© Imagine. Successivamente, per eliminare le distorsioni geometriche legate alla presa ed al terreno, sono state ortorettificate utilizzando il MDT e GCP (*Ground Control Points*) ricavati dalla CTR. Al fine di migliorare la risoluzione spaziale del dato conservandone le caratteristiche di multispettralità, le scene satellitari sono state oggetto di fusione mediante operazioni di *resolution merge* con l'ortofotomosaico. Particolarmente utili per determinare le differenze tessiturali e

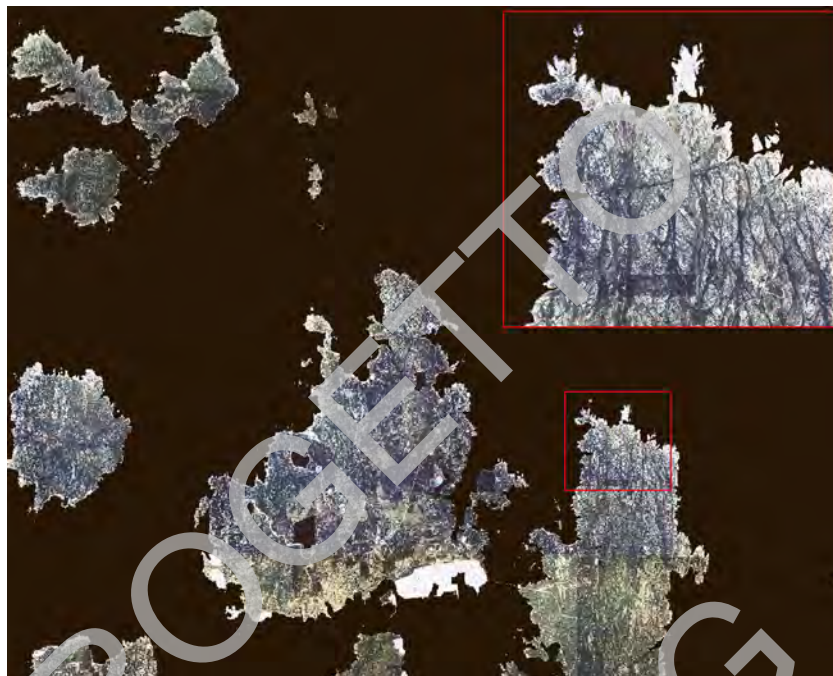


Fig. 26 - Ortofotomosaico; in alto a destra è mostrato un dettaglio d'immagine.

composizionali presenti nel complesso intrusivo tardo-ercinico e mettere in risalto la visibilità dei principali lineamenti sono risultate la visualizzazione in falsi colori (es. i sistemi filoniani sono ben individuabili tramite FCC – false color composite - 731 RGB dell'immagine ASTER equivalente al FCC 742 del Landsat) e l'applicazione di tecniche di miglioramento spaziale, spettrale e radiometrico quali, rispettivamente, *convolution filtering*, *principal component analysis* e *decorrelation stretching* (fig.27).

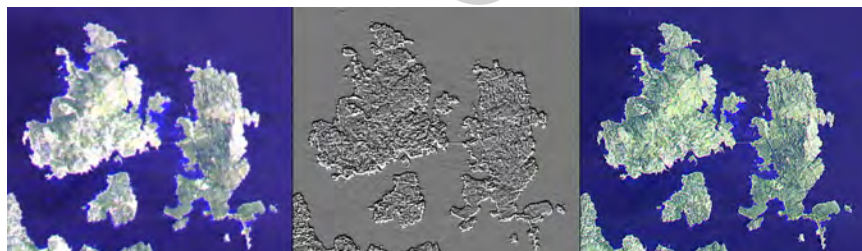


Fig. 27 - Esempio di applicazione di tecniche di miglioramento spaziale all'immagine Landsat5 TM.

Terminata la preparazione dei dati la fotointerpretazione ha consentito di: a) definire in maniera più accurata le relazioni geometriche che caratterizzano i vari set di fratturazione; b) rappresentare in dettaglio i contatti tra il basamento metamorfico ercinico e il complesso intrusivo tardo-ercinico e contribuire alla distinzione interna di quest'ultimo; c) cartografare in modo geograficamente corretto i sistemi filoniani già individuati e la tettonica fragile; d) riconoscere lineamenti addizionali probabilmente riconducibili a filoni singoli. E' importante sottolineare come tutti i risultati dell'analisi telerilevata abbiano costituito spunto per approfondimento di campagna e siano stati oggetto di verifica. Software utilizzati: Ilwis©, ERDAS© Imagine e ESRI© ArcGIS.

PROGETTO
CARG

PROGETTO
CARG

V - GEOCROLOGIA ISOTOPICA

La geocronologia U/Pb su zircone è stata effettuata al fine di ottenere un riferimento geocronologico preciso, almeno a carico della principale unità intrusiva del Foglio e dei graniti sincinemati, in modo da avere anche un'età delle zone di taglio trascorrenti destre che interessano il basamento del Nord Sardegna e dell'Arcipelago in particolare. Le analisi sono state effettuate presso il Laboratorio di geochimica isotopica del BRGM di Orléans: la prima è stata effettuata per vaporizzazione di zircone mentre la seconda, relativa al granito sincinematico di Santa Maria, è stata effettuata mediante laser ad ablazione-plasma (*laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry*: ICP-MS).

Il campione **MD12** è rappresentativo della litofacies più diffusa nell'unità intrusiva di La Maddalena (**MDN_{1c}**).

Gli zirconi di questa roccia sono abbondanti e ben formati, sono caratterizzati da una tenue colorazione rosa e notevole limpidezza. Numerosi granuli contengono cristalli aciculari di apatite ed inclusioni di opachi. L'indice medio della popolazione (I. A. I. T) (fig.28) corrisponde a 591-412 che lo posiziona nel dominio 4 del diagramma di Pupin, cioè nel dominio dei graniti calcalcalini.

Dal granulato sono stati separati ed analizzati quattro frazioni di cristalli di zircone selezionati fra i meno magnetici. I risultati ottenuti sulle frazioni analizzate sono sintetizzati nel diagramma Concordia della fig.29.

Tutte le frazioni sono subconcordanti con una discordanza compresa tra 2.9 e 0%. La regressione per questi quattro punti definisce una Discordia che interseca una Concordia a 284.9 ± 2.8 Ma interpretati come età di cristallizzazione.

Il granito di Santa Maria è stato datato con laser ICP-MS previa selezione degli zirconi in funzione della struttura interna osservata al microscopio elettronico con rivelatore di elettroni retrodiffusi (BSE) e catodoluminescenza (CL) (Tab. 2). L'età ottenuta dal laboratorio francese è di 321 ± 8 Ma. che è l'età più antica finora riscontrata in un intrusivo varisco della Sardegna (fig. 30).

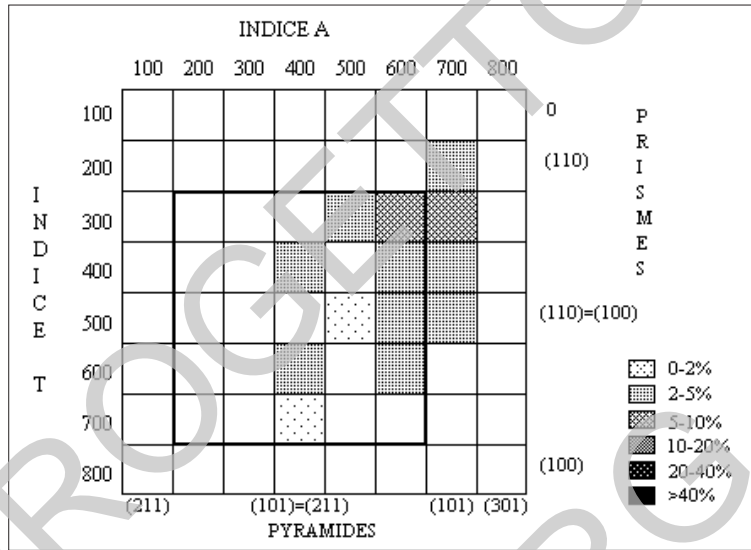


Fig. 28 - Diagramma di ripartizione tipologica degli zirconi indicizzati per il granito MD12.

Campioni

#	Min	pd s. (μ g)	U (ppm)	Pb rad (ppm)	Pb Co m (pg)	Pb 206/204	Pb 208/206	Pb/U 206/238	Pb/U 207/235	Pb 207/206	Pb 207/206
	[1]				[2]	[3]	[4]	[4]	[4]	[4]	(Ma)
1	1 z m1	25	572	25.0	36	1095	0.093	0.04444 ± 16	0.3184 ± 13	0.05198 ± 11	284.6
2	2 z m1	24	680	29.4	34	1297	0.093	0.04391 ± 14	0.3148 ± 12	0.05199 ± 10	284.8
3	4 z m1	20	264	11.8	24	625	0.098	0.04509 ± 14	0.3234 ± 17	0.05201 ± 12	285.7
4	4 z m1	17	125	56.2	34	1726	0.094	0.04526 ± 16	0.3244 ± 13	0.05199 ± 8	285.1

NOTE:

1 = Minérale : numero dei granuli, z : zircone ; nm : non magnetico a 0° ; m1 : magnetico 1° ; etc..

2 = Piombo comune totale

3 = corretto per la discriminazione di massa

4 = corretto per la discriminazione di massa, la contaminazione generale (Pb=15 pg, U=1 pg), il piombo comune iniziale. Gli errori sono presentati a 2σ . La composizione isotopica del piombo iniziale è calcolata secondo il modello di evoluzione a due stadi di STACEY & KRAMERS (1975).

Fig. 29 - Diagramma concordia U-Pb per gli zirconi del granito MD12, Sardegna. I numeri corrispondono alle frazioni identificate nella tabella 1.

Tab. 2 - Risultati analitici per il granito sincinematico di Santa Maria. Analisi U-Pb su zirconi. Le analisi in corsivo non sono state considerate per il calcolo delle età.

Grain. point	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	²⁰⁶ Pb* (ppm)	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	f ₂₀₆ %	Total				Radiometric		Age (Ma)	
							²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb ±	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ±	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U ±	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U ±	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U ±	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U ±		
<i>Granito ISM 05 (Sardegna)</i>														
1.1	60	21	0.35	5.9	-	-	8.821	0.133	0.06173	0.00065	0.1134	0.0017	692	10
2.1	1507	32	0.02	62.8	10.978	-	20.741	0.300	0.05048	0.00036	0.0482	0.0007	304	4
2.2	1710	32	0.02	73.6	-	-	20.090	0.512	0.05001	0.00034	0.0498	0.0013	313	8
3.1	664	614	0.93	52.6	-	-	10.933	0.210	0.05674	0.00041	0.0915	0.0018	564	10
4.1	2052	148	0.07	130.3	11.514	-	13.625	0.225	0.05358	0.00033	0.0734	0.0012	457	7
5.1	1570	145	0.09	62.9	3.531	0.291	21.501	0.427	0.05451	0.00037	0.0464	0.0009	292	6
5.2	1621	50	0.03	71.0	956	1.546	19.400	0.289	0.06520	0.00090	0.0508	0.0008	319	5
6.1	567	25	0.04	36.1	-	-	13.593	0.305	0.05367	0.00034	0.0736	0.0016	458	10
7.1	322	85	0.26	57.0	5.937	4.004	4.897	0.088	0.11409	0.00071	0.1960	0.0035	1154	19
8.1	2804	51	0.02	115.1	1.811	0.562	20.887	0.573	0.05684	0.00049	0.0476	0.0013	300	8
9.1	275	103	0.37	16.6	246	6.422	13.246	0.686	0.10952	0.00435	0.0706	0.0037	440	22
10.1	2957	107	0.04	134.5	334	4.655	17.956	0.680	0.09057	0.00280	0.0531	0.0020	333	12
11.1	1896	47	0.02	80.1	1.028	1.181	20.157	0.522	0.06202	0.00093	0.0490	0.0013	309	8
12.1	1503	18	0.01	68.9	12.973	-	13.857	0.305	0.05059	0.00040	0.0530	0.0009	333	5
12.2	1380	17	0.01	62.1	60.946	-	19.191	0.282	0.05195	0.00050	0.0521	0.0008	327	5
12.3	1790	23	0.01	80.5	75.209	-	19.224	0.387	0.05137	0.00039	0.0520	0.0010	327	6
13.1	80	37	0.47	31.1	5.327	1.844	2.221	0.035	0.17132	0.00138	0.4420	0.0070	2360	31
14.1	1599	22	0.01	67.8	1.144	1.210	20.093	0.330	0.06226	0.00062	0.0492	0.0008	309	5
15.1	1611	226	0.14	144.7	11.472	-	9.620	0.176	0.05808	0.00038	0.1039	0.0019	638	11
16.1	819	177	0.22	47.4	3.227	0.210	14.406	0.354	0.05723	0.00047	0.0693	0.0017	432	10
17.1	1145	189	0.17	46.0	171	9.678	19.447	0.614	0.12975	0.00292	0.0464	0.0015	293	9
18.1	669	68	0.10	46.0	2.328	0.313	12.531	0.552	0.05963	0.00042	0.0796	0.0035	493	21

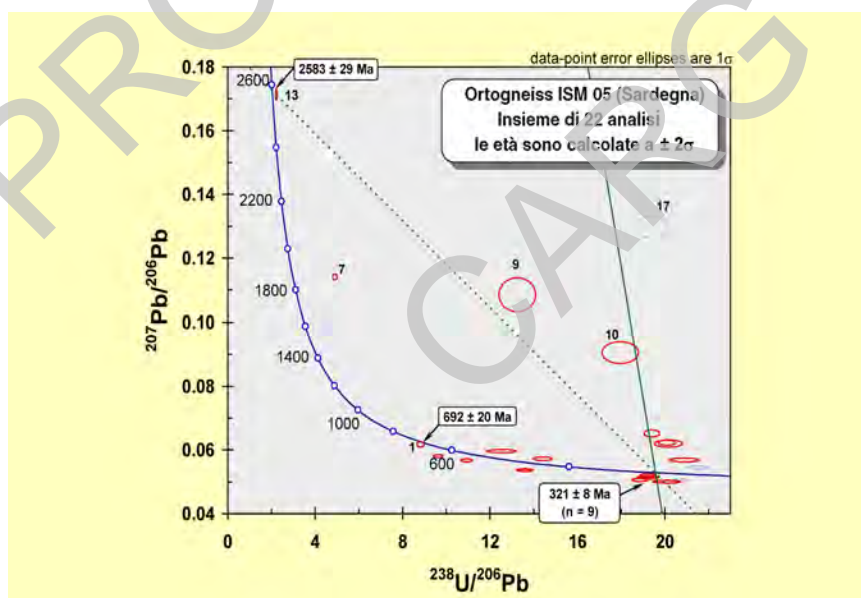


Fig. 30 - Diagramma di TERA & WASSERBURG (1972) per gli zirconi del granito sincinematico di Santa Maria.

PROGETTO
CARG

VI - ANALISI CHIMICHE

Nel corso del rilevamento è stata condotta la campionatura dei litotipi più rappresentativi affioranti a La Maddalena. Di essi è stata eseguita l'analisi petrografica e l'analisi chimica per gli elementi maggiori (Tab. 3).

Le rocce granitoidi de La Maddalena sono arealmente piuttosto monotone sotto il profilo composizionale (mineralogico e chimico). Esse infatti, sono costituite essenzialmente di monzograniti e sienograniti; in netto subordine granodioriti e alcaligraniti. Alcune facies sono ricche di inclusi la cui composizione varia da granodioritica a quarzodioritica. Non infrequenti sono i filoni di composizione variabile da dioritica a granitica s.l.

Più variabili sono invece la caratteristiche tessiturali, che si manifestano con vari gradi di eterogranularità (si riconoscono strutture da granulari, a seriate, a bimodali) e di ipidiomorfismo (strutture da ipidiomorfe s.s. a tendenzialmente grafiche, specie nelle rocce più evolute). La grana è per lo più media. Le marcate complessità tessiturali sembrano denotare una discreta variabilità negli equilibri di fase anche in aree piuttosto ristrette.

L'interpretazione petrogenetica delle rocce de La Maddalena esula dalle finalità della cartografia geologica. Essa ovviamente necessita di un approccio diverso da quello che si adotta in un lavoro la cui finalità è la realizzazione di una carta geologica che deve descrivere in maniera il più possibile oggettiva l'andamento tridimensionale di corpi omogenei da un punto di vista della facies (litofacies, petrofacies, ecc.) e della cronologia. Interpretazioni petrogenetiche implicherebbero analisi degli elementi in traccia e applicazioni di sistematiche isotopiche su un gran numero di campioni.

Tab. 3 - *Analisi chimiche delle facies degli affioramenti cartografati.*

	MD 16	MD 20	MD 21	MD 22	MD 23	MD 24	MD 25	MD 27	MD 28	MD 29	MD 30	MD 31	MD 31b	MD 32	MD 33
SiO₂	76.69	73.45	76.27	76.74	74.97	73.80	73.30	75.44	67.50	77.34	70.56	68.18	69.15	75.42	70.58
TiO₂	0.07	0.26	0.13	0.07	0.17	0.22	0.27	0.17	0.74	0.05	0.43	0.54	0.45	0.02	0.31
Al₂O₃	12.79	14.04	13.33	13.05	13.77	13.37	14.36	13.35	15.36	13.34	14.94	15.49	14.91	14.21	15.66
Fe₂O₃	1.20	2.44	1.42	0.95	1.60	2.12	2.65	1.61	4.79	0.81	3.11	3.68	3.14	1.15	2.76
FeO															
MnO	0.05	0.08	0.05	0.04	0.05	0.06	0.07	0.04	0.06	0.04	0.06	0.07	0.06	0.10	0.05
MgO	0.20	0.64	0.32	0.10	0.30	0.47	0.63	0.37	1.92	0.18	0.78	1.09	0.79	0.05	0.74
CaO	0.31	2.00	1.09	0.75	1.10	1.57	2.24	0.89	1.47	0.12	2.09	2.34	2.18	0.09	2.29
Na₂O	3.51	3.31	3.43	3.49	3.19	3.16	3.46	3.12	2.72	3.72	3.45	3.59	3.56	4.13	3.68
K₂O	4.63	3.98	4.58	4.65	4.79	4.31	3.58	4.66	3.03	4.84	4.30	4.09	4.23	4.00	3.76
P₂O₅	0.06	0.09	0.06	0.05	0.08	0.10	0.10	0.14	0.23	0.05	0.19	0.20	0.20	0.05	0.24
PF	0.73	0.35	0.41	0.51	0.85	0.58	0.75	1.65	0.68	0.53	0.68	0.58	1.27	0.95	
Total	99.51	101.02	101.03	100.30	100.53	100.23	101.24	100.54	100.37	101.17	100.44	99.95	99.25	100.49	101.02
Q	37.29	33.13	35.63	36.67	34.95	34.40	33.09	36.84	29.61	36.47	27.95	24.44	25.99	35.43	28.53
C	1.58	0.87	0.89	1.03	1.53	1.09	0.96	1.89	4.51	1.88	1.26	1.38	0.99	3.04	1.95
or	27.36	23.52	27.06	27.48	28.31	25.47	21.16	27.54	23.22	28.60	25.41	24.17	25.00	23.64	22.22
ab	29.70	28.01	29.02	29.53	26.99	26.74	29.28	26.40	23.02	31.48	29.19	30.38	30.12	34.95	31.14
an	1.15	9.33	5.02	3.59	4.93	7.14	10.46	3.50	5.79	0.27	9.13	10.30	9.51	0.12	9.79
di	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
hy	1.53	3.47	1.93	1.05	1.97	2.79	3.59	2.14	8.44	1.16	4.09	5.20	4.11	1.29	3.86
mt	0.54	1.10	0.64	0.43	0.72	0.95	1.19	0.72	1.84	0.38	1.40	1.66	1.41	0.52	1.24
li	0.13	0.49	0.25	0.13	0.32	0.42	0.51	0.32	1.41	0.09	0.82	1.03	0.85	0.04	0.59
ap	0.14		0.14	0.11	0.19	0.23	0.33	0.32	0.53	0.12	0.44	0.46	0.46	0.12	0.56

VII - GEOLOGIA APPLICATA E CAVE STORICHE

L'arcipelago della Maddalena è notoriamente a prevalente vocazione turistica; non sono presenti attività estrattive di nessun tipo, ad eccezione di piccole cave di prestito per inerti.

