



ISPRA

Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale

SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA

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

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

foglio 599

PATTI

A cura di:

TERRA: G. Giunta¹, S. Carbone²

Con contributi di:

S. Russo³, A. Giorgianni¹, F. Lentini², A. Di Stefano², M.C. Marino²

con la collaborazione di:

D. Cutrupia², L. De Luca¹, D. Luzio¹

MARE: R. Catalano¹, D. Di Maio¹, A. Sulli¹

Con contributi di:

A. Analfino¹

¹ DiSTeM ex Dip. di Geologia e Geodesia, Università di Palermo

² Dipartimento di Scienze Geologiche, Università di Catania

³ Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Messina

Ente realizzatore



Regione Siciliana - Assessorato Territorio ed Ambiente

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

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

Responsabile del Progetto CARG per la Regione Siciliana: G. Arnone

PER IL SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA - ISPRA:

Revisione scientifica:

R. Bonomo, M.C. Giovagnoli, E. La Posta.
parte a mare: S. D'Angelo, A. Fiorentino

Coordinamento cartografico:

D. Tacchia (coord.), F. Pilato

Revisione informatizzazione dei dati geologici:

L. Battaglini, V. Campo, M. Rossi (ASC)

Coordinamento editoriale:

F. Pilato, D. Tacchia

PER LA REGIONE SICILIANA:

Gestione tecnico-amministrativa e coordinamento operativo:

D. Greco (dal 2003); **R. Giordano** (dal 2009) - Regione Siciliana -
Assessorato Territorio ed Ambiente

Coordinamento editoriale, allestimento cartografico per la stampa:

A. Giorgianni

Collaborazione all'allestimento editoriale delle Note Illustrative:

G. Salvaggio

Informatizzazione e allestimento cartografico per la stampa a cura di:

Nadir s.a.s.

Gestione tecnico-amministrativa del Progetto CARG:

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

D. Greco - Regione Siciliana - Assessorato Territorio ed Ambiente

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

Stampa: **SYSTEMCART S.r.l.** - 2013

INDICE

I	- INTRODUZIONE AL SETTORE EMERSO	Pag. 7
1.	- CRITERI ADOTTATI PER IL RILEVAMENTO	8
2.	- CARATTERI GEOGRAFICI-MORFOLOGICI	10
II	- STUDI PRECEDENTI	13
1.	- SETTORE PELORITANO (ARCO CALABRO -PELORITANO)	13
2.	- SETTORE NEBRODICO (MAGHREBIDI)	20
3.	- SUCCESSIONI TERZIARIE E QUATERNARIE DISCORDANTI	22
III	- INQUADRAMENTO GEOLOGICO REGIONALE	25
IV	- STRATIGRAFIA DELLE UNITA' TETTONICHE	33
1.	- UNITA' MAGHREBIDI, SETTORE NEBRODICO	34
1.1.	- UNITA' SICILIDI	34
1.1.1.	- <i>Unità Tettonica di Monte Soro</i>	34
1.1.1.1.	- Flysch di Monte Soro (SOR)	34
1.1.2.	- <i>Unità tettonica di Poggio Pracino</i>	35
1.1.2.1.	- Argille Scagliose Superiori (ASF)	36
1.1.3.	- <i>Unità tettonica di Contrada Lanzeri</i>	38
1.1.3.1.	- formazione di C.da Lanzeri (RLA)	38
2.	- UNITA' KABILO-CALABRIDI (SETTORE PELORITANO)	40
2.1.	- UNITA' TETTONICA DI LONGI-TAORMINA	41
2.1.1.	- <i>Basamento varisco</i>	42
2.1.1.1.	- Epimetamorfiti di Longi-Taormina (TAM)	42
2.1.2.	- <i>Sottounità Longi</i>	44
2.1.2.1.	- Verrucano peloritano (VEP)	44
2.1.2.2.	- Calcari neri e calcari massivi di Longi (LOG)	45
2.1.2.3.	- Gruppo del Medolo (MD)	46
2.1.2.4.	- Maiolica (MAI)	47
2.1.2.5.	- Scaglia (SCA)	48
2.1.2.6.	- Flysch di Frazzanò (FRZ)	49
2.1.3.	- <i>Sottounità Monte S. Pietro</i>	51
2.1.3.1.	- Verrucano peloritano (VEP)	51
2.1.3.2.	- Calcari e dolomie di Taormina (DOA)	52
2.1.3.3.	- Gruppo del Medolo (MD)	52
2.1.3.4.	- Rosso ammonitico (RSA)	52
2.1.3.5.	- Maiolica (MAI)	53
2.1.3.6.	- Scaglia (SCA)	54
2.1.4.	- <i>Sottounità S. Marco d'Alunzio</i>	55

2.1.4.1. - Verrucano peloritano (VEP)	Pag. 55
2.1.4.2. - Rosso di San Marco (RMA)	» 56
2.1.4.3. - Scaglia (SCA)	» 57
2.2. - UNITÀ TETTONICA DI FONDACHELLI	» 57
2.2.1. - <i>Basamento varisico</i>	» 58
2.2.1.1. - Metamorfiti di Fondachelli (FND)	» 58
2.2.2. - <i>Successione mesozoica</i>	» 59
2.2.2.1. - Verrucano Peloritano (VEP)	» 60
2.2.2.2. - Calcari algali e dolomie di Sorrentini (DOA_a)	» 60
2.3. - UNITÀ TETTONICA DI MANDANICI	» 60
2.3.1. - <i>Basamento varisico</i>	» 61
2.3.1.1. - Metamorfiti di Mandanici (FDN)	» 61
2.3.2. - <i>Successione mesozoica</i>	» 65
2.3.2.1. - Verrucano Peloritano (VEP)	» 65
2.3.2.2. - Dolomie di Fiumara S. Angelo (DLS)	» 65
2.3.2.3. - Arenarie di Romano (AAO)	» 66
2.4. - UNITÀ TETTONICA DELL'ASPROMONTE	» 66
2.4.1. - <i>Metamorfiti dell'Aspromonte</i>	» 67
3. - SUCCESSIONI TERRIGENE DELL'OLIGOCENE SUPERIORE - MIOCENE INFERIORE	» 71
3.1. - CONGLOMERATO ROSSO (Glo)	» 71
3.2. - FLYSCH DI CAPO D'ORLANDO (Cod)	» 72
4. - UNITÀ TETTONICA "ANTISICILIDE"	» 74
4.1. - ARGILLE SCAGLIOSE DEI MONTI PELORITANI (Asi)	» 74
5. - SUCCESSIONI TERRIGENE DEL MIOCENE INFERIORE PLEISTOCENE MEDIO DEI MONTI PELORITANI	» 75
5.1. - DEPOSITI CALCAREI E MARNOSI DEL MIOCENE INFERIORE-MEDIO	» 75
5.1.1. - <i>Calcareniti di Floresta</i> (CFL)	» 76
5.1.2. - <i>Marne di M. Pitò</i> (PIO)	» 77
6. - SUCCESSIONE CLASTICA ED EVAPORITICA DEL MIOCENE MEDIO - MESSINIANO	» 78
6.1. - FORMAZIONE DI S. PIER NICETO (PCT)	» 78
6.2. - GRUPPO GESSOSO-SOLFIFERO (GS)	» 79
6.2.1. - Calcare evaporitico (GS_a)	» 80
7. - DEPOSITI DEL PLIOCENE INFERIORE - PLEISTOCENE MEDIO	» 80
7.1. - TRUBI (TRB)	» 80
7.2. - FORMAZIONE DI ROMETTA (ROE)	» 81
7.3. - CALCARENITI DI S. CORRADO (ORD)	» 82
8. - DEPOSITI QUATERNARI	» 83
8.1. - DEPOSITI MARINI E TRANSIZIONALI	» 83

8.1.1.	- <i>Ghiaie e sabbie di Messina (MSS)</i>	Pag. 83
8.1.2.	- <i>Depositi marini terrazzati ($g_{n1.7}$)</i>»	84
8.2.	- DEPOSITI CONTINENTALI E TRANSIZIONALI.....»	84
8.2.1.	- <i>Depositi alluvionali terrazzati (b_n)</i>»	84
8.2.2.	- <i>Depositi alluvionali recenti e depositi di piana litorale (b_b)</i>»	85
8.2.3.	- <i>Depositi alluvionali attuali (b_a)</i>»	86
8.2.4.	- <i>Depositi di spiaggia (g_2)</i>»	86
8.2.5.	- <i>Depositi di frana (a_1)</i>»	87
8.2.6.	- <i>Depositi di versante (a)</i>»	87
V	- TETTONICA»	89
1.	- INQUADRAMENTO GEOLOGICO-STRUTTURALE.....»	89
1.1.	- TETTONICA DI SOVRASCORRIMENTO.....»	91
1.2.	- TETTONICA TRASCORRENTE ED ESTENSIONALE.....»	94
2.	- IPOTESI SULL'EVOLUZIONE CINEMATICA.....»	96
VI	- CENNI DI GEOMORFOLOGIA»	101
1.	- FORME CONNESSE CON FENOMENI GRAVITATIVI.....»	103
2.	- FORME CONNESSE CON FENOMENI FLUVIO-DENUDAZIONALI.....»	106
3.	- MORFOLOGIA DEL SETTORE COSTIERO.....»	107
VII	- ELEMENTI DI GEOLOGIA APPLICATA»	109
1.	- CENNI SULL'ATTIVITÀ ESTRATTIVA.....»	109
VIII	- IL SETTORE SOMMERSO DEL FOGLIO "PATTI"»	113
1.	- INTRODUZIONE.....»	113
IX	- STUDI PRECEDENTI»	117
X	- INQUADRAMENTO GEOLOGICO REGIONALE»	121
XI	- MORFOLOGIA DEL MARGINE CONTINENTALE DELL'AREA DEL FOGLIO "PATTI"»	123
XII	- GEOMORFOLOGIA MARINA»	125
1.	- MORFOLOGIA DELLE PIATTAFORMA CONTINENTALE»	125
2.	- MORFOLOGIA DELLA SCARPATA SUPERIORE.....»	131
3.	- INSTABILITÀ GRAVITATIVA DEI CORPI SEDIMENTARI»	133
XIII	- STRATIGRAFIA»	137
1.	- ANALISI SISMOSTRATIGRAFICA.....»	137
2.	- DEPOSITI MARINI DEL QUATERNARIO.....»	140
2.1.	- DEPOSITI DELLA SEQUENZA DEPOSIZIONALE TARDO QUATERNARIA.....»	141
3.	- SEDIMENTOLOGIA DEI DEPOSITI MARINI ATTUALI....»	144
4.	- DISTRIBUZIONE DELLE BIOCENOSI A FANEROGAME MARINE (<i>POSIDONIA OCEANICA E CYMODOCEA NODOSA</i>)»	150

5.	- DEPOSITI DELL'OLOCENE SUPERIORE	Pag. 151
XIV	- ASSETTO STRUTTURALE	» 153
1.	- ANALISI TETTONO-SEDIMENTARIA	» 153
2.	- ANALISI TETTONICA	» 155
3.	- CONCLUSIONI	» 156

APPENDICE I

	- BIOSTRATIGRAFIA DELLE COPERTURE CENOZOICO-QUATERNARIE.....	» 161
1.	- FLYSCH DI CAPO D'ORLANDO (COD).....	» 161
2.	- FORMAZIONE DI S. PIER NICETO (PCT).....	» 165
3.	- DEPOSITI DEL PLIOCENE INFERIORE - PLEISTOCENE MEDIO.....	» 167
3.1.	- TRUBI (TRB)	» 167
3.2.	- FORMAZIONE DI ROMETTA (ROE)	» 168
3.3.	- CALCARENITI DI S. CORRADO (ORD)	» 168

APPENDICE II

	-BIOSTRATIGRAFIA DELLA COPERTURA MESO ZOICA DELL'UNITA' DI LONGI-TAORMINA: EVOLUZIONE PALEOAMBIENTALE E PALEOTETTONICA	» 173
1.	- SEZIONI STRATIGRAFICHE DELLA SOTTOUNITÀ MONTE S. PIETRO	» 173
2.	- SEZIONI STRATIGRAFICHE DELLA SOTTOUNITÀ S. MARCO D'ALUNZIO.....	» 178
3.	-CENNI SULL'EVOLUZIONE PALEOAMBIENTALE E PALEOTETTONICA.....	» 181

APPENDICE III

	ANALISI DELLA SISMICITÀ E DELLA PERICOLOSITÀ	» 185
1.	- INTRODUZIONE	» 185
2.	- SISMICITÀ	» 187
3.	- PERICOLOSITÀ.....	» 190
XV	- EXTENDED ABSTRACT	» 193
1.	- PATTI SHEET LEGEND	» 197

BIBLIOGRAFIA.....	» 207
--------------------------	--------------

I - INTRODUZIONE AL SETTORE EMERSO

Il Foglio 599 "Patti" della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 è stato realizzato nell'ambito del progetto CARG (Legge 305/89) tramite convenzione tra Presidenza del Consiglio dei Ministri-Servizio Geologico d'Italia e Regione Siciliana-Assessorato Territorio e Ambiente, con l'Università di Palermo.

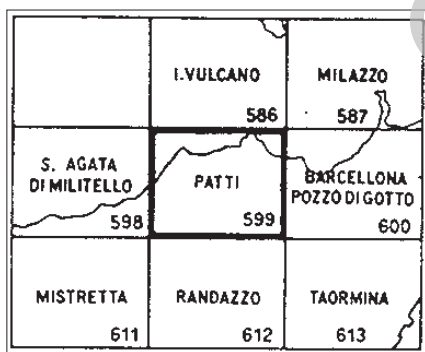


Fig. 1 - Quadro di unione dei fogli alla scala 1:50.000.

È ubicato sul versante tirrenico della Sicilia, settore nord-orientale, comprende parte del confine orografico Nebrodi-Peloritani e ricade integralmente nella provincia di Messina (Fig. 1). Esso si colloca sulla terminazione meridionale dell'Arco Calabro-Peloritano, e comprende una porzione del contatto tettonico tra le Unità Calabridi e quelle Maghrebidi: si trova quindi in posizione chiave nell'ambito dell'orogene siciliano e dell'intera regione centro-mediterranea e peritirrenica.

1. - CRITERI ADOTTATI PER IL RILEVAMENTO

Il Foglio “Patti” rappresenta un aggiornamento rispetto a quanto si conosce dell’assetto geologico di tale area, sulla base di una revisione della cartografia esistente, spesso con l’ausilio di rilievi originali di maggiore dettaglio. Tra gli anni ‘60 e ’90 del secolo scorso l’area è stata, in parte, oggetto di rilevamenti a varia scala (COLACICCHI, 1960; DUEE, 1969; LENTINI & VEZZANI, 1975; BONARDI *et alii*, 1976; ARNONE *et alii*, 1979; GIUNTA *et alii*, 1992; NIGRO, 1994; CARBONE *et alii*, 1998) e di ricerche stratigrafiche e strutturali condotte con fondi ministeriali (MIUR) e CNR. Più recentemente, la CARTA GEOLOGICA DELLA PROVINCIA DI MESSINA (2000) costituisce un documento geologico di base dell’intero territorio messinese che va a colmare una lacuna cartografica, se si considera che la copertura “ufficiale” esistente risale alla fine dell’800 (BALDACCI, 1886).

Per talune zone di affioramento dei terreni sedimentari, il rilievo geologico è stato effettuato alla scala 1:10.000, utilizzando la Carta Tecnica Regionale, edita alla fine degli anni ’80 dall’Assessorato Territorio e Ambiente della Regione Siciliana. Essa rappresenta una carta topografica di base aggiornata e dettagliata; il suo utilizzo ha comportato una notevole diminuzione del margine di errore nel riporto in scala 1:25.000 sui tipi IGMI degli elementi rilevati e quindi un generale miglioramento del grado di affidabilità del dato geologico. Per i terreni cristallini, il rilievo geologico è stato effettuato alla scala 1:25.000, utilizzando i tipi IGMI.

Per il rilevamento ci si è avvalsi dei criteri litostratigrafico e strutturale. Le formazioni sono state suddivise in litofacies e membri, raggruppate in unità tettoniche e descritte nell’ordine dettato dalla posizione strutturale, dal basso verso l’alto. La suddivisione delle unità tettoniche in sottounità è stata effettuata nei casi in cui esse sono significative alla scala della carta.

I terreni del basamento sono composti da differenti litotipi riuniti in complessi in funzione del loro grado metamorfico e separati da contatti tettonici alpini di primo ordine; le relative coperture sedimentarie meso-cenozoiche sono state trattate separatamente, in funzione della loro posizione geometrica e del significato paleotettonico delle sequenze.

Nella carta geologica sono stati indicati i contatti stratigrafici e quelli tettonici e, all’interno di questi ultimi, ove possibile, sono state distinte strutture di ordine gerarchico diverso, ovvero: sovrascorrimenti principali (I ordine) e sovrascorrimenti secondari (II ordine), faglie inverse ad alto angolo, faglie dirette e faglie a prevalente componente trascorrente. Una ulteriore categoria di limite è rappresentato dal contatto tettonico indifferenziato (scollamento) che interessa le coperture sedimentarie meso-cenozoiche, caratterizzate da scollamenti pluri-mi a varie altezze della sequenza, e frequentemente anche in corrispondenza dei limiti con i relativi basamenti metamorfici; inoltre, contatti di scollamento sono stati individuati nell’ambito delle stesse unità metamorfiche tra diverse litofacies

a competenza differente. I rilevamenti hanno interessato un'area eterogenea dal punto di vista litologico-strutturale, montuosa ed acclive, con incisioni e fondovalle (settore sud-orientale del Foglio), posti a quote superiori a 1100 m; spesso non servita da viabilità adeguata, ma solamente da mulattiere e sentieri. Qualche difficoltà al rilevamento puntuale è derivata dalla presenza di aree boschive e dalla copertura vegetale, dalla recinzione di aree private e di demanio alto-montano (il settore sud-occidentale del Foglio ricade nell'area del Parco dei Nebrodi).

Nell'ultimo decennio, da parte di ricercatori delle tre Università siciliane, sono state condotte ricerche stratigrafico-petrografico-strutturali mirate ad una ridefinizione delle principali formazioni e delle unità tettoniche, e che hanno comportato una sostanziale revisione di formazioni e unità già note in letteratura. Nella stesura della legenda della carta geologica e delle presenti Note Illustrative si è pertanto posta particolare attenzione alla nomenclatura già codificata e ad essa si è fatto riferimento dove sono state introdotte nuove suddivisioni litostratigrafiche, chiarendo le corrispondenze tra vecchie e nuove definizioni formazionali.

Per la datazione delle formazioni meso-cenozoiche, oltre che della letteratura, ci si è avvalsi di indagini micropaleontologiche, utilizzando i nannofossili calcarei e i foraminiferi; e macropaleontologiche per quelle carbonatiche di piattaforma, sia prossimale che bacinale. I campioni (circa 150) sono stati raccolti sia lungo sezioni stratigrafiche che in maniera sparsa. Le analisi effettuate sull'Unità di Longi-Taormina, hanno contribuito a migliorare i dati di letteratura disponibili. Lo studio biostratigrafico eseguito sulle coperture cenozoiche ha portato a una discreta scansione temporale degli intervalli campionati, permettendo di compilare uno schema bio-cronostratigrafico per l'intervallo considerato. Le analisi biostratigrafiche effettuate sui terreni argilloso-arenitici (Verrucano peloritano, Flysch di Frazzanò, Flysch di Capo d'Orlando, "Argille Scagliose Superiori", Flysch di Monte Soro), hanno confermato le attribuzioni temporali della letteratura (cfr. Fogli "Randazzo" e Messina-Reggio di Calabria).

Per la datazione delle unità sedimentarie del Quaternario (Pleistocene inferiore) ed in analogia con le scelte operate nei limitrofi fogli già pubblicati (n. 507-600 "Milazzo - Barcellona P.G.", n. 613 "Taormina" e n. 601 "Messina - Reggio di Calabria") è stata adottata la vecchia scala cronostratigrafica, onde assicurare corrispondenza geocronologica con le stesse e/o analoghe formazioni presenti nei fogli limitrofi.

Per la caratterizzazione petrografica delle rocce sedimentarie ci si è avvalsi sia dei dati di letteratura, che di nuove campionature (Verrucano peloritano, Flysch di Frazzanò, Flysch di Capo d'Orlando e Calcareniti di Floresta). Lo studio petrografico dei terreni metamorfici, condotto su base meso- e microscopica, è stato effettuato su campioni di roccia e su circa 60 sezioni sottili ed ha consentito una suddivisione più dettagliata delle unità di basamento ercinico. La convergenza di dati di diversa provenienza completa l'interpretazione dei risultati ottenuti dal

rilevamento geologico e rende più affidabili le conoscenze scientifiche dell'area.

In sintesi, nell'elaborazione del prodotto finale, si è cercato, per quanto possibile, di non soffermarsi solo sugli aspetti di carattere prevalentemente scientifico, per "addetti ai lavori", ma di renderlo fruibile da parte di una vasta categoria di tecnici, scegliendo in qualche caso soluzioni cartografiche semplificate, rimanendo comunque sempre in sintonia con le norme indicate dal Progetto CARG (Quaderni III Serie, vol.1 e vol. 2).

2. - CARATTERI GEOGRAFICO-MORFOLOGICI

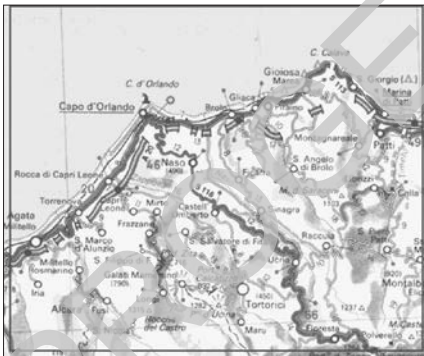


Fig. 2 - Territorio della Sicilia settentrionale compreso nel foglio 599 "Patti".

Il settore emerso compreso nel Foglio "Patti" si estende per un'area di circa 530 kmq e si sviluppa, da ovest verso est, dalla sinistra idrografica della F.ra di Rosmarino fino al T. Timeto, ed è delimitata a nord dalla costa tirrenica.

Il limite meridionale decorre lungo la direttrice che si sviluppa a sud dei centri abitati di Alcara li Fusi, Longi, Tortorici, Ucria, Raccuia e S. Piero Patti (Fig. 2).

Il Foglio "Patti" si colloca tra due importanti complessi montuosi presenti in Sicilia centro-settentrionale: Monti Peloritani occidentali e Monti

Nebrodi (o Caronie orientali). I caratteri geografici del territorio sono notevolmente differenti in funzione delle due litologie affioranti: sedimentarie per circa il 70%, ripartite in terrigene prevalenti, e carbonatiche; la restante parte è data da termini cristallini, di vario grado metamorfico.

Il territorio è marcatamente montuoso e notevole è l'escursione altimetrica, che dal livello del mare raggiunge la quota massima di 1315 m delle Rocche che del Castro, mantenendosi mediamente, nel settore meridionale del Foglio, sopra i 1200 metri (da ovest ad est: Pizzo di Ucina, 1282 m; Serra della Filicia, 1228 m; M. Cucullo, 1301 m; Rocca di S. Marco, 1202 m; M. Gianni, 1254 m; M. Cùfali, 1237 m). L'allineamento delle vette è interrotto dalla presenza di valichi (Portella Cùfali, 1181 m; Portella Pirato, 1122 m; Portella S. Marco, 1215 m; Portella Rinazzo, 1032 m; etc.). I rilievi sono allineati a formare una serie di dorsali parallele, disposte in senso da sub-meridiano nel settore occidentale del Foglio, a meridiano in quello orientale.

Gli elementi principali che incidono sul paesaggio sono la dissimmetria dei versanti, la diversità di modellazione dei rilievi, e non da ultimo, la ricchissima vegetazione. In generale, la morfologia dell'area appare complessa e strettamente connessa alle caratteristiche geologiche e strutturali. Le cime dei rilievi sono da erte e scoscese, a smussate e subarrotondate in risposta alla maggiore o minore resistenza dei vari litotipi all'erosione. In particolare, litotipi cristallini, soprattutto se intensamente fratturati e alterati, danno luogo a forme sommitali subarrotondate; questo carattere morfologico si accentua in corrispondenza degli affioramenti dei terreni flyschoidi, ancor più facilmente erodibili. Laddove predominano i litotipi carbonatici, il paesaggio assume aspetti "dolomitici", con profili irregolari e forme aspre; i corsi d'acqua sono spesso caratterizzati dalla presenza di forre lunghe e strette. I litotipi calcareo-dolomitici sono frequentemente delimitati da superfici strutturali che danno luogo a rilievi più o meno isolati con pendii ripidi, ma con superfici sommitali spesso pianeggianti. Le dorsali montuose si aprono su ampie vallate, solcate da numerose fiumare, che sfociano nel Mare Tirreno con decorso variabile da NNO-SSE a NO-SE; queste drenano le acque provenienti da canali di ordine inferiore, caratterizzati da profili brevi e con accentuata pendenza che si sviluppano entro valli strette con fianchi ripidi; gli alvei di questi canali secondari sono scarsamente alluvionati.

I corsi d'acqua, tutti a carattere torrentizio, hanno principalmente andamento NO-SE. Tra questi, oltre a quelli già precedentemente citati e che delimitano il territorio del Foglio, assumono particolare rilevanza, anche per caratteristiche paesaggistiche, le Fiumare di Tortorici e di Longi che confluiscono nel F. di Zappulla, attraversando trasversalmente il settore occidentale dell'area da Tortorici fino alla costa, e la F.ra di Sinagra, con decorso NO-SE, nel settore centrale dell'area.

I caratteri climatici delle zone peloritana e nebrodica sono certamente influenzati dalla complessa articolazione orografica, e sono sensibilmente modificati dalla vicinanza del mare. Pertanto, lungo le coste si registrano di norma estati calde, inverni brevi e generalmente miti, con precipitazioni concentrate nel periodo autunnale-invernale. Le aree più interne invece sono caratterizzate da inverni lunghi e rigidi, ed estati calde, ma non afose.

Una nota caratteristica di questo settore della Sicilia nord-orientale è la ricchezza di vegetazione, varia e ripartita secondo piani vegetazionali, distribuiti in dipendenza non solo dell'altitudine, ma anche in funzione di fattori fisici quali la temperatura, che determina abbondanti precipitazioni piovose e nevose.

In zone di montagna, nelle poche aree ancora incontaminate, si sviluppano lussureggianti pinete, castagneti, noccioleti e sughereti. A causa della forte antropizzazione sono rimaste poche fasce boschive tipiche di montagna; la loro scomparsa è principalmente dovuta al selvaggio e intenso disboscamento e ai periodici incendi che in alcuni settori hanno reso, per parecchi chilometri, cime e versanti montani crudamente brulli. In alcune zone già da vari anni sono in atto opere di

rimboschimento. Sono meno comuni le fasce tipiche della macchia mediterranea e le aree a prevalenti uliveti, agrumeti e vigneti.

Al dissesto territoriale più o meno naturale si somma quello antropico con opere di cementazione di intere aree e la presenza, in tutte le periferie dei centri urbani e lungo i versanti delle fiumare, di discariche abusive di rifiuti solidi urbani, di materiale edilizio di risulta e rottami di ogni genere.

La viabilità, in generale, è buona. L'area è raggiungibile percorrendo l'autostrada A20 (PA-ME) che si snoda lungo la costa, rendendo agevole almeno l'accesso ai settori settentrionali. Le aree interne invece sono raggiungibili percorrendo strade statali, comunali e provinciali che collegano i numerosi centri abitati variamente distribuiti sul territorio.

Problematico risulta l'accesso ad alcune zone, soprattutto nelle aree più interne, a causa dell'asperità dei rilievi ed alla mancanza di un'adeguata rete viaria di supporto. Le principali strade statali che attraversano il Foglio sono la S.S. 113 (ME-PA) e S.S. 116 (Randazzo-Capo d'Orlando), cui si collegano o da cui si dipartono diramazioni viarie principali e comunali, e montuose a fondo naturale, che risalgono i maggiori corsi d'acqua. Quasi tutte le dorsali, in cresta, sono percorribili su rotabili secondarie.

II - STUDI PRECEDENTI

Nel Foglio “Patti” ricadono prevalentemente il settore meridionale dell’Arco Calabro (Monti Peloritani), e subordinatamente le unità più elevate della Catena Maghrebide (Monti Nebrodi).

La notevole mole di pubblicazioni, a carattere multidisciplinare, che interessa l’area peloritana-nebrodica, ha imposto una trattazione per settori geologici, riferendosi soltanto a quei lavori che rivestono carattere regionale, mentre si rimanda a pubblicazioni in essi citate per ciò che concerne particolari aspetti tematici.

1.- SETTORE PELORITANO (ARCO CALABRO-PELORITANO)

L’interpretazione dell’assetto della struttura dell’Arco Calabro-Peloritano ha subito nel tempo un’evoluzione parallela rispetto al pensiero geologico degli ultimi cento anni; si è passati cioè da un’interpretazione strettamente autoctonista ad una legata al concetto di geosinclinale, sviluppata negli anni cinquanta da STAUB (1951) e successivamente da alcuni Autori francesi (GLANGEAUD, 1952a, 1952b; CAIRE, 1961; GRANDJACQUET *et alii*, 1961), ad un’interpretazione basata sul concetto della tettonica delle placche (ALVAREZ *et alii*, 1974). I primi dati relativi a questo settore di catena risalgono alla fine dell’Ottocento, quando BALDACCI (1886) pubblicò la “Descrizione geologica dell’isola di Sicilia”, accompagnata

da una carta geologica in scala 1:100.000 (Servizio Geologico d'Italia), cui seguì il lavoro di CORTESE (1895). Nei primi anni del Novecento LUGEON & ARGAND (1906) rivoluzionarono l'interpretazione geologica della Sicilia, introducendo le concezioni faldiste. Sulla scorta di questi nuovi modelli LIMANOWSKY (1909, 1913) interpretò le strutture dell'Arco Calabro-Peloritano come una grande piega coricata, con radici nel Tirreno, sovrascorsa sui terreni appenninici meso-cenozoici.