Ben altra rilevanza storico archeologica hanno i siti estrattivi ubicati sull'isola madre in località Cala Francese e quello ubicato sull'Isola di S. Stefano, quest'ultimo sfruttato con alterne fortune nel periodo bellico; il sito di Cala Francese è il primo esempio di sfruttamento del granito sardo su scala industriale a partire dal 1896 (fig. 31) ed abbandonato nel primo dopoguerra.

La cava iniziò ad operare con la copertura finanziaria di un istituto di credito genovese e venne organizzata una attività estrattiva secondo linee di produzione razionali che hanno consentito la fornitura di manufatti regolari e con continuità di produzione.

Tra le prime forniture segnalate nel "Giornale di Cava" dell'epoca risultano quelle per i palazzi di Galleria Mazzini e per la pavimentazione di via Roma a Genova. Durante il primo ventennio del secolo scorso furono estratti più di 32000 mc di questo granito.

Svariati furono i campi applicativi a cui esso fu destinato, dalle opere di banchinamento (fig. 32) e di **pavimentazione a quelle decorative**; infatti una commissione governativa scelse questo litotipo per la costruzione del Ponte Palatino e per i bauletti e zoccoli del lungo Tevere a Roma. Il granito si affermò tanto che il Genio militare e quello marittimo decisero il suo utilizzo per la costruzione dei gargami del bacino di carenaggio di Taranto e per le difese marittime e le fortificazioni di La Maddalena.

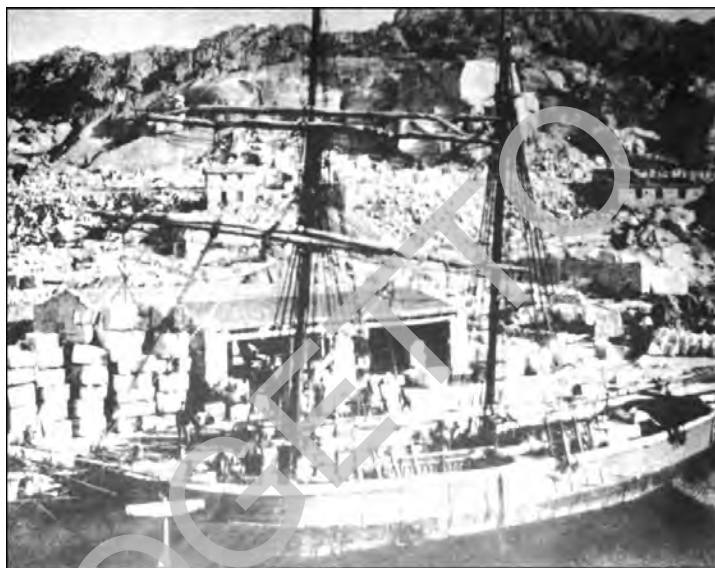


Fig. 31 - Operazioni di carico su un brigantino per il trasporto dei blocchi di granito (inizio del XX secolo).

Il sito di Cala Francese rappresenta un eccellente esempio didattico per lo studio dell'organizzazione delle cave storiche. Dalla disposizione dei sistemi di sollevamento e movimentazione dei manufatti ancora osservabili in loco (fig 33) è possibile risalire alle tecniche di estrazione in uso nel secolo scorso; dalla scelta del sito e dalla relativa orientazione dei fronti di cava è possibile trovare una corretta correlazione con l'assetto strutturale della roccia (AVERSANO, 2004).

Infatti, visto l'ottima conservazione dei fronti di cava e la buona esposizione degli affioramenti è possibile effettuare precise osservazioni geologico strutturali le quali, integrate con la rilevazione delle anisotropie magnetiche AMS (*Anisotropy of Magnetic Susceptibility*), consentono la produzione di una cartografia estremamente funzionale alla contestualizzazione geodinamica del batolite sardo corso.

Questi studi di dettaglio sono un significativo contributo alla continuità costruttiva architettonica nelle problematiche di restauro sostitutivo di edifici. Infatti data la necessità di restauro di arredi urbani in contesti in cui il granito di Cala Francese ha trovato largo utilizzo, si rende auspicabile per ragioni estetiche la continuità del suo impiego. I dati prodotti dal rilevamento consentono l'utilizzo di questo lapideo senza l'apertura di nuove cave in aree di notevole valore ambientale.



Fig. 32 - Opere di banchinamento portuale realizzate con il granito di Cala Francese. (Molo della cava).



Fig. 33 - Panoramica di un fronte nel sito di cava.

PROGETTO
CARG

IX - GEOLOGIA MARINA

1. - LINEAMENTI GEOLOGICI

Il settore esaminato, ubicato nella Sardegna settentrionale, si sviluppa per una superficie totale di circa 20.000 ettari con 180 chilometri di coste.

Il settore terrestre comprendente tutte le isole e gli isolotti dell'Arcipelago di La Maddalena è esteso circa 5.134 ettari. Il settore marino compreso nel Foglio si sviluppa per circa 15.000 ettari e include la piattaforma marina prossimale, la piattaforma distale sino al bordo della scarpata continentale.

Nell'area d'indagine circa $\frac{3}{4}$ della superficie è occupata dalla piattaforma continentale nord orientale della Sardegna, che in questo settore prende il nome di Pianu Gadduresu.

La piattaforma si estende con debole pendenza verso il largo sino al bordo della scarpata, identificabile da una netta rottura di pendio stimata a profondità variabili da -120 a -110m, profondamente incisa dal sistema di canyon di Caprera.

Il bordo della piattaforma è netto e progradante ad eccezione delle incisioni delle testate dei canyon dove la roccia è in affioramento per erosione regressiva.

La piattaforma prossimale è caratterizzata da un articolato paesaggio sommerso condizionato dalla morfologia del basamento cristallino.

Sui fondali si distinguono alti morfologici, superfici di erosione, canali di incisione paleoidrografica, depressioni chiuse, piane sabbiose e biocenosi.

Sulla piattaforma distale sono identificabili i sedimenti dei depositi attuali, costituiti da sabbie limose e da limi sabbiosi che si estendono sino al bordo della scarpata.

I depositi a limi sabbiosi colmano una ampia area, a debole pendenza, che nel settore meridionale della piattaforma ha larghezza di circa 6 km mentre in quello

setentrionale raggiunge i 14 km. In questo settore della piattaforma, tra le batimetriche di -60 e -90 m, sono identificabili le depressioni allungate.

I limi sabbiosi depositati lungo la piattaforma ed il bordo della scarpata (-120 m) sono soggetti ad instabilità gravitativa, digradano in coincidenza delle incisioni dei canyon verso la sottostante piana abissale.

Sulla piattaforma continentale della Sardegna settentrionale si rilevano morfologie litorali (cordoni litorali e beach rock) a testimonianza delle diverse fasi regressive e trasgressive del mare durante il Quaternario, soprattutto relative all'ultimo sollevamento eustatico del livello marino (tardo Pleistocene - Olocene) (fig. 34).

Durante il massimo regressivo il livello del mare si trovava al circa - 110 m dal livello attuale e la piattaforma continentale interna dello stretto delle Bocche di Bonifacio era praticamente tutta terra emersa. A testimonianza di questa fase di continentalità, oltre i depositi litorali, si rilevano le incisioni delle principali linee di drenaggio, attualmente sommerse.

L'unità fisiografica della piattaforma continentale si suddivide in due sub unità: la piattaforma prossimale e la piattaforma distale, che si differenziano per estensione, articolazione ed evoluzione del paesaggio, dinamica marina e sedimentazione.

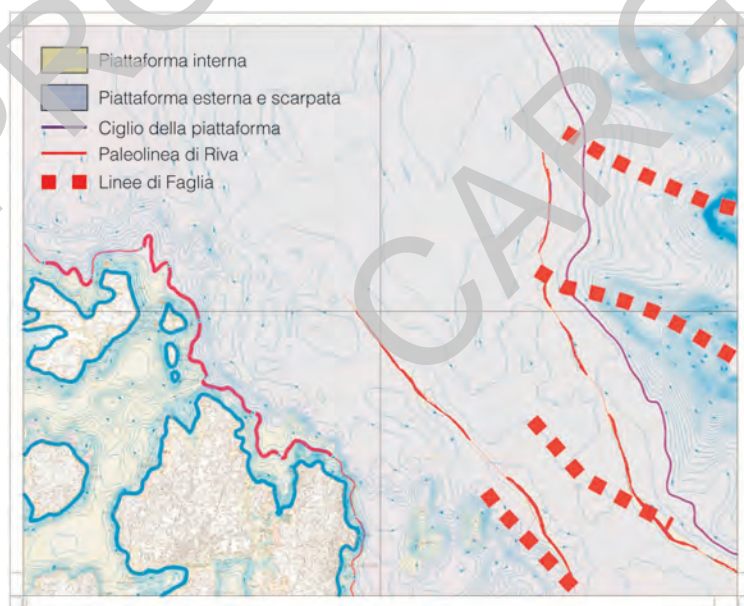


Fig. 34 - Carta Geomorfológica del settore d'indagine.

1.1. - LITOLOGIE AFFIORANTI NEL SETTORE SOMMERSO

I litotipi paleozoici affioranti nel settore sommerso corrispondono a quelli rilevati nel settore emerso. Prevalgono i litotipi granitici rispetto alle migmatiti ed al complesso filoniano.

A differenza del settore emerso, sui fondali marini in prossimità dell'Isola di Razzoli sono stati campionati (nella campagna oceanografica del 1994) lembi di calcareniti mesozoiche. Queste indicano come in passato la copertura miocenica fosse più estesa e gli attuali affioramenti rilevabili a Bonifacio e Capo Testa rappresentino i margini di coperture più ampie. Il recupero di questi litotipi ha avuto un ruolo importante per la ricostruzione paleogeografica complessiva del territorio compreso tra le Bocche di Bonifacio.

Seguono i depositi e le morfosculture connesse alle variazioni del livello marino durante il Quaternario. I depositi sono rilevati in affioramenti, più o meno evidenti e discontinui, lungo le coste e sulla piattaforma interna; sono attribuibili alle fasi di trasgressione marina tirreniana (interglaciale Riss-Würm) ed alla successiva regressione glacio-eustatica dell'ultimo glaciale Würm (fig. 35).



Fig 35 - Località: Secca di Spargiotto.

1.2. - PIATTAFORMA CONTINENTALE INTERNA

La piattaforma prossimale o interna occupa un'ampia porzione della parte sud occidentale del foglio; è notevolmente articolata e numerosi sono gli elementi morfologici-strutturali (deposizionali, erosivi) e biologici che la caratterizzano. Si estende dalla linea di riva attuale sino alla isobata di ≈ -50 m e comprende tutti i bassi fondali prospicienti la costa e le isole.

Questo settore rappresenta la parte più complessa e differenziata della piattaforma, con alti morfologici e fondali sabbiosi soggetti a correnti di deriva litorale o a correnti di fondo che ne modellano l'aspetto.

La morfologia dei fondali della piattaforma prossimale è condizionata dall'articolazione del basamento cristallino, che affiora formando secche e scogli o borda in continuità la fascia costiera rocciosa (DE MURO & ULZEGA, 1985).

Nei fondali della piattaforma interna le correnti di fondo mettono in moto notevoli masse d'acqua, che aumentano d'intensità ed energia lungo i canali tra le isole. Le masse d'acqua in movimento, generate dall'azione dei venti dei quadranti settentrionali, regolano la distribuzione dei sedimenti sul fondo e producono strutture sedimentarie di rilevanti dimensioni: mega ripples e dune idrauliche.

Nella piattaforma prossimale, a profondità di ≈ -50 m, si riscontrano depressioni chiuse lungo i grandi canali tra le isole, prodotte durante le fasi glacioeustatiche quaternarie, colmate da sedimenti fini olocenici.

1.3. - PIATTAFORMA CONTINENTALE ESTERNA

La piattaforma distale o esterna occupa la quasi totalità del Foglio; è caratterizzata da un paesaggio uniforme a compagine regolare dove la sedimentazione è ridotta e la dinamica marina, a bassa energia, è di tipo conservativo.

Si estende dalla batimetrica di -50 m sino al bordo della scarpata continentale individuata da una netta rottura di pendio rilevabile a profondità variabili intorno ai - 120 -110m .

Per la ridotta energia e bassa sedimentazione sulla piattaforma esterna, alla profondità di - 85m, si rilevano in affioramento alti morfologici allungati, con direzione NW-SE circa paralleli alla linea di costa. Queste morfologie rappresentano le paleolinee di riva sommerse, in facies di beach rock, collegate alle variazioni eustatiche del mare avvenute a partire dal Pleistocene superiore durante il massimo regressivo würmiano.

1.4. - SCARPATA CONTINENTALE

Il bordo della scarpata è netto e si articola a distanze variabili in relazione ai processi di sedimentazione o di erosione. Il bordo è in progradazione quando è sede del prisma sedimentario plio-quadernario, mentre è in erosione quando è sede di arretramento delle testate dei canyon per erosione regressiva. Nella scarpata superiore si rilevano scivolamenti gravitativi e flussi torbidity non canalizzati, con accumulo dei sedimenti nei settori meno ripidi. La scarpata è profondamente incisa da una serie di canyon impostati lungo le direttrici tettoniche ad andamento ~ E-W e NW-SE. Il ciglio si rileva ad una profondità di -120 m e risale sino alla profondità di -110m in corrispondenza delle testate dei canyon che sono soggetti ad arretramento per erosione regressiva.

1.4.1. - *Il Canyon sottomarino*

Il canyon di Caprera, di impostazione tettonica, è formato da due incisioni che si collegano nella piana abissale. Questo sistema di incisioni, di origine fluviale, è stato impostato in seguito all'azione erosiva dei corsi d'acqua durante il Messiniano.

2. - DINAMICA DEI SEDIMENTI

Le analisi sedimentologiche di laboratorio sui campioni prelevati in mare, con particolare riguardo alla definizione dei principali parametri granulometrici e mineralogici, hanno fornito il quadro della distribuzione tessiturale dei sedimenti e della loro distribuzione sui fondali.

Nella piattaforma interna i fondali tra le isole maggiori, quelle minori, gli scogli e le secche sono soggetti alla sedimentazione terrigena degli apporti terrestri; la dispersione dei sedimenti terrigeni è regolata dalle correnti di fondo, che soprattutto lungo i canali tra le isole si mettono in moto con elevata dinamica mobilitando notevoli masse d'acqua.

La piattaforma esterna è una vasta area a debole sedimentazione (fig. 36); qui la dispersione di sedimenti fini è condizionata dalla monotona morfologia del fondale e dall'azione di correnti a bassa energia.

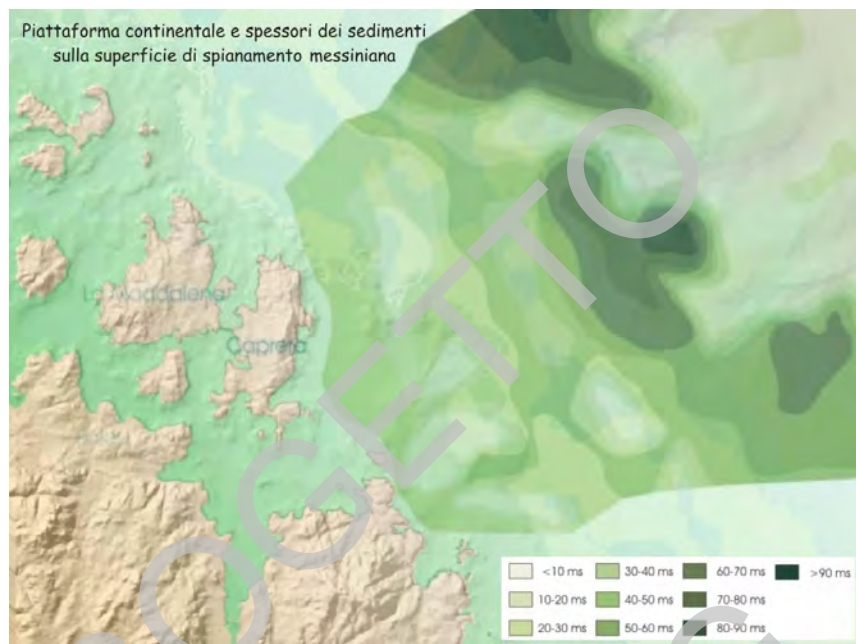


Fig. 36 - Carta degli isospessori della successione plio-quadernaria (tratta da Orrù & Puliga, 2004 modificata).

2.1. - DISTRIBUZIONE DEI SEDIMENTI

Nella piattaforma interna nel canale tra la costa sarda e l'Arcipelago si sono rilevate aree a ghiaie sabbiose a profondità superiori ai -40m a conferma di una importante dinamica sul fondo. Nelle aree tra i -20 e -50m, si rilevano sabbie medie bioclastiche. Alle profondità di -50 e -70m si rilevano sabbie bioclastiche pelitiche.

Le depressioni chiuse (sotto i -50m) sono colmate da sabbie bioclastiche e pelitiche. In genere, questo tipo di sedimento, caratterizza i fondi marini che si estendono a profondità comprese tra i -45 e i -80m.

La zona infralitorale è contrassegnata da sabbie fini e medie; i sedimenti fini si dispongono nelle aree a bassa energia delle correnti trattive, come ad esempio insenature ridossate. Depositi di materiale grossolano (ghiaie) si ritrovano in corrispondenza delle foci dei corsi d'acqua che drenano il settore emerso.

Nelle zone portuali si deposita per decantazione un particolato organico (limoso-sabbioso) proveniente dalle immissioni dei centri abitati e dalle imbarcazioni.

Nella piattaforma esterna i fondali al di sotto di -80m sono caratterizzati soprattutto da sedimenti a peliti bioclastiche.

2.2. - STRUTTURE SEDIMENTARIE

Le impronte di corrente o ripple mark sono molto frequenti su tutte le superfici sabbiose; sono forme diffuse in corrispondenza degli stretti canali tra le isole minori.

I mega ripple sono frequenti dove la dinamica litorale ha maggiore intensità e i sedimenti sabbiosi sono canalizzati verso il largo in grandi volumi. Queste strutture di corrente si rilevano alla profondità di -30m sui fondali di Cala di Vela, Manna a sud dell'Isola di Santo Stefano, a Capo Ferro, a P.ta Marginetto, in corrispondenza dei canali tra le isole e tra P.ta Rossa e l'Isola dei Cappuccini.

Dove l'azione delle correnti di fondo e l'ondazione sono più intense si sono generate dune idrauliche (Capo d'Orso, a sud di Capo Ferro) e dune di selezione granulometrica. Le dune di selezione granulometrica (sand waves) sono comuni sui fondali sabbiosi bioclastici alla profondità di -40 -50m; sono accumuli sabbiosi di notevoli dimensioni (200-300 m di lunghezza e 20-40 m di larghezza) in continuo movimento orientate parallelamente alla costa, dune di arresto.

L'andamento delle strutture di corrente ha permesso di individuare le principali direzioni di movimento delle correnti di deriva litorale sui bassi fondali e le correnti di fondo sulla piattaforma continentale interna. Talvolta è stato osservato un andamento disordinato nella disposizione di queste strutture dovuto alle rapide variazioni della direzione delle correnti stesse.

2.3. - EVOLUZIONE PALEOGEOGRAFICA DEL PAESAGGIO

Durante il Miocene inferiore e medio sulla terra emersa della Gallura gli intensi processi di arenizzazione e alterazione dei graniti avvenuti in condizioni climatiche caldo umide, tipiche di ambienti tropicali e subtropicali, hanno dato luogo all'interno del regolite a nuclei di granito non arenizzato. L'impostazione delle valli di sovra escavazione fluviale e l'incisione dei canali di drenaggio si sono originate durante la fase di crisi climatica in senso arido che ha originato la regressione del Messiniano.

La successiva fase pluviale del Villafranchiano (sviluppata dal Pliocene al Pleistocene inferiore) ha eroso ed asportato le coperture superficiali e riesumato le paleo forme residuali a inselberg e le superfici di spianamento ad essi collegate.

Quest'intensa fase erosiva ha portato all'approfondimento delle valli ed all'arretramento dei versanti.

Nel settore non si rilevano depositi o evidenti forme che possono essere correlate alle fasi climatiche del Pleistocene inferiore.

Si rilevano superfici di spianamento o rasas riferibili a piattaforma di abrasione marina alle quote di +15 e +30 m sul livello del mare attribuibili al Pleistocene medio.

Lungo la fascia costiera sono state rilevate superfici di raccordo generate dall'azione abrasiva del mare durante le diverse fasi regressive e trasgressive del Tirreniano (Pleistocene superiore, Riss-Würm); inoltre sulla piattaforma continentale a varie profondità sono state rilevate paleolinee di riva attribuibili al Pleistocene superiore. Una serie di terrazzi marini a diverse quote (tra +2m, +5m e tra +8m e 10m s.l.m.) sono legate alle oscillazioni del mare durante l'ultimo interglaciale (Würm). L'abbassamento del livello marino durante il massimo regressivo würmiano, ha riattivato le incisioni fluviali ed innescato processi erosivi lungo i versanti con formazione di cornici nette.

Le successive pulsazioni e gli stazionamenti del mare che caratterizzano la trasgressione del Versiliano (Olocene) sono documentati dalla formazione di beach rock e di superfici di abrasione da -70cm a +50cm.

I fenomeni erosivi in atto riguardano le spiagge basse e sabbiose e la prateria a *Posidonia oceanica*.

3. - PRINCIPALI BIOCENOSI

Nello studio degli ecosistemi marini gli aspetti geomorfologici del territorio e gli aspetti bionomici sono complementari; questi dati integrati forniscono un quadro completo sulle dinamiche e sugli equilibri naturali che hanno una diretta ricaduta sulla gestione della fascia costiera.

La dinamica e i processi geomorfologici in atto sono in stretta correlazione con la colonizzazione delle biocenosi. Il limite superiore delle praterie a *Posidonia oceanica* ha funzione di regolazione nella dispersione dei sedimenti della spiaggia sommersa; le biocostruzioni coralligene rallentano i processi d'erosione di affioramenti rocciosi favorendo la conservazione di forme fossili come ad esempio le *beach rock*. Oltre a contribuire al dinamismo dei processi sedimentari le biocenosi che si sviluppano nella piattaforma interna assicurano un abbondante apporto di materiale bioclastico da parte delle praterie, delle biocostruzioni coralligene e delle alghe calcaree in genere.

Lo sviluppo delle biocenosi marine è collegato alla tipologia dei fondali, per cui è utile distinguere fondi duri (piattaforme di abrasione o pareti verticali in roccia) e fondi mobili (a bioclasti e briozoi delle comunità epifite, ghiaie ad alghe rosse).

Gli studi geomorfologici dei fondali sono inoltre essenziali ai fini delle osservazioni biologiche, in quanto costituiscono la base della cartografia bionomica. Infatti, le unità biocenotiche popolano i fondali in relazione ai diversi ambiti morfo-batimetrici.

In generale sono stati individuati:

- popolamenti fotofili ed emifotofili, nelle aree pericostiere sui fondali rocciosi molto acclivi,
- popolamenti mediolitorali, in spiaggia sommersa;
- popolamenti della prateria a *Posidonia oceanica*, in spiaggia sommersa;
- popolamenti delle sabbie bioclastiche in facies di maërl e praline, nei fondi mobili circalitorali ad elevato idrodinamismo;
- popolamenti a rodoficee incrostanti del coralligeno e del precoralligeno, sempre nel settore circalitorale sugli affioramenti rocciosi;
- popolamenti a grandi feoficee, sui fondali rocciosi circalitorali, dove esistono condizioni di estremo idrodinamismo;
- popolamenti a *Corallium rubrum* (LINNAEUS, 1758) sui substrati duri a profondità superiori a 50 m in corrispondenza delle testate dei canyon.

3.1. - LA *POSIDONIA OCEANICA*

Gli studi condotti nei fondali dell'Arcipelago di La Maddalena sulla dinamica geomorfologica hanno fornito un significativo contributo alla conoscenza e valutazione dello stato delle fanerogame marine, alle quali si attribuisce un ruolo di primaria importanza nell'equilibrio dell'ecosistema marino.

Nei fondali intorno alle isole sono state rilevate estese praterie a fanerogame marine. La loro diffusione nei fondali è regolata dalla morfologia, dal tipo di substrato e dalla profondità. Esse si sviluppano, mediamente, nella fascia batimetrica tra -5m e -35m.

Dai rilievi subacquei, diretti ed indiretti, è stato possibile evidenziare le condizioni di stabilità delle praterie, in particolare quella a *Posidonia oceanica*.

Nel settore settentrionale dei fondali delle isole di Spargi e Spargiotto, Budelli, Razzoli e Santa Maria, Soffi e Mortorio, la diffusione e le condizioni di equilibrio della *Posidonia oceanica* indicano che essa si trova in buono stato di conservazione.

La *Posidonia oceanica* ha evidenziato invece condizioni di instabilità e di grave degrado presso i fondali di: Cala Brigantina (costa orientale di Caprera), Giardinelli (Canale di Moneta tra La Maddalena e Caprera), Spiaggia Rosa (Isola di Budelli), e comunque in corrispondenza delle principali località ad elevata fruizione turistica, dove è evidente il fenomeno di arretramento del limite superiore

della prateria o di abbandono delle matte.

Dalle registrazioni ecografiche (S.S.S.) è emerso che la più diffusa tra le cause di degrado della prateria a *Posidonia oceanica* è da attribuire alle lesioni profonde, strappi della matte, prodotte dagli ancoraggi delle imbarcazioni turistiche.

Nei fondali dell'area di indagine oltre alla già citata *Posidonia oceanica* si è riscontrata la presenza in misura inferiore, di altre fanerogame come *Cymodocea nodosa*, (UCRIA, 1793) ASCHERSON, 1870 e *Zostera*.

3.2. - BIOCOSTRUZIONI

Nei bassi fondali i popolamenti più importanti del mesolitorale sono caratterizzati da biocenosi a *Lithophyllum lichenoides*, PHILIPPI, 1837 e *Patella ferruginea* GMELIN, 1791.

Nel settore infralitorale sugli affioramenti rocciosi i popolamenti sono costituiti da alghe fotofile (facies ad echinoidi e corallinacee incrostanti); sui fondi rocciosi per la presenza di beach rock, da alghe emisciafile (biocenosi del precorallogeno). Oltre il limite inferiore della *Posidonia oceanica* (-30/40m) sono stati rilevati i popolamenti tipici della zona circalitorale. I fondali duri del circalitorale sono caratterizzati dalle biocenosi coralligene; sulle pareti verticali in roccia sono diffuse le formazioni a gorgonari; sui rilievi isolati oltre ai gorgonari sono stati rilevati i poriferi eretti. I fondali molli del circalitorale sono caratterizzati da biodetriti con componente organogena a briozoi, poriferi e ascidiacei, ed altri organismi a scheletro calcareo provenienti dalla prateria stessa. Oltre i 45 m di profondità la componente biogena dominante è costituita da alghe rosse evolute in maërl e praline. L'azione delle correnti di fondo sui sedimenti biodetritici ha dato origine alle grandi dune di selezione granulometrica. Nei fondali più profondi a sabbie limose e limi sabbiosi di piattaforma la componente organogena è costituita prevalentemente da foraminiferi (fig. 37).

4. - METODOLOGIE DELLA RICERCA

Le attività di rilevamento e di analisi si sono svolte presso i laboratori del Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Cagliari, con la collaborazione del personale tecnico dello stesso Dipartimento.

Le ricerche (v. Appendice 1) sono state condotte nei laboratori di: Cartografia marina, Geologia marina, Sedimentologia, Sezioni sottili, Microscopia elettronica, Fotogeologia, Cartoteca, Fototeca e Biblioteca.

Il piano di acquisizione dei dati sulla geologia dell'area marina ha previsto



Fig. 37 - Località: Pt. Lunga 1) sedimento; 2) matte morta; 3) prateria a *Posidonia oceanica*; 4) roccia.

tre approcci metodologici differenti: il telerilevamento della fascia pericostiera; la mappatura sonar degli affioramenti, delle facies sedimentarie e delle principali biocenosi, in piattaforma prossimale; la ricostruzione sismo-stratigrafica dei corpi sedimentari di piattaforma distale e di bordo.

Il completamento conoscitivo della vasta area di piattaforma esterna, con profondità superiori a -60 m, e l'integrazione dei dati di mappatura sonar laterale sono stati realizzati utilizzando dati esistenti, editi ed inediti, depositati presso il Dipartimento Scienze della Terra di Cagliari, facendo particolare riferimento a dati sismo-stratigrafici.

Le indagini sono state svolte eseguendo più campagne oceanografiche mediante l'uso di imbarcazioni e di mezzi nautici più piccoli per il rilevamento, nelle zone con bassi fondali e gommoni per le immersioni di campionamento.

Sono stati utilizzati strumenti elettroacustici: l'ecografo a scansione laterale (Side Scan Sonar), l'ecografo verticale per i profili batimetrici, il sistema di posizionamento satellitare differenziale (GPSD), benne e attrezzature per il campionamento diretto sul fondo (attrezzature subacquee complete per immersioni con l'uso dell'autorespiratore ad aria).

In particolare sono state interpretate e restituite cartograficamente registrazioni sismiche (Sparker 1000 J) e ecografiche a bassa frequenza (Sub Bottom

Profiler 3,5 KHz) acquisiti in passato dalla U.O. di Cagliari del Progetto “Oceanografia e Fondi Marini”, S.Prog. “Risorse Minerarie”, Tema “Placers” del C.N.R. Resp. A.Ulzega con la N/O Bannock (Crociere Placers 79/3 e Placers 81/2 - Sardegna 90).

Sono state compilate le schede relative alla navigazione durante l’esecuzione dei profili (punto nave, fix sul profilo) come pure al campionamento diretto e indiretto.

Nella parte sommersa del Foglio sono presenti le informazioni relative alle litologie, alla tessitura e alla dinamica dei sedimenti, oltre che allo stato evolutivo delle principali forme in cui si articolano i fondali marini e le aree prossimali alle coste. Su questa base sono stati quindi illustrati i lineamenti geomorfologici del territorio costiero e sottomarino esaminato.

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

Per tutta l’informazione pregressa sono stati riesaminati dati di campionamento a mezzo draga, benna, carotiere a gravità e carotaggio a vibrazione ed è stato effettuato il controllo dei dati di posizionamento e la conversione nella proiezione geografica UTM.

4.1. - METODI DI ACQUISIZIONE DATI

Rilevamento della fascia pericostiera.

Per le aree pericostiere non raggiungibili dal mezzo navale oceanografico a causa della bassa profondità, sono stati usati metodi di telerilevamento aereo, con fotogrammi a colori alla scala 1:10.000 in formato digitale, e satellitare integrato utilizzando immagini del sensore LANDSAT 5 Thematic Mapper - bande 1,2,3.

La taratura dei dati telerilevati è realizzata secondo stazioni di rilevamento e campionamento subacqueo assistite da mezzo nautico minore.

Rilevamento e mappatura della piattaforma prossimale.

Sono state condotte campagne di acquisizione di nuovi dati rappresentati in prevalenza da rilievi ecografici verticali e da rilievi ecografici a scansione laterale (side scan sonar 100 khz) cui sono seguiti rilevamenti e campionamenti diretti in

immersione fino alla profondità di - 50 m; tutti i rilievi sono stati posizionati con tecnologia G.P.S. differenziale.

La gestione dei dati di posizionamento e della conseguente costruzione dello schema delle rotte nave, è stata realizzata mediante l'utilizzo di una piattaforma G.I.S in ambiente Mapinfo.

Per la realizzazione del piano di indagini è stata utilizzata una nave oceanografica ed alcuni mezzi minori; in particolare a seguito di apposita Convenzione stipulata tra l'Università degli Studi di Cagliari e il Comando Generale del Corpo delle Capitanerie di Porto, è stata allestita la N/O "Barbara" (C.P.452) - Lunghezza m 30,50 - Larghezza max. m 6,30 - Dislocamento a p.c. Tonn. 200 - Velocità Nodi 12.

4.2. - INTERPRETAZIONE DATI

Di seguito sono stati riportati alcuni sonogrammi Side Scan Sonar relativi ad aree di particolare interesse dei fondali dell'Arcipelago di La Maddalena e le rispettive interpretazioni (figg. 38, 39, 40, 41).

LEGENDA

1. Roccia
2. Sedimento silicoclastico
3. Sedimento bioclastico
4. Lineamento tettonico
5. Filone
6. Ripple mark - Mega ripple mark
7. Dune di selezione granulometrica - duna da ostacolo
8. Prateria a *Posidonia oceanica*, *Posidonia* su roccia, mattes morta
9. Limite della prateria a *Posidonia oceanica* (superiore o inferiore)
10. Strutture antropiche
11. Relitto
12. Intramatte- solchi d'ancoraggio - canali erosivi
13. Piede di falesia

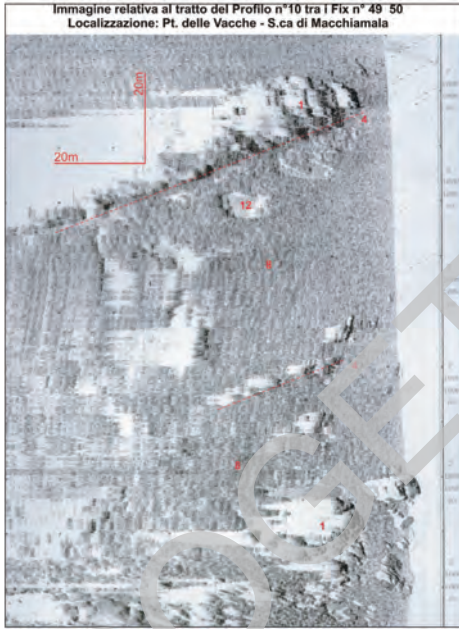


Fig. 38 - Sonogrammi Side Scan Sonar crociera "Bonifacio 98"; Localizzazione: Pt. delle Vacche - S.ca di Macchiamala.

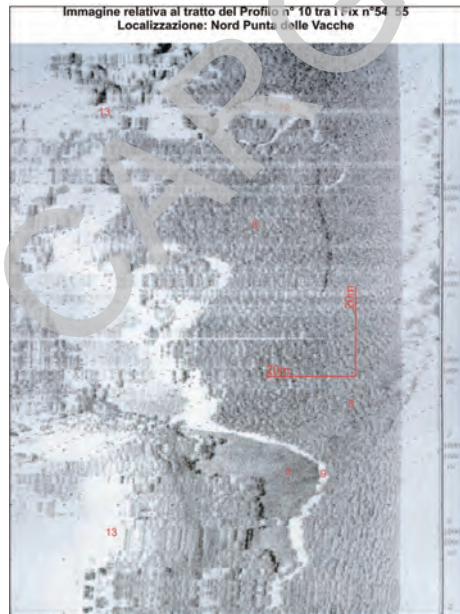


Fig. 39 - Sonogrammi Side Scan Sonar crociera "Bonifacio 98"; Localizzazione a Nord di Pt. delle Vacche.

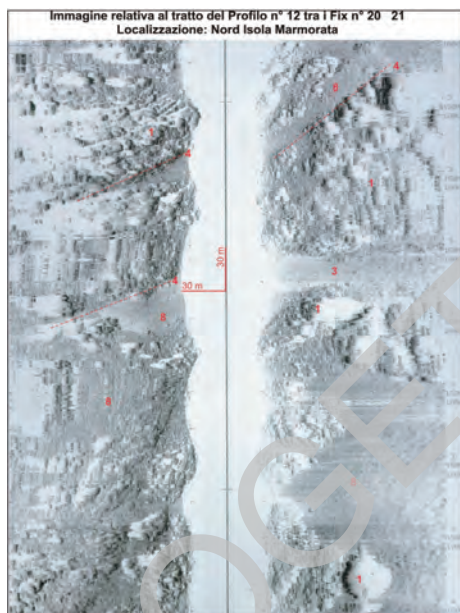


Fig. 40 - Sonogrammi Side Scan Sonar crociera "Bonifacio 98"; Localizzazione a Nord Isola Marmorata.



Fig. 41 - Sonogrammi Side Scan Sonar crociera "Bonifacio 98"; Localizzazione tra P.to Quadro e P.to Longosardo

5. - CARATTERI TETTONICO-STRUTTURALI

In continuità con il territorio emerso i caratteri impressi dalle principali linee tettoniche, che hanno interessato la Sardegna settentrionale, condizionano ed articolano anche il territorio sommerso. Nella piattaforma interna ed esterna e sulla scarpata continentale sono evidenti i caratteri della tettonica polifasica (NNE-SSW e NNW-SSE). I depositi marini hanno in parte obliterato i caratteri strutturali delle faglie di taglio ad andamento NE-SW e NW-SE (figg. 42, 43).