A simili risultati giunse QUITZOW (1935) il quale suppose che l'Arco Calabro-Peloritano fosse complessivamente costituito da un'anticlinale ercinica metamorfica rovesciata verso occidente ed intrusa da graniti, sulla quale si depositarono in discordanza le successioni mesozoico-terziarie.

Le concezioni faldiste vengono sviluppate in modo più analitico solamente a partire dagli anni sessanta da OGNIBEN (1960, 1969), che resterà legato alla concezione di "coppia" eu-miogeosinclinale di AUBOUIN (1965). Secondo OGNIBEN (1960, 1969, 1975) e, con alcune modifiche anche secondo ATZORI & VEZZANI (1974) e ATZORI *et alii* (1975), nei terreni appartenenti al "Complesso Calabride" affioranti nei Monti Peloritani si riconoscono quattro falde, costituite da un basamento pre-mesozoico e da coperture sedimentarie meso-cenozoiche (Falda di Longi e Falda di Galati), e da soli terreni metamorfici (Falda di Mandanici e Falda dell'Aspromonte). I quattro elementi tettonici si sarebbero impilati prima dell'Oligocene superiore e sarebbero stati ricoperti da successioni tardorogene (Flysch di Capo d'Orlando) in cui si inseriscono lembi di argille varicolori ("ricoprimento antisicilide"). L'edificio tettonico sarebbe poi stato trasportato passivamente come "Complesso Calabride" sul "Complesso Sicilide" a partire dal Tortonian.

TRUILLET (1968), sulla scorta dei modelli di LIMANOWSKY (1913) e QUITZOW (1935), interpreta il sistema montuoso dei Peloritani come una grande piega coricata ercinica, formata da un nucleo di terreni cristallini passante verso l'esterno a terreni epimetamorfici, con una copertura carbonatica meso-cenozoica, che costituisce l'elemento frontale sistema peloritano (*chaîne calcaire e chaîne bordière*).

Un tentativo di suddivisione geometrica dei corpi metamorfici, su base petrografica, viene affrontata da GHEZZO (1967) e FERLA (1970, 1972, 1974) che distinguono nel cristallino dei Monti Peloritani due complessi sovrascorsi l'uno sull'altro: il "Nord-Peloritano", composto da rocce di grado metamorfico medio e alto ed il "Sud-Peloritano", di età ercinica, comprendente i termini cristallini di basso o bassissimo grado metamorfico.

Una più moderna interpretazione dell'assetto strutturale delle unità Peloritane viene proposta da AMODIO MORELLI *et alii* (1976), i quali in uno studio a carattere regionale e basandosi sul modello di catena proposto da DIETRICH *et alii* (1972), SCANDONE *et alii* (1974) e BONARDI *et alii* (1976), distinguono nei Monti Peloritani, dal basso verso l'alto sette unità: l'Unità Longi-Taormina, le metabasiti dei Borghi, l'Unità Fondachelli-Portella Mandrazzi, l'Unità di Ali, l'Unità di Manda-

nici, l'Unità dell'Aspromonte e l'Unità di Novara.

Per BONARDI & GIUNTA (1982) e a seguire BONARDI *et alii* (1992, 1993) l'Arco Calabro-Peloritano rappresenta un frammento di catena eo-alpina, formato da elementi derivati da crosta oceanica (Tetide centrale) e da crosta continentale africana, successivamente coinvolto ed inglobato nella costruzione della catena Africa-vergente appenninico-maghrebide. Gli Autori non considerano però l'Arco come un unico elemento cinematico di primo ordine, ma distinguono in esso due settori, settentrionale e meridionale, rispettivamente a nord e a sud della Linea Soverato-Valle del Mesima, i quali presentano evoluzione tettonica diversa.

Il Settore settentrionale comprende la Catena Costiera, il Massiccio della Sila e le Serre Settentrionali. Il Settore meridionale comprende i Massicci delle Serre e dell'Aspromonte e la Catena dei Peloritani. Quest'ultimo è rappresentato da diverse unità tettoniche alpine, costituite da un basamento cristallino (metamorfico e plutonico) e da resti di coperture sedimentarie provenienti da domini paleogeografici diversi, ove, a differenza del settore settentrionale, non era rappresentato il bacino oceanico tetideo. Dall'Oligocene superiore al Pliocene-Pleistocene, tali domini sono stati coinvolti nella tettonogenesi lungo il fronte Maghrebide, impilandosi con vergenza meridionale su un avampaese di "tipo africano". BONARDI & GIUNTA (1982) effettuano anche una revisione delle sette unità precedentemente attribuite alla porzione peloritana del settore meridionale dell'Arco-Calabro, in cui le principali differenze consistono nel significato e nella collocazione geometrica delle unità alpine di Novara (costituita da successioni sedimentarie mesozoiche) e delle "metabasiti dei Borghi" (costituite da metadiabasi con una sottile copertura di scisti policromi); la prima viene interpretata come olistoliti inglobati nella porzione basale della Formazione Stilo-Capo d'Orlando (BONARDI *et alii*, 1976), mentre la seconda viene ascritta in parte al basamento dell'Unità Longi-Taormina ed in parte all'Unità Fondachelli. In una ulteriore revisione dello schema, BONARDI *et alii* (1982), confermano la suddivisione dell'Arco in due settori e interpretano definitivamente l'Unità di Ali come copertura della Fondachelli. Questa ipotesi viene ripresa da GIUNTA & SOMMA (1996) che ricostruiscono la struttura a duplex dell'Unità di Ali, sottostante all'Unità Mandanici.

Per quel che riguarda lo studio delle coperture sedimentarie meso-cenozoiche, che rappresentano l'elemento frontale e geometricamente più profondo della pila tettonica peloritana, una ridefinizione delle unità viene fornita da LENTINI & VEZZANI (1975), LENTINI (1975) e LENTINI *et alii* (1987) i quali, discostandosi dai modelli di Autori precedenti (es. OGNIBEN, 1960, 1969; TRUILLET, 1968), lungo l'allineamento S. Agata di Militello-Taormina distinguono cinque unità stratigrafico-strutturali. Queste, dal basso verso l'alto, vengono denominate Unità di Capo S. Andrea, Unità di Taormina, Unità di Longi (simile alla precedente e per questo accorpate insieme), Unità di S. Marco d'Alunzio e Unità di Rocca Novara, alle quali si sovrappongono le unità metamorfiche di Mandanici e quella dell'Aspro-

monte, priva quest'ultima di copertura sedimentaria.

Al contrario, BONARDI *et alii* (1976) assimilano le unità stratigrafico-strutturali degli AA. precedenti nell' Unità di Longi-Taormina costituita da scaglie tettoniche comprendenti porzioni di basamento metamorfico pre-mesozoico e le relative coperture sedimentarie meso-cenozoiche. Da Longi a Taormina queste scaglie tettoniche sono in numero e spessore variabile e sarebbero correlabili nelle tre aree di affioramento dell'unità (Longi, Roccella, Taormina), anche se le posizioni geometriche non sono necessariamente rispettate lungo tutto l'allineamento. Nel Foglio "Patti" affiorano le tre sottounità del Settore di Longi. GIUNTA *et alii* (1992) confermano la suddetta distinzione in sottounità nel settore di Longi.

ARNONE *et alii* (1979) distinguono e descrivono nel settore di Longi due Sottounità principali, di Longi e di Monte S. Pietro, che presentano caratteristiche litostratigrafiche ascrivibili ad un'unica area di sedimentazione, soggetta a un'intensa tettonica sinsedimentaria mesozoica.

Le unità tettoniche Kabilo-Calabridi che affiorano nell'area del Foglio sono sostanzialmente riconducibili a quelle descritte da BONARDI *et alii* (1982, 1996) e BONARDI & GIUNTA (1982) e possono essere distinte, dal basso verso l'alto in: Unità di Longi-Taormina, Unità di Fondachelli, Unità di Mandanici e Unità dell'Aspromonte. LENTINI (1975) e LENTINI & VEZZANI (1978) riconoscono l'Unità tettonica di S. Marco d'Alunzio interposta tra l'Unità di Longi e l'Unità di Mandanici; nel presente Foglio viene invece considerata come una delle tre sottounità individuate nell'ambito dell'Unità di Longi-Taormina, nel settore di Longi.

MESSINA *et alii* (1992a, 1995, 1997), MESSINA (1995, 1996) propongono l'istituzione dell'Unità del Mela, interposta tra l'Unità di Mandanici e l'Unità dell'Aspromonte.

Nella Tab. 1 vengono sintetizzate le principali suddivisioni dei diversi Autori delle unità strutturali presenti nelle aree ricadenti nel Foglio "Patti".

Le caratteristiche litologiche e petrografiche delle unità peloritane vengono di seguito riassunte sulla base delle descrizioni presenti in letteratura (AA. citati):

- Unità di Longi-Taormina: equivalente alla "*Chaine Bordiere*" di CAIRE *et alii* (1965), TRUILLET (1968) e DUÉE (1969), è costituita da un basamento cristallino epimetamorfico paleozoico, cui segue una successione sedimentaria meso-cenozoica che mostra marcate differenze laterali di facies, quale espressione di una complessa evoluzione tettono-sedimentaria. I terreni più antichi di età paleozoica (TRUILLET, 1968) sono costituiti da filladi, a luoghi grafitose e con lenti di metacalcari, associati a semiscisti sericitici con lenti e vene di quarzo. Sul basamento cristallino si rinvencono arenarie e microconglomerati hettangiani (LENTINI, 1973, 1975) noti come "Verrucano" (DUÉE, 1969). Al di sopra, con una superficie di discontinuità meccanica, si rinvencono delle successioni di piattaforma carbonatica (MAUGERI PATANÈ, 1932). Ancora un contatto meccanico separa la successione di piattaforma dalla sovrastante "Alternanza calcareo-marnosa in facies di Me-

dolo” *Auctt.* di età compresa tra il Carixiano ed il Domeriano (LENTINI, 1975). A questa seguono in paraconcordanza calcari nodulari rossi (“Ammonitico rosso inferiore” *Auctt.*) e radiolariti del Bajociano-Bathoniano (MAUGERI PATANÈ, 1932; COLACCICCHI, 1958). Nelle sue linee generali l’evoluzione tettono-sedimentaria è caratterizzata nel Triassico superiore - Lias inferiore, dal passaggio da ambiente continentale a marino neritico. Dal Lias medio in poi si instaura una sedimentazione pelagica, con rapide variazioni laterali (OGNIBEN 1960; DUÉE, 1961; LENTINI & VEZZANI, 1975; BONARDI *et alii*, 1976; NIGRO, 1994; SOMMA, 1998; GIUNTA & NIGRO, 1999). Questa diversità nelle caratteristiche di facies delle successioni che compongono l’Unità di Longi-Taormina avrebbe condizionato la formazione delle unità tettoniche di ordine inferiore.

Tab. 1 - Correlazione tra le unità definite nel Foglio “Pati” con quelle di AA. precedenti.

	OGNIBEN	A.A. FRANCESI	BONARDI ET AL.	A.A. CATANESI	QUESTE NOTE
SETTORE PELORITANO	Falda dell' Aspromonte	"Socle"	U. Aspromonte	U. Aspromonte	U. Aspromonte
	Falda di Mandanici	Unité de Ali	U. Mandanici	U. Novara / U. Ali	U. Mandanici
	Falda di Galati	Unité de Novara	U. Ali	U. Mandanici	U. Fondachelli
	Falda di Longi	Unité de Longi - Gallodoro	U. Fondachelli	U. di S. Marco d'Alunzio	
		Unité de Taormina	U. Longi-Taormina	Unità Longi-Taormina	
SETTORE SICILIDE	Falda di Cesarò	Lame de S. Fratello	Unità M. Soro	Unità delle Argille Scagliose superiori	Unità di C.da Lanzeri
				Unità di M. Soro	Unità di Poggio Pracino
					Unità di M. Soro

LENTINI (1975) e LENTINI & VEZZANI (1978) interpretano una sequenza mesozoica condensata e lacunosa soprastante un basamento metamorfico di basso grado, del tutto equivalente a quello dell’Unità di Longi-Taormina, come un’unità tettonica a se stante, l’Unità di S. Marco d’Alunzio, corrispondente alla falda di Galati di OGNIBEN (1960): è ben rappresentata nella parte occidentale dei Monti Peloritani, in particolare nel territorio di S. Agata di Militello e di S. Marco d’Alunzio, mentre nel settore ionico soltanto da sporadici blocchi di calcari rossi, il maggiore dei quali affiora nella F.ra di Savoca nei pressi di Grotte (MAUGERI PATANÈ, 1924).

- Unità di Fondachelli: geometricamente interposta tra la sottostante Unità di Longi-Taormina e la sovrastante Unità di Mandanici è costituita (BONARDI *et alii*, 1976, 1996) quasi esclusivamente da un basamento epimetamorfico pre-alpino e probabilmente da lembi di copertura meso-cenozoica. Il basamento è formato da prevalenti filladi e metareniti con subordinate metabasiti, quarziti e rari calcari cristallini.

- Unità di Mandanici: è costituita quasi esclusivamente da un basamento pre-alpino con esigui lembi di copertura meso-cenozoica, a debole grado di metamorfismo. Il basamento epimetamorfico, di originaria composizione pelitica o pelitico-arenacea, è rappresentato da filladi, quarziti, metabasiti con livelli carbonatici e vulcanoclastici (OGNIBEN, 1969; ATZORI *et alii*, 1974; ATZORI & VEZZANI, 1974; BONARDI *et alii*, 1976). Essa è limitata alla base dall'Unità di Fondachelli ed è sovrascorsa o dall'Unità del Mela (MESSINA *et alii*, 1992a, 1995, 1997; MESSINA, 1995, 1996) o dall'Unità dell'Aspromonte.

- Unità del Mela: recentemente, in un'area dei Monti Peloritani orientali, ascritta all'Unità dell'Aspromonte, una revisione geologica e petrologica ha portato alla definizione di una nuova unità tettonica alpina, l'Unità del Mela. a luoghi geometricamente interposta tra l'Unità di Mandanici e l'Unità dell'Aspromonte. Affiora dalla costa ionica presso Giampileri Marina fino al Mar Tirreno nei pressi di Capo Calavà, e raggiunge il suo il massimo spessore in alcune aree ricadenti al di fuori del Foglio "Patti". È formata da un basamento polimetamorfico rappresentato in prevalenza da paragneiss passanti a micascisti, con subordinati livelli metrici di metabasiti e potenti livelli di marmi a silicati, con intercalazioni di corpi basici. Le peculiari caratteristiche petrologiche sono evidenziate dalla presenza di relitti di un primo evento metamorfico eclogitico e da un secondo evento Ercino-tipo, sviluppatosi attraverso tre fasi deformative. L'Unità del Mela mostra, sempre secondo i suddetti AA, caratteri geologici e petrologici peculiari diversi da quelli dell'Unità dell'Aspromonte, essendo caratterizzata da un metamorfismo Varisico in facies anfibolitica con relitti di un evento metamorfico pre-ercinico, documentato dalla presenza sia negli ortoderivati basici, sia nei paraderivati, di una fase relitta, rispettivamente, a granato e pirosseno nei primi e a solo granato nei secondi, indicante condizioni eclogitiche (BORGHI *et alii*, 1995; COMPAGNONI *et alii*, 1998; MESSINA *et alii*, 2004).

- Unità dell'Aspromonte: caratterizzata da metamorfiti di medio-alto grado prive di una propria copertura sedimentaria meso-cenozoica, è costituita da un basamento metamorfico intruso da plutoniti tardo-varisiche. Sono presenti paragneiss associati a micascisti e gneiss occhiadini con metagranitoidi. Localmente sono riconoscibili anfiboliti, metaultramafiti e marmi a silicati (AMODIO MORELLI *et alii*, 1976; BONARDI *et alii*, 1979; GIUNTA *et alii*, 1998). È stata evidenziata (MESSINA *et alii*, 1993) una zoneografia metamorfica Ercino-tipo, variabile da metamorfiti di crosta medio-profonda, costituenti la porzione geometricamente più

elevata dell'unità, a metamorfiti di crosta medio-alta, affioranti alla base dell'unità stessa. Il complesso intrusivo è costituito da plutoniti calcocalcine tardo-varisiche sin- e post-tettoniche e da una fitta rete di filoni acidi tardivi, che attraversano tutto il basamento e le stesse masse plutoniche (MESSINA *et alii*, 1996a).

Numerosi sono i lavori di dettaglio sull'Unità dell'Aspromonte a partire dall'inizio degli anni settanta. FERLA (1972, 1974) riconosce nelle metamorfiti dei Monti Peloritani (complesso nord-peloritano) un basamento pre-ercinico metamorfico, forse caledoniano, e una copertura di sedimenti pelitico-arenacei entrambi sottoposti a metamorfismo ercinico. Importanti studi sono stati condotti per la ricostruzione della stratigrafia e del metamorfismo dell'unità: D'AMICO *et alii* (1972), ATZORI *et alii* (1974; 1976; 1985), ATZORI & VEZZANI (1974), MACCARRONE *et alii* (1975; 1978) riconoscono nei paragneiss un metamorfismo di medio-alto grado di probabile età ercinica, cui si sono sovrapposte fenomenologie retrometamorfiche di età alpina; effetti migmatitici sono stati descritti a Capo d'Orlando-S. Gregorio (FERLA & NEGRETTI, 1969), Milazzo (D'AMICO *et alii*, 1972) e a Capo Rasocolmo (MACCARRONE *et alii*, 1978).

Altri studi sono dedicati alla costituzione e origine dei corpi di gneiss occhidini, affioranti nell'estremità nord-orientale dei Peloritani (ATZORI & LO GIUDICE, 1982a, 1982b; ATZORI *et alii*, 1985; ATZORI *et alii*, 1990; FERLA & ROTOLO, 1992; BONARDI *et alii*, 1993; MESSINA *et alii*, 1993; LO GIUDICE *et alii*, 1995). ANDREATTA (1941), GHEZZO (1967), FERLA & NEGRETTI (1969), ATZORI (1969, 1972), D'AMICO *et alii* (1972), GURRIERI & MACCARRONE (1978) hanno caratterizzato il chimismo delle metabasiti. ATZORI (1969), FERLA (1970), D'AMICO *et alii* (1972), GURRIERI & IOPPOLO (1973), CENSI & FERLA (1983) hanno analizzato la composizione dei marmi.

Nella porzione calabra dell'Unità dell'Aspromonte, BONARDI *et alii* (1984, 1991, 1992), PLATT & COMPAGNONI (1990) e MESSINA *et alii* (1992) riconoscono una sovrimpronta metamorfica Alpina che sviluppa lungo piani di *shear* fenomeni deformativi da duttili a pervasivi. Analoga sovrimpronta viene riconosciuta da MESSINA *et alii* (1990) anche nella parte peloritana dell'Unità, nella valle di Badiazza nei pressi di Messina. La sovrimpronta, datata in Calabria 28-22 Ma (metodo Rb-Sr; BONARDI *et alii*, 1991) e nella Valle di Badiazza 48-61 Ma (metodo Ar-Ar; DE GREGORIO *et alii*, 2003), si è articolata in quattro fasi deformative, tre delle quali accompagnate da metamorfismo.

BONARDI *et alii* (1993), MESSINA *et alii* (1993) e MESSINA (1996) riconoscono nell'Unità dell'Aspromonte un vecchio basamento di metamorfiti con plutoniti intruse interessato da un evento metamorfico ercinico in facies anfibolitica con intrusi corpi di granitoidi tardo-ercinici. Una sovrimpronta metamorfica alpina in facies da scisti verdi fino all'inizio della facies anfibolitica riequilibra le paragneisi erciniche. Testimonianza di un evento metamorfico pre-ercinico sarebbero alcuni relitti granulitici (MESSINA, 1996), mentre gli gneiss occhidini rappresen-

tano un precedente evento intrusivo. MESSINA *et alii* (1993) ipotizzano inoltre nell'Unità dell'Aspromonte una zoneografia metamorfica ercinica di tipo retrogrado caratterizzata da cinque zone, la più alta al limite tra la facies granulitica e quella anfibolitica, la più bassa all'inizio della facies anfibolitica.

Uno studio radiometrico sulle metamorfiti delle "Unità di medio-alto grado dei Peloritani (Unità Aspromonte e Mela)" (DE GREGORIO *et alii*, 2003) effettuato con metodi Ar-Ar, U-Pb e Rb-Sr, suggerisce, per entrambe le unità, un metamorfismo principale di età ercinica (300-340 Ma), con età leggermente più giovani e una diffusa retrocessione pervasiva per l'Unità del Mela, rispetto all'Unità dell'Aspromonte. Gli AA. ipotizzano un edificio, costituito da più unità, strutturato nel tardo-Carbonifero, con un picco metamorfico senza dubbio ercinico. Localmente sono presenti relitti Eo-Ercinici (350-420 Ma) e Proterozoici (600 Ma su anfiboli e 1.6-1.8 Ga su titanite), mentre mancano le paragenesi Alpine, osservabili in un'area ristretta (Valle di Badiazza), in cui si sono realizzate a basso grado metamorfico lungo piani di *shear*.

2. - SETTORE NEBRODICO (MAGHREBIDI)

Di pertinenza della Catena Maghrebide, nell'area del Foglio affiorano i terreni del Complesso Sicilide (OGNIBEN, 1960). Nella sua accezione originaria il Complesso Sicilide raggruppa le successioni di bacino profondo in posizione strutturale elevata e di deformazione più precoce, immediatamente sottostanti i terreni cristallini del Complesso Calabride. Nella letteratura geologica successiva ha mantenuto inalterato il significato e la posizione strutturale, anche se sono state inserite via via un maggior numero di terreni prima assegnati ad altri complessi (es. parte del Flysch Numidico). In generale, ancora oggi nelle Unità Sicilidi sono comprese sequenze sedimentarie che vanno dal Cretacico inferiore al Miocene inferiore, smembrate in unità tettoniche, e sature da formazioni molassiche "tardorogene" del Miocene medio-superiore (GIUNTA *et alii*, 1982; LENTINI, 1982; BIANCHI *et alii*, 1987).

Per OGNIBEN (1960) il Complesso Sicilide è formato da due falde sovrapposte: la Falda di Cesarò e la sottostante Falda di Troina. Alla prima l'Autore assegna la successione del Flysch di Monte Soro, di età Titonico-Cretacico superiore, costituita da 1500 m di argilliti nerastre e varicolori con intercalazioni carbonatiche nel terzo inferiore, evolventi a facies argilloso-arenacee con quarzareniti feldspatiche in posizione mediana, passanti verso l'alto ad argilliti varicolori, denominate "Argille Scagliose Superiori". La Falda di Troina, non affiorante nel Foglio "Patti", è rappresentata da una successione eocenica comprendente alla base Argille Varicolori evolventi alla "preflyschoid" Formazione di Polizzi, e da tufiti andesitiche (Tufiti di Tusa). Secondo l'Autore le due falde deriverebbero dalla deformazio-

ne di un'unica successione stratigrafica, il cui raddoppio e messa in posto si sarebbero realizzati attraverso una prima fase di scollamento e trasporto tettonico dei livelli eocenici (Falda di Troina), ed il successivo accavallamento su di essi della originaria base stratigrafica titonico-supracretacica (Falda di Cesarò), con una generalizzata inversione dei rapporti stratigrafici originari. Entrambe le falde sarebbero, quindi, state ricoperte in discordanza da depositi silicoclastici (Flysch di Reitano), di età Oligocene superiore alla base (DUEE, 1969).

A partire dagli anni '70 le ricerche condotte su queste formazioni hanno messo in luce un differente quadro tettono-stratigrafico e di conseguenza una diversa ricostruzione. BONARDI & GIUNTA (1982) riconoscono nei Monti Nebrodi le seguenti unità tettoniche, dal basso: Unità di Nicosia, Unità di Troina, Unità di M. Pomiere-M. Ambola, Unità di M. Sorò. Notevoli revisioni hanno interessato la Falda di Troina di OGNIBEN (1960): ad esempio le Tufti di Tusa, successivamente denominate Flysch di Troina-Tusa (GUERRERA & WEZEL, 1974), sono state riferite al Miocene inferiore, e le stesse Argille Varicolori presenti alla base sono state datate all'Oligocene superiore-Miocene inferiore. Nella nuova stratigrafia della Falda di Troina, ridenominata Unità di Troina (BONARDI & GIUNTA, 1982), la F.ne di Polizzi verrebbe a separare due distinti orizzonti di argille sicilidi, le "Argille Scagliose" del Cretacico superiore, e le "Argille Varicolori" dell'Oligo-Miocene, mentre il Flysch di Troina-Tusa chiuderebbe l'intera successione (LENTINI *et alii*, 1987, 1990a, 1990b; CARBONE *et alii*, 1990). Questa è ricoperta in discordanza dal Flysch di Reitano di età burdigaliana alla base, con una datazione al Serravalliano negli orizzonti sommitali (DE CAPOA *et alii*, 2004).

La Falda di Cesarò, ridenominata Unità di M. Sorò da LENTINI & VEZZANI (1978), a causa della parziale sovrapposizione stratigrafica tra la successione del Flysch di Monte Sorò e le Argille Varicolori, veniva separata dalla successione sicilide di Troina (LENTINI, 1982) e considerata un'unità di derivazione ancora più interna anche se riferita allo stesso paleobacino.

Negli anni '80 il notevole sforzo compiuto nella revisione delle Unità Sicilidi ha lasciato ancora aperti molti aspetti. Tra questi la datazione degli orizzonti quarzarenitici del Flysch di Monte Sorò, in quanto dati biostratigrafici certi sono stati ottenuti solo per le Argille Scagliose.

BOUILLIN *et alii* (1995) riconoscono in C.da Lanzeri, ad est di Alcarà li Fusi, una scaglia tettonica, composta da radiolariti ed arenarie, interpretate come stratigraficamente corrispondenti alla originaria base del Flysch di M. Sorò, ed in posizione geometrica più elevata.

Ulteriori analisi dei terreni sicilidi (LENTINI *et alii*, 1996a, 1996b; CARTA GEOLOGICA DELLA PROVINCIA DI MESSINA, 2000), basati soprattutto sulla revisione stratigrafica dell'Unità di M. Sorò e dell'Unità di Troina, hanno ispirato la descrizione dei terreni sicilidi affioranti nel Foglio "Patti", preferendo una soluzione più conforme ai fogli limitrofi.

3. - SUCCESSIONI TERZIARIE E QUATERNARIE DISCORDANTI

In discordanza sulle unità tettoniche peloritane affiora estesamente il Flysch di Capo d'Orlando, di età Oligocene superiore-Miocene inferiore (CALIRI *et alii*, 1993; CATALANO & DI STEFANO, 1996; CATALANO *et alii*, 1996; LENTINI *et alii*, 2000), già noto in letteratura come “*Oligo-Miocène molassique*” (CAIRE, 1961; TRUILLET, 1968), “Flysch di Stilo” (BONARDI *et alii*, 1971), “Flysch tardorogeno di Capo d'Orlando” (OGNIBEN, 1973) e Formazione Stilo-Capo d'Orlando (BONARDI *et alii*, 1980). In alcune aree, alla base della successione terrigena si associano breccie ad elementi filladici e depositi conglomeratici (“Conglomerato Rosso” di TRUILLET, 1961; ATZORI *et alii*, 1977; BONARDI *et alii*, 1980), con addizionati olistoliti di calcari e breccie neritiche, e di calcari marnosi (BONARDI *et alii*, 1982), ascritti all'Unità di Rocca Novara da LENTINI & VEZZANI (1975).

Il significato attribuito dai diversi Autori al Conglomerato Rosso è controverso; per TRUILLET (1968) a Forza d'Agrò i conglomerati, datati all'Eocene, sarebbero trasgressivi sulle “filladi” dell'Unità di Taormina e si correlerebbero stratigraficamente alla F.ne di Piedimonte affiorante all'esterno dell'edificio calabride.

Secondo ATZORI *et alii* (1977) il Conglomerato Rosso rappresenterebbe il deposito originariamente apicale della successione di Rocca Novara e marcherebbe un rapidissimo incremento della sedimentazione detritica, via via più grossolana, non più interpretabile come deposito trasgressivo sulle metamorfite, ma come una facies marginale comparabile con depositi coevi come il Flysch di Frazzanò.

Diversa è l'interpretazione di BONARDI *et alii* (1982), secondo i quali il Conglomerato Rosso sarebbe un deposito canalizzato, di delta subaereo o marino, presente alla base della F.ne di Stilo-Capo d'Orlando (equivalente al Flysch di Capo d'Orlando *Auct.*), la cui successione inizierebbe con depositi di mare basso o addirittura continentale. All'interno della successione, sono presenti grossi blocchi di natura calcarea e dolomitica di età giurassica, riferiti in letteratura all'Unità di Novara, che mostrano al letto strutture di carico e al tetto passaggi graduali con le arenarie e i conglomerati tipici del Flysch di Capo d'Orlando, fatti che permettono di interpretare tali elementi carbonatici come olistoliti nel Conglomerato Rosso.