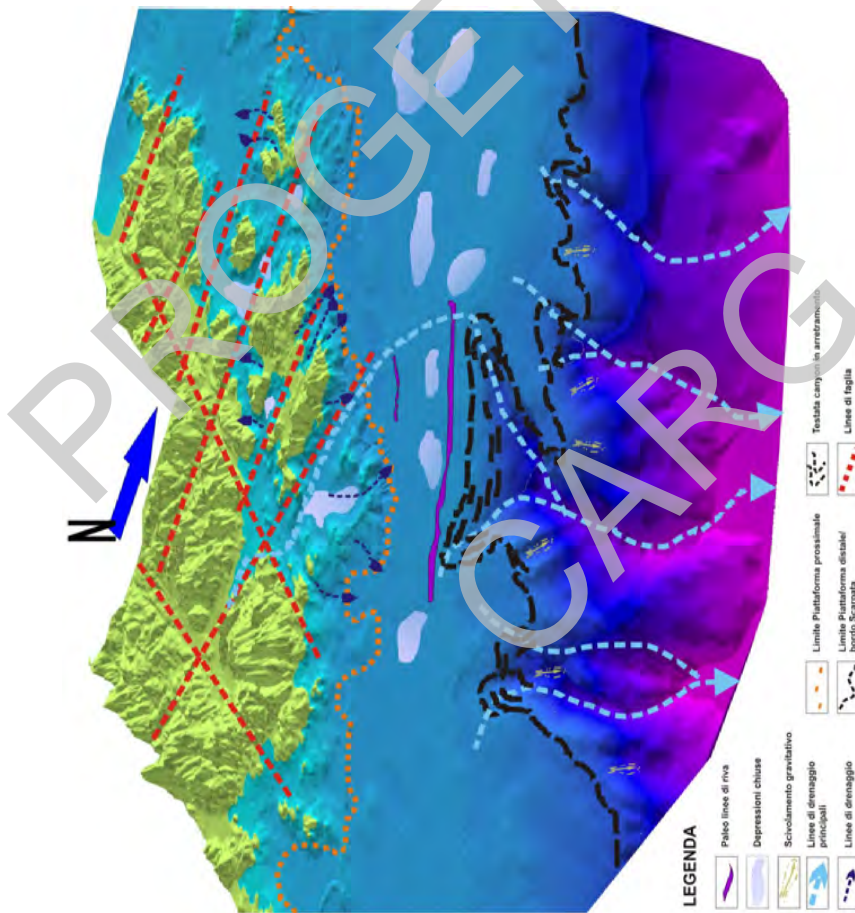


Fig. 42 - Piattaforma e scarpata continentale della Sardegna nord orientale su rilievo ombreggiato visto da NE

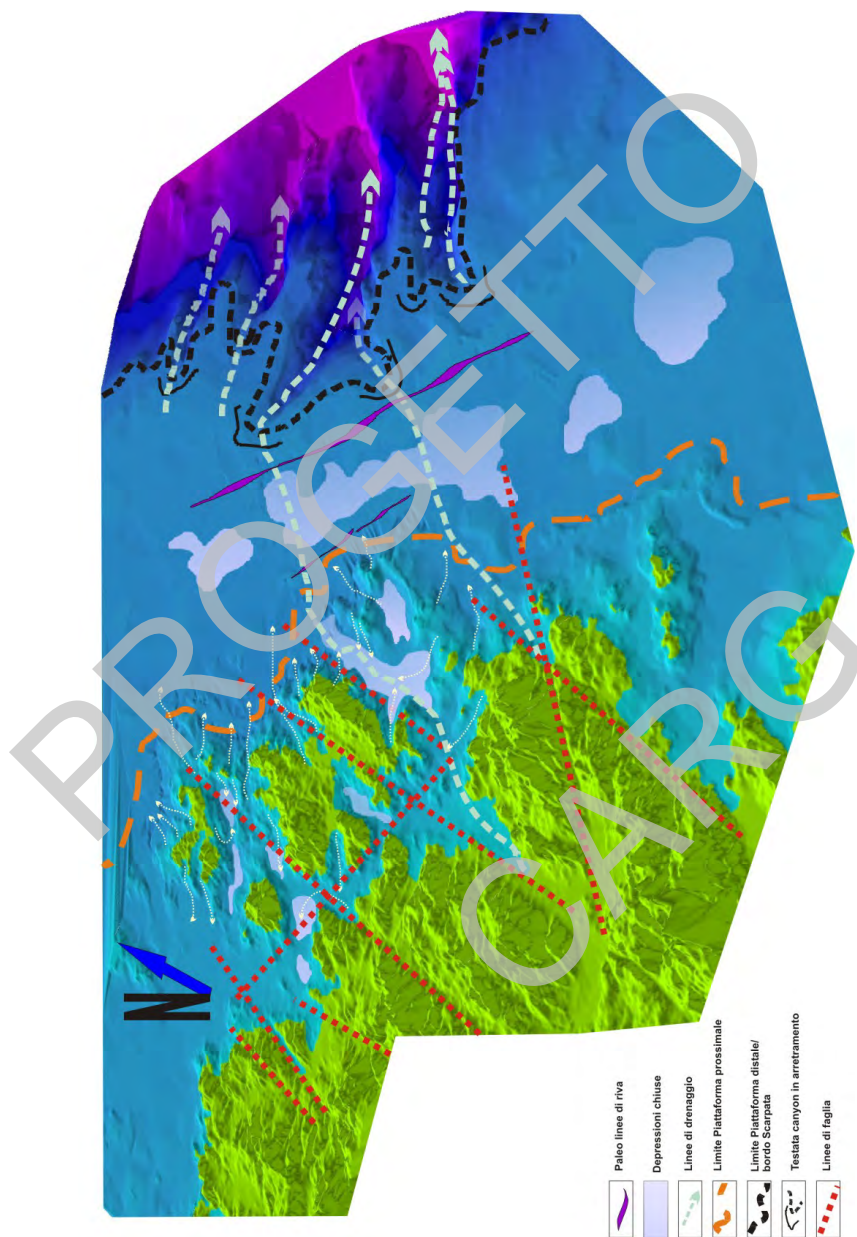


Fig. 43 - Piattaforma e scarpata continentale della Sardegna nord orientale su rilievo ombreggiato visto da SE.

6. - IL PARCO NAZIONALE DELLA MADDALENA

Il territorio del Parco della Maddalena costituisce un'area di grande interesse ambientale e naturalistico, sia per le particolarità geografiche e geologiche, con elevato valore paesaggistico, sia per le biodiversità che popolano questo settore.

In questo singolare sistema naturale, nei periodi estivi, l'aumento considerevole della popolazione turistica grava sugli equilibri dell'ambiente e favorisce l'innescarsi di fenomeni di degrado: delle spiagge, della prateria a *Posidonia oceanica*, delle biocenosi marine.

In alcuni settori particolarmente a rischio, o da preservare, l'applicazione di norme sulla fruizione antropica è necessaria per ridurne al massimo l'influenza negativa a favore della conservazione e/o del risanamento degli equilibri naturali dei singoli ecosistemi.

In questa ottica di tutela acquista particolare valore il monitoraggio del territorio assicurato da continui studi, analisi e controlli da effettuarsi su tutto il territorio del Parco.

La raccolta di tutta la documentazione cartografica rappresenta lo strumento primario e indispensabile nella gestione e pianificazione del territorio. Lo studio geologico e geomorfologico dei fondali marini consente di ottenere la rappresentazione spaziale delle modificazioni del paesaggio, della sua evoluzione e delle cause che le hanno determinate.

La cartografia tematica è stata utile per monitorare i substrati trofici dove si sviluppano le comunità bentoniche. La carta geomorfologica rappresenta la base sulla quale s'impostano le unità biocenotiche in relazione ai diversi ambiti morfobatimetrici.

Tutti i dati relativi al territorio sono gestiti dal sistema informativo territoriale (GIS) che tiene sotto controllo le attività antropiche ed il rischio ambientale connesso, definisce la vulnerabilità del sito e valuta e delimita geograficamente i rischi e le conseguenze, nonché le possibili strategie d'intervento e mitigazione degli effetti.

La valutazione del rischio ambientale è in relazione alla pericolosità e vulnerabilità.

La pericolosità è in riferimento alle condizioni meteomarine e all'intensa attività del traffico marittimo, commerciale e turistico; la vulnerabilità è connessa agli aspetti socio-economici, al turismo ed alla pesca, agli aspetti ecologici di tutela della biodiversità, delle valenze paesaggistiche.

I dati rilevati dei fondali hanno un alto valore descrittivo e posizionale; ad esempio la classificazione dei diversi habitat è finalizzata all'individuazione delle aree a maggiore impatto in caso di inquinamento.

6.1. - FATTORI DI VULNERABILITÀ

L'Arcipelago della Maddalena costituisce un'area di grande interesse ambientale per le particolarità geografiche e geologiche e per le biodiversità delle particolari specie che popolano il Mediterraneo.

La valutazione del rischio che le interferenze antropiche possono produrre in tale area va messa in relazione alla pericolosità ed alla vulnerabilità con riferimento:

- alle condizioni meteomarine, che nel tratto delle Bocche sono spesso avverse;
- all'intensa attività legata al traffico marittimo commerciale (passaggio di petroliere e navi con materiali pericolosi) e turistico;
- agli aspetti socio-economici collegati principalmente al turismo ed alla pesca;
- agli aspetti ecologici in termini di tutela della biodiversità;
- agli aspetti ambientali in termini di valenze paesaggistiche (Geomorfositi).

Il notevole aumento della pressione turistica durante i mesi estivi si riflette negli ambienti sottomarini che sono estremamente vulnerabili; tutto ciò richiede la massima attenzione nel valutare i livelli sostenibili e definire l'esigenza di promuovere procedure di fruizione controllata: transito ed ancoraggio dei natanti, modalità e strumenti di immersione, numero dei visitatori e loro educazione ambientale, ecc.

Il maggiore pericolo è rappresentato dall'inquinamento prodotto dal passaggio delle navi che trasportano idrocarburi e dalla presenza di sommergibili a propulsione nucleare.

Di minore impressionabilità pubblica e sociale, ma comunque da non sottovalutare, è l'erosione prodotta dal moto ondoso artificiale dato dall'intenso traffico (estivo) e dalle alte velocità dei mezzi nautici che transitano e dagli ancoraggi che degradano le praterie a fanerogame. Nell'Arcipelago vigono norme di regolazione sull'intensità e velocità dei mezzi e sugli ancoraggi, anche se non sempre vengono rispettate dai naviganti.

PROGETTO
CARG

IX - BIBLIOGRAFIA

- AMADESI E., CANTELLI C., CARLONI G.C. & RABBI E. (1961) - *Ricerche geologiche sui terreni sedimentari del Foglio 208 Dorgali*. Giorn. di Geol: **28**: 59-87, Bologna.
- ARTAUD F. & MATTE F. (1977) - *Determination de la position initiale de la Corse et de la Sardaigne à la fin de l'orogénèse hercynienne grace aux marqueurs géologiques ant-mesozoïque*. Bull. Soc. Geol. Fr. XIX, **4**: 833-840, Paris.
- ASHWORTH J.R. (1985) - *Migmatites*. Blackie & Son Ltd, London.
- ATZORI P. & TRAVERSA G. (1986) - *Post-granitic permo-triassic dyke magmatism in eastern Sardinia (Sarrabus p.p., Barbagia, Mandrolisai, Goceano, Baronie and Gallura)*. Period. Mineral., **557**: 203-231, Roma.
- AVERSANO A. (2004) - *Prospezione e caratterizzazione di rocce granitoidi della Sardegna settentrionale: indicazioni in funzione dell'ottimizzazione del processo estrattivo e della mitigazione degli impatti*. Tesi di dottorato inedita XVI ciclo. Tutor. Prof. Giacomo Oggiano. Consorzio Università di Sassari Istituto di Scienze Geologico- Mineralogiche - Dipartimento di Scienze della Terra - Napoli. Università di Sassari, 171 pp.
- BALDELLI C., BIGAZZI G., ELTER F.M. & MACERA P. (1987) - *Description of a Permo-Trias alkaline lamprophyre embedded into the micaschists of garnet-staurolite-kyanite grade of north-eastern Sardinia island*. Newsletter - IGCP Project 5: International Geological Correlation, **7**: 8-10, Padova.
- BARCA S. & COSTAMAGNA L.G. (1997) - *Compressive "Alpine" tectonics in Western Sardinia (Italy); geodynamic consequences*. C.R. Acad. Sci. Paris, **325**: 791-797, Paris.
- BAUDELOT S., DOUBINGER J., DURAND DELGA M. & VELLUTINI P. (1977) - *Caractéristiques et ages des cinq cycles Paleozoïques du Nord ouest de la Corse*. Bull. Soc. Géol. France., XVIII, **7**: 1221-1228, Paris.
- BAUDELOT S., DURAND DELGA M., MIROUSE R. PERRET M. F. & TAUGOURDEAU - LANZ J. (1981) - *Le Dévonien de Galéria en Corse septentrionale, sa datation et sa place dans le cadre de la méditerranée*. C. R. Acad. Sci., **292**: 347-354, Paris.
- BECCALUVA L., LEONE F., MACCIONI L. & MACCIOTTA G. (1981) - *Petrology and tectonic setting of the Paleozoic basic rocks from Iglesias-Sulcis (Sardinia, Italy)*. N. Jb. Miner. Abh., **140** (2): 184-201. Stuttgart.

- BELLUOMINI G., BRANCA M., DELITALA L., PECORINI G. & SPANO C. (1986) - *Isoleucine Epimerization Dating of Quaternary Marine deposits in Sardinia, Italy*. Z. Geomorph., Suppl. Bd. **62**: 109-117, Stuttgart.
- BERTINI G., COSTANTINI A., CAMELI G. M., DI FILIPPO M., DECANDIA F. A., ELTER F. M., LAZZAROTTO A., LIOTTA D., PANDELI M., SANDRELLI F. & TORO B. (1991) - *Struttura geologica dai Monti di Campiglia a Rapolano Terme (Toscana Meridionale): stato delle conoscenze e problematiche*. In PIALLI G. et. alii, (Eds) «*Studi preliminari all'acquisizione dei dati del profilo CROP 03 Punta Ala - Gabicce*». Studi Geologici Camerti, AGIP I-C.N.R.-ENEL. Camerino. Volume speciale **1991/1**: 155-178.
- BOCCALETTI M. & GUAZZONE G. (1973) - *Il micro continente sardo-corso come un arco residuo di un sistema arco-fossa*. Rend. Sem. Fac. Sc. Univ. Cagliari, Suppl., **42**: 57-69, Cagliari.
- BONIN B. (1980) - *Les complexes alcalins acides anorogeniques: l'exemple de la Corse*. PhD thesis, Univ. Paris.IV, Paris.
- BORRADAILE G.J. & KENNEDY M.C. (1982) - *Shear zones and leucosome bands in migmatite*. In: «*Atlas of deformational and metamorphic rock fabrics*». BORRADAILE G.J. BAYLY M.B. & MCA POWELL. C. (Eds.) Springer & Verlag, 342-343, New York.
- BORRADAILE G. J & HENRY B. (1997) - *Tectonic applications of magmatic susceptibility and its anisotropy*. Earth Sci. Rev.: **42**: 49-93.
- BOUCHEZ J.L. (2000) - *Magnetic susceptibility anisotropy and fabric in granites*. Comptes rendus de L'Academie de Sciences, **330**: 1-14.
- BOULLIER A.M. & BOUCHEZ J.L. (1978) - *Le quartz en rubans dans le mylonites*. Bull. Soc. Géol. France, (7) t. XX, **3** : 253-262, Paris.
- BRALIA A., GHEZZO C., GUASPARRI G. & SABATINI G. (1981) - *Aspetti genetici del batolite sardo-corso*. Rend. Soc. Ital. Mineral. Petrol., **38**: 701-764, Milano.
- BRGM (1997) - *Note d'orientation pour l'établissement de la Carte Géologique de France à 1:50.000*. - Comité de la Carte Géologique de France. P. Andreieff éditeur, Orleans.
- BUZZI L., GAGGERO L. & OGGIANO G. (2008) - *The Santa Giusta ignimbrite (NW Sardinia): a clue for the magmatic, structural and sedimentary evolution of a variscide segment between early Permian and Triassic*. Boll. Soc. Geol. It., **127** (3).
- CAPPELLI B., CARMIGNANI L., CASTORINA F., DI PISA A., OGGIANO G. & PETRINI R. (1992) - *A variscan suture zone in Sardinia: geological and geochemical evidence*. Geodinamica Acta Num. Spec.: «*Paleozoic orogenies in Europe*», **5**: 1-2: 101-118, Paris.
- CARMIGNANI L., DEL MORO A., FRANCESCHELLI M., GHEZZO C. & PERTUSATI P.C. (1985) - *Sistematica Rb/Sr dei graniti sincinematici del Mt. Grighini. Sardegna centrale (risultati preliminari)* - In: T. COCOZZA & C. A. RICCI (Eds) «*Evoluzione stratigrafica, tettonica, metamorfica e magmatica del Paleozoico italiano*». Dip. Sc. Terra Univ. Siena: 61-63, Siena.
- CARMIGNANI L., CHERCHI A. & RICCI C. A. (1989) - *Basement structure and mesozoic-cenozoic evolution of Sardinia*. In: *The lithosphere in Italy advances in earth science research*. Acc. Naz. Lincei, **80**: 63- 92, Roma.
- CARMIGNANI L. & KLIGFIELD R. (1990) - *Crustal extension in the Northern Apennines: the transition from compression to extension in the Alpi Apuane core complex*. Tectonics, **9**: 1275-1303, Washington.
- CARMIGNANI L., BARCA S., CAPPELLI B., DI PISA A., GATTIGLIO M., OGGIANO G. & PERTUSATI P.C. (1991) - *A tentative model for the hercynian basement of Sardinia*. In «*Geologia del Basamento Italiano*». 23-27, Siena.
- CARMIGNANI L., BARCA S., CAPPELLI B., DI PISA A., GATTIGLIO M., OGGIANO G. & PERTUSATI P.C. (1992 a) - *A tentative model for the hercynian basement of Sardinia*. In: «*Contribution to the Geology of Italy* ». IGCP N° **276**, Newsletter, **5**: 61-82, Padova.
- CARMIGNANI L., CAROSI R., DISPERATI L., FUNEDDA A., MUSUMECI G., PASCI S. & PERTUSATI P.C. (1992 b) - *Tertiary transpressional tectonics in NE Sardinia, Italy*. In «*Contribution to the Geology of Italy*