LENTINI *et alii* (2000) riconoscono l'appoggio stratigrafico discordante del Conglomerato Rosso al tetto di più unità calabridi (CALIRI *et alii*, 1993; CARBONE *et alii*, 1994; LENTINI *et alii*, 1995a, 1995b; CATALANO *et alii*, e bibl. *ibidem* 1996), pertanto la formazione è stata scorporata dall'Unità di Rocca Novara e classificata come copertura tardorogena.

NIGRO (1994, 1997) e GIUNTA & NIGRO (1999) interpretano questo deposito come un sistema di conoidi torbiditiche progradanti che complessivamente rappresentano un *trend* distale-prossimale-distale (NIGRO, 1996), espressione della storia tectogenetica dell'edificio peloritano, nel sistema “avanfossa-fronte cine-

matico della catena in costruzione-bacini di *piggy back*”, sviluppatosi a partire dall’Oligocene superiore fino al Miocene inferiore.

La sedimentazione del Flysch di Capo d’Orlando si interrompe durante il Burdigaliano inferiore, a seguito del ricoprimento tettonico da parte di una coltre di argille variegata (Unità Tettonica Antisicilide di OGNIBEN, 1969). Si tratta di terreni costituiti da argille varicolori, spesso scagliettate, con addizionamenti di arenarie quarzose, calcareniti ad elementi neritici e calcari allodapici fini di età compresa tra il Cretacico ed il Terziario inferiore (LEONARDI, 1965; CAMPISI, 1977). Descritti per la prima volta da OGNIBEN (1960) come un retroscorrimento di porzioni di Unità Sicilidi, affiorano in prevalenza nelle zone più depresse dell’edificio peloritano e sovrascorrono, con un contatto generalmente poco inclinato, sulle successioni terrigene del Flysch di Capo d’Orlando e sulle unità cristalline.

In discordanza sull’Unità Antisicilide e sui terreni sottostanti poggiano le Calcareniti di Floresta, in lembi isolati poco sviluppati arealmente e con potenze massime dell’ordine del centinaio di metri, attribuite al Langhiano (BONARDI *et alii*, 1980; CARMISCIANO *et alii*, 1981), o al Burdigaliano superiore-Langhiano (CARBONE *et alii*, 1993; CALIRI *et alii*, 1993; LENTINI *et alii*, 1995a, 1995b; 2000). Nel settore nebrodico le unità sicilidi sono ricoperte in discordanza da depositi terrigeni del Flysch di Reitano di età Burdigaliano-Serravalliano (DE CAPOA *et alii*, 2004).

I depositi terrigeni del Serravalliano inferiore-Messiniano inferiore (LENTINI *et alii*, 1995a; DI STEFANO *et alii* 1997), presenti prevalentemente nella parte settentrionale dei Monti Peloritani, poggiano in discordanza su tutti i terreni più antichi.

Sono caratterizzati da un’estrema variabilità di facies, da pelitica a pelitico-sabbiosa fino a conglomeratica (LENTINI *et alii*, 1998; 2000), e la loro deposizione è legata allo sviluppo di bacini generati dall’attività tettonica distensiva connessa all’apertura del Bacino Tirrenico (BOCCALETTI *et alii*, 1972; FINETTI & DEL BEN, 1986; FINETTI *et alii*, 1996).

I depositi del Messiniano superiore sono costituiti da calcari evaporitici, gessi ed argille gessose per lo più affioranti in piccoli ed isolati lembi lungo la costa tirrenica.

Le successioni plioceniche affiorano, in modo discontinuo ed arealmente limitato, nei settori settentrionali dei Monti Peloritani, e sono rappresentate da marne e calcari marnosi (Trubi) del Pliocene inferiore, su cui poggiano in discordanza sedimenti prevalentemente sabbioso-calcarenitici del Pliocene superiore-Pleistocene inferiore (DI STEFANO & LENTINI, 1995; DI STEFANO, 1996; LENTINI *et alii*, 2000). Queste successioni sono contraddistinte da un appoggio discordante e diacrono su differenti termini del substrato, tanto che nell’area del Foglio “Patti” hanno età Pleistocene inferiore fin dalla base (DI STEFANO, 1996; CATALANO & DI STEFANO, 1997). In questa zona, discordante sui Trubi, si rinvengono un’alternanza di sabbie e marne con livelli fossiliferi ad ostree, che evolve verso l’alto a termini

sabbioso-calcarenitici della parte bassa del Pleistocene inferiore (Sabbie e calcareniti di “Patti”).

Nei dintorni di Naso, sul Flysch di Capo d’Orlando poggia una successione a carattere trasgressivo, riferita al Pleistocene medio (DI STEFANO & CALIRI, 1996; CARBONE *et alii*, 1998; LENTINI *et alii*, 2000), costituita alla base da livelli conglomeratici, passanti lateralmente e verso l’alto a calcareniti e sabbie, e al tetto a depositi argillosi (Formazione di Naso, cfr. formazione delle Calcareniti di S. Corrado, Foglio “Messina-Reggio di Calabria”).

I depositi plio-pleistocenici sono confinati prevalentemente entro depressioni costiere, che rappresenterebbero l’espressione sedimentaria di una pronunciata attività neotettonica (LENTINI *et alii*, 1990, 1994; FINETTI *et alii*, 1996; GIUNTA *et alii*, 1998).

Gli orizzonti del Pleistocene medio sono attualmente rinvenibili a quote differenti nei diversi settori del margine tirrenico. Essi raggiungono le quote massime nei blocchi rialzati lungo la gradinata di faglie normali del margine settentrionale (CATALANO & CINQUE, 1995).

Nell’area dello Stretto di Messina affiorano i depositi conglomeratici che costituiscono la successione tipo delle “Ghiaie e sabbie di Messina”, nota anche come “Formazione di Messina”. Questa, considerata da JACOBACCI *et alii* (1961), ASCENZI & SEGRE (1971), OGNIBEN (1974), BONFIGLIO (1974), ATZORI *et alii* (1978), DI GERONIMO *et alii* (1978), GHISETTI (1981), BONFIGLIO & VIOLANTI (1983) e ATZORI *et alii* (1983) discordante e trasgressiva sul substrato ed ascritta al Pleistocene inferiore e/o al Pleistocene medio, viene attribuita da SELLI (1978) ad un ambiente deltizio alimentato dalle fiumare. SAURET (1980) e BARRIER (1984) la considerano come una “facies deltizia, regressiva e diacrona a progradazione centripeta verso il centro dello Stretto, generata dall’accelerazione del sollevamento dell’entroterra cristallino.

BONFIGLIO & VIOLANTI (1983) distinguono la facies inferiore di delta marino, di colore grigiastro, da quella superiore di delta continentale, di colore rossastro. BARRIER (1984) descrive le geometrie del sistema deltizio, depositosi su ambedue le sponde dello Stretto dal Pleistocene inferiore ad oggi, riconoscendo un bottomset (argille epibatiali e sabbie a *Chlamys septemradiata*), un foreset (ghiaie clinostratificate) e un topset (depositi terrazzati eutirreniani).

Per quanto riguarda l’assetto strutturale della porzione dell’edificio affiorante nel Foglio “Patti” GIUNTA *et alii* (1998) hanno ricostruito l’ordine sequenziale dei sistemi di *thrust* e faglie, che viene discusso nei capitoli successivi.

III - INQUADRAMENTO GEOLOGICO REGIONALE

Il Foglio “Patti” fa parte del settore meridionale dell’Arco-Calabro (BONARDI & GIUNTA, 1982), che dal Miocene inferiore rappresenta la porzione più interna della terminazione orientale della Catena Maghrebide. Pertanto, come in tutto l’Arco-Calabro, le aree in esame presentano alcune delle problematiche connesse con il raccordo tra Appennino meridionale e Maghrebidi siciliane (GIUNTA, 1985).

La Catena Maghrebide Siciliana è scomponibile in tre elementi di primo ordine: “esterno”, sicilide ed “austroalpino” che affiorano dal più esterno al più interno da ovest verso est, a causa delle fasi deformative connesse con l’“apertura” del Bacino Tirrenico a partire dal Tortoniano superiore. La segmentazione dell’orogene, la torsione dell’arco e la sua migrazione verso SE sono connesse all’apertura del Tirreno, con velocità ed entità di espansione massima nella parte meridionale, alla rotazione antioraria della penisola italiana e alla subduzione della placca ionica (SCANDONE, 1979; MALINVERNO & RYAN, 1986; ROYDEN *et alii*, 1987; PATACCA & SCANDONE, 1989; BEN AVRAHAM *et alii*, 1990; LENTINI *et alii*, 1994, FINETTI *et alii*, 1996).

Nel Foglio “Patti” affiorano l’elemento “austroalpino” e parte di quello sicilide. L’edificio tettonico è composto da una serie di falde di basamento sovrapposte ad un sistema a *thrust* inferiore: il superiore appartiene alla Catena Kabilo-Calabride, e rappresenta un *thrust belt* Africa-vergente, che si estende, nei settori emersi ed in quelli sommersi, dalla costa settentrionale dell’Africa (Kabylie) all’Italia meridionale; quello inferiore rappresenta la terminazione orientale del

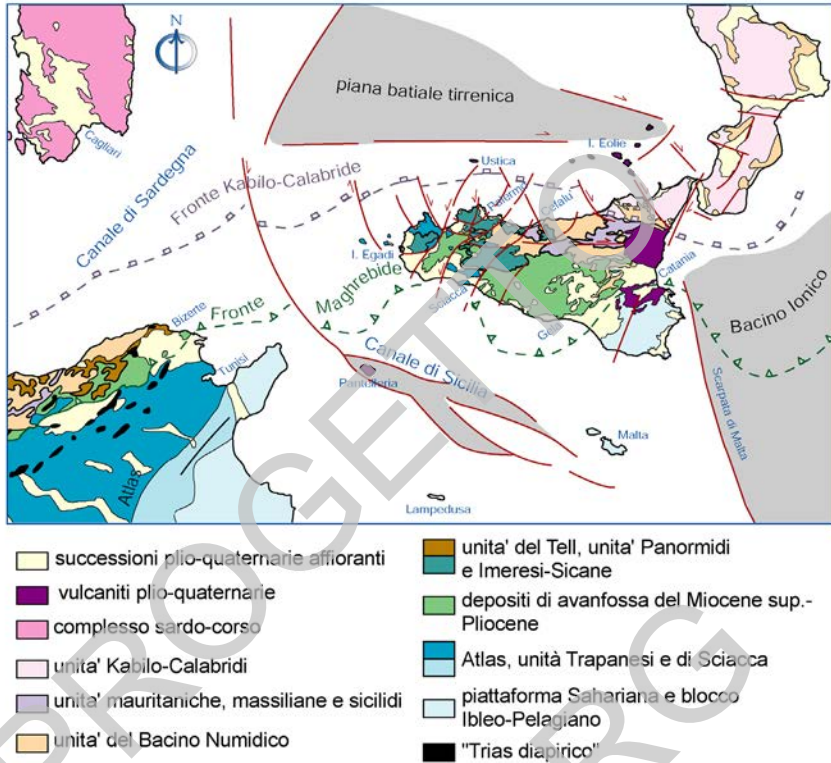


Fig. 3 - Schema geologico della regione centro mediterranea e peritirrenica.

sistema Maghrebide, che è un *thrust belt* a falde di copertura affiorante con continuità attraverso il Tell fino alla Sicilia (Fig. 3).

La Catena Kabilo-Calabride nei M. ti Peloritani è costituita da una serie di unità tettoniche messe in posto a partire dall'Oligocene superiore con vergenza meridionale (Fig. 4).

A saldatura delle prime fasi tettonogenetiche si è depositata nell'Oligocene superiore-Miocene inferiore e diacronicamente la formazione terrigena del Flysch di Capo d'Orlando, che a sua volta è stata ricoperta dalle coltri "antisicilidi", a loro volta "saldate" da depositi carbonatico-terrigeni del Miocene inferiore-medio (Calcareniti di Floresta).

I rapporti geometrici con i terreni dei settori più esterni della catena, Sicilidi dei Monti Nebrodi, sono espressi da un lineamento tettonico di importanza regionale, noto come Linea di Taormina (GIUNTA *et alii*, 1989) affiorante lungo l'allineamento S. Fratello (costa tirrenica)-F. Alcàntara (costa ionica).

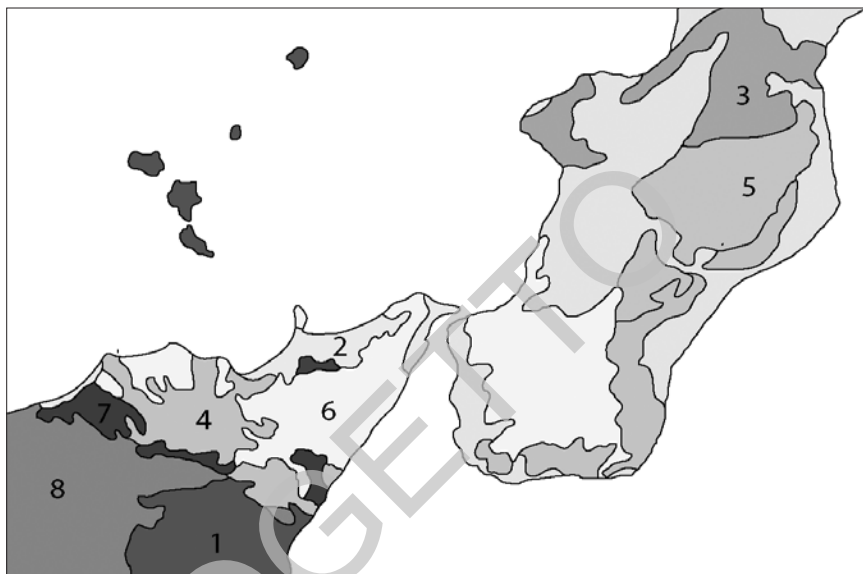


Fig. 4.- Schema tettonico dell'Arco Calabro-Peloritano (da BONARDI & GIUNTA, 1982, mod). 1: Vulcaniti dell'Etna e delle Eolie, 2: Coperture clastiche (Tortoniano sup.-Olocene); 3: Unità austroalpine del settore settentrionale dell'Arco; 4: Formazione di Stilo-Capo d'Orlando; 5: Unità di Stilo; 6: Unità dell'Aspromonte, Unità Mandanici, Unità Fondachelli; 7) Unità Longi-Taormina; 8) Unità Maghrebidi.

La geometria delle principali unità affioranti nel Foglio "Patti", costituite da sequenze di basamento cristallino pre-triassico e/o di coperture carbonatico-terrigene meso-cenozoiche, consiste in un sistema a *thrust* (*flat e ramp*) successivamente embriciato, e poi interessato da una tettonica di *stretching* epidermico, e a luoghi modestamente raccorciato da faglie ad alto angolo spesso fuori sequenza (*breaching*).

Le fasi neotettoniche sono ben riconoscibili in una griglia di faglie *strike e net slip* (prevalentemente NO-SE e NE-SO), che hanno a tratti obliterato i precedenti rapporti di sovrapposizione tra le varie unità che costituiscono l'impalcatura "alpina" dell'orogene.

Nei Monti Peloritani le unità tettoniche di ordine principale, dal basso verso l'alto, sono: Unità di Longi-Taormina - Unità di Fondachelli - Unità di Mandanici - Unità dell'Aspromonte. Non è presente l'Unità di Stilo, che costituisce l'unità più alta strutturalmente di tutto l'Arco e affiora solo in Calabria (Fig. 5).

Il recente riconoscimento dell'Unità del Mela (MESSINA *et alii*, 1992 e segg.), interposta tra le Unità di Mandanici e dell'Aspromonte, se confermata imporrebbe una ridefinizione della geometria dell'edificio tettonico e una revisione dei litotipi costituenti i vari basamenti.

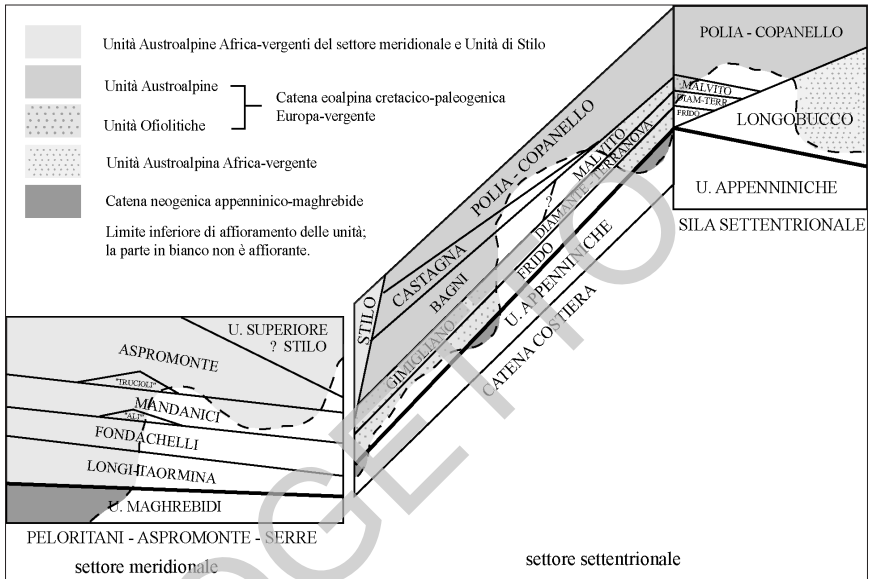


Fig. 5 - Schema dei rapporti geometrici tra le unità tettoniche dell'Arco Calabro-Peloritano (da BONARDI & GIUNTA, 1982, mod.).

L'unità tettonica più profonda, Unità di Longi-Taormina, è costituita da un basamento epimetamorfico su cui giacciono discordanti varie successioni sedimentarie di margine continentale (LENTINI & VEZZANI, 1975; BONARDI *et alii*, 1976); essa è suddivisa in tre Sottounità, dal basso verso l'alto: Longi, Monte S. Pietro e San Marco d'Alunzio. Queste Sottounità sono sovrapposte alle unità Sicilidi dei Monti Nebrodi e si estendono in sottosuolo con andamento suborizzontale dal settore meridionale dei Monti Peloritani fino al margine tirrenico siciliano.

L'Unità di Longi-Taormina è sovrascorsa dall'Unità di Fondachelli, costituita da filladi e quarziti di basso grado metamorfico, con brandelli di coperture sedimentarie mesozoiche, la principale delle quali è l'Unità di Ali (ATZORI, 1968; TRUILLET, 1968; GIUNTA & SOMMA, 1996) sul versante ionico dei Peloritani.

Al tetto delle unità epimetamorfiche affiora un'unità filladica (Unità di Mandanici), formata da un basamento ercinico, polifasico di BP e T variabile dalla facies scisti verdi, zona a clorite, fino all'inizio della facies anfibolitica. La copertura sedimentaria, molto ristretta, è stata attribuita all'Unità di Ali da CIRRINCIONE & PEZZINO (1991), oppure all'Unità di Rocca Novara da LENTINI & VEZZANI (1975) e ATZORI *et alii* (1977). Al contrario la sequenza di Rocca Novara, caratterizzata da breccie giurassiche di margine di piattaforma, passanti poi a facies pelagiche con calcari marinosi ad Aptici e marne in facies di "Scaglia", è stata interpretata da BONARDI *et alii* (1982) come olistoliti addizionati alla parte basale del Flysch di Capo d'Orlando.

In tempi recenti, come più sopra accennato, è stata riconosciuta l'Unità del Mela da MESSINA (1995), MESSINA *et alii* (1996) costituita prevalentemente da micascisti e paragneiss paleozoici, con locali metabasiti e marmi, in facies anfibolitica di MP e MT fino alla facies scisti verdi di AT, con relitti di un evento eclogitico pre- o eo-varisico. Ancora più recentemente è stata riconosciuta (MESSINA, 1998a, 1998b; MESSINA *et alii*, 1998) l'Unità di Piraino costituita da filladi interposte tra l'Unità di Mandanici e l'Unità del Mela o dell'Aspromonte. Nell'area del Foglio "Patti", non possedendo dati inequivocabili per definirne la singolarità strutturale, le due citate unità sono state interpretate la prima come una patofacies dell'Unità dell'Aspromonte e la seconda come petrofacies dell'Unità di Mandanici.

L'Unità dell'Aspromonte (OGNIBEN, 1960; LENTINI & VEZZANI, 1975) è formata da un basamento di metamorfiti e plutoniti interessato da un metamorfismo ercinico in facies anfibolitica, intruso da plutoniti tardo-erciniche e riequilibrato da una sovraimpronta alpina di intensità variabile, dalla facies scisti verdi fino all'inizio di quella anfibolitica, ed è totalmente priva di coperture sedimentarie mesozoiche. Al tetto delle unità di basamento affiorano i depositi terrigeni sin- e tardorogeni, organizzati in successioni sovrapposte e delimitate da discordanze angolari che attestano i diversi stadi della deformazione (BONARDI *et alii*, 1980; LENTINI *et alii*, 1995a; GIUNTA & NIGRO, 1999). I sedimenti più antichi sono rappresentati dalla formazione del Flysch di Capo d'Orlando (Oligocene superiore-Miocene inferiore); i rapporti geometrici di questi depositi con il substrato testimoniano che la loro deposizione è avvenuta all'interno di depocentri controllati da scaglie tettoniche embriate (CATALANO & DI STEFANO, 1996; CATALANO *et alii*, 1996; GIUNTA & NIGRO, 1999).

La sedimentazione tardorogena è stata interrotta dall'arrivo della coltre delle Argille Scagliose Antiscilidi (LENTINI & VEZZANI, 1978) sui livelli burdigaliani del Flysch di Capo d'Orlando. Su tali coltri poggiano in discordanza le Calcareniti di Floresta (OGNIBEN, 1960) del Burdigaliano superiore-Langhiano inferiore (CARBONE *et alii*, 1993).

Come precedentemente accennato le unità peloritane affiorano in contatto tettonico lungo la Linea di Taormina, con le unità più elevate della Catena Maghrebide (Unità Sicilidi). Queste sono rappresentate da sequenze sedimentarie dell'intervallo Cretacico inferiore-Oligocene, smembrate in unità tettoniche e sovrapposte lungo livelli di scollamento che si impostano in corrispondenza di orizzonti più plastici presenti a varie altezze stratigrafiche.

Tale insieme di unità tettoniche, corrisponde al "Complesso Sicilide" di OGNIBEN (1960), costituito da due unità stratigrafico-strutturali (Falda di Cesarò e la sottostante Falda di Troina); esse sarebbero derivate dalla deformazione di un'unica successione stratigrafica. La loro messa in posto si sarebbe realizzata attraverso una fase di scollamento e successivo trasporto tettonico dei livelli eocenici (Falda di Troina), ed il successivo ricoprimento tettonico da parte della originaria

base stratigrafica supra-cretacica (Falda di Cesarò), determinando una generale inversione dei rapporti originari. Tale interpretazione, alla luce di moderni studi stratigrafici e strutturali, ha subito numerose revisioni soprattutto per quello che riguarda la suddivisione interna del “Complesso” in unità stratigrafico-strutturali. Le predette due unità vengono in chiave moderna reinterpretate come, dal basso: Unità di Nicosia, Unità di Troina, Unità di M. Pomiere e Unità di M. Soro (GIUNTA *et alii*, 1982). Nell’ambito di quest’ultima, unica affiorante nell’area del Foglio “Patti”, viene individuata dalla scuola catanese una ulteriore unità: l’Unità delle “Argille Scagliose Superiori” (LENTINI *et alii*, 1996). Questa sarebbe costituita da una sequenza argilloso-arenacea che ricopre con un contatto di scollamento il Flysch di Monte Soro.

L’Unità di M. Soro è rappresentata nel Foglio “Patti” dal Flysch di Monte Soro; questo è costituito da un’alternanza di calcilutiti e/o calcareniti e argilliti grigie laminate passanti ad una alternanza di quarzareniti compatte verdastre o grigio scure, il cui spessore aumenta verso l’alto, con intercalazioni di argilliti fogliettate di colore verde o rosso vinaccia. Al tetto dell’Unità di M. Soro giacciono le “Argille Scagliose Superiori” dell’Unità di Poggio Pracino, costituita da una sequenza più o meno ordinata di argille e argille marnose alternate a calcilutiti allodapiche spesso marnose.

Nel Foglio “Patti” la più alta unità strutturale riconosciuta nell’ambito delle Unità Sicilidi è l’Unità di Contrada Lanzeri; questa è costituita da arenarie torbiditiche e conglomerati ad elementi filladici e gneissici provenienti dai basamenti delle unità peloritane, passanti verso l’alto a radiolariti rossastre e torbiditi silicizzate con intercalazioni di microbreccie (F.ne di C da Lanzeri di BOUILLIN *et alii*, 1995).

Le tre unità appena descritte deriverebbero dallo smembramento di un’unica successione di età compresa tra il Giurassico superiore ed il Cretacico superiore, originariamente interamente attribuita al Flysch di Monte Soro (AMODIO-MORELLI *et alii*, 1976) di cui la F.ne di C.da Lanzeri (qui interpretata come unità tettonica) costituirebbe la originaria porzione basale, le “Argille Scagliose Superiori” la porzione mediana ed il Flysch di Monte Soro la porzione sommitale.

A partire dal Miocene medio una radicale trasformazione del regime tettonico-sedimentario caratterizza i settori occupati dalla Catena Kabilo-Calabride, quale risposta all’inizio dell’apertura del Bacino Tirrenico. Questo evento è contraddistinto da una generale inversione delle direzioni di drenaggio e di trasporto del materiale detritico verso depocentri più settentrionali, determinando la deposizione di altre unità sedimentarie, che affiorano prevalentemente lungo il bordo tirrenico ed alto ionico in un intervallo cronologico compreso tra il Miocene medio e il Pleistocene.

Le informazioni relative all’assetto strutturale del settore *offshore* del Foglio provengono da indagini geofisiche (sismica a riflessione e rifrazione, studio della

sismicità). Tali indagini hanno consentito il riconoscimento di corpi rocciosi considerati la prosecuzione sommersa delle unità affioranti. Queste ultime descritte nel Foglio (parte a terra) sono costituite prevalentemente da rocce metamorfiche e in parte ignee delle unità dell'Arco Calabro-Peloritano (ACP), su cui poggiano, in discordanza, depositi dell'intervallo Miocene-Pleistocene (FABBRI & CURZI, 1979; FABBRI *et alii*, 1981).

PROGETTO
CARG

PROGETTO

CARG

IV - STRATIGRAFIA DELLE UNITA' TETTONICHE

Nell'ambito del Foglio "Patti" affiorano terreni assimilabili a diverse unità tettoniche, residui della deformazione di differenti paleo-domini, oggi riferibili a due settori di catena: Kabilo-Calabride e Maghrebide.

In questo capitolo vengono trattati i caratteri litologici, stratigrafici e giaciture dei terreni appartenenti a tali unità tettoniche, dal basso verso l'alto, secondo il loro ordine di sovrapposizione lungo superfici di sovrascorrimento principale. Non sempre sono stati cartografati quei contatti tettonici classificati come sovrascorrimenti secondari (II ordine) e faglie inverse che definiscono sottounità, embriici, *duplex* e *breaching* di limitata estensione areale.

Di seguito vengono descritte le unità tettono-stratigrafiche nell'ordine della loro sovrapposizione iniziando da quelle strutturalmente più basse. L'adozione di tale criterio sembra permettere una più agevole comprensione dell'assetto strutturale e della cinematica di costruzione della catena, descrivendo le singole unità tettoniche e successivamente le formazioni terrigene che chiudono le varie fasi tetto-genetiche. Di ogni unità o sottounità tettonica si descrivono i principali litotipi in ordine stratigrafico (formazioni e membri). Nei terreni di basamento, dove raramente è possibile ricostruire una stratigrafia originaria, si descrivono i principali litotipi in funzione della percentuale di prevalenza in affioramento. Per tutti i termini litologici, ove necessario, vengono date informazioni sulla geometria mesoscopica.

Da ultimo vengono trattati i depositi quaternari, marini e continentali e i terreni distribuiti ubiquitariamente in tutta l'area del Foglio.

1 - UNITÀ MAGHREBIDI (SETTORE NEBRODICO)

1.1. - UNITÀ SICILIDI

Le Unità Sicilidi costituiscono un orizzonte strutturale continuo, che affiora estesamente a letto delle unità cristalline del settore Kabilo-Calabride comprendendo i Monti Nebrodi e parte delle aree più a sud di questi; tali unità sovrascorrono con vergenza meridionale sulle unità maghrebidi più esterne.

Nel Foglio “Patti” affiorano le unità sicilidi più elevate, Unità di Monte Soro, Unità di Poggio Pracino e Unità di C.da Lanzeri. Esse sono costituite dai terreni prevalentemente di età cretacea del Flysch di Monte Soro, dalle “Argille Scagliose Superiori” e dalle successioni radiolaritiche di C.da Lanzeri.

Le porzioni cretatico-paleogeniche delle sequenze sicilidi, non presenti nel Foglio “Patti”, sono costituite da litofacies prevalentemente argillitiche (Argille Varicolori *s.l.*) e da successioni miste tuftico-silicoclastiche dell'Oligocene superiore-Miocene inferiore (Tufti di Tusa e Flysch di Troina-Tusa, GUERRERA & WEZEL, 1974; LENTINI *et alii*, 1987), passanti lateralmente a serie miste litarenitico-quarzarenitiche (Flysch Numidico dell'Unità di Nicosia, GIUNTA, 1985 GRASSO *et alii*, 1987) e, infine, da sequenze argilloso-quarzarenitiche dell'Oligocene superiore-Burdigaliano (Flysch Numidico dell'Unità di M. Salici di CARBONE *et alii*, 1990; LENTINI *et alii*, 1987, 1996a).

Le unità Sicilidi affiorano nella porzione sud-orientale del Foglio e, in limitati lembi, in finestra tettonica, lungo l'allineamento Marina di Torrenova-F. Milè-F. di S. Basilio (a sud di Longi) e sono di seguito descritte da quella più bassa.

1.1.1. - Unità tettonica di Monte Soro

I terreni di questa unità affiorano tra S. Domenica e Piano Dino, ad ovest di Alcara li Fusi e il T. Fiumetto, al di sotto del contatto di sovrascorrimento principale con la sovrastante Unità di Poggio Pracino, e sono rappresentati da un'unica formazione:

1.1.1.1. - Flysch di Monte Soro (**SOR**)

Si tratta di una formazione torbiditica costituita da una litofacies argilloso-calcareo (**SOR_a**) prevalente alla base e talora al tetto della successione e da una mediana quarzarenitico-argillosa (**SOR_b**). Nell'area del Foglio affiora la parte medio-bassa della successione con uno sviluppo maggiore della litofacies quarzarenitico-argillosa (Fig. 6).



Fig. 6 - Flysch di Monte Soro, litofacies quarzarenitico-argillosa (SOR_a). A sud di Portella Gazzana.

La litofacies basale (SOR_a) è caratterizzata da argille e argille marnose grigiastre finemente laminate, e da marne grigie a frattura concoide in strati da sottili a medi. Lo spessore di questa litofacies è difficilmente calcolabile poiché non ne affiora la base, ma non è inferiore a 50 m. Nel limitrofo Foglio “Randazzo”, alle argille della litofacies SOR_a si alternano calcari allodapi-

ci marnosi e calcilutiti costituiti essenzialmente da nannofossili, oltre a radiolari, spicole di spugna ed *Heterohelicidae Calcisphaerulidae* e calpionelle. Le associazioni a nannofossili sono caratterizzate da *Nannoconus spp.*, *Stradneria crenulata* (BRAMLETTE & MARTINI), *Micrantholithus obtusus* STRADNER, *Watzanaueria barnesae* (BLACK), *Calcicalathina oblongata* (WORSLEY), *Crucialipsis cuvillieri* (MANIVIT), *Rucinolithus terebrodentarius* (APPLEGATE *et alii*), indicativi dell'intervallo Valanginiano-Barremiano (PERCH-NIELSEN, 1985a).

La litofacies argillosa passa eteropicamente a quella arenitico-pelitica (SOR_b). Essa è caratterizzata da torbiditi argilloso-arenacee costituite da argille scagliettate grigie e nere, localmente policrome da bruno a verdastro, in fitta alternanza con strati sottili di quarzareniti verdastre a grana fine, passanti verso l'alto a quarzareniti feldspatiche grigio-giallastre, massive o in banchi per amalgamazione. Alla base degli strati si osservano strutture sinsedimentarie da carico e da corrente, anche molto vistose. I campioni provenienti da questa litofacies sono risultati costantemente privi di microfossili; pochi campioni raccolti nei livelli argillosi e nelle calcilutiti grigie mostrano scarse associazioni a nannofossili, povere e mal conservate. Al di fuori dell'area del Foglio (cfr. Foglio “Randazzo”) i campioni fossiliferi mostrano un'associazione a nannofossili caratterizzata da *Micula decussata* VEKSHINA, *Micula spp.*, *Praediscosphaera cretacea* (ARKHANGELSKY), *Arkhangelskiella cymbiformis* VEKSHINA, che consente di estendere l'età della formazione al Campaniano.

Lo spessore, difficilmente calcolabile a causa di duplicazioni tettoniche, varia da pochi metri a 350 m.

1.1.2. - Unità tettonica di Poggio Pracino

I terreni di questa unità sono interposti tra le unità di C.da Lanzeri e quella del Monte Soro, e affiorano nel margine sud-occidentale del Foglio a contatto con le

Unità Kabilo-Calabridi, ed in finestra tettonica nei dintorni di Torrenova e di Longi.

Quest'unità è stata denominata da LENTINI *et alii* (1996a, 1996b) Unità delle “Argille Scagliose Superiori” riproponendo l'originario termine di OGNIBEN (1960), a differenza di DUEÈ (1969) e di GIUNTA *et alii* (1982) che la assimilano all'Unità di Monte Soro. Rimane tuttavia da chiarire se il contatto tra l'Unità di Poggio Pracino e l'Unità di Monte Soro è interpretabile come un ricoprimento di carattere regionale, o piuttosto corrisponda ad una superficie di scollamento sviluppatasi all'interno di un'unica successione originaria.

E' costituita da:

1.1.2.1. - “Argille Scagliose Superiori” (ASF)

Si tratta di una sequenza torbiditica a prevalente matrice argillosa di colore grigio piombo, con caratteristici livelli di calciluti marnose di colore avana, a frattura prismatica. La sequenza affiora spesso in assetto caotico, con i litotipi più tenaci immersi in quelli argillosi costituiti da quarzareniti talora argillose, analoghe a quelle attribuite al Flysch di Monte Soro, da cui si distinguono unicamente sulla base della loro posizione geometrica. La “sequenza” in esame infatti, è interpretabile come l'originario substrato sedimentario del Flysch di Monte Soro, oggi in posizione tettonica invertita, più elevata rispetto a quest'ultimo (Fig. 7). La litofacies principale è argilloso-marnoso-calcareo (ASF), con intercalazioni argilloso-arenacee (ASF_a) verso l'alto.



Fig. 7 - Contatto tettonico tra il Flysch di Monte Soro (in basso) e le “Argille Scagliose Superiori”. Presso Alcara Li Fusi.

La litofacies ASF è caratterizzata da argille marnose e marne argillose grigio-nerastre con livelli medio-sottili di torbiditi calcareo-marnose grigiastre, avana all'alterazione.

In questi livelli sono frequenti laminazioni ondulate e convolute e strati, da molto sottili a sottili, di torbiditi calcaree grigiastre, spesso a granulometria grossolana gradata (intervallo T_a della sequenza di Bouma); in alcuni livelli sono presenti brecciole a tintinnidi.

La litofacies argilloso-arenacea (ASF_a) è rappresentata da torbiditi silicoclastiche prevalenti al tetto della sequenza, caratterizzata da un estremo grado di tettonizzazione che difficilmente consente di ricostruire la stratigrafia.

Le arenarie sono subarcose in strati di spessore da decimetrico a metrico, con stratificazione piano parallela; la granulometria è medio-fine e la composizione piuttosto omogenea a quarzo prevalente e scarse percentuali di litici cristallini, per lo più ruditici, e rarissimi clasti carbonatici.

In presenza di addizionamenti litici, cristallini e carbonatici, si può avere qualche accenno di gradazione.

I campioni arenitici sono totalmente sterili.

Nelle argille marnose COCCIONI & MONECHI (1994) segnalano microfaune piuttosto scarse dell'intervallo compreso tra la biozona a *Hedbergella sigali* e la biozona a *Schakoina cabri* (SIGAL, 1977) e nannoflore delle zone a *Lithraphidites bollii* e a *Chiastozygus litterarius* (SISSINGH, 1977; PERCH-NIELSEN, 1985a) dell'intervallo Hauteriviano-Aptiano.

Nel Foglio "Randazzo", immediatamente al confine col Foglio "Patti", tra Serra dei Ladri e Serra Corona, alla base di un livello calcareo-marnoso è stato segnalato il rinvenimento di un esemplare di *Macrocephites yvani* (PUZOS), descritto da LENTINI (1973b). L'esemplare è intero e discretamente conservato per cui si esclude un rimaneggiamento e ciò confermerebbe l'età Cretacico inferiore.

Sempre nel Foglio "Randazzo", campioni sparsi raccolti in corrispondenza dei livelli basali delle marne contengono nannoflore a *Stradneria crenulata* (BRAMLETTE & MARTINI), *Micrantolihus obtusus* REINHARDT, *Watznaueria ovata* BUKRY, *Cruciellipsis cuvielleri* che ribadiscono l'età Cretacico inferiore (fino all'Aptiano, PERCH-NIELSEN, 1985a); mentre campioni provenienti dai livelli alti della litofacies ASF hanno fornito associazioni a nannofossili a *Micula spp.*, *Prædiscosphaera cretacea* (ARKHANGELSKY), *Quadrum sissinghii* PERCH-NIELSEN, che estenderebbero l'età della formazione al Campaniano.

In questo caso, ammesso che tali campioni non provengano da intervalli del Flysch di Monte Soro, le "Argille Scagliose Superiori" risulterebbero anche in eteropia con il Flysch di Monte Soro stesso.

Lo spessore complessivo della sequenza, difficilmente stimabile per la notevole caoticizzazione, non dovrebbe superare i 400 m.

1.1.3. - Unità tettonica di Contrada Lanzeri

Rappresenta la più alta strutturalmente tra le Unità Sicilidi, e affiora in tre piccoli lembi lungo la strada che collega gli abitati di Alcara li Fusi e Longi, a sud dell'Eremo di S. Nicola (C.da Lanzeri, toponimo a scala 1:25.000). Essa è costituita interamente dai terreni della formazione di C.da Lanzeri (BOUILLIN *et alii*, 1995), che rappresentano l'originaria porzione basale del Flysch di Monte Soro.

1.1.3.1. - formazione di C.da Lanzeri (RLA)

È costituita da siltiti ed arenarie torbiditiche di colore bruno-rossastro, passanti a conglomerati ad elementi filladici e gneissici provenienti dai basamenti delle unità peloritane e dalle relative coperture giurassiche; queste ultime sono rappresentate da ciottoli di calcari a Saccocoma di età kimmeridgiana. La parte superiore della successione è costituita da qualche metro di torbiditi silicizzate e subordinate radiolariti rossastre (Fig. 8) con intercalazioni di brecciole con strutture sinsedimentarie (*slump*), e livelli clastico-detritici (Fig. 9).



Fig. 8 - Radiolariti e siltiti silicizzate della formazione di C.da Lanzeri. A est di Alcara li Fusi.

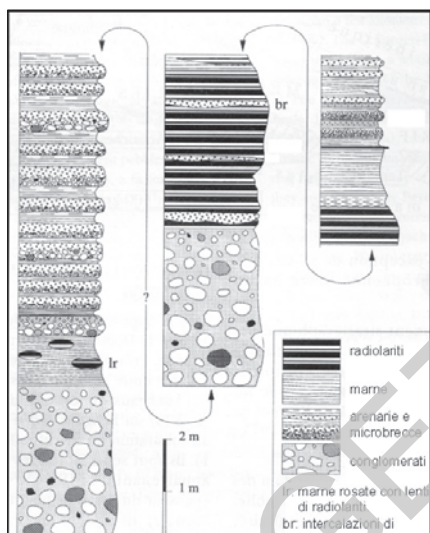


Fig. 9 - Successione stratigrafica della formazione di C.da Lanzeri (da BOULLIN et alii, 1995, mod.).

menti *Calpionella alpina* LORENZ s.s. e, talvolta, *Calpionella elliptica* CADISH e *Crassicollaria cf. parvula*, *Crassicollaria cf. parvula* REMANE, associazione faunistica indicante un'età Berriasiano medio.

Lo spessore massimo affiorante si aggira intorno a 50 m, e non è facilmente calcolabile a causa della spessa copertura detritica.

I livelli radiolaritici contengono alla base *Sethocapsa cetia* (FOREMAN) e *Acanthocircus dicranacanthos* (SEQUINABOL) la cui presenza si rileva a partire dai livelli di età kimmeridgiana (BAUMGARTNER, 1987).

Alcuni campioni contengono anche *Ristola altissima* (RÜST). I livelli più alti delle radiolariti contengono *Ristola cretacea* (BAUMGARTNER), la cui presenza si rileva a partire dal Titonico inferiore-medio (JUD, 1994) o dal Titonico superiore (BAUMGARTNER, 1987) fino al Valanginiano. Pertanto la facies radiolaritica è prevalentemente titonica, talvolta kimmeridgiana, alla base, fino a berriasiana nei livelli superiori. Le radiolariti sono ricoperte da una alternanza di marne e microbreccie calcaree conte-

2. - UNITÀ KABILO-CALABRIDI (SETTORE PELORITANO)

Nel Foglio “Patti”, le Unità Kabilo-Calabridi comprendono tutte le unità di basamento con resti delle originarie coperture meso-cenozoiche, messe in posto in età paleogenica e saturate da livelli tardorogeni a partire dall’Oligocene superiore. Costituiscono un edificio a *thrust* sovrascorso sulle Unità Maghrebidi lungo una superficie affiorante da S. Fratello al F. Alcàntara e nota in letteratura come

Linea di Taormina (SCANDONE *et alii*, 1974; AMODIO-MORELLI *et alii*, 1976; GIUNTA *et alii*, 1989).

L’Unità Kabilo-Calabride più profonda, l’Unità di Longi-Taormina, è costituita da un basamento epimetamorfico ricoperto da successioni sedimentarie di margine continentale evolvente a bacino. Quest’unità costituisce il fronte meridionale dei M. Peloritani, si estende in sottosuolo verso nord, ed è suddivisibile in sottounità.

Alcune sottounità dell’Unità di Longi-Taormina vengono elevate da LENTINI & VEZZANI (1975) al rango di unità a sé stanti sulla base del contatto di ricoprimento che marcherebbe accavallamenti di notevole estensione areale, e di alcune differenze nei caratteri litologici delle coperture sedimentarie, imputabili a variazioni degli ambienti deposizionali.

Secondo AMODIO-MORELLI *et alii* (1976) e BONARDI *et alii* (1976, 1993) i terreni già ascritti da LENTINI & VEZZANI (1975) alle Unità di Capo S. Andrea, Longi-Taormina e S. Marco d’Alunzio, costituiscono un’unica unità alpina, l’Unità di Longi-Taormina, anche se in essa sono individuabili più scaglie tettoniche (Sottounità Longi e Monte S. Pietro) spesso caratterizzate da diversa evoluzione paleotettonica, alla quale, nella presente nota si aggiunge la Sottounità S. Marco d’Alunzio.

Geometricamente interposta tra l’Unità di Longi-Taormina e la sovrastante Unità di Mandanici, affiora l’Unità di Fondachelli (BONARDI *et alii*, 1976, 1993), costituita quasi esclusivamente da un basamento epimetamorfico pre-alpino e da lembi di copertura mesozoica.

Al tetto delle unità epimetamorfiche affiora l’unità filladica di Mandanici (GHEZZO, 1967; OGNIBEN, 1969, 1970), cui andrebbe attribuito il frammento di successione carbonatica mesozoica affiorante nella F.ra S. Angelo di Brolo.

CALIRI *et alii* (1993) e LENTINI *et alii* (1995, 2000) attribuiscono all’Unità di Mandanici anche i blocchi carbonatici di Rocca Novara, che invece, in accordo con BONARDI *et alii* (1982) vengono qui riferiti ad olistoliti nel Conglomerato Rosso alla base del Flysch di Capo d’Orlando.

L’unità cristallina in posizione più elevata nei Monti Peloritani è costituita dai terreni di medio-alto grado metamorfico dell’Unità dell’Aspromonte, priva di copertura meso-cenozoica. In tale unità vengono inclusi anche i terreni ascritti da MESSINA *et alii* (1995, 1997) all’Unità del Mela, sulla base di caratteri petrologici

peculiari diversi da quelli dell'Unità dell'Aspromonte; essa ne occuperebbe, secondo gli AA., la porzione più profonda e sarebbe formata da metamorfiti pre- o Eo-Varisiche in facies eclogitica, riequilibrata in età varisica in metamorfiti in facies anfibolitica.

Non essendo stati rinvenuti nell'area del Foglio "Patti" i contatti tettonici segnalati dai suddetti AA., i terreni già ascritti all'Unità del Mela vengono considerati una petrofacies dell'Unità dell'Aspromonte ad evoluzione tettonometamorfica più antica. Al tetto delle unità metamorfiche affiorano depositi terrigeni delimitati alla base da discordanze angolari, che marciano i diversi stadi della tetto-genesi oligo-miocenica. La deposizione di queste successioni coincide con l'inizio della messa in posto di embrici e *duplex* che si realizzerebbe precedentemente alla deposizione dell'ultimo ciclo discordante (LENTINI *et alii*, 1995a; CATALANO & DI STEFANO, 1996).

La sedimentazione tardorogena è stata interrotta dall'arrivo delle Argille Scagliose dell'Unità tettonica Antisicilide sui livelli burdigaliani del Flysch di Capo d'Orlando. Sulle Argille Scagliose dei Peloritani poggiano in discordanza le Calcareniti di Floresta di età Burdigaliano superiore-Langhiano inferiore (CARBONE *et alii*, 1993), che chiudono l'episodio "antisicilide".

Una radicale trasformazione del regime tettono-sedimentario all'interno del complesso Kabilo-Calabride si registra a partire dal Serravalliano, ed è imputabile all'inizio dell'apertura del Bacino Tirrenico.

A seguire verranno dapprima descritte dal basso verso l'alto le Unità Kabilo-Calabridi, e poi le coperture tardorogene.

2.1. - UNITÀ TETTONICA DI LONGI-TAORMINA

L'Unità tettonica di Longi-Taormina affiora con continuità al fronte meridionale peloritano, da Marina di Torrenova al T. Batana, ove costituisce l'area tipo nei Peloritani occidentali.

L'unità è stata suddivisa in tre sottounità, dal basso verso l'alto: Sottounità Longi, Sottounità Monte S. Pietro e Sottounità S. Marco d'Alunzio. Esse condividono, ove affiorante, lo stesso basamento metamorfico e presentano differenze nella successione stratigrafica meso-cenozoica. Le più significative si notano nei depositi giurassici, legate a variazioni di facies nella piattaforma nel Lias inferiore, e alle variazioni batimetriche determinate dalla presenza di *sea-mounts* nell'intervallo Lias medio-Titonico.

La posizione geometrica della Sottounità Longi è sempre sottostante alle altre due, che la sovrastano tettonicamente: S. Marco nelle aree più occidentali (S. Marco d'Alunzio-Galati), Monte S. Pietro in quelle più orientali (Monte S. Pietro); ove queste due ultime vengono a contatto tra loro, la prima sovrascorre la seconda (Fig. 10).

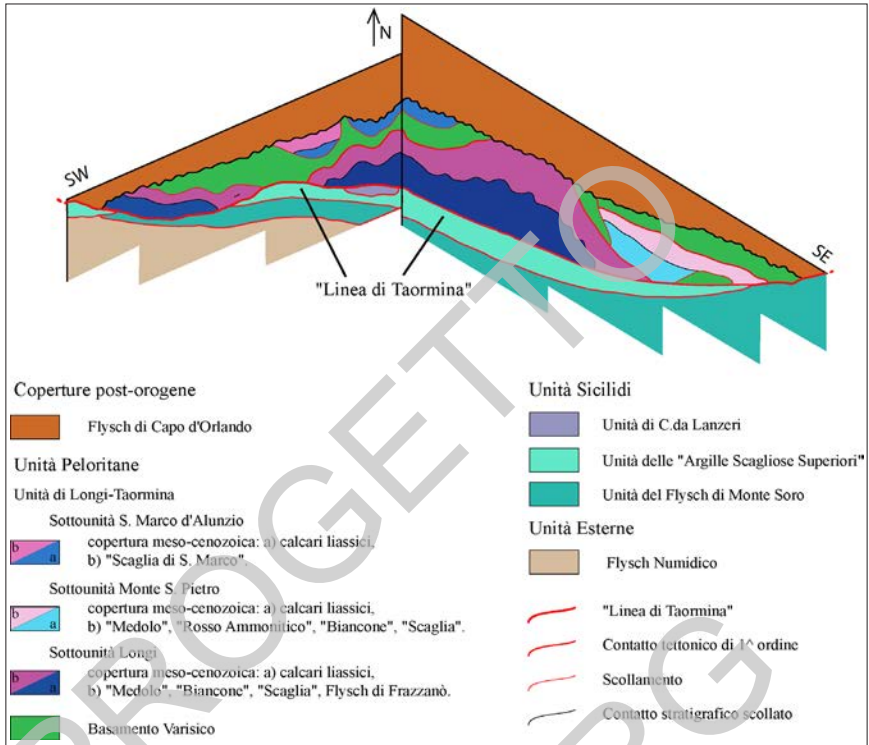


Fig. 10 - Schema dei rapporti geometrici tra le Unità Sicilidi e l'Unità Longi-Taormina.

La copertura sedimentaria delle tre Sottounità solitamente si trova scollata a varie altezze stratigrafiche, corrispondenti a passaggi laterali o verticali tra litofacies a diversa competenza. Raramente è possibile ricostruire le successioni sedimentarie originarie, ed i loro contatti di continuità o discordanza, dato che sono presenti deformazioni duttili a diversa lunghezza d'onda in funzione delle caratteristiche meccaniche dei vari litotipi.

2.1.1. - *Basamento varisico*

2.1.1.1. - Epimetamorfiti di Longi-Taormina (**TAM**)

Il basamento dell'Unità tettonica di Longi-Taormina è rappresentato da una sequenza paleozoica con tracce di fossili devoniani, interessata da metamorfismo ercinico. Si tratta di metamorfiti in facies di scisti verdi di BP e BT.

I litotipi più comuni sono metapeliti e metareniti grigio verdastre (**TAM**) a prevalente sericite, clorite e quarzo, a tessitura scistosa con basso grado di cristallinità (Figg. 11 e 12), cui si associano filladi e metareniti grafitose con grado di cristallinità più elevato rispetto ai litotipi sericitico/cloritici, oltre a metagrovacche e/o metarose con evidenti relitti clastici (porfiroclasti) arenitici e in matrice ricristallizzata. A luoghi, il litotipo filladico è sostituito da prevalenti metareniti e quarziti (**TAM_a**), non singolarmente individuabili nell'area del Foglio.

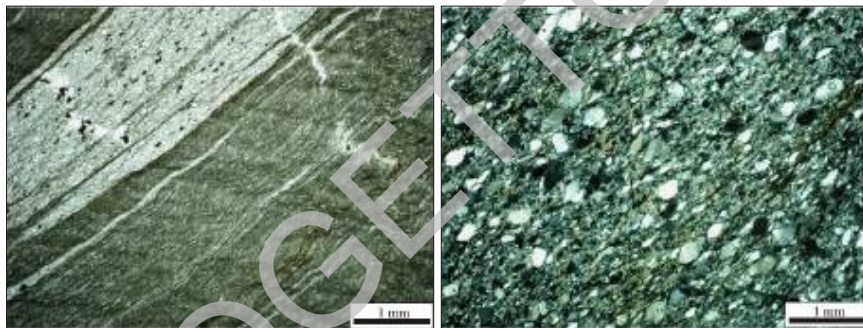


Fig. 11 - Unità Longi-Taormina: Foliazione regio- Fig. 12 - Unità Longi-Taormina: Metagrovacca
nale S1 debolmente crenulata in metapelite (solo (nicol +).
polarizzatore).

A diverse altezze sono presenti metabasiti alcaline (FERLA, 1978a, 1978b) (**TAM_b**) verdastre, a luoghi budinate, e calcescisti varicolori, affioranti in lembi di limitata estensione a S. Basilio e nell'area di Monte S. Pietro.

Quest'ultima petrofacies corrisponde in parte a quella che BONARDI *et alii* (1976, 1996) includono anche nell'Unità Fondachelli-Portella Mandrazzi.

Essa è costituita fundamentalmente da metadiabasi a grana fine di colore verdognolo, dall'aspetto massiccio e con accenni di foliazione. Nella F.ra di Longi e a S. Basilio alle metabasiti è associata una copertura di metasedimenti formata da scisti policromi e filladi carbonatiche insieme a calcescisti.

Nei dintorni di S. Marco d'Alunzio, affiorano blocchi di marmi neri a tentaculiti del Devoniano, non cartografabili alla scala del Foglio.

Nel basamento dell'Unità in oggetto si possono riconoscere tre fasi deformative varisiche (SOMMA, 1998): un'unica foliazione S1, spesso subparallela alla stratificazione; una seconda fase deformativa caratterizzata da fenomeni cataclastici e/o da parziale ricristallizzazione dei granuli e sviluppo di *boudins*; una terza dà luogo a strutture plicative ad assi da E-O a NO-SE che sviluppano un clivaggio di crenulazione lungo il quale si ha cristallizzazione di ematite, limonite e, a luoghi, trasposizione della grafite.

Le principali strutture alpine sono rappresentate da *thrust* e da un sistema

plicativo associato, che sviluppa un clivaggio di piano assiale presente solo localmente. L'irregolarità delle alternanze litologiche descritte, associata ad un'intensa deformazione impedisce la ricostruzione dell'originaria successione stratigrafica.

L'età attribuita è il Paleozoico.

Lo spessore è difficilmente valutabile, ma non è superiore a 300 m.

2.1.2. - *Sottounità Longi*

SUCCESSIONE MESO-CENOZOICA

2.1.2.1 - Verrucano peloritano (**VEP**)

Arenarie quarzose e conglomerati poligenici di colore rosso con intercalazioni di sottili siltiti brune, che rappresentano la transizione da un ambiente continentale ad uno marino.

Le arenarie sono costituite da abbondanti granuli di quarzo e da minori litici di grana generalmente medio-grossa, presentano isolati clasti ruditici e a luoghi abbondante matrice siltosa. I conglomerati sono polimitici e generalmente clasto-sostenuti. I clasti, di dimensione sino al decimetro, di natura prevalentemente quarzosa e subordinatamente filladica e di altro grado metamorfico, hanno morfometria da subsferica, i primi, ad appiattita, i secondi. La stratificazione è indistinta o in banchi, a geometria da piano orizzontale a lenticolare, sino a cliniforme a basso angolo.

Affiora in modo discontinuo e con spessori variabili. L'affioramento di maggiore estensione e spessore è presente tra Longi e l'omonima stretta lungo il F. Milè (toponimo meglio noto Fiumara di Longi), dove è costituito da conglomerati ad elementi quarzosi e metamorfici di diametro non superiore a pochi centimetri e da arenarie rosse in grossi banchi alternati a sottili intercalazioni argillose rosse o giallastre. Lo spessore della formazione qui è notevolmente superiore ai 300 m, probabilmente a causa di ripetizioni tettoniche. Nella stessa località, nelle arenite sono state osservate tracce di vegetali, frustoli carboniosi e, al passaggio con i soprastanti calcari, rari lamellibranchi del tipo *Pleuromya striatula* (DESHAYES) e *Cypricardia porrecta* DUMORTIERE, che fanno ascrivere la formazione al Lias inferiore. Anche nei pressi di Pizzo di Ucina (sud di Galati Mamertino), in un livello non cartografabile alla scala del Foglio, le arenarie contengono rari fossili, come *Pinna hartmanni* ZIETEN, che fanno attribuire loro un'età hettangiana (MAUGERI PATANÈ, 1932; LENTINI, 1973a).

La formazione corrisponde alle "arenarie anagenitiche e conglomerati" di MAUGERI PATANÈ (1932), alle "anageniti" di CAMPISI (1960), alle "Arenarie di Longi" di COLACICCHI & FILIPPELLO (1966) e al "Verrucano" di DUEÉ (1969).

BAUDELLOT *et alii* (1988) a Bosco Sottano a NO di Longi (C.da Bonifizio, topónimo a scala 1:25.000) riconoscono, come già segnalato da COLACICCHI & FILIPPELLO (1966), un intervallo inferiore molto potente dato da conglomerati e arenarie rosse ed uno superiore, spesso circa 20 m, costituito da arenarie grigiastre a grana medio-grossa, con qualche intercalazione di argille siltose grigie ricche di frustoli vegetali, in perfetta continuità con i livelli marnoso-calcarei alla base dei “Calcari neri” (v. oltre). Gli Autori assegnano all’intervallo basale una probabile età triassica e a quello superiore Hettangiano inferiore, per la presenza di associazioni di pollini di questa età.

Un netto contatto tra il “verrucano rosso” e il “verrucano grigio” viene osservato lungo la F.ra Sant’Angelo di Brolo da THERY *et alii* (1985) e da BOULLIN *et alii* (1992), ove viene anche confermata l’età Triassico superiore e Lias inferiore (Hettangiano) rispettivamente, attribuita alle due litofacies.

2.1.2.2. - Calcari neri e calcari massivi di Longi (LOG)

Il Verrucano peloritano, gradualmente e con continuità fa transizione ad una sequenza in facies di piattaforma carbonatica in progressivo annegamento, costituita da due litofacies principali: calcari nerastri con rare liste di selce nera, alternati talora a marne calcaree grigie a patina giallastra (LOG_a) (cfr. Calcari neri *sensu* LENTINI, 1973a), passanti lateralmente e superiormente a calcari biancogriagiastri massivi o stratificati in grossi banchi, e a luoghi a dolomie saccaroidi avana (LOG_b) (cfr. Calcare massiccio *sensu* LENTINI, 1973a).

Nel limitrofo Foglio “Randazzo” questa formazione è rappresentata dalla formazione Calcari e dolomie di Taormina (DOA) estesa dal Sinemuriano al Pliensbachiano inferiore.