- » IGCP N° 276, Newsletter, 5: 83-96, Padova.
- CARMIGNANI L., CAROSI R., DI PISA A., GATTIGLIO M., MUSUMECI G., OGGIANO G. & PERTUSATI P.C. (1994) - *The hercynian chain in Sardinia (Italy)*. Geodin. Acta, 7, (1): 31-47, Paris.
- CARMIGNANI L., DECANDIA F. A., DISPERATI L., FANTOZZI P.L., LAZZAROTTO A., LIOTTA D. & OGGIANO G. (1995) - *Relationships between the tertiary structural evolution of the Sardinia-Corsica Provençal domain and Northern Apennines*. Terra Nova, 7: 123-137, Oxford.
- CARMIGNANI L., OGGIANO G., BARCA S., CONTI P., SALVADORI I., ELTRUDIS A., FUNEDDA A. & PASCI S. (2001) - *Geologia della Sardegna: Note Illustrative della Carta Geologica della Sardegna in scala 1:200.000*. Memorie Descrittive della Carta Geologica d'Italia, vol. 60. Servizio Geologico d'Italia, Roma, 283 pp.
- CAROBENE L. (1979) - *Valutazioni di movimenti recenti mediante ricerche morfologiche su falesie e grotte marine del Golfo di Orosei*. Mem. Soc. Geol. It., 19: 641-649, Roma.
- CAROBENE L. & PASINI G. (1973) - *Contributo alla conoscenza del Pleistocene superiore e dell'Olocene del Golfo di Orosei (Sardegna orientale)*. Boll. Soc. Adriatica di Scienze, 64: 5-36, Trieste.
- CARTA M., DEL FA' C., ULZEGA A. & URAS I. (1986) - *La piattaforma continentale della Sardegna*. In: P.F. Oceanografia e fondi marini, S.P. Risorse minerarie, Rapp. Tec. Fin., 119-218.
- CASINI L. & OGGIANO G. (2008) - *Late orogenic collapse and thermal doming in the northern Gondwana margin incorporated in the Variscan Chain: a case study from the Ozieri Metamorphic Complex, northern Sardinia, Italy*. Gondwana Research 13, 396-406.
- CASTORINA F., CESARACINO G., DI PISA A. & OGGIANO G. (1996) - *The amphibolite stratified complex of Punta Scorno (Asinara Island, Sardinia, Italy): paragenesis and tectonic interpretation*. Plinius: 74-76, Stuttgart.
- CASTORINA F. & PETRINI R. (1989) - *Radiometric geochronology: some constraints to the isochron method by an iterative least-square approach*. Geochemical Journal, 23: 101-109, Nagoya.
- CASTORINA F. & PETRINI R. (1992) - *Biased Nd-models ages in highly evolved granites: an example from Buddusù intrusion (NE Sardinia, Italy)*. Neues Jb. Miner. Mh., 6 : 227-288, Stuttgart.
- CHARRIER G. & CHOROWICZ J. (1982) - *Comparaison entre les structures corses, sardes et provençales observées sur les images Landsat*. Rev. de Geol. Dyn. et de Geo. Phys., 23: 107-118.
- CHARRIER G. (1958) - *Il quadrante IV del foglio 181 "Tempio" (Sardegna)*. Boll. Serv. Geol. It., LXXIX, Roma.
- CHARRIER G. (1958) - *Gli scisti cristallini della Sardegna settentrionale. Studio geologico e petrografico*. Boll. Serv. Geol. It., LXXIX, 101-260, Roma.
- CHERCHI G.P., ELTER F.M., GHEZZO C., MARCELLO A. & MUSUMECI G. (1987) - *Intrusive sequence and structural pattern of the granitic hercynian complex from the Calangianus region (Northern Sardinia)*. Atti congress. SIMP. 28 sept.- 3 oct, Verbania.
- CHERCHI G.P. & MUSUMECI G. (1992) - *Il complesso granitoidale della Sardegna settentrionale: in «Struttura della Catena ercinica in Sardegna guida all'escursione»*. Gruppo informale di geologia strutturale. 157-177, Siena.
- CHERCHI A. & TREMOLIERES P. (1984) - *Nouvelles données sur l'évolution structurale au Mésozoïque et au Cénozoïque de la Sardaigne et leur implications géodynamique dans le cadre méditerranéen*. C.R. Acad. Sci., 298: 889-894, Paris.
- CLEMENS J. D. & VIELZEUF D. (1987) - *Constraints on melting and magma production in the crust*. Earth Planet. Sc. Lett., 86: 287-306, Amsterdam.
- COCHERIE A. (1985) - *Interaction manteau-croûte: sons le dans la genèse d'association plutoniques calcalcalines, contraintes géochimiques (éléments en traces et isotopes du strontium et de l'oxygène)*. Doc. B.R.G.M., 90, Orléans.
- COCIRTA C. & MICHON G. (1989) - *The mafic magmatic enclaves of some Northern Sardinia granitoids: the existence of two different acid-basic associations*. Rend. Soc. Ital. Mineral. Petrol. 43 (3): 705-714, Milano.
- COCOZZA T., JACOBACCI A., NARDI R. & SALVADORI I. (1974) - *Schema stratigrafico strutturale del*

- Massiccio Sardo-Corso e minerogenesi della Sardegna*. Mem. Soc. Geol. It. **XIII**: 85-186, Roma.
- COLTORTI M & DRAMIS F. (1995) - *The chronology of Upper Pleistocene stratified slope-waste deposits in Central Italy*. Permafrost and Periglacial Processes, **6**: 235-242, Chichester.
- CONTI L. (1964) - *Studio geopetrografico dell'Arcipelago de la Maddalena. Nota I: L'isola della Maddalena*. Boll. Soc. Geol. It., **83**: 5-86, Roma.
- CONTI L. (1966) - *Studio geopetrografico dell'Arcipelago della Maddalena. Nota II: L'isola di Caprera*. Per. Min., **35**, 603-730, Roma
- CONTI L. & TRAVERSA G. (1968) - *Studio geopetrografico dell'Arcipelago della Maddalena. Nota III: L'isola di S. Stefano*. Per. Min., **37**: 145-220, Roma
- CORTESOGNO L., CASSINIS G., DALLA GIOVANNA G., GAGGERO L., OGGIANO G., RONCHI A., SENO S. & VANOSI M. (1998) - *The Variscan post collisional in Late Carboniferous-Permian sequences of Ligurian Alps, Southern Alps and Sardinia (Italy): a syntesis*. Lithos, **45**: 305 - 328, Amsterdam.
- CORTESOGNO L. & GAGGERO L. (1999) - *The Permian and Triassic calc-alkaline and alkaline volcanic activity in Nurra. Late Palaeozoic continental basins of Sardinia*. In "The Continental Permian". Ed. Earth Science Department. Pavia University, 110-116, Pavia.
- CORTESOGNO L., GAGGERO L., OGGIANO G. & PAQUETTE J.L. (2004). *Different tectono-thermal evolutionary paths in eclogitic rocks from the axial zone of the Variscan Chain in Sardinia (Italy) compared with the Ligurian Alps*. Ofioliti **29**: 125-144, Pisa.
- COSSU A., GAZZALE V., ORRÙ P., PINTUS C., TUNESI L. & ULZEGA A. (1998) - *Carta Biocenotica dei fondi marini (Parco Nazionale dell'arcipelago della Maddalena - Sardegna Nord orientale)*. - Ministero dell'Ambiente - Istituto Centrale per la Ricerca Applicata al Mare - Comando Generale delle Capitanerie di Porto - Ente Parco - CIRCAM, Cagliari.
- DAANSGAARD W., JOHNSEN S.J., CLAUSEN H.B., DAHL-JENSEN D., GUNDERSTRUP N.S., HAMMER C.U., HVIDBERG C.S., STEFFENSEN J.P., SVEINBJORNSDOTTIR A.E., JOUZEL J. & BOND G. (1993) - *Evidence of a general instability of past climate from a 250-kyr ice-records*. Nature, **364** : 218-220, London.
- DAVAUD E., KINDLER P., MARTINI R. & STRASSER A. (1991) - *Enregistrement des variations eustatiques dans des dépôts littoraux du Pleistocène supérieur (San Giovanni di Sinis, Sardaigne occidentale)*. Bull.Soc.Geol.France, **162**: 523-533, Paris.
- D'AMICO C. (1960) - *La massa dioritico-quarzifera di Bitti - Onani (Sardegna)*. Acta Geol. Alpina, **9**: 129-180, Bologna.
- DEL MORO A., DI SIMPLICIO P., GHEZZO C., GUASPARRI G. & SABATINI G. (1975) - *Radiometric data and intrusive sequence in the Sardinian batholith*. N. Jb. Miner. Abh. **126**, **1**: 28-44, Stuttgart.
- DEL MORO A., DI PISA A., OGGIANO G. & VILLA I.M. (1991) - *Isotopic ages of two contrasting tectono-metamorphic episodes in the Variscan chain in northern Sardinia*. In: «Geologia del basamento italiano» 21-22 Marzo, 33-35, Siena.
- DEL MORO A., DI PISA A. & OGGIANO G. (1996) - *Relationships between an autunian volcano-sedimentary succession and the Tempio massif granites (Northern Sardinia)*. Geochronological and field constraints. Plinius, **16**: 93-94, Stuttgart.
- DE MURO S. & ORRÙ P. (1999) - *Il contributo delle beach-rock nello studio della risalita del mare olocenico. Le beach-rocks post-glaciali della Sardegna Nord-orientale*. Il Quaternario **11** (1), 1998, 19-39, Napoli.
- DE MURO S. & ULZEGA A. (1985) - *Il Golfo di Arzachena nella Sardegna Settentrionale ricerche di geomorfologia costiera e sottomarina*. Boll. Soc. Geol. It., **104**: 551-560, 9 ff., 1 tav f.t.
- DE MURO S. & ULZEGA A. (1988) - *Ricerche Geomorfologiche sulle Bocche di Bonifacio: La piattaforma continentale ad ovest Capo Testa*. Bull. Soc. Roy. Del Liège, **57**, 4-5, 403-413.
- DEPAOLO D. J. (1981a) - *A neodymium and strontium isotope study of the calc-alkaline granitic batholiths of the Sierra Nevada and Peninsular Ranges, California*. J. Geophys. Res., **86**: 10470-10488, Washington.
- DEPAOLO D. J. (1981b) - *Trace elements and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization*. Earth Planet. Sci. Lett., **53**: 189-202, Amsterdam.

- DERNINI C. & ULZEGA A. (1981) - *Helium free diving in the marine underwater research*. Rapp. Comm. Int. Mer Médit., **27** (8), 97, Cagliari 1980, (abstract).
- DIDIER J. & BARBARIN B. (1991) - *Enclaves and Granite Petrology*. Development in Petrology: **13**: Elsevier, Amsterdam.
- DIENI I., & MASSARI F. (1966) - *Il Neogene ed il Quaternario nei dintorni di Orosei*. Atti Soc. It. Sc. Nat. E Museo Civ. St. Nat., **15**: 91-141, Milano.
- DI PISA A. & OGGIANO G. (1985) - *Graniti peralluminiferi scistosi sin-orogenici della bassa Gallura (Sardegna)*. In: T. COCOZZA E C.A. RICCI (Eds); «*Evoluzione stratigrafica, tettonica, metamorfica e magmatica del Paleozoico italiano*». Dip. Sc. Terra Univ. Siena, 97-98, Siena.
- DI PISA A. & OGGIANO G. (1987a) - *Syn-Tectonic peraluminous schistose granites of South-Western Gallura (Sardinia)*. - In: SASSI F.P. & BOURROUILH R. (Eds), IGCP n. 5, Newsletter, 7: 46-49, Padova.
- DI PISA A. & OGGIANO G. (1987b) - *High temperature and Low pressure metamorphic rocks. - in Anglona region (Northern Sardinia)* Atti congress. SIMP 28 sept.-3 oct. Ricerca scientifica educazione permanente suppl., **59**: 89-90, Verbania.
- DI PISA A., DEL MORO A., MACERA P., OGGIANO G. & SQUADRONE A. (1988) - *Studio geochimico e radiometrico, con il metodo Rb/Sr, dei graniti peralluminosi sin-tettonici di Tarra Padedda (Sardegna settentrionale)*. Conv. S.I.M.P., 8-9 dec. 1988, 31-32, Trieste.
- DI PISA A., OGGIANO G. & TALARICO F. (1993) - *Pre hercynian basic magmatic activity in the nappe zone (internal and external) of Sardinia: evidence of two basaltic cycles*. In «*Contribution to the Geology of Italy*». IGCP N. 276, Newsletter **5**: special issue, 107-116, Siena.
- DI PISA A., PREMOLI A. & ALBERTI A. (1995) - *Al-Si ordering in alkali feldspars of migmatites and anatexitic granites of Tarra Padedda (N-Sardinia)*. Plinius, **14**: 150-151, Stuttgart.
- DI SIMPLICIO P., FERRARA G., GHEZZO C., GUASPARRI G., PELLIZZER R., RICCI C.A., RITA F. & SABATINI G. (1974) - *Il metamorfismo e il magmatismo paleozoico della Sardegna*. Rend. Soc. It. Miner. Petrol., **30**: 979-1068, Roma.
- DI VINCENZO G., CAROSI R., CALMIERI R. (2004) - *The relationships between tectono-metamorphic evolution and argon isotope records in white mica: constraints from in situ Ar/Ar laser analysis of the Variscan basement of Sardinia (Italy)*. J. Petrol. **45**: 1013-1043, Oxford.
- ELTER F.M., FRANCESCHELLI M., MEMMI I., PALMERI R. & RICCI C.A. (1985) - *Diachronismo degli equilibri mineralogici nelle rocce del basamento metamorfico della Sardegna nord-orientale: riflessioni su un modello di evoluzione pressione-temperatura-tempo*. In: T. COCOZZA & C.A. RICCI (Eds); «*Evoluzione stratigrafica, tettonica, metamorfica e magmatica del Paleozoico italiano*». Dip. Sc. Terra Univ. Siena, 59-60, Siena.
- ECHTLER H. & MALAVEILLE J. (1990) - *Extensional tectonics, basement uplift and Stephano-Permian collapse basin in a late Variscan metamorphic core complex (Montagne Noire, Southern Massif Central)*. Tectonophysics, **79**: 201-233, Amsterdam.
- FERNANDEZ A. (1977) - *Sur la structure et la mise en place du granite porphyroïde du Pont Montvert (Mont Lozère Massif Central Français)*. C.R. Somm. Soc. Geol. Fr., **8**: 137-140, Paris.
- FERRARA G., RICCI C. A. & RITA F. (1978) - *Isotopic ages and tectono-metamorphic history of the metamorphic basement of North-Eastern Sardinia*. Contr. Mineral. Petrol., **68**: 99-106, Berlin.
- FIERRO G., OZER A., PICCAZZO M. & ULZEGA A. (1982) - *Les Bouches de Bonifacio: observations morphologiques*. Bull. Soc. Roy. Liège, **50** (11-12), 1981, 426-432.
- FRANCESCHELLI M., MEMMI I. & RICCI C.A. (1982) - *Zoneografia metamorfica della Sardegna settentrionale*. In *Guida alla Geologia del Paleozoico sardo*. Guide Geologiche Regionali. Soc. Geol. It.: 137-149, Roma.
- FRANCESCHELLI M., MEMMI I., PANNUTI F. & RICCI C.A. (1989) - *Diachronous metamorphic equilibration in the hercynian basement of northern Sardinia, Italy*. In: «*Evolution of metamorphic belts*». DALY J.S., KLIFF R.A. & YARDLEY B.W.D. (Eds), J. Geol. Soc. Spec. Pub., **43**: 371-375, London.
- FRANCESCHELLI M., PUXEDDU M., CRUCIANI G. & CARCANGIU G. (2005). *Layered amphibolite sequence in*

- NE Sardinia, Italy: remnant of a pre-Variscan mafic silicic layered intrusion?* Contrib. Mineral. Petrol. **149**: 164-180, Berlin.
- FOLCO L. (1991) - *Studio geologico e petrografico del basamento cristallino dell'area di Monte Biancu (Sardegna nord-orientale)*. Tesi di laurea inedita. Università di Siena, pp. 94. Siena
- FONTANA D., GELMINI R. & LOMBARDI G. (1982) - *Le successioni sedimentarie e vulcaniche carbonifere e permo-triassiche della Sardegna*. In: «Guida alla Geologia del Paleozoico sardo». Guide Geologiche Regionali. Soc. Geol. It., 183-192, Roma.
- FUNEDDA A., OGGIANO G. & PASCI S. (2000) - *The Logudoro basin: a key area for the tertiary tectono-sedimentary evolution of North Sardinia*. Boll. Soc. Geol. It., **119**: 37-38, Roma.
- GAGGERO L., OGGIANO G., BUZZI L., SLEJKO F. & CORTESOGNO L. (2007) - *Post variscan mafic dykes from the late orogenic collapse to the tethyan rift: evidence from Sardinia*. Ofioliti, **32** (1): 15-37.
- GATTACCECA J., ORSINI J.B., BELLOT J.P., HENRY B., ROCHETTE P., ROSSI P. & CHERCHI G.P. - (2004) *Magnetic fabric of granitoids from Southern Corsica and Northern Sardinia implications for Late Hercynian tectonic setting*. J. Geol. Soc. London, **161**: 277-289, London.
- GHEZZO C., GUASPARRI G. & SABATINI G. (1973) - *Relazioni fra rocce granitiche e metamorfiche nella Sardegna centro-settentrionale. Nota III: Le intrusioni della zona Orotelli-Bolotana-Bulteji; rilevamento con studio modale*. Miner. Petr. Acta, **19**: 155-186, Bologna.
- GHEZZO C., MEMMI I. & RICCI C.A. (1979) - *Un evento granulitico nel basamento metamorfico della Sardegna Nord-orientale*. Mem. Soc. Geol. It., **20**: 23-38, Roma.
- GHEZZO C., MEMMI I. & RICCI C.A. (1980) - *Relazioni chemiografiche in anfiboliti femiche e ultrafemiche contenenti relitti di paragenesi granulitiche (Sardegna Nord-orientale)*. Rend. SIMP, **36** (1): Bologna (inserire n° pagine).
- GHEZZO C. & ORSINI J.B. (1982) - *Lineamenti strutturali e composizionali del batolite ercinico sardo-corsico in Sardegna*. In: L. CARMIGNANI, T. COCOZZA, C. GHEZZO, P.C. PERTUSATI & C.A. RICCI, (Eds), «Guida alla geologia del Paleozoico sardo». Guide Geologiche Regionali. Soc. Geol. It.: 165 - 182, Cagliari.
- GHEZZO C., MEMMI I. & RICCI C. A. (1982) - *Le eclogiti e le granuliti della Sardegna nord-orientale*. In: L. CARMIGNANI, T. COCOZZA, C. GHEZZO, P.C. PERTUSATI & C.A. RICCI (Eds), «Guida alla geologia del Paleozoico sardo». Soc. Geol. It.: (inserire n° pagine) Roma.
- GIACOMINI F., BOMPAROLA R.M., GHEZZO C. & GULBRANSEN H. (2006) - *The geodynamic evolution of the southern European variscides: constraints from the U/Pb geochronology and geochemistry of the lower palaeozoic magmatic sedimentary sequences of Sardinia (Italy)*. Contr. Mineral. Petrol., **152**: 19-42.
- GIBSON R.L. (1991) - *Hercynian low-pressure-high-temperature regional metamorphism and sub-horizontal foliation development in the Canigou massif, Pyrennées, France. Evidence for crustal extension*. Geology, **19**: 380-383, Boulder.
- GIRAUDI C. & FREZZOTTI M. (1997) - *Late Pleistocene glacial events in the Central Apennines, Italy*. Quaternary Research, **48**: 280-290, London.
- HARLAND W.B., ARMSTRONG R. L., COX A.V., CRAIG L.E., SMITH A.G. & SMITH D.G. (1990) - *A Geologic Time Scale 1989*, 263 pp, Cambridge University Press, Cambridge.
- HARRIS N., AYRES M. & MASSEY J. (1995) - *Geochemistry of granitic melts produced during the incongruent melting of muscovite: implications for the extraction of Himalayan leucogranite magmas*. J. Geophys. Res. **100**: 767-777, Washington.
- HEARTY P.J. (1986) - *An inventory of Last Interglacial age deposits from the Mediterranean basin: a study of isoleucine epimerisation and uranium series dating*. Z. Geomorphologie, N.F., **62**: 51-70, Stuttgart.
- HELBING H. & TIEPOLO M. (2005) - *Age determination of Ordovician magmatism in NE Sardinia and its bearing on Variscan basement evolution*. Jour. Geol. Soc. **162**: 689-700, London
- KRUHL J.H., & VERNON, R. S. (2005) - *Syn-deformational emplacement of a tonalitic sheet complex in a late-Variscan thrust regime: fabrics and mechanism of intrusion, Monte 'e Senes, northeastern*

- Sardinia, Can. Min.* **43**: 387-407, Montreal.
- KINDLER P., DAVAUD E. & STRASSER A. (1997) - *Tyrrhenian coastal deposits from Sardinia (Italy): a petrographic record of high sea level and shifting climate belts during the last Interglacial (isotopic substage 5e)*. *Palaeo3*, **133**: 1-25, Amsterdam.
- KRETZ R. (1983) - *Symbols of rock forming minerals*. *Am. Miner.*, **68**: 277-279, Chantilly.
- KROGH T.E. (1973) - *A low-contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determination*. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **37**: 485-494, Paris.
- KROGH T.E., (1982a) - *Improved accuracy of U-Pb zircon dating by selection of more concordant fractions using a high gradient magnetic separation technique*. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **46**: 631-635, Paris.
- KROGH T.E., (1982b) - *Improved accuracy of U-Pb zircon ages by the creation of more concordant systems using an air abrasion technique*. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **46**: 637-649, Paris.
- INNOCENTI L. (1990) - *Studio geologico, geochimico e petrografico delle plutoniti dell'area di Barabisa (Sardegna settentrionale)*. Tesi di laurea inedita. Università di Siena.
- INNOCENTI L., OGGIANO G., RICCI C.A. & TONARINI S. (1991) - *New geochronological data from the Barabisa intrusion: a peraluminous hercynian granitoid of Sardinia*. In «*Geologia del basamento italiano*». Convegno in memoria di Tommaso Coccozza, 21-22 marzo 1991, Siena.
- JOHANNES W. (1988) - *What controls partial melting in migmatites?* *Jour. Metam Geol.*, **6**: 451-465, Oxford.
- LAMEYRE J. & BOWDEN P. (1982) - *Plutonic rock types series: discrimination of various granitoid series and related rocks*. *Jour. of Volc. and Geot. Research*, **14**: 169-186, Amsterdam.
- LE BRETON N. & THOMPSON A.B. (1988) - *Fluid absent (dehydration) melting of biotite in metapelites in the early stages of crustal anatexis*. *Contr. Miner. Petrol.*, **99**: 226-237, Berlin.
- LE GALL B., ORSINI J.B., FERNANDEZ A. & GHEZZO C. (1985) - *Signification tectonique des structures internes du massif granitique de Tempio (Sardegna septentrionale)*. *C. R. Acad. Sc.*, t.300, Serie II, n. **20**: 1013-1018, Paris.
- LEONE F., ULZEGA A. & LECCA L. (1981) - *Nouvelles observations sur la morphologie et la structure de la plate-forme continentale de la Sardaigne occidentale*. *Rapp. Comm. Int. Mer Médit.*, **27** (8), Cagliari 1980, 37-38, 1 f.
- LOZERT J. (1968) - *On the genesis of nodular sillimanitic rocks*. 23rd International Geological Congress, **4**: 109,122.
- LUDWIG K.R. (1999) - *Isoplot/Ex version 2.06 : A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel*. Berkeley Geochronology Center, Special Publication 1a: 49 pp.
- MACERA P., CONTICELLI S., DEL MORO A., DI PISA A., OGGIANO G. & SQUADRONE A. (1989) - *Geochemistry and Rb/Sr ages of syn-tectonic peraluminous granites of western Gallura, northern Sardinia: constraints on their genesis*. *Period. Mineral.* (in stampa), Roma.
- 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.
- MARRE J. (1986) - *The structural analysis of granitic rocks*. North Oxford Academic: 123 pp., Oxford.
- MATTE PH. (1986) - *La chaîne varisque parmi les chaînes paléozoïques péri atlantiques, modèles d'évolution et position des blocs continentaux au Permo-Carbonifère*. *Bull. Soc. Géol. France*, **8**: 9-24, Paris.
- MC LELLAN E.L. (1983) - *Contrasting textures in metamorphic and anatectic migmatites: an example from the Scottish Caledonides*. *J. Metamorphic Geol.* **1**: 241-262., Oxford.
- MC KENEY D. (1974) - *Soil Type and Land Capability*. Soil Survey Techn. Monograph, Rothamsted, Harpenden.
- MENHERT K.R. (1971) - *Migmatites and the origin of granitic rocks*. *Development in Petrology*, vol **1**. Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam.
- MENOT R. P. & ORSINI J.B. (1990) - *Evolution du socle anté-stephanien de Corse: événements magma-*

- tiques et métamorphiques*. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., **70**: 35-53, Zurich.
- MILLER C., SASSI F.P. & ARMARI G. (1976) - *On the occurrence of altered eclogitic rocks in North-Eastern Sardinia and their implications*. N. Jh. Geol. Palaont. Mh., **11**: 683-689, Stuttgart.
- NAVONE A., BIANCHI C. N., ORRÙ P. & ULZEGA A. (1991) - *Saggio di cartografia geomorfologica e bionomica nel Parco marino di Tavolara - Capo di Coda Cavallo (Sardegna Nord-Orientale)*. Atti del XXII congresso di Biologia Marina Cagliari, S. Margherita di Pula 20-24 maggio 1991.
- NEGRETTI G.C. (1966) - *Ricerche petrografiche sul complesso granitoidale del settore di Busachi (Sardegna centrale)*. Boll. Serv. Geol. It., **87**: 145-247, Roma.
- NONNIS O., ORRÙ P. & ULZEGA A. (2000) - *Geomorphic features of La Maddalena Arcipelago (North-Eastern Sardinia)*. In Mem. Soc. Geol. It., **55**, 421-424.
- ODIN G.S. & ODIN CH. (1990) - *Echelle numerique des temps géologiques*. Geochronique, **25**, 12-21.
- OGGIANO G. & DI PISA A. (1988) - *I graniti peralluminiferi sin tettonici nell'area di Aggius Trinità D'Agulu 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 La Zona Assiale. in Struttura della Catena ercinica in Sardegna guida all'escursione*. Gruppo informale di geologia strutturale. 147-177, Siena.
- OGGIANO G., PASCI S. & FUNEDDA A. (1995) - *Il bacino di Chilivani-Berchidda: un esempio di struttura transensiva. Possibili relazioni con la geodinamica cenozoica del Mediterraneo occidentale*. Boll. Soc. Geol. Ital., **114**: 465-475, Roma.
- OGGIANO M.D. (1990) - *Sedimentologia dei depositi litorali del Golfo di Arzachena*. Tesi di laurea inedita Università di Sassari, pp. 117, Sassari.
- ORRÙ P. E., PINTUS M., & PULIGA G. (2004) - *Mappatura geologico-geomorfologica dei fondi marini delle Bocche di Bonifacio: Proposta di base per la valutazione di vulnerabilità dei fondali per sversamento di idrocarburi e altre merci pericolose*. - Proceedings del IV Congrès international "Environnement et Identità en Méditerranée" Corte - Corte (F) 19-25 luglio 2004. 4pp. CD
- ORRÙ P. E. & PULIGA G. (2004) - *Cartografia geologica dei fondi marini alla scala 1:50.000: Foglio n°412 "Isola de La Maddalena"* - Proceedings del IV Congrès international "Environnement et Identità en Méditerranée" Corte - Corte (F) 19-25 luglio 2004. 4pp. CD
- ORRÙ P. E., FERRANDINI J., GUENOC P., IBBA A., PINTUS M., PULIGA G., PLUQUET F. & ULZEGA A. (2004) - *"Geomorfologia strutturale delle Bocche di Bonifacio"* - Proceedings del IV Congrès international "Environnement et Identità en Méditerranée" Corte - Corte (F) 19-25 luglio 2004. 4pp. CD
- ORRÙ P. IBBA A. PINTUS M. & PULIGA G. (2005) - *Geomorphology of the continental shelf of the Bonifacio Strait (North Sardinia-Western Mediterranean)* - Sixth International Conference on Geomorphology - Zaragoza. 7-11 settembre 2005 (Spain).
- ORSINI J.B. (1976) - *Les granitoides hercyniens corso-sardes. mise en evidence de deux associations magmatiques*. Bull. Soc. Geol. Fr., **18**: 1203-1206, Paris.
- ORSINI J.B. (1980) - *Le batholite corso-sarde: anatomie d'un batholite hercynien. Composition, structure, organisation d'ensemble. Sa place dans la chaîne Varisque française*. Ph.D. Thesis, Université de Aix-Marseille.
- ORSINI-J-B. & FERNANDEZ A. (1987) - *Signification de la discordance magmatique et zonalité petrographique dans les intrusions granitiques: l'exemple de l'intrusion de Buddusò (Sardaigne Septentrionale)*. C. R.Acad. Sci., **304**: 2-16, Paris.
- OZER A., PASKOFF P., SANLAVILLE P. & ULZEGA A. (1980) - *Essai de corrélation du Pléistocène supérieur de la Sardaigne et de la Tunisie*. C.R.Acad.Sc., **291**: 801-804, Paris.
- OZER A., PICCAZZO M. & ULZEGA A. (1980) - *Osservazioni sulla paleogeografia delle Bocche di Bonifacio*. IV Conv. AIOL, **1**, 11.
- OZER A., PICCAZZO M. & ULZEGA A. (1980) - *Osservazioni sulla paleogeografia delle Bocche di Bonifacio (Risultati delle campagne oceanografiche effettuate nel 1974 e nel 1979)*. Atti IV Congr. AIOL, **1-11**, 4 ff.

- OZER A. & ULZEGA A. (1981) - *Sur la repartition des éboulis ordonnés en Sardaigne. Compte rendu du symposium «Periglaciaire et paléogéographie du Quaternaire»*. Belgique-Pais-Bas, 1978, 259-265.
- OZER A. & ULZEGA A. (1982) - *Quaternary sea-level in Sardinia*. - XI Congr. Int. INQUA, Moscow, 234 (abstract).
- PALMERI R. (1991) - *Major, minor and trace elements distribution of some migmatites from northeastern Sardinia*. Abstr. IGCP Geologia del basamento Italiano, 21-22, Siena.
- PALMERI R. (1992) - Petrography and geochemistry of some migmatites from northeastern Sardinia (Italy). In «Contribution to the Geology of Italy». IGCPN. 276, Newsletter 5, special issue: 183-186.
- PARRISH R.R. (1987) - *An improved micro-capsule for zircon dissolution in U-Pb geochronology*. Chem. Geol. (Isotop. Geosc. Sect.), **66**: 99-102, Oxford.
- PASCI S. (1997) - *Tertiary transcurrent tectonics of North-Central Sardinia*. Bull. Soc. Géol. France, **168**: 301-312, Paris.
- PASCI S., FUNEDDA A. & OGGIANO G. (1998) - *Rapporti tra tettonica e sedimentazione lungo le fasce trascorrenti cenozoiche della Sardegna centro-settenzionale*. Boll. Soc. Geol. It., **117**: 443-453, Roma.
- PASQUARE' G., ABBATE E., BOSI C., CASTIGLIONI G.B., MERENDA L., MUTTI E., OROMBELLI G., ORTOLANI F., PAROTTO M., PIGNONE R., POLINO R., PREMOLI SILVA I. & SASSI F.P. (1992) - *Carta Geologica d'Italia - 1:50.000 Guida al rilevamento*. In: S.G. Nazionale (Ed.) 1, Istituto Poligrafico e Zecca dello Stato. Quaderni serie III 1. 203 pp. Roma.
- PATERSON S. R., VERNON R.H. & TOBISCH O.T. (1989) - *A review of criteria for the identification of magmatic and tectonic foliations in granitoids*. Journ. Struct.Geol., vol. 2 (3), 349-363, Oxford.
- PATINO DOUCE A. E. & JOHNSTON A.D. (1991) - *Phase equilibria and melt productivity in the pelitic system: implications for the origin of peraluminous granitoids and aluminous granulites*. Contrib. Mineral. Petrol. **107**: 202-218, Berlin.
- PETO P. (1976) - *An experimental investigation of melting involving muscovite and paragonite in the silica-saturated portion of the system $K_2O-Na_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ to 15 kbar total pressure*. Prog. In Exper. Petrol., NERC, 3rd Report, 41-45, London.
- PLUQUET F., ORRU' P. E., GUENNOG P., FERRANDINI J., PULIGA G. & PINTUS M. (2005) - *Distribution des formations superficielles du domaine des Bouches de Bonifacio entre la Corse et la Sardaigne - 10è Congr. Fr. Sédimentologie, Presqu'île de Giens, Public. ASF, Paris, n°51, p. 242*
- PLUQUET F., FERRANDINI J., GUENNOG P., ORRU' P. E., PULIGA G. & PINTUS M. (2005) - *Caractéristiques morpho-sédimentaires des fonds marins dans les bouches de bonifacio : implications hydrodynamiques - 10è Congr. Fr. Sédimentologie, Presqu'île de Giens, Public. ASF, Paris, n°51, p. 241*
- PLUQUET F., ORRU' P. E., GUENNOG P., FERRANDINI J., PULIGA G. & PINTUS M. (2005) - *Caractéristiques morpho-sédimentaires du domaine marin des Bouches de Bonifacio (Corse - Sardaigne)*. - Séminaire sur le milieu marin en Corse, Calvi, 28 - 30 sept. 2005.
- PRINCIPI G. & TREVES B. (1984) - *Il sistema corso-appenninico come prisma d'accrezione. Riflessi sul problema generale del limite Alpi-Appennini*. Mem. Soc. Geol. It., **28**: 549-576, Roma.
- 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.
- REGIONE AUTONOMA DELLA SARDEGNA, ENTE AUTONOMO DEL FLUMENDOSA (1986) - *I suoli irrigabili della Sardegna*. a cura di F. ARANGINO, A. ARU, P. BALDACCINI, S. VACCA. Stef, Cagliari., «Nota illustrativa della carta dei suoli in scala 1:100.000 e della carta dell'irrigabilità in scala 1:250.000», Cagliari.
- REGIONE AUT. SARDEGNA, UNIVERSITÀ DI CAGLIARI (1991) - *Nota illustrativa alla carta dei suoli della Sardegna*. A cura di A. ARU, P. BALDACCINI, A. VACCA e G. DELOGU, M.A. DESSENA, S. MADRAU, R.T. MELIS & S. VACCA, con carta alla scala 1:250.000, Stef, Cagliari.
- RICCI C.A. & SABATINI G. (1978) - *Petrogenetic affinity and geodynamic significance of metabasic rocks from Sardinia, Corsica, and Provence*. N. Jh. Miner. Mh., **1**: 23-38, Stuttgart.

- RICCI C. A. (1992) - *From crustal thickening to exhumation: petrological, structural and geochronological records in the crystalline basement of Northern Sardinia*. In «*Contribution to the Geology of Italy*». IGCP N. 276, Newsletter Vol. 5, special issue, 187-197, Padova.
- RIDING R. BRAGA J. MARTIN J. & SANCHEZ-ALMAZO I. (1998) - *Mediterranean Messinian salinity Crisis: constraints from a coeval marginal basin, Sorbas, southeastern Spain*. In *Marine Geology*, **146**, 1-20.
- RIMATORI C. (1902) - *La prehnite ed altre zeoliti nelle granuliti di Cala francese (Isola della Maddalena Sardegna)*. Rend. R. Acad. Lincei, **11**: 542-547, Roma.
- ROSSI P. & CHEVREMONT P. (1987) - *Classification des associations magmatiques granitoides. Application à la cartographie des granitoides dans le cadre de la carte géologique 1/50.000 de la France*. *Geochronique* n° 21 : 14-18.
- ROSSI P., CALVEZ J. Y. & COCHERIE A. (1988) - *Age varisque précoce du plutonisme magnésio-potassique en Corse occidentale: conséquences géodynamiques*. C.R. Acad. Sci., **307-II**, 1541-1547, Paris.
- ROSSI P. & COCHERIE A. (1991) - *Genesis of a variscan batholith: the Corsica-Sardinia batholith. Field petrological and mineralogical evidences*. *Tectonophysics* **195**: 319-346, Amsterdam.
- ROSSI P., DURAND-DELGA M. & COCHERIE A. (1993) - *Caractère volcano-plutonique du magmatisme calco-alcalin composite d'âge Stéphanien supérieur-Permien inférieur en Corse*. C. R. Acad. Sci., Série II, p. 1779-1788, Paris.
- SAWYER E. W. (1995) - *Melt segregation and magma flow in migmatites: implications for the generation of granite magmas*. *The Third Hutton Symposium on the Origin of Granites and related rocks*. Transaction of the Royal Soc. of Edinburgh: Earth Sciences, **87**: 85-94, London.
- SAWYER E. W. & BARNES S.J. (1988) - *Temporal and compositional differences between subsolidus and anatectic migmatite leucosomes from Quetico metasedimentary belt, Canada*. *Jour. Metam. Geol.*, **6**: 437-450, Oxford.
- STACEY J.S. & KRAMERS J.D. (1975) - *Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two stage model*. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **26**: 207-221.
- SECCHI F.A. (1987) - *Petrogenesi dei Granitoidi (Sardegna sud-occidentale)*. PhD Thesis, Consorzio Genova-Cagliari-Torino, Cagliari.
- SGAVETTI M. (1982) - *Analisi preliminare degli elementi morfostrutturali lineari della Sardegna*. In: «*Guida alla Geologia del Paleozoico Sardo*». Guide Geologiche Regionali, Soc. Geol. It., 37-54, Roma.
- TERA F.J. & WASSERBURG G.J. (1972) - *U-Th-Pb systematics in lunar highland samples from the Luna Apollo 16 mission*. *Earth and Planetary Sciences Letters*, **17**: 36-51.
- THOMAS B. & GENNESSAUX M. (1984) - *A two stage rifting in the basin of Corsica-Sardinian straits*. *Mar. Geol.*, **72**: 225-239.
- THOMPSON A.B. (1982) - *Dehydration melting of pelitic rocks and the generation of H₂O-undersaturated granitic liquid*. *Am. J. Sci.*, **282**: 1567-1595, New Haven.
- TRAVERSA G. (1969) - *Sulla giacitura ed età di alcuni filoni basici nelle vulcaniti permiane della Gallura (Sardegna settentrionale)*. *Rend. Soc. Min. It.*, **25**: 149-155, Milano.
- TRIBE I. R. & D'LEMONS, R.S. (1996) - *Significance of a hiatus in down-temperature fabric development within syntectonic quartz diorite complexes, Channel Islands*. *J. Geol. Soc. Lond.* **153** (1996) 127-138.
- ULZEGA A. (1988) - *Carta Geomorfologica della Sardegna Marina e Continentale*. 1:500.000 - P.F. "Oceanografia e Fondi Marini" CNR.
- ULZEGA A. (1994 a) - *Osservazioni sugli obiettivi e i metodi della cartografia geomorfologica marina*. In: "I° Eur. Congr. on Reg. Geol. Cart.", Bologna (Extend. Abstract).
- ULZEGA A. (1994 b) - *Paleogeografia delle piccole isole della Sardegna nell'ultimo glaciale*. XXX Congr. Soc. It. Biogeografia, Olbia (Abstract).