Litofacies LOG_a: “Calcari neri” caratterizzati alla base da encriniti grigie e superiormente da calcari marnosi nerastri o grigio-bluastri stratificati in livelli medio-sottili (10-30 cm), con rare lenti di selce scura e da marne calcaree grigie al taglio, e a patina giallastra all’alterazione.

Al microscopio si osservano biopelmicriti con alghe, foraminiferi, ostracodi, piastre di oloturoidi, serpulidi, piccoli gasteropodi e lamellibranchi, sovente rivestiti da involucri micritici algali; sono presenti anche oncomicriti nerastre e lumachelle a brachiopodi.

Il contenuto fossilifero, attribuito da MAUGERI PATANÈ (1932) al Sinemuriano-Lotharingiano, è piuttosto abbondante e caratterizzato da brachiopodi: *Lobothyris punctata* (SOW.) e grosse *Rhynchonella sp.*, coralli ciclolitoidi (“*Montlivalthia haimei* CHAPUIS & DEWALQUE, “*M*” *guettardi* BLAINNVILLE) insieme a subordinati esemplari di coralli coloniali, crinoidi, echinoidi, serpulidi, gasteropodi, lamellibranchi e rare ammoniti.

I molluschi riconoscibili in questa litofacies sono stati oggetto di uno studio paleontologico da parte di LENTINI (1973): l'Autore riconosce fra i lamellibranchi le specie di *Pinna semistriata* TERQUEM, *Pteria alfredi* (TERQUEM), *Chlamys dispar* (TERQUEM), *Aequipecten pollux* (D'ORBIGNY), *A. thiollierei* (MARTIN), *Liostrea ovalis* (ZIETEN), *Myoconcha scabra* TERQUEM & PIETTE; fra i gasteropodi *Scaevola sp.*, *Auseria sp.*, e *Platyacra sp.*, e rare ammoniti (*Arnioceras speciosum* FUCINI e *Epophioceras carinatum* SPATH) della biozona a *Obtusum* che consentono di assegnare i "Calcarei neri" ad un intervallo cronologico compreso fra la biozona a *Bucklandi* e la biozona ad *Obtusum*, cioè al Sinemuriano (CARIOU & HANTZPERGUE, 1997).

Litofacies **LOG_b**: Si tratta di calcari bianco-grigiastri massivi o mal stratificati, localmente oolitici, talora parzialmente dolomitizzati, costituiti da intrabiopariti con granuli micritici e bioclasti formati da alghe e molluschi, e di breccie carbonatiche cementate e spesso ricristallizzate. In questa litofacies sono presenti anche *Thaumatoporella*, *Aeolisaccus* e foraminiferi arenacei; sotto Pizzo Stifani affiorano lumachele a brachiopodi (*Rhynchonellina*) e presso Stazzone si sviluppano facies a crinoidi (LENTINI, 1975).

Lo spessore di questa litofacies è molto variabile a causa dell'eteropia coi "Calcarei neri": in particolare a Pizzo Stifani è potente circa 200 m, mentre a nord si assottiglia rapidamente, fino a scomparire. Riaffiora in C.da Bosco Sottano, ove va aumentando di spessore fino alle strette della F.ra di Longi.

L'età è Sinemuriano - Pliensbachiano.

Lo spessore delle due litofacies complessivamente è di circa 500 m, con notevoli variazioni.

2.1.2.3. - Gruppo del Medolo (**MD**)

In contatto netto, talora paraconforme sui "Calcarei massicci", a luoghi in graduale continuità sui "Calcarei neri", poggia un'alternanza di calcari marnosi e marne di colore grigio, grigio-verde al taglio, grigio chiaro o avana all'alterazione, a frattura concoide, con lenti di selce; sono frequenti noduli limonitici ed è presente anche una modesta frazione detritica a granuli di quarzo poco arrotondato; la stratificazione è netta con spessore di 10-20 cm. Corrisponde al Medolo domeriano di FUCINI (1920 - 1935).

Ove presenti, le biomicriti contengono radiolari e spicole di spugna. Sono state anche riconosciute macrofaune ad aptici e tracce di ammoniti mal conservate; MAUGERI PATANE' (1932), segnala tra Longi e Frazzanò un'impronta esterna di *Coleoceras sp.* e di un esemplare di *Emaciatoceras* cfr. *obliqueplicatum* Fucini, mentre LENTINI (1975) a Pizzo di Ucina ha rinvenuto faune ad ammoniti dei generi *Juraphyllites* alla base della successione e *Fucinoceras spp.*, *Arietoceras spp.* e *Coeloceras spp.* verso l'alto.

A varie altezze stratigrafiche, sono presenti risedimenti neritici da *debris flows* fino a torbiditi, con frammenti algali, foraminiferi bentonici, *Aeolisaccus sp.*, intraclasti, ooidi, ooliti, *pellets*, grossi bivalvi, gasteropodi e articoli di crinoidi (ARNONE *et alii*, 1979).

La fauna ad ammoniti ha permesso un'attribuzione della formazione al Carixiano-Domeriano (LENTINI, 1975).

Sul versante meridionale di Pizzo Stifani e a C.da Bosco Sottano, poco prima di Passo della Zita, in continuità sul "Medolo" segue un sottile livello non cartografabile, di marne e marne calcaree rosse nodulari. Al microscopio risultano essere biomicriti a lamellibranchi pelagici e spicole di spugna, e con associazione a rare *Globochaete*, lagenidi e radiolari scarsamente indicative. LENTINI (1975), per analogia con l'Ammonitico rosso toarciano ("Ammonitico rosso inferiore" Auctt.) della zona di Pizzo di Ucinà (v. oltre), attribuisce questo livello al Lias superiore.

Lo spessore massimo del Gruppo è 200 m, in genere difficilmente valutabile a causa di duplicature tettoniche e piegamenti stretti.

2.1.2.4. - Maiolica (MAI)

In paraconformità, generalmente scollata sul Gruppo del Medolo, sono stati cartografati lembi di calcilutiti grigio-biancastre e calcari marnosi bianchi a frattura concoide, con noduli e lenti di selce nera, in livelli centimetrici, alternati a sottili livelli di argille nerastre, contenenti aptici, belemniti e rari resti di ammoniti. Queste ultime hanno permesso a MAUGERI PATANÈ (1932) di attribuire la formazione all'Hauteriviano-Barremiano. Le associazioni a tintinnidi (*Tintinnopsella carpathica* MURGEANU & FILIPESCU e *Remaniella cadischiana* COLOM) assegnano un'età Berriasiano-Valanginiano, confermando sostanzialmente il Cretacico inferiore di LENTINI (1975). Nel sottostante Foglio "Randazzo", nella zona di Pizzo Leo (a sud di Floresta), sono stati raccolti dei campioni per l'analisi dei nannofossili calcarei; i livelli basali sono caratterizzati da un'associazione a *Watznaueria barnesae*, *Nannoconus steinmanni* KAMPTNER, *Nannoconus spp.*; i livelli medio-alti contengono *Braarudosphaera spp.*, *Braarudosphaera batilliformis* TROELSEN & QUADROS, *Crucellipsis cuvielleri*, *Micrantolithus hoshulzii* REINHARDT, *M. obtusus*, *Nannoconus steinmanni*, *Stradneria crenulata*.

La successione descritta affiora in località Mura, ad est di Alcara li Fusi, in due affioramenti di spessore limitato, meccanicamente interposti tra la Scaglia e il Gruppo del Medolo, e ad ovest di Pizzo Aglio, in scaglia tettonica sul raddoppio dei calcari RMA (Sottounità S. Marco d'Alunzio) sulle marne SCA (Unità di Longi-Taormina). Riaffiorano lungo il vallone di Pado a sud di Crocetta, imballati nella Scaglia (SCA), e tra Galini e S. Basilio all'interno delle epimetamorfite TAM.

Le associazioni faunistiche rinvenute indicano un'età compresa tra il Giurassico superiore (Titonico) e il Cretacico inferiore (Barremiano-Aptiano).

Lo spessore, in tutte le località citate, è sempre limitato, da qualche metro a poche decine di metri.

2.1.2.5. - Scaglia (SCA)

Spesso, lungo un contatto meccanico, sul Gruppo del Medolo o sui calcari liassici poggiano calcari e calcari marnosi e marne, rossi, verdi e giallastri, e subordinati calcareniti e calcisiltiti.

I calcari sono biomicriti più o meno marnose ricche di foraminiferi planctonici con tessitura fluidale, talora con sottili intercalazioni silicoclastiche, o calcareniti fini intraclastiche. Verso l'alto le marne si arricchiscono gradualmente in livelli di spessore da 5 a 50 cm di siltiti giallastre e arenarie gradate, fino a dare luogo ad un'alternanza arenaceo-argillosa ritmica che prelude al successivo Flysch di Frazzanò. I vari litotipi presentano laminazione parallela o obliqua, che intersecandosi con un clivaggio di frattura ne determina una caratteristica suddivisione in scagliette. La successione descritta corrisponde alla Formazione calcescistosa di Militello (OGNIBEN, 1960).

Tutta la formazione è sovente interessata da sistemi coniugati di pieghe strette con sviluppo di clivaggio di piano assiale fino a superfici di scollamento, che talora permettono la sovrapposizione anomala sui termini più antichi.

Sulla base del contenuto fossilifero ad *Inoceramus*, segnalato da MAUGERI PATANÈ (1932) nella zona di Galati Mamertino, e microfaunistico a *Globotruncana spp.* (SIRNA, 1962) è stata proposta un'età Turoniano-Senoniano. Campioni raccolti durante le campagne di rilevamento per la Carta geologica della Provincia di Messina (LENTINI *et alii*, 2000) hanno permesso di riconoscere microfaune a *Globotruncanita stuarti* (DE LAPPARENT), *G. stuartiformis* (DALBIEZ), *Globotruncanella petaloidea* (GANDOLFI), *Gansserina sp.*, *Contusotruncana contusa* (CUSHMAN), *C. plicata* (WHITE) e *Racemiguembelina fructicosa* (EGGER) e scarse nannoflore con *Watznaueria barnesae* (BLACK), *Micula decussata* (VEKSHINA) e *Micula spp.* Sulla base di questi dati biostratigrafici l'età va dal Campaniano al Maastrichtiano, che corrisponderebbe, almeno in parte, all'età attribuita dai precedenti Autori. Tuttavia foraminiferi planctonici di tipo paleocenico sono state riportate da DUEÉ (1969). Nelle biomicriti basali della formazione LENTINI (1975) segnala microfaune a *Globotruncana arca* (CUSHMAN) e *G. stuarti* (DE LAPPARENT) e verso l'alto associazioni eoceniche (*Morozovella cf. rex*). Lo stesso Autore nella sezione di Passo della Zita rinviene invece tutte associazioni di età eocenica, anche nei livelli direttamente soprastanti l'Ammonitico Rosso del Lias superiore.

Nell'area del Foglio questa formazione è ampiamente presente, anche se in

affioranti estremamente deformati. Dove affiora una successione più completa sono state riconosciute microfaune a *Contusotruncana contusa*, *C. plicata*, *Globotruncanita stuarti*, *G. stuartiformis*, *Globotruncanella petaloidea*, *Gansserina sp.* e *Racemiguembelina fructosa*; rarissime le specie bentoniche tra le quali *Marssonella oxicona* (REUSS), *Tritaxia sp.* e *Ammodiscus cretaceus* (REUSS). Nei livelli stratigraficamente più alti sono presenti microfaune a *Morozovella cf. rex*. Le nannoflore sono estremamente scarse e caratterizzate da *Watznaweria barne-sae* e *Micula decussata*.

L'età della formazione pertanto è Cretacico superiore-Eocene.

Lo spessore, difficilmente valutabile a causa di numerosi scollamenti e ripetizioni tettoniche, non dovrebbe eccedere i 200 m.

2.1.2.6. - Flysch di Frazzanò (**FRZ**)

Col termine di Flysch di Frazzanò OGNIBEN (1960) indica un deposito terrigeno soprastante la "Formazione calcescistosa di Militello" (equivalente alla Scaglia), che costituisce un deposito immediatamente precedente la messa in posto delle falde cristalline "calabridi". La porzione inferiore della formazione poggia generalmente in continuità sulla sottostante Scaglia.

Si tratta di un'alternanza arenaceo-pelitico-conglomeratica caratterizzata da litofacies spesso eteropiche, arenitiche alla base, evolventi rapidamente a litofacies arenitico-conglomeratiche ed infine esclusivamente conglomeratiche nei livelli apicali.

Nell'area del Foglio la litofacies arenitica e arenitico-conglomeratica (**FRZ_a**), affiora più estesamente e con continuità in destra della F.ra Rosmarino, da Torrenova alla F.ra di San Basilio, mentre la litofacies conglomeratico-arenitica (**FRZ_b**) è presente esclusivamente ad est di Militello Rosmarino, tra C.da S. Leo e Portella Lampedusa, e a nord di Serra Zarià.

Nella Valle della F.ra di Rosmarino e lungo la strada che da Torrenova porta a S. Marco d'Alunzio è possibile osservare una graduale transizione dalle marne rosse eoceniche al flysch attraverso un incremento della frazione arenitica silicoclastica. Molto spesso però la tettonica ha modificato i rapporti originari e ha ridotto la sequenza in ripetute scaglie subparallele alla stratificazione.

La composizione delle arenarie varia da litareniti feldspatiche nei livelli basali, ad arcose litiche fino ad arcose in quelli medio-alti; si presentano in strati da centimetrici a decimetrici a granulometria medio-grossolana, gradati e laminati, intercalati a sottili livelli pelitici. La geometria degli strati è lenticolare a base erosiva; per amalgamazione possono raggiungere spessori decametrici, con apparente gradazione inversa e/o scarsa classazione. La litofacies conglomeratica è costituita da grossi banchi lenticolari con base fortemente erosiva; la composizione

dei ciottoli è data da elementi cristallini prevalenti (rocce metamorfiche di grado intermedio ed alto e rocce granitoidi) e subordinatamente da clasti carbonatici e/o arenitici.

Le litologie e i caratteri tessiturali della formazione sono riferibili a torbiditi le cui facies ed associazioni di facies sono relative ad ambiente di base di scarpata con carattere regressivo marcato da sequenze di facies negative (*coarsening-upward*).

CARMISCIANO & PUGLISI (1978) descrivono i caratteri petrografici delle arenarie ed evidenziano un'evoluzione composizionale dal basso verso l'alto:

- litareniti feldspatiche e arcose litiche, particolarmente ricche di frammenti carbonatici ed epimetamorfici, derivanti dallo smantellamento dell'originario basamento e dalla sua copertura sedimentaria;

- arcose feldspatiche con frammenti cristallini di medio-alto grado, derivanti da un basamento in via di erosione. Queste ultime presentano spiccate analogie con le arenarie del soprastante Flysch di Capo d'Orlando.

Alla formazione sono state attribuite età diverse: Eocene superiore-Miocene inferiore (OGNIBEN, 1960, 1961), Eocene (BOULLIN *et alii*, 1986; MEULENKAMP *et alii*, 1986), Eocene medio-superiore (TRUILLET, 1968; DUÉE, 1969), Eocene superiore (COLTRO, 1967; LENTINI, 1975), Eocene superiore-Oligocene inferiore (OGNIBEN, 1969; BONARDI *et alii*, 1976, 1981; GUERRERA & WEZEL, 1974; LENTINI & VEZANI, 1975, 1978; AMODIO MORELLI *et alii*, 1976; GRANDJACQUET & MASCLE, 1978; BOULLIN, 1986; COURME & MASCLE, 1988; WELTJE, 1992), Oligocene (GIUNTA *et alii*, 1992), Oligocene superiore (GUERRERA *et alii*, 1993).

Da ultimi DE CAPOA *et alii* (1997), sulla base di uno studio integrato a foraminiferi e coccoliti effettuato a Valle Bruca (F.ra Sant'Agata di Militello) e a Croce di Tenda (Foglio "Patti"), assegnano un'età non più antica dell'Oligocene superiore ai termini di passaggio tra il Flysch di Frazzanò e la sottostante formazione della Scaglia, e un'età non più antica della base dell'Aquitaniense ai livelli sommitali della medesima formazione.

Le campionature effettuate nell'ambito del Foglio "Patti" non hanno giovato alla risoluzione della datazione, essendo tutti i campioni prelevati negli interstrati pelitici risultati sterili alle analisi micropaleontologiche. In assenza di microfossili indicativi, l'età viene pertanto definita negli affioramenti ove sono conservati i rapporti di continuità alla base della Scaglia e di discordanza al tetto con il Flysch di Capo d'Orlando, ove pertanto risulterebbe confinata in un intervallo compreso tra l'Eocene medio-superiore e l'Oligocene. Nelle poche località ove il Flysch di Frazzanò sembra passare stratigraficamente al Flysch di Capo d'Orlando, corrispondenti alla porzione esterna dell'avanfossa relativa, il primo raggiunge l'Aquitaniense (DE CAPOA *et alii*, 1997).

Gli spessori delle due litofacies variano notevolmente; la prima raggiunge i 200 m, la seconda non eccede i 70m.

2.1.3. - Sottounità Monte S. Pietro

Sovrasta tettonicamente lungo un contatto obliquo la Sottounità Longi, specie nelle aree di Galati - S. Basilio e Monte S. Pietro, solitamente con l'interposizione di uno spessore variabile di epimetamorfiti di basamento, ed è sottoposta alla Sottounità S. Marco d'Alunzio.

La denominazione deriva dal Monte S. Pietro, a SE di Tortorici (ARNONE *et alii*, 1979). A tale Sottounità corrispondono l'Unità "C" del settore di Longi (BONARDI *et alii*, 1976), l'Unità di Galati o Dolomitica (DUEÈ, 1961), l'Unità di Taormina (CAIRE *et alii*, 1965; TRUILLET, 1968), in parte la Falda di Galati (OGNIBEN, 1960; ATZORI & VEZZANI, 1974) e l'Unità S. Marco d'Alunzio (LENTINI, 1975; LENTINI & VEZZANI, 1975).

Lo spessore complessivo varia da 0 a 700 m, procedendo da NO verso SE.

La successione stratigrafica affiorante sul versante sud-ovest della dorsale di Pizzo di Ucina (meglio nota in letteratura con i toponimi Pizzo Ucina-Pizzo Risigna, quest'ultimo non citato nella cartografia alla scala 1:50.000, corrisponde al punto quotato 1.154) possiede tutti i termini mesozoici lungo la sezione esposta al di sotto delle "Rocche Rosse" (toponimo locale riferito alle tre rocche calcaree che interrompono la regolarità del versante). Per una più accurata analisi bio e stratigrafica della successione della Sottounità Monte S. Pietro si rimanda alla descrizione delle sezioni Pizzo Cutulino e Pizzo Risigna dell'Appendice II.

SUCCESSIONE MESO-CENOZOICA

La successione sedimentaria di Monte S. Pietro, correlata da ARNONE *et alii* (1979) a quella affiorante a Rocche Rosse-Pizzo Risigna (S. Basilio, in prossimità di Galati), è costituita dal basso verso l'alto da:

2.1.3.1. - Verrucano peloritano (VEP)

Sono stati assegnati a questa formazione sottili corpi lenticolari, spesso non cartografabili alla scala del Foglio, costituiti da arenarie quarzose rosse o giallastre in grossi banchi alternati a sottili livelli siltosi rossastri e conglomerati ad elementi centimetrici, ben arrotondati, quarzosi o metamorfici. Sono presenti pollini e frustoli carboniosi e, verso l'alto lamellibranchi ed impronte di *Pinna hartmanni*.

L'età viene ascritta al Triassico superiore-Hettangiano.

Lo spessore non supera i 10 m.

2.1.3.2. - Calcari e dolomie di Taormina (**DOA**)

Si tratta di calcari dolomitici bianco-grigiastri, massivi o stratificati in grossi banchi, che sfumano lateralmente e verso l'alto a dolomie saccaroidi e breccie dolomitiche giallastre o rosate, grossolanamente stratificate, che costituiscono una sequenza in facies da continentale a piattaforma carbonatica, in progressivo lento annegamento. Tali litotipi sono detritici con abbondanti clasti arenitico-ruditici di quarzo alla base degli strati, che denotano il passaggio graduale dal sottostante Verrucano peloritano, e/o *grainstones* a frammenti di alghe, gasteropodi e bivalvi non classificabili, oltre ad ooliti, ooidi, foraminiferi bentonici ed *Aelisaccus sp.*

LENTINI (1975) assegna alla formazione un'età Sinemuriano-Pliensbachiano inferiore.

Lo spessore complessivo della formazione è di circa 170 m.

2.1.3.3. - Gruppo del Medolo (**MD**)

La formazione prima descritta, ove è ancora conservato il contatto stratigrafico, fa graduale passaggio ad un'alternanza di calcari marnosi e marne grigio-verdastre con liste e noduli di selce, tipo Medolo. Si tratta di depositi bacinali emipelagici costituiti nella parte inferiore da spongoliti con finissimo silt quarzoso e da rari fantasmi di foraminiferi bentonici.

Verso l'alto sono presenti micriti debolmente arenacee con radiolari, Lagenidi, rari ostracodi e Stomiosphere (ARNONE *et alii*, 1979). LENTINI (1975) attribuisce questi livelli all'intervallo Carixiano-Domeriano, pertanto l'età è Pliensbachiano.

Il Gruppo raggiunge lo spessore massimo di 200 m a Monte S. Pietro, per probabili duplicature tettoniche.

2.1.3.4. - Rosso ammonitico (**RSA**)

Tale nominativo viene riferito nelle presenti note ad una successione irregolare e, talvolta, molto discontinua che comprende anche termini che non appartengono alla formazione validata dalla CIS. La successione in oggetto affiora in buona esposizione e con una certa continuità ad ovest di P.zo di Ucina, anche se spesso è suddivisa in sottili *duplex*. Corrisponde ai "calcari marnosi nodulosi rossi e verdi" di COLACICCHI (1958), all'Ammonitico rosso calcareo di STURANI (1967) e al "rosso ammonitico calcareo" di LENTINI (1973).

In continuità sopra il Gruppo del Medolo, la successione è data da marne rosse, grigie e verdi a frattura prismatica, con sottili intercalazioni di calcari marnosi grigio-biancastri ("Rosso Ammonitico Inferiore" *Auctt.*), contenenti "lamel-

libranchi pelagici” riferibili a “*Posidonomia*” *bronni* VOLTZ ed ammoniti, tra le quali *Hildoceras bifrons* BRUGUIÈRE e *H. semipolatum* BUCKMAN (LENTINI, 1975).

Nelle marne sono mal conservate tracce di ammoniti; per l’elenco delle specie si rimanda a MAUGERI PATANÈ (1932) e a LENTINI (1975), i quali riconoscono associazioni faunistiche che consentono di attribuire questo sottile intervallo al Toarciano medio-superiore. Verso l’alto i litotipi calcarei diventano più frequenti. La successione continua con un sottile intervallo costituito da marne e calcari marnosi grigio-verdastri, da calcari marnosi selciferi e da radiolariti rosse e verdi fittamente stratificate con sottili intercalazioni argillose. Questo intervallo, dettagliatamente descritto da MAUGERI PATANÈ (1932) e da SIRNA (1962), è caratterizzato da un ricco contenuto faunistico, in prevalenza ammoniti, belemniti ed aptici, che hanno consentito agli Autori un’attribuzione cronostratigrafica ai vari piani del Dogger. Al microscopio si osservano micriti finissime o biomicriti con rari ostracodi e talora con tracce di lamellibranchi pelagici (“calcari a filamenti” degli Autori prima citati). Sono invece frequenti radiolari tra i quali SIRNA (1962) ha riconosciuto *Cenosphaera* sp., *Astrocyelia sulcata* RUST e *Sethocapsa* sp. Nei livelli più alti l’Autore riconosce anche individui di *Lithocampe medioidilatata* RUST.

L’intervallo descritto corrisponde ai “calcari marnosi rossi e calcari selciferi” di COLACICCHI (1958), ai calcari marnosi a *Bositra buchi*, ammoniti e *Cancellophycus* sp. ed ai calcari silicei rossi e radiolariti a *B. buchi*, *Aptycus* sp. e *Rhyncholites* sp. di STURANI (1967), da questi attribuiti rispettivamente all’Aaleniano-Bajociano medio e al Bajociano superiore-Oxfordiano.

Sempre ad ovest di Pizzo di Ucina, sopra i termini radiolaritici seguono alcuni metri di calcari marnosi nodulari di colore rossastro o grigio-verdastro al taglio, grigio chiari all’alterazione (“Rosso Ammonitico Superiore” *Auctt.*), contenenti aptici, belemniti, frammenti di ammoniti e microfaune a radiolari, *Globochaete alpina* LOMBARD e *Saccocoma* sp. (MAUGERI PATANÈ, 1932). Fra i radiolari SIRNA (1962) ha determinato *Hagiastrum egregium* RUST nella parte inferiore ed *Astrocyclina sulcata* RUST, *Lithocampe pervulgata* RUST e *Theosyringium amaliae* PANTANELLI nella parte superiore, confermando l’attribuzione di questi livelli al Malm inferiore di MAUGERI PATANÈ (1932).

L’età di tutti i termini sopra descritti dovrebbe comprendere i piani dal Toarciano al Titonico p.p.

Lo spessore complessivo della formazione non supera i 20 m.

2.1.3.5. - Maiolica (MAI)

La formazione è costituita da pelagiti carbonatiche caratterizzate da calcilutiti grigio-biancastre e calcari marnosi bianchi a frattura concoide con noduli e lenti

di selce nera, in strati dell'ordine del decimetro alternati a sottili giunti argillosi nerastri, contenenti aptici, belemniti e rari resti di ammoniti.

Nella stessa località descritta per il Rosso Ammonitico, questo passa verso l'alto ad un banco di calcare grigio-biancastro mal stratificato tipo Maiolica contenente aptici, belemniti, *Pygope bouei* e *P. triangulus* e una microfauna a tintinnidi (*Calpionella alpina*, *C. elliptica*, ecc.) (COLACICCHI, 1958; DUEÉ, 1969; STURANI, 1967; LENTINI, 1975).

Sono presenti anche associazioni a nannofossili con *Nannoconus steinmanni*, *Nannoconus spp.*, *Braarudosphaera batilliformis*, *Crucellipsis cuielleri*, *Stradneria crenulata*, *Micratholithus hoshulzii*, *M. obtusus*.

L'età sarebbe riferibile al Titonico-Berriasiano (SIRNA, 1962; LENTINI, 1975).

Lo spessore varia dai pochi metri a poche decine di metri.

Per una più completa caratterizzazione lito- e biostratigrafica si rimanda alla Sottounità Longi.

2.1.3.6. - Scaglia (SCA)

Alla Maiolica seguono bruscamente, lungo un contatto di scollamento, marne e calcari marnosi rossi, verdi e giallastri, finemente stratificati, a globotruncane e globorotalie, cui si intercalano livelli di brecciole a nummuliti.

I livelli si presentano a laminazione sia parallela che obliqua, e scagliettati per clivaggio di piano assiale. I calcari sono dati da biomieriti più o meno marnose ricche di foraminiferi planctonici con tessitura fluidale, talora con sottili intercalazioni silicoclastiche, o da calcareniti fini intraclastiche, gradate. Le brecciole a nummuliti hanno una matrice marnosa grigia e rossastra nella quale, oltre a nummuliti, orbitoidi e resti di alghe corallinacee, sono immersi frammenti di calcari giurassici in facies neritica e pelagica, dolomie e granuli di quarzo.

Nella parte alta della formazione sono inoltre presenti intercalazioni arenaceo-siltose simili a quelle che nella Sottounità Longi preludono alla sedimentazione del Flysch di Frazzanò.

Sulla base del contenuto fossilifero ad inocerami, raccolto da MAUGERI PATANÈ (1932) nella zona di Galati Mamertino e delle globotruncane riportate da SIRNA (1962) sarebbe riconoscibile un'età turoniano-senoniana. Campioni raccolti durante le campagne di rilevamento hanno permesso di riconoscere microfaune a *Contusotruncana contusa*, *C. plicata*, *Globotruncanita stuarti*, *G. stuartiformis*, *Globotruncanella petaloidea*, *Gannserina sp.* e *Racemiguembelina fructuosa*.

L'associazione a nannoflore è risultata molto scarsa. Sono presenti *Watznaeria barnesae* e *Micula decussata*, che indicherebbero il Cretacico superiore. Tuttavia foraminiferi planctonici di tipo paleoceno sono state riportate da DUEÉ (1969), ed associazioni eoceniche (*Morozovella cf. rex*) sono state rinvenute da

LENTINI (1975) nei livelli alti della successione, per cui tutta la formazione andrebbe riferita al Cretacico superiore-Eocene inferiore.

Lo spessore è variabile, massimo poche decine di metri.

2.1.4. - Sottounità S. Marco d'Alunzio

La Sottounità S. Marco d'Alunzio (corrispondente all'Unità tettonica di S. Marco d'Alunzio di LENTINI & VEZZANI, 1975) poggia lungo un contatto tettonico fortemente obliquo, al disopra del Flysch di Frazzanò, o direttamente sui termini più antichi della Sottounità Longi nell'area più occidentale, o sulla Sottounità Monte S. Pietro nel settore più orientale. Essa è in gran parte corrispondente alla Falda di Galati di OGNIBEN (1960) e solo parzialmente alla "scaglia tettonica di Frazzanò" di ARNONE *et alii* (1979) e alla "successione di Galati" di CARCIONE *et alii* (2003). E' caratterizzata da un basamento cristallino di basso grado metamorfico (non sempre affiorante), sormontato da una sequenza meso-cenozoica condensata e lacunosa. Relativamente al Foglio la copertura sedimentaria è affiorante per intero tra l'area tipo di S. Marco d'Alunzio e Caprileone; in tutte le altre zone è limitata solo all'intervallo Lias medio-Malm, generalmente ridotta in lembi o blocchi isolati di cui i più estesi sono quelli di Frazzanò, Bufana, Galati Mamertino e "Rocche Rosse".