- ULZEGA A. (1996 a) - *L'ultimo passaggio tra la Sardegna e la Corsica nell'Olocene*. Conv. Naz. AIQUA, Trento.
- ULZEGA A. (1996 b) - *Geomorfologia delle Bocche di Bonifacio*. - In: "Il Parco Marino Internazionale delle Bocche di Bonifacio". INTERREG I, Cagliari - Ajaccio.
- ULZEGA A. (1996 c) - *The last passage between Sardinia and Corsica during the Late-Glacial*. in "Late-Glacial and Early Holocene Climatic and Environmental changes in Italy", AIQUA-MTSN, Trento, 173-174.
- ULZEGA A. (1996 d) - *La Carta Geomorfologica delle Bocche di Bonifacio per lo studio di definizione del Parco Marino Internazionale*. 1° Conv. "Telerilevamento e Cartografia Tematica", Ass. It. Teleril., Cagliari.
- ULZEGA A., CARBONI S., COPPA DE CASTRO M.G., CRISTINI A., FAIS S., FERRARA C., LECCA L. & LEONE F. (1981) - *Indagini geologiche sulla piattaforma continentale sarda per la ricerca di placers*. Atti "Conv. Naz. sui Placers Marini", CNR, Trieste 1980, 11-26, 1 f.
- ULZEGA A. & HEARTHY P.J. (1986) - *Geomorphology, stratigraphy and Geochronology of Late Quaternary Marine deposits in Sardinia*. Z. Geomorp., N.F.Suppl. Bd., **62**: 119-129, Stuttgart.
- ULZEGA A., LECCA L. & LEONE F. (1980) - *Niveaux marins submergées dans la plateforme continentale de la Sardigne orientale*. Da XXVII Congrès-Assemblée plénière, Cagliari, ott. 1980-CIESM
- ULZEGA A., OZER A., LECCA F., LEONE G., PECORINI C., SPANO C. & CORDY M.J. (1982) - *Excursion Table-Ronde Tyrrhenian de Sardaigne*. (Livret-Guide), INQUA, 88 pp.
- USDA (1999) - Soil Taxonomy, Soil Survey Staff, AH, 436.
- VACCARO C. (1990) - *Magmatismo filoniano carbonifero-permiano della Sardegna: considerazioni geologiche, petrologiche e geocronologiche*. Tesi di dottorato, Università di Catania, pp.132. Catania.
- VARDABASSO S. (1956) - *Il Quaternario della Sardegna*. Actes IV Congr.Int.Quat. Rome-Pisa, 1953, **2** : 995-1018, Roma.
- VIELZEUF D. & HOLLOWAY J.R. (1988) - *Experimental determination of the fluid-absent melting relations in the pelitic system. Consequence for crustal differentiation*. Contr. Miner. Petrol., **101**: 220-231, Berlin.
- ZORPI M.J., COULON C., ORSINI J.B. & COCIRTA C. (1988) - *Magma mingling, zoning and emplacement in calc-alkaline granitoid plutons*. Tectonophysics, **157**: 315-329, Amsterdam.

PROGETTO
CARG

APPENDICE 1

ACQUISIZIONE DATI MARINI

Le indagini si sono basate per gli aspetti sismo-stratigrafici fondamentalmente sul riesame dei profili effettuati con le Navi oceanografiche Marsili e Bannock del C.N.R. negli anni dal 1977 al 1991; in particolare sono stati interpretati in dettaglio i dati sismici ad alta risoluzione Subbottom Profiler 3,5 Khz e Sparker 1000 acquisiti dalla U.O di Cagliari del Progetto Finalizzato "Oceanografia e Fondi-Marini", sottoprogetto "Risorse minerarie", tema "Placers" e del Programma di Ricerca Nazionale 40% "Geologia dei Margini Continentali", dati resi disponibili dal responsabile della ricerca A. Ulzega; dagli stessi contesti sono stati riesaminati dati di campionamento a mezzo draga, benna, carotiere a gravità e carotaggio a vibrazione.

Le campagne di acquisizione dati in piattaforma continentale, svolte nel corso del biennio 1998-99 hanno utilizzato diversi mezzi nautici in base alle caratteristiche batimetriche, morfologiche e meteomarine delle aree di indagine. In piattaforma prossimale profonda, per le aree distali e per le zone esposte è stata utilizzata la Nave Oceanografica "Barbara" (C.P. 452) del Comando Generale del Corpo delle Capitanerie di Porto in convenzione con il C.I.R.C.A.M. dell'Università di Cagliari, mezzo nautico di 30 metri con 15 uomini di equipaggio militare e 5 tecnici per l'equipaggio scientifico.

Una nuova Campagna è stata compiuta nei primi mesi del 2001 dal mezzo minore, l'imbarcazione Pilotina "Toul Bihit - lunghezza = 8.4 m; stazza lorda = 3,32 ton; motori 2 x 90 hp per il completamento dei rilievi sonar laterali a "mappatura totale" corredata di un sistema di posizionamento GPS di tipo Furuno, un ecoscandaglio Furuno.

L'acquisizione, l'elaborazione e la produzione del mosaico dei dati side-scan sonar è avvenuta utilizzando l'apposito pacchetto software Survey Office della Triton Elics, comprendente ISIS (acquisizione dati e controllo di qualità) e DelphMap (elaborazione e produzione fotomosaico) (fig. 44). Per quanto concerne l'acquisizione dei dati di navigazione dei sistemi utilizzati (side-scan sonar) il software proposto è stato Hydro della Trimble.

Il supporto ai rilievi batimetrici di dettaglio, al campionamento dei sedimenti per spiagge sommerse ed alle operazioni di rilevamento e campionamento subacqueo è stato assicurato da mezzi minori.

Il posizionamento geodetico dei dati è stato assicurato attraverso tecniche di rilevamento G.P.S. differenziale con un ricevitore in posizione fissa sulla terra ferma ed uno posto sulla nave, utilizzando sensori GPS a doppia frequenza Geotracer 2000 L1/L2 della Geotronics il software di post processamento

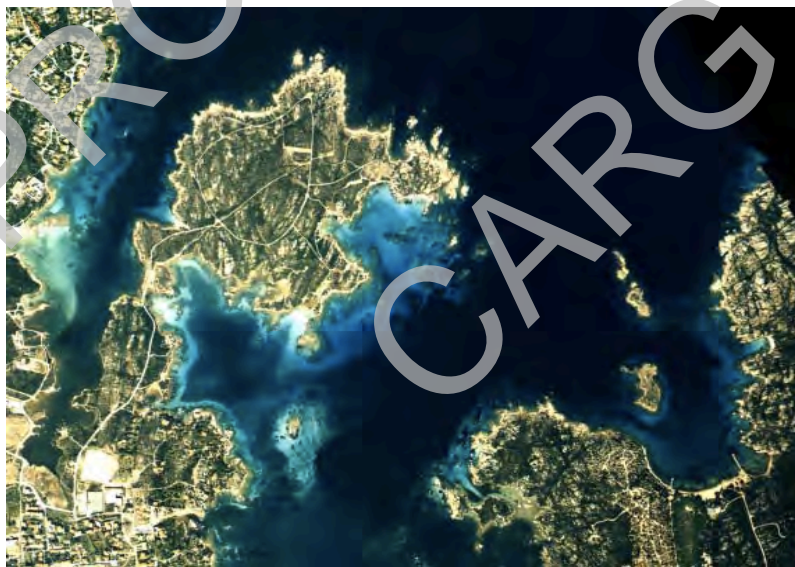


Fig. 44 - Unitamente alle ultime fasi di restituzione cartografica sono state rilevate alcune aree pericostiere non raggiungibili dal mezzo navale a causa della bassa profondità. Per risolvere tali aree sono stati utilizzati metodi di telerilevamento aereo e satellitare integrato.

GeoGenius; per il posizionamento dei mezzi minori è stato utilizzato il sensore Trimble Geo explorer e Trimble Geo Tracer 2200.

I rilievi ecografici verticali ad alta frequenza sono stati eseguiti da ecografo ELAC Laz 51(100-30 Khz); e da ecografo Furuno Color (100 - 200 Khz), la taratura giornaliera degli ecografi è stata realizzata tramite sonda multiparametrica CTD per il rilevamento dei caratteri chimico-fisici della colonna d'acqua.

L'acquisizione e l'elaborazione cartografica dei dati batimetrici ha consentito la realizzazione di un modello digitale del fondo (DTM) utilizzando il software Hydro della Trimble.

La mappatura sonar a scansione laterale è stata realizzata tramite Side Scan Sonar EG &G mod. 260 a doppia frequenza 100-500 Khz con apparato trasduttore 272/T2 e correzione d'immagine computerizzata; la fascia di esplorazione utilizzata in prevalenza è stata di 200 m per lato che consente di discriminare affioramenti rocciosi di 0,5 metri, in casi particolari sono stati utilizzati range di 75 m per lato, con dettaglio di immagine di 0,1 metro. Il complesso delle indagini Sidescan Sonar ha interessato mediamente la mappatura delle aree ricadenti nel Foglio geologico con indice di copertura pari a 70%.

L'acquisizione digitale, l'elaborazione e la produzione del mosaico dei dati side - scan sonar ha utilizzato supporti software ISIS, per l'acquisizione georeferenziata e il controllo di qualità dei dati, e Delph Map per l'elaborazione d'immagine e la produzione del fotomosaico, della Triton Elics.

Il controllo e la taratura interpretativa dei dati geofisici è stata affidata ai rilevamenti geologici subacquee; l'indagine diretta è stata organizzata su stazioni mirate ed è stata eseguita utilizzando autorespiratori ad aria secondo una procedura standard che ha previsto: compilazione di grafici sul fondo, sezioni e planimetrie, documentazione fotografica, prelievo di campioni di roccia e sedimenti, trasferimento di campioni e attrezzature in superficie tramite pallone di sollevamento (Kg 100); i rilevatori hanno operato in squadra o in coppia fino alla profondità massima di - 65 metri.

Per il campionamento dei sedimenti di piattaforme distali sono state utilizzate benne Kahlsico per campionamento dei sedimenti fini (vol. 3,35 litri) e benna Van Veen per il sedimento grossolano (vol. 13 litri).

Per la mappatura delle spiagge sommerse e delle aree pericostiere sono stati utilizzati metodi di telerilevamento aereo e satellitare integrati; in particolare sono stati esaminati fotogrammi aerei a colori alla scala 1:10.000 (volo R.A.S. 1999) ed immagini del sensore satellitare SPOT e LANDSAT Thematic Mapper, che ha mostrato buon livello di risoluzione delle aree marine nelle bande 1,2,3.

Elemento di novità è rappresentato dalla gestione dei dati di posizionamento, e della conseguente costruzione dello schema delle rotte nave, tramite un sup-

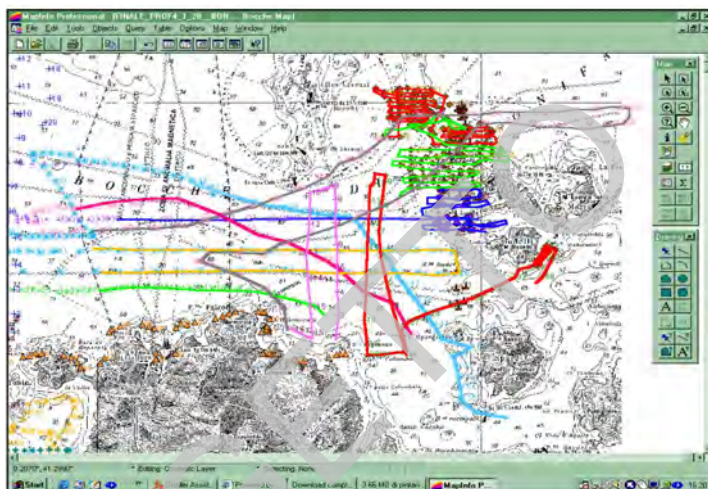


Fig. 45 - Schermata GIS MapInfo – Carta di posizionamento dei profili sonar.

porto G.I.S in ambiente MapInfo (fig. 45); l'utilizzo di tale tecnologia ha favorito l'integrazione di dati acquisiti con metodiche differenti consentendo inoltre con estrema facilità la variazioni in scala; si è potuto così passare da visioni di insieme all'esame di situazioni di estremo dettaglio.

L'analisi delle registrazioni Subbottom ha consentito di discriminare i rapporti tra il substrato ed i diversi corpi deposizionali che affiorano nell'area dell'Arcipelago, in particolare sono stati distinti:

- a) i rapporti tra basamento cristallino e sedimenti non consolidati dell'area di Spargi - Budelli;
- b) i rapporti tra calcareniti terziarie ed un substrato sordo;
- c) i rapporti tra substrato calcarenitico miocenico e i sedimenti stratificati semi-trasparenti all'onda elastica in giacitura isoclinale e rapporto geometrico di *onlap* organizzati in bacini; il posizionamento delle zone di depocentro dei suddetti bacini;
- d) le geometrie dei corpi sedimentari e l'andamento delle principali di linee di frattura;
- e) la localizzazione di bacini in sedimentazione attuale confinati nei canali di Spargi-Porto Pozzo e Spargiotto.
- f) La determinazione dello spessore dei sedimenti fini (sabbie limose e limi sabbiosi) trasparenti all'onda elastica attribuibili alle fasi deposizionali dell'Olocene superiore.

Per la mappatura dell'area marina del presente Foglio sono state interpretate e restituite alla scala 1:25.000 registrazioni side scan sonar per un totale di 1000

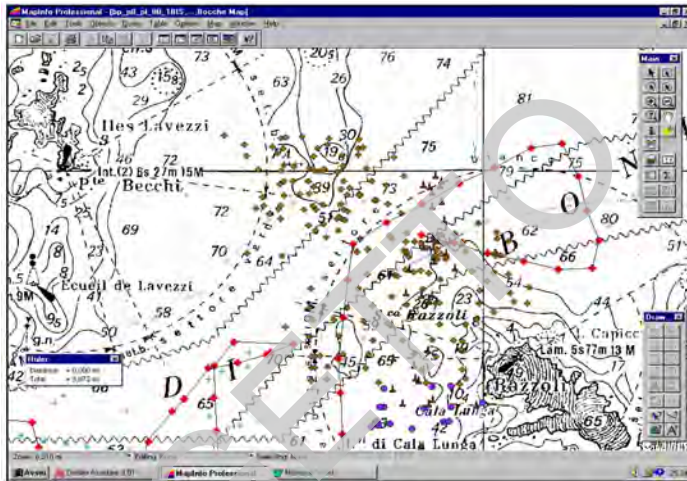


Fig. 46 - Schermata GIS MapInfo - Carta di dettaglio dei profili sonar alla scala 1:5.000 del Canale di Lavezzi.

km. Per le aree in cui i rapporti tra i corpi deposizionali erano meno chiari (ad esempio il canale compreso tra l'Isola di Lavezzi e l'Isola di Santa Maria) la scala di prima restituzione è stata espansa fino a 1:5.000 (fig. 46).

I risultati operativi conseguiti sono stati sintetizzati nella restituzione cartografica alla scala 1:25.000.

Nell'ambito delle operazioni di cartografia sono stati focalizzati i seguenti temi scientifici:

- I contatti tra basamento granitico nelle zone pericostiere ed i sedimenti di piattaforma prossimale, sia silicoclastici che bioclastici.
- Identificazione di un substrato acusticamente sordo.
- L'esistenza di due bacini di sedimentazione principali (probabilmente tardo- terziaria), separati da un alto strutturale centrale; un sistema di analoghi bacini a sud ovest di Capo Testa.
- La distribuzione delle facies sedimentarie in cui dominano in piattaforma prossimale i termini litoclastici, sia prevalentemente quarzosi che quarzoso-feldspatici; in piattaforma distale prevalgono i termini bioclastici e le ghiaie biogeniche ad alghe calcaree.
- La mappatura di mega-strutture di corrente, sand-waves, dune idrauliche, dune di selezione granulometrica e mega-ripples;
- Rilevamento diretto in immersione (fig. 47) per la taratura dell' interpretazione side scan sonar organizzato in 10 stazioni concentrate nelle fasce pericostiere ed in piattaforma prossimale.



Fig. 47 - Geologo subacqueo impegnato nel rilevamento in piattaforma continentale distale a – 50 m, i dati relativi a sezioni e planimetrie di dettaglio vengono riportati su una tavoletta strumentata con bussola e profondimetro di precisione. Per misure di affioramenti a scala maggiore viene utilizzato un distanziometro sonar.

5. - MEZZI NAUTICI

A partire dal 1998 si sono svolte tre crociere con l'utilizzo di mezzi navali e metodiche d'intervento differenti:

A seguito di apposita Convenzione stipulata tra l'Università degli Studi di Cagliari e il Comando Generale del Corpo delle Capitanerie di Porto, è stata allestita per l'acquisizione dati marini la N/O "Barbara" (C.P.452) (fig. 48), ed utilizzata per effettuare la Campagna Oceanografica "Bonifacio '98" relativamente al rilevamento delle aree marine comprese nei Fogli 411 e 412.

Caratteristiche tecniche della Nave Oceanografica "Barbara" (C.P. 452)

Lunghezza f.t.	m 30,50
Larghezza max.	m 6,30
Dislocamento a p.c.	Tonn. 200
Velocità	Nodi 12
Casse nafta	mc 34
Casse acqua dolce	mc 17
Alloggi per n° 19 persone (equipaggio e ricercatori)	
Cucina e quadrato	
Motori principali	n°2 per 600 HP
Motori ausiliari	n°3 (generatori e pompe)
Tutti gli apparati radioelettrici e sonar per la navigazione senza limiti.	
Verricelli di lavoro e oceanografici	
Gommoni di servizio	
Alimentazione CC- AC	
Strumenti di ricerca:	
• posizionamento G.P.S. Differenziale;	
• Ecografo verticale LAZ 51(30 Khz);	
• Ecografo a scansione laterale (Sidescan Sonar) EG & G 260(10Khz) ;	
• Sonda multiparametrica	
• Benne	



Fig. 48 - Nave Oceanografica "Barbara" (C.P. 452)



Fig. 49 - Pilotina "Toul Bihit" CA 313D

Caratteristiche tecniche della Pilotina “Toul Bihit” CA 313D (fig. 49)

Lunghezza = 8.4 m;

Stazza lorda = 3,32 ton;

Motori 2 x 90 hp;

N° 1 generatore 220 V 1,8 Kw;

N° 1 generatore 220 V 3,5 Kw.