SUCCESSIONE MESOZOICA

Nella zona tra S. Basilio - Galati e S. Marco d'Alunzio, sulle epimetamorfiti (**TAM**), giace una successione spesso condensata che comprende il famoso Rosso di San Marco utilizzato nel passato come pregiato "marmo" per fini decorazioni ornamentali e architettoniche.

Per una più accurata analisi bio-stratigrafica della successione mesozoica della Sottounità S. Marco d'Alunzio si rimanda alla descrizione delle sezioni Rocche Rosse 2 e 3 dell'Appendice II.

2.1.4.1.- Verrucano peloritano (**VEP**)

Sono stati assegnati a questa formazione sottili corpi lenticolari, spesso non cartografabili alla scala del Foglio, caratterizzati da un'alternanza di quarzareniti rossastre in banchi metrici ed argilliti silicee rossastre in strati decimetrici.

L'età viene ascritta al Triassico superiore-Hettangiano.

Lo spessore non supera i 10 m.

2.1.4.2. - Rosso di San Marco (RMA)

La formazione giace in discordanza sul Verrucano peloritano, ove presente, ovvero più spesso scollata sui terreni di basamento.

Si tratta di calcari algali grigi, calcari dolarenitici e dolomie cristalline grigio-biancastre (Fig. 13) e calcari a peloidi, passanti a calcari encrinitici rossi e a calcari con modelli di brachiopodi e di ammoniti non classificabili per l'alto grado di ricristallizzazione, intensamente venati e spatizzati, in strati e banchi di spessore variabile, separati da livelli discontinui di croste polimetalliche (*hard-ground*).

La deformazione che ha interessato tutta la copertura sedimentaria è data da due fasi duttili, che nei litotipi più competenti hanno determinato la formazione di *boudins*, anche di grosse dimensioni (Rocche Rosse), spesso paralleli agli assi delle pieghe di ambedue le fasi deformative.

Nei calcari sono state riconosciute macrofaune a *Spiriferina rostrata* SCHLOTHEIM, *Nucleata aspasia* (MENEHINI), *Juraphyllites spp.* e *Tropidoceras spp.*, e microfaune a *Siphovalvulina sp.*, *Agerina martana* FARINACCI, oltre ad alghe quale *Cayeuxia sp.*

La parte alta della formazione, ove presente, è rappresentata da calcari rossi caratterizzati da un accumulo caotico di posidonidi cui seguono discontinui cal-



Fig. 13 - "Rosso di San Marco". S. Marco d'Alunzio.

cari finemente detritici, a piccole ammoniti, belemniti, echinodermi e *Lamellapthychus*, oltre a microfacies a *Saccocoma sp.*

L'analisi di facies riferisce la successione condensata ad una originaria piattaforma annegata ed in progressivo approfondimento.

Le Rocche Rosse sono state ben studiate da GEMMELLARO (1884), MAUGERI PATANÈ (1932), STURANI (1967), DUEÉ (1969) e LENTINI (1975).

L'età è Pliensbachiano-Titonico inferiore.

Lo spessore è massimo 60 m.

2.1.4.3. - Scaglia (SCA)

La formazione è esposta attorno all'abitato di S. Marco d'Alunzio, ad ovest di S. Basilio e presso C.da Passo d'Armi. Affiora sul Rosso di San Marco (RMA) lungo una superficie di scollamento.

Si tratta di un'alternanza di calcari marnosi e marne rosse, verdi e giallastre all'alterazione e grigie al taglio, a frattura concoide, in strati da 10 a 30 cm, cui si addizionano siltiti e calcareniti gradate. Alla base sono generalmente presenti faune a *Planomalina bustorfi* (GANDOLFI), *Rotalipora balearnensis* (GANDOLFI), *Rotalipora cf. appenninica* (RENZ), *Rotalipora praeappenninica* Sigal, che individuano il tetto dell'Albiano. Localmente, verso l'alto, sono presenti corpi lenticolari di breccie carbonatiche ad elementi di 2-20 cm con matrice contenente *Nummulites sp.*, *Discocyclina sp.*, *Asterocyclina sp.*, *Actinocyclina sp.*, *Rotalia sp.* dell'Eocene medio.

La formazione è deformata penetrativamente con due fasi duttili, una subparallela alla laminazione, e una seconda riferibile a clivaggio di crenulazione legato a pieghe strette a piccola lunghezza d'onda.

L'età della formazione è Cretacico inferiore p.p. - Eocene medio

Lo spessore, difficilmente valutabile, è massimo 100 m.

2.2. - UNITÀ TETTONICA DI FONDACHELLI

L'Unità di Fondachelli (BONARDI *et alii*, 1976, 1996), corrispondente pro parte alla falda di Galati (OGNIBEN, 1960, 1969; ATZORI & VEZZANI, 1974), è costituita da un basamento epimetamorfico di prevalenti filladi e metareniti con subordinate metabasiti, quarziti e rari calcari cristallini e da una copertura mesozoica costituita da arenarie e conglomerati in facies di Verrucano e da calcari dolomitici. Si estende, pressochè in continuità di affioramento, dalla zona di Mirto-Caprileone sulla costa tirrenica, fino a M. Galfa-M. Veneretta nei pressi di Taormina, sulla costa ionica, raggiungendo il massimo spessore (circa 500 metri) in corrispondenza della depressione Castoreale (Foglio "Barcellona") - Francavilla di Sicilia (Foglio "Taormina").

È geometricamente interposta tra la sottostante Unità di Longi-Taormina e la sovrastante Unità di Mandanici. I contatti tettonici a tetto e a letto sono quasi sempre marcati da fasce di cataclasiti di spessore variabile, in genere dell'ordine di qualche decina di metri. Nell'ambito del Foglio il contatto con la sovrastante Unità di Mandanici è esposto in destra orografica della F.ra di Sinagra, e nelle finestre tettoniche di Montagnareale e Castagnere.

2.2.1. - *Basamento varisico*

2.2.1.1. - Metamorfiti di Fondachelli (**FND**)

Il basamento metamorfico dell'Unità di Fondachelli (BONARDI *et alii*, 1976, 1996; GIUNTA *et alii*, 1998) è caratterizzato da prevalenti filladi e metareniti (FND) in genere grafitose, grigio scure, o plumbee o più raramente verdastre, a grana minutissima e basso grado di cristallinità, con abbondante sericite, quarzo, e subordinate clorite, albite, piccole lamine di muscovite e cristalli di ilmenite e tormalina. Nelle filladi i rapporti percentuali tra quarzo e sericite sono alquanto variabili, pertanto si va da sericitoscisti a filladi via via più quarzose. Le metareniti presentano un rapporto clasti/matrice molto variabile, con matrice generalmente prevalente e clasti di solito monomineralici costituiti per lo più da quarzo e feldspati. In questa formazione si rinvencono livelli o *boudins* di metabasiti, e rari livelli di metacalcari a grana minuta e struttura granoblastica costituiti da prevalente calcite con poche lamine di sericite e rari granuli di quarzo; ambedue queste litologie sono difficilmente cartografabili.

In varie località affiorano, con spessore di qualche decina di metri, quarziti (FND_a) a grana minuta e struttura granoblastica con sottili letti di sericite e grafite, fortemente deformate in sistemi coniugati di pieghe *chevron*.

In tutta l'unità sono frequenti mineralizzazioni ad ossidi e solfuri di ferro, a luoghi con concentrazioni tali da averne consentito nel passato il limitato sfruttamento.

Non è possibile ricostruire in dettaglio la stratigrafia, poiché la successione è interessata da una deformazione duttile penetrativa connessa a tre fasi di piegamento.

In quasi tutti i litotipi si riconoscono due fasi di piegamento coassiali con relative scistosità di piano assiale: una F1 isoclinale con scistosità di piano assiale S1 subparallela alla S0, ripiegata da pieghe F2, molto strette, cui è connessa una foliazione o clivaggio di crenulazione S2 regionale, a luoghi sub-ortogonale alla S1 (Figg. 14 e 15).

Nei litotipi più pelitici le pieghe, marcate da letti di sericite e di quarzo, sono quasi completamente trasposte dalla foliazione e se ne riconoscono solo alcune cerniere con geometrie a “testa di pesce”.

Nei litotipi più quarziticì è facilmente riconoscibile una pervasiva crenulazione connessa a pieghe *chevron* F3, coniugate e molto disperse nei quadranti settentrionali, che ripiegano la foliazione regionale S2, inducendo a luoghi un blando clivaggio di frattura.

Il metamorfismo, non datato ma ascritto da tutti gli AA all'orogenesi ercinica, è in facies scisti verdi zona a clorite.



Fig. 14 - Unità di Fondachelli - Fillade. Foliazione regionale (S2) che traspone la precedente foliazione (S1), preservata solo all'interno dei microlitoni (solo polarizzatore).

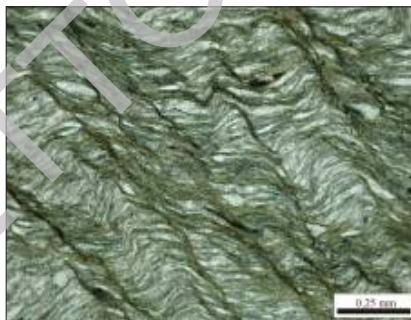


Fig. 15 - Unità di Fondachelli - Particolare della precedente (solo polarizzatore).

La storia tettono-metamorfica (MESSINA *et alii*, 1993; GIUNTA *et alii*, 1998), ricostruibile nei tipi più pelitici è caratterizzata dalle prime due fasi deformative erciniche. La foliazione regionale (S2) e la precedente foliazione S1 sono accompagnate da ricristallizzazione sincinemica di sericite, clorite, quarzo e ilmenite e come accessori opachi e tormalina, sempre ben preservata all'interno dei microlitoni.

Lo spessore, che include le duplicazioni tettoniche e le pieghe, raggiunge i 500 m.

2.2.2. - Successione mesozoica

All'Unità di Fondachelli viene attribuita la successione sedimentaria affiorante a ovest di S. Giorgio e Saliceto, caratterizzata dalla sequenza quarzoso-arenacea del Verrucano peloritano e da modesti lembi di calcari. L'attribuzione all'Unità di Fondachelli è giustificata solo dalla posizione geometrica al disotto delle filladi dell'Unità di Mandanici, non essendo ricostruibili con certezza le relazioni al letto con il basamento.

2.2.2.1. - Verrucano Peloritano (**VEP**)

Affiora tra Marotta e Sorrentini, nell'alto strutturale che delimita verso est la depressione di Patti.

Si tratta di un'alternanza di arenarie quarzose in banchi metrici e argilliti silicee rossastre in strati decimetrici. A differenti altezze stratigrafiche sono presenti livelli conglomeratici ad elementi cristallini ben arrotondati, di dimensioni centimetriche, immersi in matrice pelitica silicea di colore rossastro. Negli orizzonti più pelitici è talora riconoscibile una foliazione di piano assiale, che lascia supporre un blando metamorfismo simile a quello riconosciuto nell'Unità di Ali (versante ionico dei Monti Peloritani).

L'età della formazione, per analogia con equivalenti depositi, è Triassico superiore-Hettangiano (BAUDELLOT *et alii*, 1988).

Lo spessore è di circa 200 m.

2.2.2.2. - Calcari algali e dolomie di Sorrentini (**DOA_a**)

Si tratta di depositi assimilabili ai calcari e dolomie di Taormina (DOA), già descritti precedentemente, di cui costituiscono la litofacies con caratteristiche tipiche di piattaforma carbonatica. Tali depositi sono rappresentati da calcari algali e calcari dolomitici grigi e rossastri intensamente venati e spazzati, con fantasmi di oncoliti, riconoscibili solo al microscopio, in banchi di spessore variabile.

A questa formazione sono stati attribuiti modesti lembi affioranti a est di Sorrentini (a Nord di Montagnareale), sottostanti tettonicamente al Verrucano peloritano.

L'età, per posizione stratigrafica, è Lias inferiore.

Lo spessore raggiunge al massimo alcune decine di metri.

2.3. - UNITÀ TETTONICA DI MANDANICI

L'Unità di Mandanici (OGNIBEN, 1968; ATZORI & VEZZANI, 1974; BONARDI *et alii*, 1976) si estende in continuità di affioramento dalla costa ionica (da Briga a S. Alessio) verso NO fino oltre Novara di Sicilia, per riaffiorare sul versante tirrenico, tra Montagnareale e S. Piero Patti e lungo la F.ra di Naso. Il suo spessore è molto maggiore nel settore orientale dei Monti Peloritani, minore in quello occidentale.

La formazione fa parte del "Complesso nord peloritano" di FERLA (1968, 1972) e TRUILLET (1968). GHEZZO (1967), ATZORI *et alii* (1974) e BONARDI *et alii* (1976) individuano tra le "filladi dell'Unità di Mandanici" e gli "gneiss dell'Uni-

tà dell'Aspromonte" contatti tettonici definiti da fasce cataclastico-milonitiche che separano terreni con un brusco salto di metamorfismo. Secondo BONARDI *et alii* (1976, 1993) l'Unità di Mandanici è posta geometricamente tra l'Unità dell'Aspromonte a tetto e l'Unità di Fondachelli a letto.

Secondo GHEZZO (1967), TRUILLET (1968), OGNIBEN (1969), ATZORI (1970, 1972), ATZORI & D'AMICO (1972), ATZORI & SASSI (1973), BONARDI *et alii* (1976, 1982, 1993), FERLA (1972, 1974, 1982), PEZZINO (1982), CENSI & FERLA (1983, 1989), CIRRINCIONE & PEZZINO (1991, 1994), MESSINA (1995), MESSINA *et alii* (1993, 1996, 1997), GIUNTA *et alii* (1998), RUSSO *et alii* (2002); CUTRUPIA *et alii* (2004), l'Unità di Mandanici è costituita da un basamento di epi-mesometamorfiti con lembi di copertura meso-cenozoica.

ZUPPETTA & SAVA (1987), CIRRINCIONE & PEZZINO (1991, 1994), MESSINA (1995), MESSINA *et alii* (1996a, 1996b); GIUNTA *et alii* (1998) individuano nell'unità una blanda sovrimpronta metamorfica Alpina.

MESSINA *et alii* (1992, 1995, 1997, 2003a, 2003b) e MESSINA (1998a, 1998b, 2002) considerano l'Unità di Mandanici prevalentemente interposta tra le Unità di Piraino e del Mela, e solo localmente in contatto con l'Unità dell'Aspromonte.

Cospicue fasce cataclastico-milonitiche separano l'Unità di Mandanici dalle altre unità.

Al tetto dell'Unità Mandanici sono stati rinvenuti corpi carbonatici di dimensioni piuttosto modeste (BONARDI *et alii*, 1982; ATZORI *et alii*, 1977) ascritti alla originaria copertura mesozoica. ATZORI *et alii* (1995) associano alla copertura sedimentaria di questa unità i blocchi carbonatici di Rocca Novara e S. Alessio.

2.3.1. - Basamento varisico

Il basamento dell'Unità di Mandanici è formato da una sequenza di metamorfiti di età varisica costituita da prevalenti filladi passanti a metareniti con banchi di quarziti, potenti livelli di marmi a silicati e con minori lenti di metabasiti e localmente porfiroidi.

Il grado metamorfico è variabile dalla zona a clorite della facies degli scisti verdi, fino all'inizio della facies anfibolitica.

2.3.1.1. - Metamorfiti di Mandanici (**FDN**)

Le filladi (**FDN_b**) costituiscono il litotipo principale dell'unità. Hanno colore variabile da grigio scuro (filladi grafitose) a grigio-verde (filladi cloritiche) a grigio-plumbeo (filladi biotitiche), sono ricche di lenti e noduli di quarzo di dimensioni decimetriche, la grana è da finissima a fine con cristallinità crescente

dalle filladi grafitose a quelle cloritiche a quelle biotitiche. Hanno tessitura scistosa con locale presenza di porfiroblasti millimetrici di clorite, biotite, granato, cloritoide e rara staurolite. I tipi più pelitici passano lateralmente a metareniti massive a grana fine.

Litotipi subordinati, intercalati a filladi e metareniti, sono rappresentati da: quarziti in banchi di limitata estensione, non cartografabili, fortemente foliate e crenulate e ricche in livelli sericitico-cloritici; più rare lenti di metabasiti (scisti verdi) a grana minuta e tessitura scistosa, ad anfibolo verde chiaro, clorite, epidoti ed opachi; porfiroidi, localmente anche in corpi ettometrici di colore bianco-verdastro, a grana media o medio-fine con porfiroclasti feldspatici centimetrici in una matrice sericitico-cloritica talora anche a biotite (es. zona di Piraino). Le metamorfite hanno derivazione pelitico-arenacea, probabilmente da un'originaria serie terrigena, con intercalazioni di vulcaniti basiche (ATZORI *et alii*, 1974).

Un'altra petrofacies è rappresentata da marmi (**FDN_a**), in banchi spesso cartografabili, affioranti per lo più nella parte alta dell'unità: nei dintorni di Gioiosa, a sud di Capo Calavà, sono grigio chiari, hanno grana fine e tessitura orientata con bande silicatiche alternate a letti carbonatici. Sericite + quarzo e localmente clorite, albite, flogopite costituiscono le fasi silicatiche. Più rari i tipi massivi a struttura granoblastica. Localmente sono anche presenti piccoli banchi di calcescisti a sericite, clorite, opachi con subordinata calcite. La storia tettono-metamorfica è stata ricostruita (CUTRUPA *et alii*, 2004, CUTRUPA & RUSSO, 2005) nei tipi più pelitici. Si possono riconoscere tre fasi deformative accompagnate da metamorfismo: la prima è responsabile dello sviluppo di una foliazione S1 relitta, non identificabile alla meso-scala.

La foliazione principale (S2), è associata a un piegamento isoclinalico (F2) che traspone la precedente foliazione (S1) ed è caratterizzata dalla cristallizzazione sincinemica di mica bianca, clorite, quarzo, albite, ilmenite e localmente biotite; la foliazione S1 è spesso osservabile nelle cerniere delle pieghe F2. Lungo i fianchi di queste ultime, la foliazione regionale è costituita da S1+S2, con stiramento della geometria S1.

La terza fase deformativa dà luogo a pieghe da strette a isoclinali che ripiegano la foliazione regionale (S1+S2) e che localmente sviluppano un clivaggio di crenulazione (S3) di piano assiale, accompagnato da blastesi di lamine decussate di clorite, mica bianca e localmente biotite (Fig. 16). Sul clivaggio S3 si sviluppano bande di *kinking* che evolvono a zone di *shear* duttile-fragile sino a fragile. Porfiroblasti di granato crescono da sintettonici rispetto alla seconda foliazione (S2), a sintettonici sul clivaggio di crenulazione di terza fase (S3) (Fig. 17).

Il cloritoide mostra lo stesso intervallo di crescita del granato e continua a crescere fino a post-tettonico su S3. Nei litotipi di più alto grado metamorfico si osservano cristalli di staurolite statici sul clivaggio di crenulazione di terza fase e un orlino di oligoclasio attorno all'albite (Figg. 18 e 19).



Fig. 16 - Unità di Mandanici - Fillade. Foliatura regionale (S2) a sericite, clorite, quarzo e ilmenite, che traspone la precedente foliatura (S1) ben visibile in una cerniera di piega. E' evidente il clivaggio di crenulazione di terza fase (S3). (solo polarizzatore).



Fig. 17 - Unità di Mandanici - Fillade. Porfiroblasto di granato sintettonico sul clivaggio di crenulazione di terza fase. (solo polarizzatore).

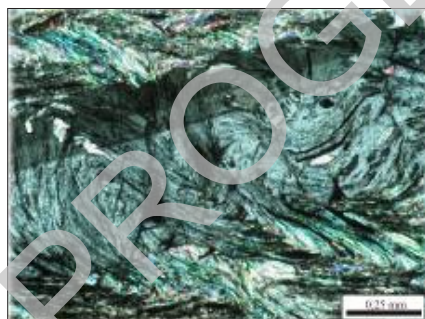


Fig. 18 - Unità di Mandanici - Fillade. Porfiroblasto geminato di cloritoide, statico sul clivaggio di crenulazione di terza fase. (nicol +).

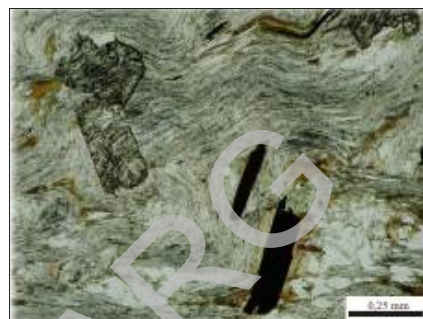


Fig. 19 - Unità di Mandanici - Micascisto. Staurolite geminata statica sul clivaggio di crenulazione di terza fase. (solo polarizzatore).

In generale è possibile riconoscere una zoneografia metamorfica progradata all'interno della facies scisti verdi fino all'inizio della facies anfibolitica, dalla zona a clorite (filladi a sericite e clorite), alla zona a granato (filladi a clorite e granato), alla zona a biotite e granato (filladi a clorite + biotite + granato \pm cloritoide), alla zona a oligoclasio + staurolite (filladi micascistose a clorite + biotite + granato \pm cloritoide + staurolite + oligoclasio).

Secondo ATZORI & SASSI (1973), il metamorfismo principale è Ercino-tipo caratterizzato da basse pressioni e temperature tipiche della facies scisti verdi, raggiungendo localmente quelle di inizio della facies anfibolitica.

CIRRINCIONE & PEZZINO (1991) riconoscono nelle metamorfite dell'Unità di Mandanici due distinti eventi metamorfici ciascuno articolato in più fasi deformative. Il primo evento, sicuramente ercinico, mostra più fasi di cristallizzazione.

Nei livelli attualmente più profondi le due fasi sincinematiche erciniche riconosciute raggiungono la facies degli scisti verdi, subfacies a clorite e in qualche caso anche a biotite, nei livelli attualmente più elevati sono riconoscibili più momenti di cristallizzazione sia sintettonici, in facies scisti verdi, zona ad almandino, sia postettonici, in facies anfibolitica, isograda a staurolite.

Il secondo evento metamorfico sicuramente alpino, è di bassissimo grado e non genera ricristallizzazioni evidenti, ma si manifesta con numerose strutture deformative che sovrapposte a quelle erciniche determinano interferenze di diverso ordine.

ATZORI *et alii* (1994) riconoscono nel basamento dell'unità una blanda sovrimpronta alpina in bassa facies scisti verdi.

Secondo MESSINA (1998b), MESSINA *et alii* (1993, 1996, 1998) e GIUNTA *et alii* (1998) il metamorfismo dell'Unità di Mandanici, polifasico, è Ercino-tipo e responsabile di una zoneografia metamorfica progradata dalla zona a clorite della facies scisti verdi ($T < 420^{\circ}\text{C}$ con $P > 2$ kbar) alla zona a staurolite + oligoclasio dell'inizio della facies anfibolitica ($T = 550^{\circ}\text{C}$ e $P < 3$ kbar).

L'evento ercinico ha originato nel basamento almeno tre fasi deformative, le prime due accompagnate da episodi metamorfici sin- e post-cinematici, la terza produce crenulazione fino a trasposizione o ricristallizzazione di miche lungo una terza foliazione che non oblitera le precedenti strutture. La tettonica alpina stira la foliazione principale o produce una nuova crenulazione con piani di taglio e locale ricristallizzazione di sericite, clorite, epidoti ed opachi. CUTRUPIA *et alii* (2004) e CUTRUPIA & RUSSO (2005) aggiungono una quarta fase deformativa non accompagnata da blastesi, probabilmente da ascrivere alla tettonogenesi alpina. Questi autori e MINUTOLI (2003) suggeriscono per la fase metamorfica principale (S2) un picco metamorfico a $T = 520\text{-}540^{\circ}\text{C}$ e P tra 4 e 6 kbar.

I litotipi dell'Unità di Mandanici affioranti nell'area di Piraino-S. Angelo di Brolo sono stati considerati da alcuni Autori (MESSINA, 1998a, 1998b; MESSINA *et alii*, 1998) appartenenti ad un complesso metamorfico differente, in quanto presenterebbero storia evolutiva diversa da quella dell'Unità di Mandanici, per la presenza di una terza foliazione (S3) connessa a pieghe F3 con granato, cloritoide e staurolite, statici su di essa con una crescita da sin-S2 a post-S3.

Tale complesso metamorfico è stato elevato a rango di "Unità tettonica di Piraino" da CECCA *et alii* (2002). Secondo tali AA. l'Unità di Piraino, geometricamente interposta tra le Unità del Mela e localmente dell'Aspromonte a tetto, e l'Unità di Mandanici a letto, sarebbe caratterizzata da un complesso epi-mesometamorfico, precedentemente ascritto all'Unità di Mandanici, e da una successione mesozoica che ne rappresenterebbe la copertura sedimentaria.

Lo spessore apparente raggiunge i 700 m nella zona di Montagnareale.

2.3.2. - *Successione mesozoica*

Poco a nord di S. Angelo di Brolo, lungo l'omonima fiumara, affiora un corpo carbonatico e arenaceo, dello spessore di circa un centinaio di metri, sottoposto all'Unità tettonica dell'Aspromonte e sovrapposto alle filladi dell'Unità di Mandanici lungo un contatto tettonico incerto e di difficile interpretazione a causa della limitata estensione dell'affioramento.

Questo corpo carbonatico è composto da tre piccole scaglie tettoniche ciascuna delle quali comprende una formazione in posizione invertita rispetto alla originaria successione.

DUÉE (1969) interpreta questa successione Mesozoica come facente parte dell'Unità di Ali.

2.3.2.1. - Verrucano Peloritano (**VEP**)

Conglomerati a clasti eterometrici in matrice arenitica, di colore dal rosso viaccia al giallastro, con intercalazioni di areniti fini ed argilliti rossastre. I conglomerati passano verso l'alto ad arenarie grossolane di colore rosso viaccia. Le areniti hanno composizione da quarzoarenitica a sub-litarenitica. I clasti sono rappresentati da abbondante quarzo riciclato, felsiti vulcaniche, e metamorfiti di basso grado.

THERY *et alii* (1985) hanno interpretato la sequenza come un deposito fluviale, di età Norico-Retico sulla base del contenuto in pollini ed hanno correlato questi sedimenti con il "Keuper" della Sardegna; tuttavia, l'età della formazione, per analogia con equivalenti depositi diffusi in area peloritana, è Triassico superiore-Hettangiano (BAUDELLOT *et alii*, 1988).

Lo spessore è di circa 25 m.

2.3.2.2. - Dolomie di Fiumara S. Angelo (**DLS**)

Dolomie macrocristalline, massive o mal stratificate, di colore grigio chiaro e interessate da clivaggio diffuso.

Nell'impossibilità di determinare l'età della formazione, a causa della totale ricristallizzazione dei litotipi, essa viene assegnata per analogia con altre facies consimili che rivestono lo stesso significato paleo-geografico, pertinenti ad altre unità tettoniche.

Tale successione stratigrafica viene pertanto attribuita al Lias inferiore (?).

Lo spessore è di circa 50 m.

2.3.2.3. - Arenarie di Romano (AAO)

Arenarie classate, siltiti, marne e peliti, di colore bruno-grigiastro, con intercalazioni di livelli di brecciole, passanti a marne e calcari marnosi grigiastri, ben stratificate in livelli da centimetrici a decimetrici.

La composizione delle areniti varia da quarzoso-feldspatica a sub-arcose. I clasti sono caratterizzati da abbondanti granuli di feldspati di probabile origine da terreni cristallini (gneiss e plutoniti), cui si aggiungono granuli quarzosi e metamorfici derivanti dal sottostante Verrucano peloritano.

CECCA *et alii* (2002) nella parte alta della successione silicoclastica rinvennero alcune ammoniti mostranti affinità con *Spinammatocheras (M) tenax* (VACEK) della biozona a *L. murchisonae* (J. DE C. SOW.) dell'Aaleniano medio (LINARES *et alii*, 1989), e nella parte bassa della successione nannofossili quali *Lotharingius umbriensis* MATTIOLI, che indicherebbe un'età non più antica del Pliensbachiano superiore, mentre nella parte alta l'occorrenza di *Hexlithus magharensis* MOSHKOVITS & ERLICH, *Triscutum tiziense* DE KAENEL & BERGEN e *Watznaueria contracta* (BOWN & COOPER), assegnerebbero un'età Aaleniano inferiore.

Relativamente al Foglio non è stato riconosciuto il passaggio stratigrafico fra le due formazioni silicoclastiche come indicato dagli Autori prima citati. Nelle aree di affioramento del Foglio le due petrofacies vengono a contatto per faglia, come pure resta di tipo meccanico il contatto tra le arenarie (AAO) e le dolomie (DLS).

L'età è Pliensbachiano-Aaleniano medio.

Lo spessore è di poche decine di metri.