6. - CAMPAGNE OCEANOGRAFICHE

Vengono di seguito riportati gli schemi dei profili di rilevamento (figg. 50-56)

CAMPAGNA “ ARCIPELAGO 98” - N/O Barbara CP 452

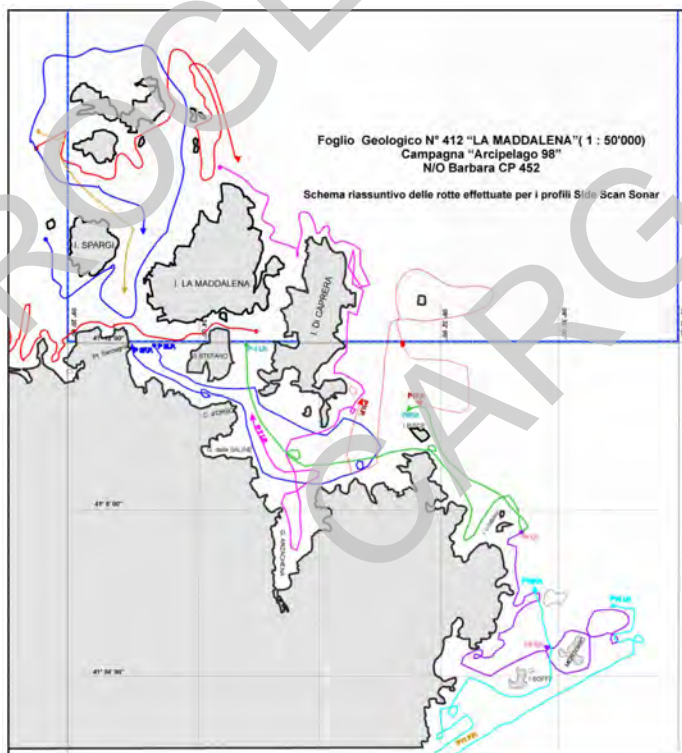


Fig. 50 - Schema delle Rotte relative all'intera area di pertinenza del Parco Nazionale dell'Arcipelago di La Maddalena; aree marine comprese nei Fogli Geologici n° 428 "Arzachena" e n° 412 "La Maddalena", area marina.

CAMPAGNA “ ARCIPELAGO 98” - N/O Barbara CP 452

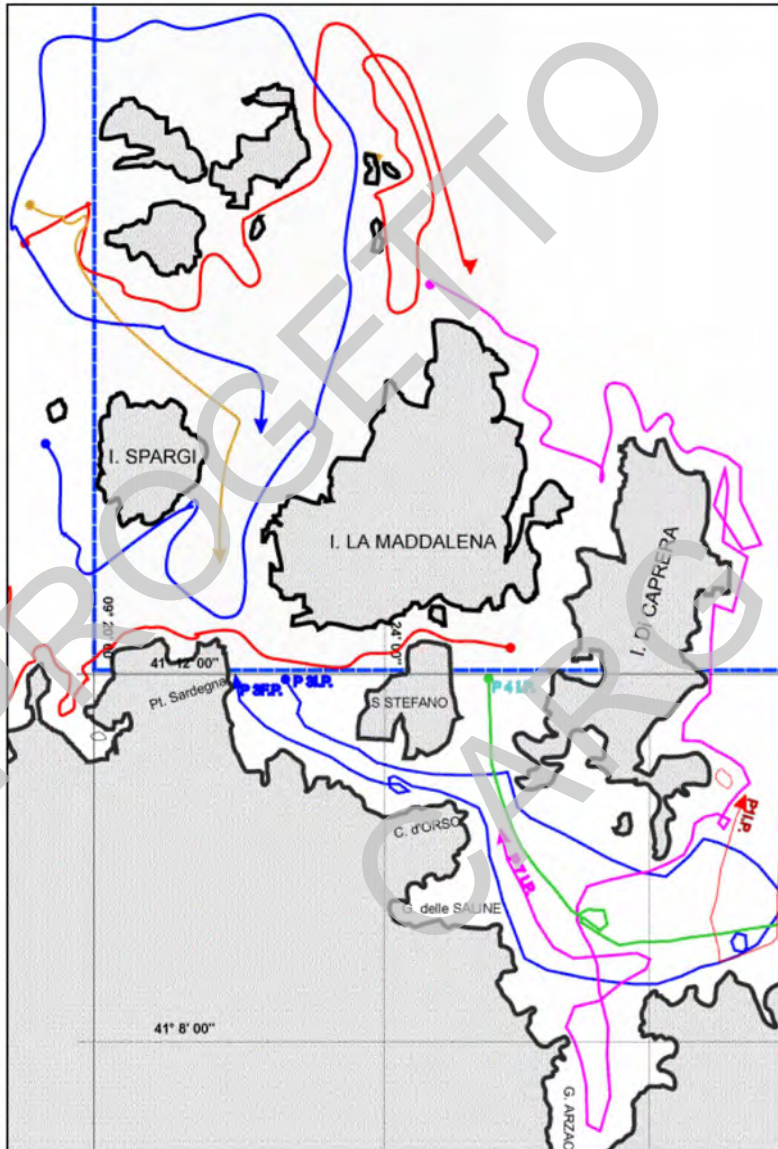


Fig. 51 - Schema delle Rotte relative all'area marina comprese nel Foglio Geologico n° 412 "La Maddalena"

CAMPAGNA “BOCCHE 99” - N/O Barbara CP 452

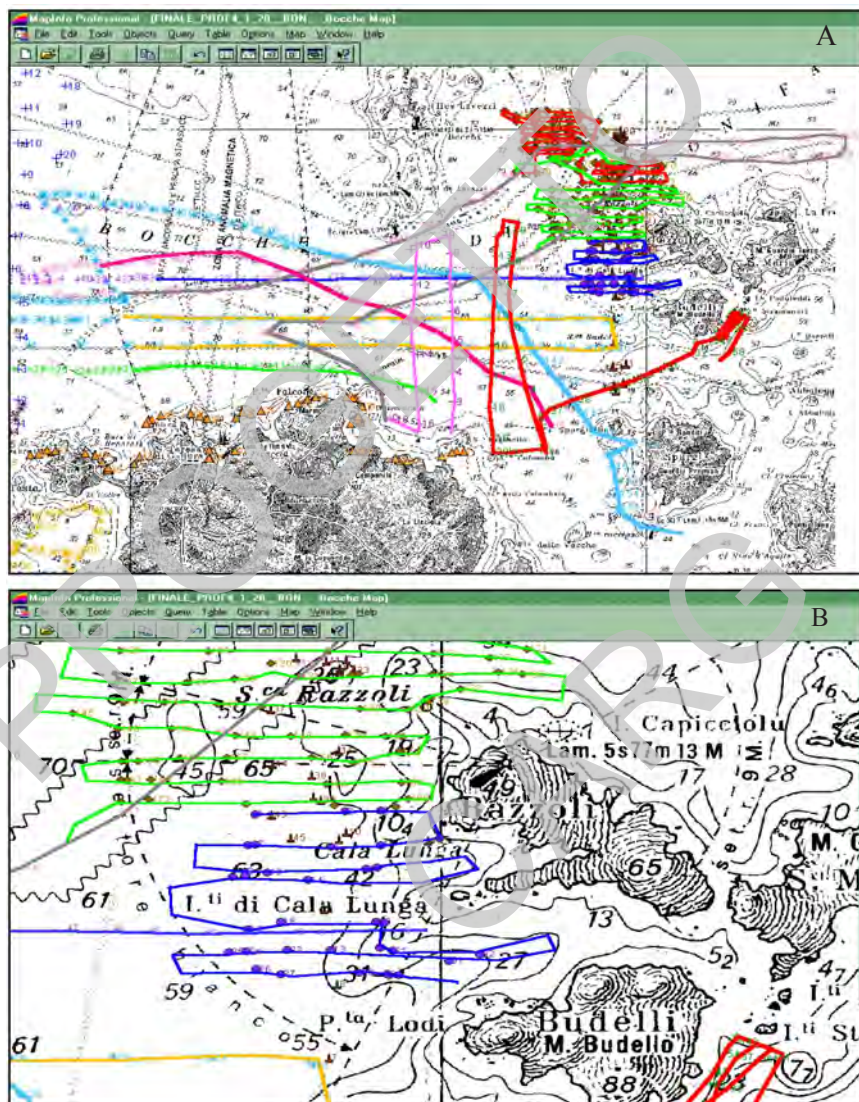


Fig. 52 - A) Quadro d'insieme delle rotte relative all'area marina del Foglio Geologico n° 412 "La Maddalena" e della zona di connessione con le Bocche di Bonifacio - B) particolare dell'Isola di Razzoli.

CAMPAGNA “BOCCHE 99” - N/O Barbara CP 452

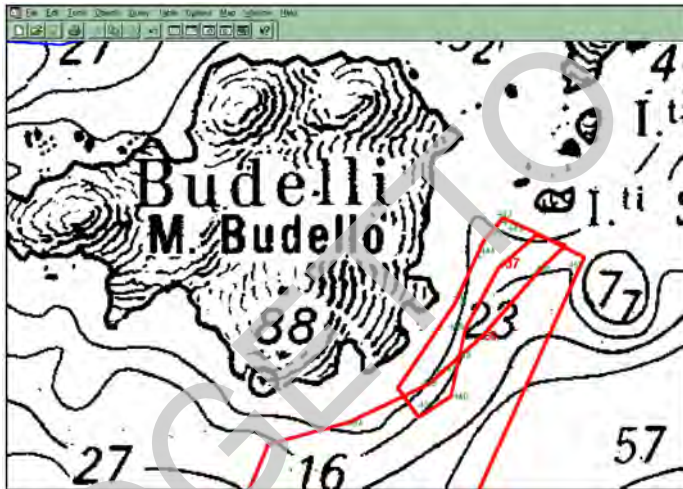


Fig. 53 - Particolare delle rotte eseguite di fronte alla “Spiaggia Rosa” di Budelli

CAMPAGNA “ARCIPELAGO 2000” - M/b Toul Bihit - Mappatura Totale

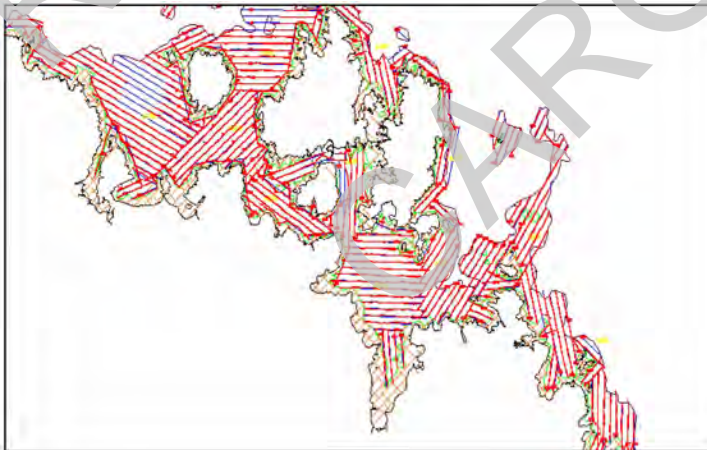


Fig. 54 - Schema delle Rotte relative alla intera area di pertinenza del Parco Nazionale dell'Arcipelago di La Maddalena; aree marine comprese nei fogli geologici n° 428 “Arzachena” e n° 412 “La Maddalena”- Rilievi sonar digitali a mappatura totale con 20% di overlapping.

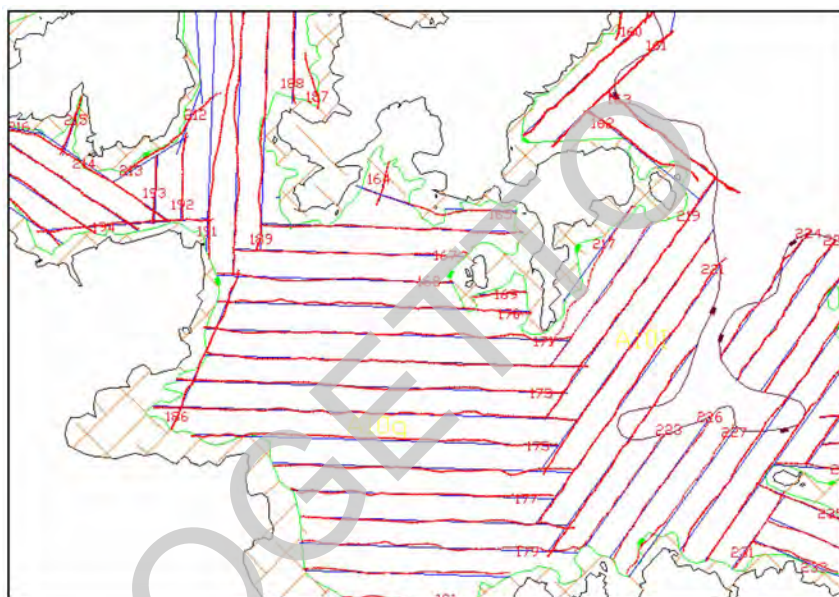


Fig. 55 - Schema delle rotte a mappatura totale del Canale di Caprera

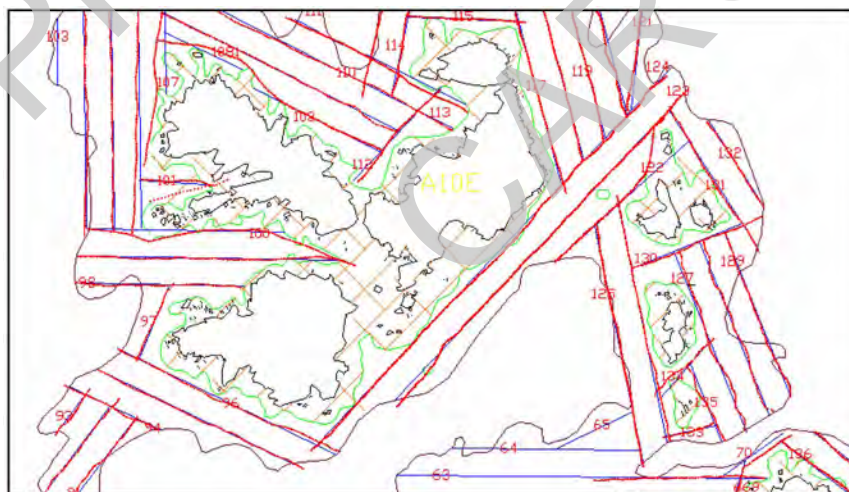


Fig. 56 - Schema delle rotte a mappatura totale delle Isole di Razzoli - Budelli

7. - STRUMENTAZIONE UTILIZZATA

- Ecografo verticale: ELAC; mod. LAZ 51(30Khz- 12V cc)
- Ecografo a Scansione Laterale (Side Scan Sonar): EG & G mod. 260
- Apparato trasduttore (Tow Fish): EG & G mod. 272/T
- N° 2 Ricevitori G.P.S. a doppia frequenza L1 ed L2: GEOTRACER 2200
- Benna Van Veen per il sedimento grossolano (volume di campionamento 13 litri) (fig. 57)
- Benna per campionamento: Kahlsico per il sedimento fine (volume di campionamento 3,35 litri) (fig. 58)
- Strumenti per il campionamento: cesta con apposito pallone di sollevamento (Kg 100), sassole per campionamento sedimento, mazze o martelli per campionamento roccia, sacchetti contenitori dei campioni (fig. 59)
- Equipaggiamento subacqueo: n°10 bombole ARA, n° 1 bombola di ossigeno terapeutico, n°3 macchine fotografiche subacquee, n°2 compressori ad aria, attrezzatura subacquea personale per n°8 rilevatori (fig. 60).

Strumenti utilizzati per il campionamento indiretto e diretto



Fig. 57 - Benna Van Veen per il campionamento dei sedimenti grossolani

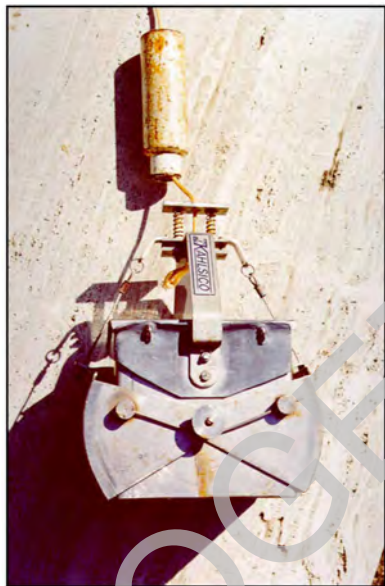


Fig. 58 - Benna Kahlsisco per il campionamento dei sedimenti fini;



Fig. 59 - Cesta attrezzata per il prelievo dei campioni dal fondo



Fig. 60 - Equipaggiamento per il rilevatore subacqueo

9. - METODI DI RILEVAMENTO

Il rilevamento è stato diviso in due fasi:

1. Acquisizione dati con metodi indiretti;
2. Acquisizione dati con metodi diretti.

Relativamente alla prima fase sono stati eseguiti n° 16 profili con l'ecografo a scansione laterale (Side Scan Sonar), correlati da altrettanti profili ecografici verticali (fig. 61).

A termine di ogni profilo dell'ecografo a scansione laterale (Side Scan Sonar), è stato eseguito un accurato posizionamento del profilo stesso sulle carte topografiche (scala 1:25000), a cui seguiva l'interpretazione dei tracciati di registrazione per individuare eventuali punti di campionamento sia mediante l'uso di benne, nel caso di fondi molli con profondità superiori a quelle consentite per l'uso dell'autorespiratore, sia per campionamenti diretti eseguiti mediante immersioni subacquee con l'uso di autorespiratore ad aria (Seconda Fase).

Durante la seconda fase sono stati effettuati prelievi di campioni di sedimento con l'utilizzo di una sassola e campionamenti di roccia con l'utilizzo di mazze o martelli; inoltre sono stati eseguiti dei profili del fondo su un'apposita tavoletta indicando la morfologia del fondo, le principali strutture presenti e i relativi dati di giacitura.

L'altro scopo dell'indagine diretta è stato quello di tarare ulteriormente le registrazioni dell'ecografo a scansione laterale.

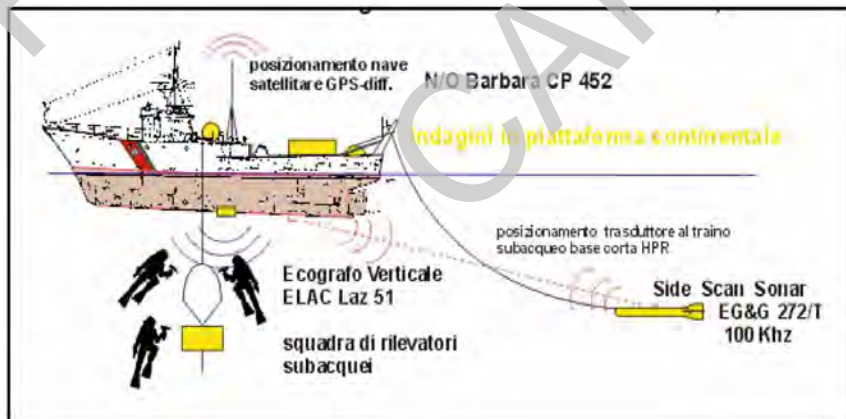


Fig. 61 - Indagini in piattaforma continentale