2.4. - UNITÀ TETTONICA DELL'ASPROMONTE

L'Unità dell'Aspromonte (BONARDI *et alii*, 1979), corrispondente alla "Falda dell'Aspromonte" di OGNIBEN (1960, 1973), affiora nel versante settentrionale dei Monti Peloritani, estendendosi pressoché in continuità di affioramento dalla costa ionica a quella tirrenica, a nord dell'allineamento Scaletta Zanclea-Capo d'Orlando. L'Unità affiora più estesamente al di là dello Stretto di Messina, in Calabria meridionale costituendo gran parte dell'omonimo massiccio (BONARDI *et alii*, 1979, 1992, 1993; MESSINA *et alii*, 1993).

In Sicilia rappresenta l'unità strutturale più elevata tra le falde di basamento dell'edificio peloritano. Affiora con spessori apparenti che superano anche i 1000 m ed è limitata a letto dall'Unità metamorfica di Mandanici. Localmente, l'unità è presente anche in piccoli *klippen* come a Savoca (ATZORI & D'AMICO, 1972) sulle epimetamorfiti dell'Unità di Mandanici e sulla copertura mesozoica dell'Unità di Ali (ATZORI, 1968).

L'Unità dell'Aspromonte è costituita da un basamento polimetamorfico costituito da prevalenti paragneiss passanti a micascisti con estesi corpi di gneiss occhiadini e subordinati metagranitoidi. Litotipi minori sono rappresentati da anfiboliti e metaultramafiti in lenti o *boudins*, diffusi i marmi a silicati, più rari i fels Ca-silicatici e le quarziti.

Il metamorfismo principale, di età ercinica (ATZORI *et alii*, 1990; BONARDI *et alii*, 1991; DE GREGORIO *et alii*, 2003), è in facies anfibolitica. Le metamorfiti sono intruse da numerosi corpi plutonici tardo-varisici (DEL MORO *et alii*, 1982; ATZORI *et alii*, 1990) in masse di varie dimensioni e da una fitta rete di filoni acidi, microgranitici, aplo-pegmatitici e felsitici che attraversano anche gli stessi corpi plutonici. Una sovrimpronta metamorfica di età alpina (BONARDI *et alii*, 1991) in facies scisti verdi di pressione intermedia si sviluppa lungo piani di *shear*, interessando con intensità variabile parte del basamento. E' assente la copertura sedimentaria meso-cenozoica.

2.4.1. - Metamorfiti dell'Aspromonte

Si tratta di un complesso metamorfico varisico (PMA) in facies anfibolitica, intruso da un complesso plutonico tardo-varisico (PMP), di composizione da intermedia ad acida, con sovrimpronta metamorfica alpina dalla facies scisti verdi di MP e BT a quella anfibolitica di MP e BT; quest'ultimo non è sempre differenziabile alla scala del Foglio.

Ai fini cartografici i litotipi di seguito elencati, in funzione delle loro caratteristiche petrografiche, sono stati unificati in cinque gruppi fondamentali:

Paragneiss passanti a micascisti (PMA_a), con corpi plutonici e filoni acidi, lenti di anfiboliti e metaultramafiti, livelli di marmi e fels Ca-silicatici.

Gneiss occhiadini (PMA_b), localmente con metagranitoidi associati. Al loro interno sono presenti filoni di meta-pegmatiti e meta-apliti, lembi di paragneiss e rari inclusi microgranulari femici. Locali lenti decimetriche o *boudins* di anfiboliti.

Plutoniti (PMP), in corpi e filoni intrusi nelle metamorfiti; presentano grana da fine a media, tessitura massiva e composizione granodioritico-monzogranitica. Contengono inclusi microgranulari biotitici e xenoliti metamorfici. Localmente costituiscono masse di notevoli dimensioni. I filoni, fino a metrici, costituiscono una fitta rete che intrude, discordante, metamorfiti e plutoniti.

Marmi (PMA_d), impuri, a grana media e tessitura massiva in livelli di spessore fino ai 100 m, intercalati a paragneiss e micascisti o associati ad anfiboliti. Subordinati i fels Ca-silicatici.

Paragneiss granatiferi minuti passanti a micascisti (PMA_e) (cfr. Unità del Mela, Auct.) a blastesi statica di staurolite, granato, cianite, sillimanite, cordierite, andalusite. Presenti, in tutti i tipi litologici facenti parte di questa petrofacies,

grossi granati relitti di colore biancastro, parzialmente o totalmente destabilizzati ascrivibili ad un evento eclogitico. Locali lenti metriche e *boudins* di metabasiti.

In particolare:

Paragneiss passanti a micascisti in banchi di notevole estensione, costituiscono la litofacies prevalente dell'Unità; tra i due litotipi esistono tutte le sfumature intermedie.

I paragneiss (Fig. 20) sono caratterizzati da quarzo, plagioclasio, biotite \pm muscovite \pm granato \pm K-feldspato, mentre i tipi più micascistosi (Fig. 21) si arricchiscono di bande micacee con covoni di sillimanite fibrolitica \pm granato \pm andalusite \pm staurolite \pm cordierite.

Nei paragneiss è riconoscibile una sola foliazione talora crenulata; essi presentano un largo spettro di grana, tessitura e composizione, da tipi xenoblastici con cristallizzazione sincinemica, a tipi blastici e flebitici dove prevale la cristallizzazione postcinematica, caratterizzata da lamine decussate di miche e da punti tripli tra i granuli quarzoso-feldspatici. I micascisti hanno grana grossa e mostrano cristallizzazione postcinematica di tutti i minerali che nelle porzioni più pelitiche raggiungono una struttura a fels.

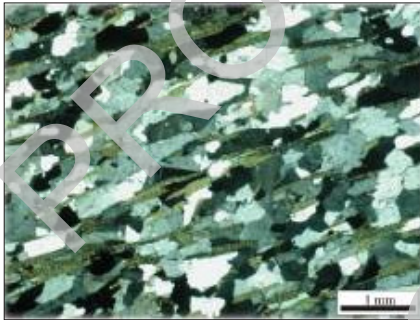


Fig. 20 - Unità dell'Aspromonte - Paragneiss biotitico (PMAa) (nicol +).

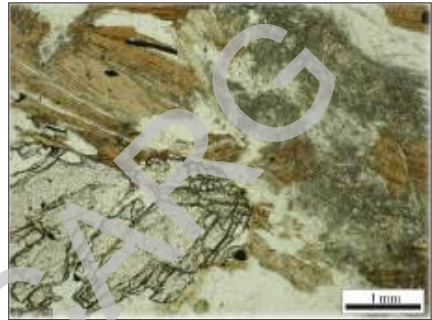


Fig. 21 - Unità dell'Aspromonte - Micascisto a biotite, granato e sillimanite fibrolitica. (solo polarizzatore).

Paragneiss e micascisti mostrano effetti di mobilizzazione anatettica per la presenza di corpi e filoni concordanti di leucosomi che, nelle aree prospicienti il Tirreno, come Capo Rasocolmo (Foglio "Villa S. Giovanni"), Milazzo (Foglio "Milazzo") e Capo d'Orlando (Foglio "Patti"), giungono sino a migmatiti a tessitura flebitico-stromatitica con un paleosoma rappresentato da gneiss biotitici \pm sillimanitici \pm granatiferi o da subordinate anfiboliti e con una porzione leucosomatica, di composizione quarzoso-feldspatica, in chiazze, vene ptigmatiche e filoncelli decimetrici concordanti. Bande centimetriche di lamine decussate di biotite, segregate tra paleosoma e leucosoma, formano il melanosoma.

Laddove gli effetti migmatitici sono più blandi i corpi leucosomatici sono meno frequenti.

Corpi di gneiss occhiadini sono diffusi in tutta l'unità. Nell'area del Foglio costituiscono la litofacies più rappresentata, affiorando infatti a sud di Patti, tra M. Fossa della Neve e M. Ilici e nella Valle del T. Timeto; sono ancora presenti lungo la F.ra S. Angelo di Brolo e a Capo Calavà. Gli spessori possono raggiungere diverse centinaia di metri, anche per effetto di sistemi di *thrust* secondari e *duplex*.

Gli gneiss occhiadini presentano colore da biancastro a grigio scuro (a seconda della composizione), sono eterogranulari a grana grossa con tessitura orientata e struttura porfiroblastica con grossi cristalli tabulari fino a centimetrici di feldspato potassico pecilitico circondati da una matrice più minuta di biotite, quarzo, plagioclasio e microclino (Fig. 22).

In vicinanza del complesso plutonico, sono attraversati da numerosi filoni discordanti microgranitici ed aplo-pegmatitici. La tettonica alpina produce effetti da cataclastici a milonitici con riduzione di grana e ricristallizzazione di mica bianca lungo piani di *shear*.

I metagranitoidi (s.l.) in banchi ettometrici di solito associati agli gneiss occhiadini, come lungo la F.ra S. Angelo di Brolo, raramente affiorano in corpi separati. Sono foliati, eterogranulari a grana media o medio-grossa e sono caratterizzati dalla presenza di biotite, mentre la muscovite, decisamente subordinata, diventa più abbondante lungo le fasce milonitiche. Anfiboliti e Metaultramafiti hanno estensione non cartografabile, affiorano in lenti parallele alla foliazione regionale e sono di norma intercalate a gneiss e micascisti, solo localmente sono osservabili all'interno degli ortogneiss, come a Torre delle Ciavole, dove filoni decimetrico-metrici concordanti sono presenti all'interno di gneiss occhiadini (ROTOLO, 1993). Le anfiboliti (s.l.) sono massive o listate, a grana media con variabili quantità di orneblenda dal 70-80% (anfiboliti s.s.), talora con associata biotite (anfiboliti biotitiche) o plagioclasio (anfiboliti plagioclastiche) o plagioclasio+quarzo (gneiss anfibolici).

La struttura è da granoblastica a nematoblastica (Fig. 23).

Diffusi sono Marmi e fels Ca-silicatici. Nell'area del Foglio affiorano ampiamente nell'area di Gioiosa Marea.

Sono alternati a paragneiss e micascisti o anche associati a lenti di anfiboliti. Hanno colore grigio-chiaro, sono di norma massivi a grana media e tessitura saccharoide con una scarsa porzione silicatica costituita da quarzo, muscovite, pirosseno, epidoto e feldspati con minori biotite e granato.

Più rari fels Ca-silicatici sono costituiti dai suddetti silicati prevalenti sui carbonati.

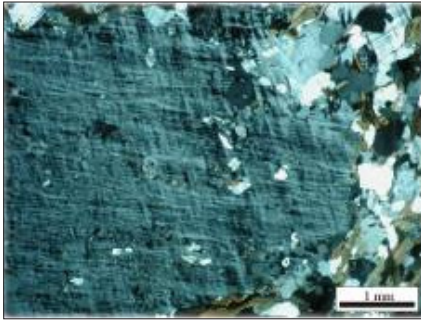


Fig. 22 - Unità dell'Aspromonte: Gneiss occhiadino. Porfiroblasto di microclino avvolto da una matrice di quarzo, plagioclasio microclino a biotite (nicol +).

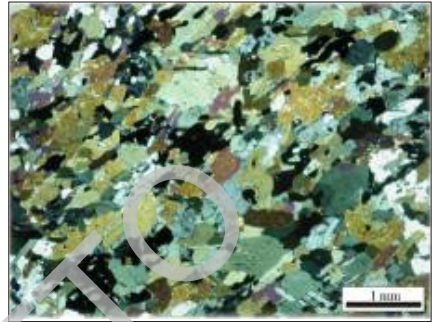


Fig. 23 - Unità dell'Aspromonte: Anfibolite.

Decisamente subordinate le quarziti in piccoli livelli di colore biancastro intercalati a paragneiss e micascisti. Hanno tessitura massiva, solo localmente orientata. Oltre al quarzo presentano granuli di opachi e qualche lamina di muscovite.

Nell'area del Foglio "Patti" vengono considerati come litofacies a parte i paragneiss granatiferi minuti (Fig. 24) passanti a micascisti a grana per lo più grossa, tessitura da orientata a scistosa, considerati da MESSINA *et alii* (1995, 1997) come facenti parte dell'Unità del Mela e affioranti nell'area compresa tra Gioiosa Marea-S. Giorgio (a sud di Capo Calavà) e a nord di Montagnareale.

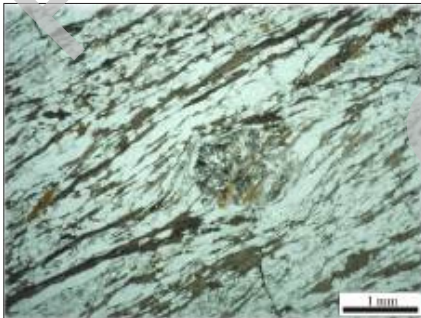


Fig. 24 - Unità dell'Aspromonte - Paragneiss granatifero minuto (PMA) (solo polarizzatore).

I micascisti hanno struttura porfiroblastica con blastesi statiche sulla foliazione regionale di staurolite e/o granato e/o cianite e/o sillimanite e/o cordierite e/o andalusite. Sono presenti in tutti i tipi litologici, associati a questa litofacies, grossi granati re-litti di colore biancastro, parzialmente o totalmente destabilizzati ascritti da MESSINA *et alii* (1995, 1997) ad un evento eclogitico pre- o eo-varisco. Tale evento è documentato oltre che dalla presenza del granato nei paraderivati anche di granato e pirosseno negli ortoderivati basici. Localmente

sono inclusi metabasiti in lenti metriche e *boudins* non cartografabili, a tessitura scistosa e struttura nematoblastica costituite prevalentemente da orneblenda e plagioclasio con minori biotite, quarzo, titanite e ilmenite (anfiboliti *s.l.*); la tessi-

tura è massiva con grossi granati relitti e con concrescimenti a struttura semplice-titica di anfibolo \pm clinopirosseno e plagioclasio derivanti dalla destabilizzazione dell'onfacite, simili a eclogiti riequilibrata (COMPAGNONI *et alii*, 1998).

Nell'area del Foglio "Patti" non è stato rinvenuto nessuno dei contatti tettonici segnalati dai suddetti AA., pertanto si ritiene che tale litofacies non possa essere considerata un'unità tettonica alpina a sé stante.

Per una più aggiornata letteratura sull'argomento si rinvia alla bibliografia esistente.

L'unità raggiunge in affioramento lo spessore di oltre 1000 m, per effetto di notevoli duplicazioni e piegamenti a varia scala.

3 - SUCCESSIONI TERRIGENE DELL'OLIGOCENE SUPERIORE-MIOCE-NE INFERIORE

Con questo termine vengono indicati i primi depositi discordanti sulle unità impilate di basamento e/o copertura.

Alla base è spesso presente un deposito noto come "Conglomerato Rosso" (TRUILLET, 1961; BONARDI *et alii*, 1980) dell'Oligocene inferiore. Affiora irregolarmente lungo una fascia allungata circa ONO-ESE estesa da Raccuia (Foglio "Patti") fino a Capo S. Alessio, sulla costa ionica (cfr. Foglio "Taormina").

Seguono le successioni del Flysch di Capo d'Orlando (OGNIBEN, 1960; LENTINI & VEZZANI, 1975; BONARDI *et alii*, 1982; GIUNTA & NIGRO, 1999) di età Chattiano-Burdigaliano inferiore (LENTINI *et alii*, 1995a; CATALANO & DI STEFANO, 1996; LENTINI, 2000). Questi depositi sono controllati dall'avanzamento del fronte di deformazione (CATALANO *et alii*, 1996; GIUNTA & NIGRO, 1999).

Il Flysch di Capo d'Orlando affiora estesamente nei M. Peloritani; poggia in discordanza al tetto delle unità della Catena Kabilo-Calabride, suturandone i sovrascorrimenti relativi alle prime fasi tettonogenetiche. Si estende in ampie fasce da Taormina a Floresta (cfr. Foglio "Randazzo") e più ad ovest, sulla costa tirrenica, fino ai dintorni di S. Agata di Militello. È ben rappresentato tra Raccuia e Capo d'Orlando e in modo via via più frammentario verso Patti e Barcellona. La sua attuale distribuzione in affioramento è il risultato di sistemi di faglie che a partire dal Tortoniano hanno deformato il sistema a *thrust* infra-miocenico.

3.1. - CONGLOMERATO ROSSO (GLO)

Si estende con continuità da Raccuia a sud di S. Piero Patti e, subordinatamente in sinistra idrografica della F.ra di Sinagra. Il Conglomerato Rosso è un deposito terrigeno canalizzato, costituito da prevalenti conglomerati a matrice

sabbiosa di colore tipicamente vinaccia e rossastro, cui si intercalano arenarie rosse e siltiti grigie, inglobanti numerosi sciami di olistoliti di natura filladica e carbonatica (ca), di dimensioni metriche e decametriche. Questi sono costituiti da dolomie grigie, calcari cristallini o pseudo-oolitici e breccie calcaree contenenti associazioni microfaunistiche ad alghe tipo *Chlypeina sulcata* e *Salpingoporella sp.* e a *Nautiloculina sp.*, *Valvulina sp.* e *Trocholina elongata*.

Nella F.ra di Sinagra, a luoghi, gli olistoliti carbonatici, generalmente più diffusi alla base della formazione, sono caratterizzati da calcilutiti biancastre più o meno marnose ad aptici, in strati centimetrico-decimetrici con faune a calpionelle (*Remaniella sp.*, *Crassicollaria sp.* e *Calpionella alpina*) del Titonico-Neocomiano, e da marne siltose in facies di scaglia di colore verdognolo e talora rosso in livelli molto sottili di 1-2 cm, con impronte di fondo e tracce di inoceramidi ascrivibili al Cretacico superiore.

La formazione poggia in discordanza sia sulle metamorfite dell'Unità di Fondachelli (FND) che su quelle dell'Unità di Mandanici (FDN), suturandone il contatto.

BONARDI & GIUNTA (1982) interpretano il Conglomerato Rosso non come una formazione a sé stante, ma come un deposito canalizzato, di delta subaereo o marino, alla base della F.ne. Stilo-Capo d'Orlando, alimentato prevalentemente, in aree peloritane dalle unità di alto grado metamorfico dell'Aspromonte e di Stilo.

La matrice dei conglomerati non presenta contenuto faunistico, pertanto l'età Oligocene superiore?, forse fino al Miocene inferiore, è desunta per posizione stratigrafica.

Lo spessore varia da pochi metri fino a 100 m.

3.2. - FLYSCH DI CAPO D'ORLANDO (COD)

Il Conglomerato Rosso passa verso l'alto al Flysch di Capo d'Orlando che, in mancanza di esso poggia direttamente sulle varie unità peloritane. È caratterizzato generalmente da facies torbiditiche conglomeratico-arenacee (COD_c) evolventi verso l'alto e lateralmente a facies arenacee o arenaceo-pelitiche (COD_b) e più raramente francamente pelitiche (COD_a), queste ultime non affioranti nel Foglio "Patti".

La litofacies arenacea (COD_b), estesamente affiorante nell'area del Foglio, è costituita da arcose (a feldspati potassici e sodico-calcici con abbondanti miche) e subordinatamente da arcose-litiche grigio-giallastre in strati da medi a megastrati, laminati e gradati, cui si intercalano livelli medio-spessi argilloso-marnosi (CARMISCIANO & PUGLISI, 1979).

La litofacies conglomeratica (COD_c), presente a diverse altezze stratigrafiche, è caratterizzata da banchi e strati spesso gradati di conglomerati canalizzati a clasti eterometrici e poligenici, per lo più cristallini a composizione granitico-gneis-

sica, da frammenti di micascisti e filladi e da minori quantità di clasti carbonatici. Localmente la frazione carbonatica è prevalente e costituisce breccie cementate grigio-biancastre a struttura massiva, con subordinati clasti epimetamorfici in corpi canalizzati o sotto forma di olistoliti inglobati (bm). Gli elementi carbonatici contengono *Nummulites* spp. La matrice è generalmente arenacea di colore grigio-giallastro, diagenizzata e con scarsa componente argillosa.

Per quanto riguarda l'età della formazione, la letteratura geologica presenta moderate difformità. LENTINI & VEZZANI (1975) ascrivono il Flysch di Capo d'Orlando all'intervallo Oligocene superiore-Miocene inferiore; BONARDI *et alii* (1980) assegnano la F.ne Stilo-Capo d'Orlando al Miocene inferiore-medio. Recentemente sulla base di una accurata revisione dei dati biostratigrafici basati sia sui foraminiferi che sui nannofossili calcarei (LENTINI *et alii*, 1995a, 2000; CATALANO & DI STEFANO, 1996), il Flysch di Capo d'Orlando viene attribuito all'intervallo Chattiano-Burdigaliano inferiore. In particolare, nella parte bassa della formazione sono state rinvenute nannoflore a *Helicosphaera recta* HAQ, *Sphenolithus predistentus* BRAMLETTE & WILCOXON, *S. distentus* (MARTINI), *S. ciperensis* BRAMLETTE & WILCOXON che indicano un'età Oligocene superiore (biozona MNP24 e MNP25 di CATANZARITI *et alii*, 1977 e FORNACIARI & RIO, 1996). Nei livelli superiori è stata rinvenuta un'associazione di età aquitaniana per la presenza di *Helicosphaera carteri* (WALLICH) (rara) e *Sphenolithus delphix* BUKRY (biozona MNN1 di FORNACIARI & RIO, 1996). Nella porzione superiore è stata riconosciuta un'associazione di età Miocene inferiore per la presenza di alcuni individui di *Helicosphaera carteri* (biozona MNN2a) che permettono di estendere l'età della formazione al Burdigaliano inferiore.

BONARDI *et alii* (2003) sulla base della revisione della biostratigrafia della formazione di Stilo-Capo d'Orlando, limitano l'età al Burdigaliano medio-superiore.

Ove sono riconoscibili gli originari rapporti con il substrato, si può osservare un ringiovanimento della discordanza basale verso i settori più interni dell'edificio kabilo-calabride, con una aggradazione delle facies arenacee sulle unità metamorfiche, come evidenziato da relazioni di *on-lap* e dall'età più recente dei livelli basali procedendo verso il Tirreno. In particolare gli orizzonti dell'Oligocene superiore del flysch, caratterizzati da potenti intercalazioni conglomeratiche, sono limitati alle aree più esterne dell'edificio peloritano, mentre le sequenze prevalentemente arenacee del Miocene inferiore sono ampiamente distribuite anche sul versante settentrionale (LENTINI *et alii*, 1995b; 1996; CATALANO & DI STEFANO, 1996; CATALANO *et alii*, 1996). GIUNTA & NIGRO (1999), ricostruiscono l'evoluzione di un sistema di avanfossa progradante sulla base dei rapporti tra il Flysch di Capo d'Orlando e i depositi pre-tetogenetici del Flysch di Frazzanò.

L'età è Oligocene superiore-Burdigaliano inferiore.

Gli spessori, complessivamente circa 600 m, sono molto variabili.

4. - UNITÀ TETTONICA “ANTISICILIDE”

Poggia in contatto tettonico a bassissimo angolo sul Flysch di Capo d’Orlando e localmente sulle unità cristalline. *Slumps* ed olistostromi di argille varicolori al tetto del Flysch di Capo d’Orlando sono interpretabili come precursori dell’arrivo delle “Argille Scagliose”, che hanno interrotto la sedimentazione terrigena del Flysch di Capo d’Orlando stesso (OGNIBEN, 1960; BONARDI *et alii*, 1980), successivamente ripresa con modalità diversa con la deposizione delle Calcareniti di Floresta.

OGNIBEN (1960) indicò questa unità col termine di Complesso Sud-Liguride e la considerò analoga al Complesso Sicilide, ipotizzando una provenienza dalla stessa area occupata dalle “Argille Variegata del Complesso Sicilide”, con un “retrocolamento gravitativo” delle A.S. sicilidi sulla copertura tardorogena del Complesso Calabride. Per questo motivo OGNIBEN (1969) contraddistinse questi terreni col termine di “antisicilidi”, per evidenziare le analogie litostratigrafiche con le Argille Scagliose sicilidi, dalle quali però differiscono per la posizione strutturale.

Le opinioni sulla provenienza e sulla modalità di messa in posto di questi terreni sono differenti. Secondo TRUILLET (1968) le Argille Scagliose avrebbero una provenienza “tirrenica”, perché interpretate come lembi residui della falda dei “flysch interni”, accavallatasi durante il Miocene inferiore sul dominio peloritano, per poi essere traslate ulteriormente sui “flysch esterni”.

Analoga interpretazione viene data da CAIRE (1973). OGNIBEN (1969) invece, e GUERRERA & WEZEL (1974) propongono una provenienza esterna con un fenomeno di anticoprimento ed una traslazione da est verso ovest, confermata anche da LENTINI *et alii* (1987).

4.1. - ARGILLE SCAGLIOSE DEI MONTI PELORITANI (ASI)

Affiorano nel settore orientale del Foglio da “Patti”, a S. Margherita, lungo il corso del T. Timeto, e a M. Cucullo, M. Gianni, M. Cùfali e M. Taffuri, al confine col Foglio “Randazzo”.

Le Argille Scagliose dei Peloritani (SEGUENZA, 1882) sono caratterizzate da argille e argille siltose vinaccia e policrome a tessitura scagliosa e giacitura spesso caotica, cui si intercalano argilloscisti bituminosi alternati a radiolariti e quarziti varicolori, e strati sottili argilloso-arenacei.

Sono presenti livelli centimetrico-decimetrici di calcari allodapici bianchi e siltiti carbonatiche grigie, e rari blocchi di dimensioni variabili di quarzareniti.

ACCORDI (1960) e LEONARDI (1965) hanno descritto gli affioramenti di ASI dei dintorni di Floresta, immediatamente a sud del Foglio “Patti”. In questa località la formazione è costituita da argilloscisti bituminosi e radiolariti di colore nerastro

o grigio-verde. I primi presentano una stratificazione ritmica in lamine fissili e si alternano a radiolariti in straterelli centimetrici di colore bruno, grigio chiaro o giallastro o bianco sporco.

LEONARDI (1965) riferisce al Cenomaniano le tredici specie di pesci fossili rinvenuti negli scisti bituminosi di Floresta.

Per CAMPISI (1977) l'età della formazione, oltre che sulle ittiofaune, si basa sulle associazioni a *Rotalipora*, *Guembelina*, *Ticinella* e *Pithonella* qui riferite al Cenomaniano, presenti nelle biocalcareniti.

Le associazioni a nannofossili, presenti nei campioni prelevati nel territorio del Foglio "Randazzo" (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, in stampa), proprio al confine col Foglio "Patti", sono rappresentate da *Arkhangelskiella cymbiformis*, *Braarudosphaera bigelowii* (GRAN & BRAARUD), *Calculites obscurus* (DEFLANDRE), *Ceratholitoides aculeus* (STRADNER), *Micula concava* (STRADNER), *M. decussata*, *Watzanaueria barnesae* che estendono l'età al Campaniano.

Lo spessore della formazione, difficilmente calcolabile per l'intensa deformazione, è valutato intorno al centinaio di metri.

5 - SUCCESSIONI DEL MIOCENE INFERIORE -PLEISTOCENE MEDIO DEI MONTI PELORITANI

5.1. - DEPOSITI CALCAREI E MARNOSI DEL MIOCENE INFERIORE-MEDIO

Sulle Argille Scagliose dei Peloritani giace in discordanza una successione clastica (Calcareniti di Floresta) passante ad argillosa (Marne di M. Pitò) che salda il contatto tettonico tra le Unità Antisicilidi e il Flysch di Capo d'Orlando.

Si tratta di lembi diffusi su quasi tutta la catena peloritana, dal versante tirrenico a quello ionico.

Le Calcareniti di Floresta corrispondono al Complesso Post-Subliguride di OGNIBEN (1960), che incluse questi terreni nella successione calabride; l'Autore (1969) le definisce Complesso Post-Antisicilide, data la loro posizione "trasgressiva" sulle ASI.

CARBONE *et alii* (1993) e LENTINI *et alii* (1995a) attribuiscono l'elevata frazione carbonatica presente nella formazione all'erosione e risedimentazione di biocostruzioni.

Nei Monti Peloritani le Calcareniti di Floresta nella maggior parte dei casi poggiano in discordanza con giacitura *down-lap* sulle ASI, ma talora anche direttamente sul Flysch di Capo d'Orlando e più raramente sul substrato cristallino.

5.1.1. - *Calcareniti di Floresta (CFL)*

Le aree di affioramento della formazione ricalcano quelle già indicate per le argille ASI, dal momento che nel Foglio “Patti” le “calcareniti” insistono quasi esclusivamente su di esse.

È caratterizzata da biocalcareniti bianco-grigiastre, generalmente a stratificazione incrociata, a frammenti di alghe, briozoi ed *amphistegine* e da arcose glauconitiche a cemento spatico in strati da 20 cm a 2 m circa, alternate a sottili livelli argillo-siltosi. Gli strati a granulometria più grossolana mostrano contatti erosionali alla base e si osservano talora corpi canalizzati e *slumps* (versante orientale di M. Gianni). Nella parte medio-alta della formazione i livelli argillo-siltosi divengono più frequenti.

Petrograficamente si tratta di arenarie arcosiche con abbondanti bioclasti, granuli di quarzo a spigoli vivi, miche, feldspati e litici metamorfici con abbondantissimi resti organogeni di alghe, briozoi, ostree, pettinidi e di foraminiferi bentonici.

Riguardo l'età delle Calcareniti di Floresta, BONARDI *et alii* (1980), CARMISCIANO *et alii* (1981) e BARRIER *et alii* (1987) assegnano la formazione al Langhiano. CARBONE *et alii* (1993) segnalano nei livelli basali associazioni a *Globigerinoides trilobus* REUSS, *Paragloborotalia siakensis* LE ROY e *P. acrostoma* (WEZEL), indicanti il Burdigaliano superiore (IACCARINO, 1985); nei livelli più alti associazioni faunistiche a *Globigerinoides irregularis* LE ROY, *Praeorbulina glomerata glomerata* (BLOW) e *P. glomerata circularis* (BLOW), assegnano un'età langhiana.

Sulla base delle campionature effettuate al limite dei fogli “Randazzo” e “Patti” i campioni basali contengono un'associazione costituita da *Helicosphaera carteri*, *H. ampliaperta* BRAMLETTE & WILCOXON, *Calcidiscus leptoporus* (MURRAY & BLACKMAN), *Geminilithella rotula* (KAMPTNER), *Sphenolithus moriformis* BRÖNNIMANN & STRADNER, *S. dissimilis* BUKRY & PERCIVAL, *S. belemnos* BRAMLETTE & WILCOXON riferibili alle biozone MNN3a e MNN3b di FORNACIARI & RIO (1996) del Burdigaliano medio-superiore. I campioni provenienti dai livelli medio-alti della formazione contengono nannoflore caratterizzate dalla presenza di *Sphenolithus heteromorphus* DEFLANDRE; presenti anche *Helicosphaera carteri*, *H. ampliaperta*, *Calcidiscus leptoporus*, *Geminilithella rotula* (KAMPTNER), *Sphenolithus moriformis*. Questa associazione è riferibile alla biozona MNN4a (FORNACIARI *et alii*, 1996) del Burdigaliano superiore, mentre i livelli sommitali sono attribuibili alla successiva biozona MNN4b del Langhiano inferiore, caratterizzata dal paracme di *Sphenolithus heteromorphus* DEFLANDRE (DI STEFANO, 1995; FORNACIARI *et alii*, 1996).

Al contrario, DE CAPOA *et alii* (2004) ringiovaniscono l'età della formazione all'intervallo Langhiano-Serravalliano.

L'analisi di facies effettuata da LENTINI *et alii* (2000) per i rilevamenti del Fo-

glio “Randazzo” (SERVIZIO GEOLOGICO D’ITALIA, in stampa) e della CARTA GEOLOGICA DELLA PROVINCIA DI MESSINA (2000), supportate anche da analisi di laboratorio (CARBONE *et alii*, 1993), permettono di riconoscere tre facies delle Calcareniti di Floresta legate ad oscillazioni eustatiche: biocalcareniti e biolititi, calcareniti a stratificazione incrociata, arenarie arcosiche con blanda giacitura *down-lap*, indicante una direzione di apporto dei sedimenti dai quadranti settentrionali.

Gli AA. citati ritengono che durante il Burdigaliano superiore si sia avuto lo sviluppo di *patch-reefs* testimoniati dai corpi biolititici, oggi conservati in lembi isolati lungo il versante peritirrenico. La facies a stratificazione incrociata invece disegna una fascia intermedia di raccordo tra i sedimenti di piattaforma e quelli pelagici. Questi ultimi sono rappresentati dall’intervallo marnoso campionato alla base delle sequenze più esterne di Floresta e di Basicò-Tripi (F° n. 587-600 “Milazzo -Barcellona P.G.”, SERVIZIO GEOLOGICO D’ITALIA. 2011). Nel Langhiano inferiore, per effetto di una caduta eustatica (*lowstand*), le aree interne, caratterizzate dai corpi biolititici depositatisi direttamente sul basamento cristallino, subirono una emersione ed una conseguente cannibalizzazione. I bioclasti carbonatici derivanti dall’erosione insieme a quelli del substrato cristallino diedero origine ai sedimenti clastico-organogeni particolarmente sviluppati tra Floresta, M. Polverello e M. Castellazzo, al limite tra i Fogli “Randazzo” e “Patti”.

Lo spessore massimo misurato in affioramento non supera i 100 m.

L’età è Burdigaliano superiore - Langhiano.

5.1.2. - Marne di M. Pitò (PIO)

La formazione prende il nome dal M. Pitò (a sud di Basicò - Foglio “Barcellona”) ove localmente, sulle facies calcarenitiche della formazione CFL poggia un orizzonte di marne, argille ed arenarie fini a stratificazione centimetrica piano-parallela. Nell’area del Foglio questi terreni affiorano in destra orografica dell’alto corso del T. Timeto, e tra S. Piero Patti e S. Maria, e sono costituiti da un’alternanza di strati sottili di marne, argille siltose di colore grigio-azzurro al taglio e brune all’alterazione, e di arenarie fini.

Le caratteristiche di facies e il contenuto microfaunistico dato da prevalenti associazioni planctoniche, hanno fatto assegnare questo deposito ad un ambiente marino distale, la cui maggiore batimetria è stata messa in relazione con una risalita eustatica durante il Langhiano (CALIRI *et alii*, 1993; CARBONE *et alii*, 1993; LENTINI *et alii*, 1995a; 2000).

Nella località tipo la formazione contiene nannoflore a *Helicosphaera walbersdorfensis* (MÜLLER), *Cyclicargolithus floridanus* (ROTH & HAY), *Discoaster musicus* STRADNER, *D. moorei*, *D. variabilis* MARTINI & BRAMLETTE, *Sphenolithus*

heteromorphus (biozona MNN5b) e foraminiferi caratterizzati da *Orbulina suturalis* BRÖNNIMANN e *O. universa* D'ORBIGNY nella parte alta, che permettono (CALIRI *et alii*, 1993; CARBONE *et alii*, 1993) di attribuire questi sedimenti al Miocene medio (Langhiano superiore).

Lo spessore varia da pochi metri a 60 m.

6. - SUCCESSIONE CLASTICA ED EVAPORITICA DEL MIOCENE MEDIO - MESSINIANO

A partire dal Serravalliano una radicale trasformazione del regime tettono-sedimentario investe i settori occupati dalla Catena Kabilo-Calabride quale risposta all'inizio dell'apertura del Bacino Tirrenico. Questo evento, che è contraddistinto da una generale inversione delle direzioni di drenaggio e di trasporto del materiale detritico verso nuovi depocentri in via di individuazione, determina il deposito di sequenze sedimentarie, comprese nell'intervallo cronologico dal Serravalliano al Pleistocene, affioranti lungo il bordo tirrenico.

6.1. - FORMAZIONE DI S. PIER NICETO (PCT)

Nel Foglio "Patti" si rinviene nella depressione tettonica di Patti, tra l'omonimo abitato e Gallo in sinistra idrografica del T. Timeto. Si tratta di una successione discordante costituita da diverse litofacies caratterizzate da frequenti passaggi laterali e verticali. L'area-tipo è quella di San Pier Niceto (Foglio "Messina-Reggio di Calabria"), dove affiora una successione piuttosto completa, rappresentata da argille marnose siltose con strati sottili arenacei, poggiate su blocchi di Calcareniti di Floresta o direttamente sulle Argille Scagliose dei Monti Peloritani, eteropiche con un intervallo conglomeratico e un'alternanza arenaceo-argillosa. Tale sequenza è in parte corrispondente alla ben nota formazione Terravecchia.

Nonostante l'estrema variabilità è possibile riconoscere tre litofacies principali:

Litofacies arenaceo-pelitica (PCT_a), caratterizzata da un'alternanza di arenarie medio-grossolane, in banchi di spessore fino a 3 m, di silt-argillosi ed argille marnose.

Litofacies conglomeratica (PCT_b), costituita da clasti poligenici ed eterometrici, prevalentemente metamorfici di medio e alto grado e subordinatamente calcarei o quarzarenitici, immersi in un'abbondante matrice sabbioso-limosa color bruno scuro. Gli elementi hanno dimensioni variabili da pochi centimetri fino a un massimo di 70 cm, mostrano un buon indice di arrotondamento e sono spesso appiattiti. Sono talvolta organizzati in *foreset* di spessore variabile dal metro fino

ad una decina di metri. L'età dei conglomerati può essere dedotta esclusivamente sulla base della loro posizione stratigrafica e dei rapporti con le facies pelitica e arenaceo-pelitica, databili su base biostratigrafica.

Litofacies pelitica (PCT_c), data da marne argilloso-siltose grigie con sottili intercalazioni di arenarie fini arcose. Facies francamente argillose sono distribuite in diversi orizzonti stratigrafici e mostrano chiari rapporti di eteropia con la litofacies arenaceo-pelitica.

L'appoggio della formazione su vari termini del substrato è caratterizzato dal rapporto di eteropia tra le litofacies PCT_b e PCT_c, mentre la litofacies PCT_c rimane eteropica esclusivamente con PCT_a, nei livelli medio-alti della successione e sottoposti ai livelli evaporitici.

L'analisi di facies indica che si tratta di depositi da scivolamento in massa e flussi gravitativi di scarpata e conoide sottomarina, riconducibili a un sistema di delta-conoide sottomarino progradante verso nord-ovest, come evidenziato dalla distribuzione delle facies e dalla geometria dei sedimenti, che immergono verso nord e nord-ovest lungo il versante tirrenico e verso ovest lungo quello ionico. La geometria e la giacitura dei livelli conglomeratici ed arenitici inducono a ritenere la sedimentazione di tali depositi collegata ad un'intensa attività tettonica, prevalentemente distensiva, come evidenziato anche dall'attuale inclinazione dei *foreset*, che raggiunge in alcuni casi anche valori di 50-60°, e che non può essere attribuita esclusivamente ad un'originaria clinostratificazione.

Gli effetti della tettonica distensiva uniti a quelli delle variazioni eustatiche hanno determinato un'architettura molto complessa di questi depositi che mostrano successioni diverse, in termini di litofacies, spessori e geometrie, variabili nelle diverse aree di affioramento. Attualmente le successioni più complete e di spessore più elevato si rinvencono in corrispondenza di depressioni strutturali individuate da faglie normali ad andamento NE-SO o circa N-S, mentre nelle zone di alto strutturale si riconoscono successioni incomplete e notevolmente ridotte.

Nell'area del Foglio sono state misurate e campionate due sezioni stratigrafiche, i cui risultati confermano sostanzialmente l'età Langhiano sommitale-Messiniano inferiore, riportate in letteratura (v. Appendice I).

Lo spessore complessivo della formazione è di circa 100 m.

6.2. - GRUPPO GESSOSO-SOLFIFERO (GS)

Si tratta delle ben note evaporiti relative alla crisi di salinità che ha interessato il Mediterraneo durante il Messiniano.

Ben sviluppate in tutto il Bacino di Caltanissetta, sia che siano collocate in un contesto di avanfossa che in settori di catena, in sequenze di *thrust top basin*, sono meno sviluppate lungo il margine peritirrenico della Sicilia settentrionale: in que-

sto caso rappresentano i terreni *syn rift* della fase di apertura del bacino tirrenico.

Sul versante peritirrenico dei Peloritani il Gruppo della Gessoso-Solfifera di norma è rappresentato da carbonati e solfati: nell'area del Foglio affiorano esclusivamente limitati lembi di calcare evaporitico.

6.2.1. - *Calcare evaporitico* (GS_a)

Affiora esclusivamente presso Monte S. Paolo, a sud di Patti, in appoggio diretto sulle litofacies arenitica e argillosa della F.ne di S. Pier Niceto.

Si tratta di calcari microcristallini di colore bianco-grigiastro, talora con intercalazioni di laminiti carbonatiche. La tessitura varia da massiva a laminare; generalmente si presenta brecciato e pulverulento, tipicamente vacuolare, per processi di "autobrecciazione" e dissoluzione.

Questa litofacies, sterile all'analisi micropaleontologica, è attribuita al Messiniano superiore.

Rappresenta un livello continuo di spessore compreso tra 50 e 60 m.

7. - DEPOSITI DEL PLIOCENE INFERIORE - PLEISTOCENE MEDIO

Con questo termine vengono raggruppati i depositi calcareo-marnosi del Pliocene inferiore (Trubi) e sabbioso-calcarenitico-argillosi di età compresa tra il Pleistocene inferiore e medio, discordanti sulle coperture sedimentarie o direttamente su vari termini del basamento cristallino.

Si tratta di unità litostratigrafiche eterogenee, caratterizzate da rapide variazioni di facies sia in senso laterale che verticale, risultato di una notevole mobilità dei bacini di sedimentazione e dell'influenza delle oscillazioni eustatiche.

7.1. - TRUBI (TRB)

Si tratta di marne e calcari marnosi di colore bianco-crema in strati di 30-50 cm di spessore, spesso a fratturazione concoide, ad abbondante plancton calcareo, cui si intercalano lenti sabbiose di limitata estensione longitudinale. Localmente alla base è presente un livello conglomeratico medio-spesso con clasti metamorfici di vario grado, in matrice sabbiosa. Tali depositi indicano il ripristino delle condizioni marine normali in seguito all'evento evaporitico Messiniano.

La formazione riempie antiche depressioni strutturali determinate dalla tettonica estensionale collegata alle fasi dell'apertura tirrenica a nord, e dalla tettonica di collasso verso lo Ionio a sud (LENTINI *et alii*, 1993, 2000).

Affiorano con relativa continuità esclusivamente nell'area di Patti, nella depressione tettonica omonima, lungo l'allineamento orientato circa N-S che delimita il blocco ribassato dal sistema di faglie normali che bordano ad est la dorsale di Capo Calavà-Montagnareale. In questa località la formazione è caratterizzata da calcari marnosi e marne biancastre, con una frazione sabbiosa crescente verso i livelli sommitali. Lungo il versante orientale di Monte S. Paolo, localmente alla base, è presente un livello medio-spesso conglomeratico a clasti metamorfici, in matrice sabbiosa.

Relativamente al territorio del Foglio l'unità poggia in discordanza angolare sia sui calcari evaporitici GS_a che sui terreni della litofacies arenaceo-pelitica (PCTa) della formazione di S. Pier Niceto; al di fuori dell'area l'appoggio dei Trubi si estende su vari termini del substrato.

I Trubi sono stati oggetto di studi biostratigrafici basati sui nannofossili calcarei nel settore delle Masse (Foglio Villa S. Giovanni) dove sono state riconosciute tutte le biozone del Pliocene inferiore (dalla MNN12 alla MNN14/15 di RIO *et alii*, 1990a), ma in nessuno degli affioramenti è rappresentato l'intero intervallo (DI STEFANO & LENTINI, 1995). Come ben noto in letteratura, il contenuto microfaunistico è rappresentato da associazioni a *Sphaeroidinellopsis spp.*, *Globorotalia margaritae* BOLLI & BERMUDEZ e *G. puncticulata* (DESHAYES) (CITA & GARTNER, 1973; SGARELLA *et alii*, 1999 e bibl. citata). Nell'area del Foglio i Trubi contengono foraminiferi delle biozone MP11, MP12 e MP13 (CITA, 1973; 1975; *em*) e nannofossili delle biozone MNN12 e MNN13 (RIO *et alii*, 1990) che caratterizzano la parte inferiore-media dello Zancleano (Pliocene inferiore).

Lo spessore massimo misurato è di circa 70 m.

7.2. - FORMAZIONE DI ROMETTA (ROE)

La formazione è caratterizzata da depositi bioclastici costituiti da calcareniti a stratificazione incrociata o piano parallela, e subordinatamente da sabbie organogene di colore giallo ocre, corrispondenti alle localmente più note "Sabbie e calcareniti di Patti". Sono inoltre presenti abbondanti livelli o lenti a macrofossili, generalmente rappresentati da pectinidi, brachiopodi e ostree costituenti *lag* conchigliari.

Discordanti sui Trubi, affiorano tra Saliceto e Gallo, nel settore ribassato dal sistema di faglie di Capo Calavà, che delimita il fianco occidentale della depressione tettonica di Patti.

Contengono associazioni a nannofossili della biozona MNN19b (RIO *et alii*, 1990) attribuibile alla parte bassa del Pleistocene inferiore (Santerniano).

Spessore fino a 150 m.

7.3. - CALCARENITI DI S. CORRADO (ORD)

Nei dintorni di Naso, in appoggio discordante, prevalentemente sul Flysch di Capo d'Orlando, poggia una successione costituita alla base da livelli conglomeratici, passanti lateralmente e verso l'alto a calcareniti e sabbie, e al tetto a depositi argillosi.

La formazione, corrispondente alle famose "Calcareniti di Naso", è costituita da diverse litofacies, eteropiche negli intervalli basali. Dal basso è caratterizzata da:

- conglomerati poligenici di colore grigio-giallastro ad elementi di diametro fino a 10 cm, clasto-sostenuti, a struttura caotica (ORD_a). Affiorano in corpi lenticolari presso Serro Pirnicchia, dove si rinvengono canali di 2-3 m di larghezza e sacche di argille siltose grigie di spessore decimetrico, e in località S. Antonio a sud di Naso, dove verso l'alto si alternano a livelli sabbiosi contenenti frammenti di pettinidi. Lo spessore non è superiore a 15 m.

- sabbie gialle debolmente stratificate con sottili e rare intercalazioni calcarenitiche, contenenti lamellibranchi, gasteropodi, scafopodi, coralli e briozoi (ORD_b). Affiorano nei dintorni dell'abitato di Naso. Lo spessore non supera i 50 m;

- alternanza di calcareniti giallastre e sabbie ocracee in strati da 20 a 50 cm, contenenti talora livelli decimetrici di micro-conglomerati quarzosi non cementati di colore grigiastro (ORD_c). Le calcareniti presentano stratificazione incrociata, con *foreset* prevalentemente immergenti verso N e NE. Macrofauna come in ORD_b. Spessore massimo circa 130 m;

- verso l'alto le calcareniti passano ad argille marnose, talora limose, di colore grigio, scarsamente fossilifere (ORD_d), di spessore non superiore a 20 m;

Gli orizzonti del Pleistocene medio sono attualmente rinvenibili a quote differenti nei diversi settori del margine tirrenico. Essi raggiungono le quote massime nei blocchi rialzati lungo la gradinata di faglie normali del margine sud-orientale, affiorando a 330 m s.l.m. a Salice fino ai 563 m nell'area di Rometta (Fogli "Messina-Reggio di Calabria" e "Milazzo - Barcellona P.G."), dove sono state segnalate da VIOLANTI *et alii* (1987). Tale quota è confrontabile con quella raggiunta dai depositi medio-pleistocenici rinvenuti sull'alto di Naso. La notevole dislocazione altimetrica attuale degli orizzonti del Pleistocene medio, emersa dai dati biostratigrafici di recente acquisizione, rende evidente la mobilità recente dell'area peloritana (CATALANO & DI STEFANO, 1997).

L'analisi degli indicatori paleoclimatici e batimetrici presenti nella successione di Naso ha consentito (DI STEFANO & CALIRI, 1996; CATALANO & DI STEFANO, 1997) di ricostruire due eventi freddi separati da un picco caldo intermedio ed un generalizzato approfondimento finale (oltre 100 metri di profondità) corrispondente all'inizio di un evento caldo. Le oscillazioni batimetriche registrate rientrano nell'ambito di un range minimo di circa 50 metri. I dati raccolti permet-

tono di individuare un tratto di curva eustatica confrontabile con il primo picco eustatico dello stadio 15 della curva isotopica di SHACKLETON *et alii* (1990), riferibile a circa 600 ka. Nel settore centrale della depressione di Barcellona P.G. le argille medio-pleistoceniche raggiungono quote massime di 75 m e sono ricoperte stratigraficamente dalle Ghiaie e sabbie di Messina.

Uno studio biostratigrafico integrato ha messo in evidenza la presenza di associazioni a nannofossili della parte bassa della biozona MN19f e foraminiferi della biozona a *G. truncatulinoides excelsa* (RUGGIERI *et alii*, 1984; em). L'età è pertanto Pleistocene medio.

Lo spessore totale della sequenza è di circa 150 m.

8. - DEPOSITI QUATERNARI

8.1. - DEPOSITI MARINI E TRANSIZIONALI

8.1.1. - *Ghiaie e sabbie di Messina* (MSS)

Lungo la fascia costiera dei Monti Peloritani, sia sul versante ionico che su quello tirrenico, affiorano notevoli volumi di sedimenti conglomeratico-sabbiosi poggianti in discordanza sui depositi plio-pleistocenici e su diversi termini del substrato più antico. Si tratta generalmente di ghiaie e sabbie grigio-giallastre o rossastre scarsamente cementate e fortemente clinostratificate. I ciottoli, di diametro compreso tra pochi centimetri ed il metro, sono generalmente arrotondati e in prevalenza cristallini.

Questi depositi clastici sono stati attribuiti in letteratura alle “Ghiaie e sabbie di Messina” ed interpretati come il prodotto di antichi apparati fluvio-deltizi alimentati dalla dorsale peloritana, sviluppatasi durante le fasi di surrezione di questa. Sono riferibili a sistemi fluviali indipendenti, a volte coalescenti, con rapporti di letto e sviluppo verticale differenti a seconda delle diverse condizioni locali in cui essi si sono accresciuti. Apparati analoghi con l'originaria geometria ancora perfettamente conservata sono riconoscibili anche nelle aree sommerse e sono stati messi in evidenza sia da linee sismiche che da dati di perforazione. I dati fin qui raccolti non sono sufficienti a stabilire se gli apparati sommersi siano dovuti all'attività di faglie normali, o piuttosto si tratti di sistemi deposizionali più recenti incastrati a quota inferiore.

I depositi in oggetto, generalmente tagliati verso mare dalle faglie normali che controllano sia la costa tirrenica che quella ionica, da Capo Peloro a Capo Tindari (cfr. Fogli “Villa S. Giovanni” e “Barcellona P.G.”), poggiano con contatto netto e discordante sui depositi pleistocenici rialzati lungo gradinate di faglia, mentre si estendono al tetto delle argille medio-pleistoceniche conservate nelle depressioni

strutturali. Nell'area del Foglio "Patti" l'appoggio della formazione avviene su vari termini di sequenze meso-cenozoiche fino al basamento epimetamorfico.

Nell'area del Foglio la formazione affiora tra il F. Rosmarino e il F. di Zappulla, e immerge generalmente verso O e NO con valori medi di clinostratificazione di 25°. È presente solo la facies continentale, caratterizzata da ghiaie, sabbie e conglomerati di colore grigio-giallastro in matrice rossastra. Il deposito è scarsamente diagenizzato.

L'età dell'intervallo inferiore della formazione, in facies marina, è riferibile a circa 650 ka (Pleistocene medio).

La porzione sommitale di ambiente continentale (BONFIGLIO, 1983) sutura parte delle faglie della terminazione nord-orientale della dorsale peloritana. Le litofacies continentali contengono mammalofaune del Pleistocene medio finale riferibili ad un intervallo cronologico di 200 ± 40 ka (BADA *et alii*, 1991) e comunque più recenti di 365 ka, come riproposto da BONFIGLIO (1991).

Spessore fino a 75 m.

8.1.2. - Depositi marini terrazzati (g_{n1-7})

Depositi terrazzati di genesi sicuramente marina sono stati riconosciuti esclusivamente lungo il settore occidentale del Foglio, tra Marina di Torrenova e Naso, lungo una fascia orientata circa NE-SO; essi sono sospesi tra quota 510 e 50 m e attestano antiche posizioni del livello di base dell'erosione.

I depositi sono rappresentati da sabbie colore giallo ocra, talora ghiaiose, limi e ghiaie a ciottoli arrotondati e appiattiti, eterometrici, immersi in una matrice sabbiosa. I clasti sono per lo più cristallini di vario grado metamorfico e subordinatamente sedimentari. La stratificazione è poco evidente. Diversa composizione presenta il deposito che costituisce il terrazzo di quota maggiore, esso è caratterizzato da prevalenti clasti di areniti/ruditi arcoseche derivanti dal Flysch di Capo d'Orlando e da clastoruditi/areniti delle calcareniti di S. Corrado. Per maggiori dettagli sulle caratteristiche dei terrazzi si veda il successivo Cap. VI.

L'età dei depositi è Pleistocene medio-superiore.

Lo spessore, generalmente decimetrico, eccezionalmente arriva a circa 2 m.

8.2. - DEPOSITI CONTINENTALI E TRANSIZIONALI

8.2.1. - Depositi alluvionali terrazzati (b_n)

Trattasi di ghiaie poligeniche ed eterometriche, brune o giallastre a prevalenti clasti arrotondati di diametro da 2 a 20 cm, con scarsa matrice argillo-sabbiosa,

alternate a sottili livelli di sabbie e limi argillosi rossastri.

Ubicati ad altezze diverse rispetto agli alvei attuali e disposti in più ordini, localmente danno luogo a superfici debolmente inclinate verso valle, specie lungo i settori di confluenza delle aste tributarie con i corsi d'acqua principali. Elementi riconducibili a diverse generazioni di paleopaesaggi fluvio-denudazionali sospesi si riscontrano tra le quote 625-600 m e 550-525 m rispettivamente sulle sponde sinistra e destra della F.ra di Longi, modellati sui terreni carbonatici (DOA) della Sottounità di Longi. Ulteriori lembi si rinvergono nell'area di Patti, in sinistra del T. Timeto, dislocati a varie quote, da 220 a 110 m, lungo il bordo occidentale dell'omonima depressione.

In sinistra della F.ra di Sinagra, si riconoscono due ordini di terrazzi, caratterizzati da superfici subpianeggianti debolmente immergenti verso nord-ovest. Il più alto di questi affiora a SE di Castell'Umberto tra quota 760 m e 750 m e il più basso, tra quota 525 m e 500 m, costituisce l'ampia superficie pianeggiante a nord della stessa località.

Inoltre, per vasti tratti alla sommità del rilievo che va da Capo d'Orlando a Sinagra, sono riconoscibili limitate superfici disposte a varie quote (875, 825-800 e 750-700). Tali superfici, riconoscibili lungo la F.ra di Sinagra potrebbero interpretarsi come superfici di spianamento sub-aereo. Relitti di probabili paleosuperfici d'erosione sono anche riconoscibili a nord dell'abitato di Naso (DI STEFANO & CALIRI, 1996).

L'età del deposito è Pleistocene medio-superiore.

Lo spessore, non facilmente definibile data la natura clastica del deposito, costituito prevalentemente dalla rielaborazione degli stessi terreni del substrato, è generalmente esiguo.

8.2.2. - Depositi alluvionali recenti e depositi di piana litorale (b_b)

Affiora lungo gli alvei attuali, generalmente ad un'altezza media di 3 m (tra una massima di 6 m e una minima di 1 m), è fissato da vegetazione ad arbusti e localmente coltivato ad agrumeti; eccezionalmente può essere rielaborato da piene torrentizie.

Il deposito riferito a quest'unità litostratigrafica è costituito da ghiaie con clasti eterometrici e poligenici, prevalentemente cristallini di vario grado, e da sabbie grossolane a supporto di matrice limoso-argillosa di colore grigio-bruna (deposito di piana inondabile), passanti lateralmente a ghiaie in assetto stratoide, ubicate lungo le fasce pedemontane (deposito di conoide alluvionale). Nelle conoidi alluvionali il litotipo prevalente è rappresentato da ghiaie poligeniche ed eterometriche in abbondante matrice sabbiosa con blocchi angolosi e con intercalazioni sabbioso-ghiaiose.

La componente ruditica è rappresentata da ciottoli arrotondati e bene elaborati con diametro medio di 4-5 cm e valore massimo di 30 cm. Talvolta i clasti dei livelli ghiaiosi hanno disposizione embriciata, mentre la stratificazione nei livelli limoso-sabbiosi è poco evidente.

Questi depositi sovente si interdigitano ai corpi detritici posti alla base delle pareti rocciose; in altri casi si sovrappongono ai sedimenti che costituiscono le alluvioni dei corsi tributari minori, da questi reincise e ormai sospese rispetto all'alveo attuale. Nel tratto terminale delle valli questi depositi si collegano direttamente a quelli presenti lungo la costa, che costituiscono le piane litorali attuali. L'ampiezza della fascia litorale presenta notevoli variazioni. Essa è mal definibile in corrispondenza dei centri urbani, a causa dell'intensa antropizzazione. E' larga mediamente 1 km tra Torrenova e Capo D'Orlando e nella piana litorale di Patti; mentre è molto meno estesa a Brolo-Gioiosa Marea, dove è confinata tra i due promontori di Capo d'Orlando e Capo Calavà.

Queste fasce litorali oltre ad essere sede di espansione urbanistica o di insediamenti industriali, rappresentano delle aree di interesse idrogeologico.

Lo spessore dei depositi b_6 varia da pochi metri fino a 20 m.

8.2.3. - Depositi alluvionali attuali (b_a)

Costituisce il materiale degli alvei attuali delle fiumare, in continua elaborazione da parte dei corsi d'acqua, in particolare durante gli eventi alluvionali più intensi.

È separato dai depositi recenti da una balza di altezza variabile da qualche decina di cm fino ad alcuni metri. In certi tratti delle valli alluvionali, i limiti tra tali depositi e le alluvioni recenti (b_6) non sono chiaramente identificabili.

Trattasi di ghiaie e sabbie limose, la cui frazione grossolana è eterometrica e poligenica, essendo costituita da prevalenti clasti cristallini di vario grado metamorfico e sedimentari, bene appiattiti ed arrotondati o a spigoli vivi. La caratteristica deposizionale principale è data da una spiccata eteropia e gradualità interdigitazioni dei sedimenti.

Lo spessore va da pochi metri a parecchie decine di metri; nelle porzioni sovralluvionate degli alvei può superare frequentemente anche il centinaio di metri.

8.2.4 - Depositi di spiaggia (g_2)

Il litorale dell'area del Foglio è caratterizzato da ampi tratti di costa bassa la cui continuità è interrotta da brevi tratti rocciosi a strapiombo sul mare, come in corrispondenza dei due promontori di Capo d'Orlando e di Capo Calavà, dove

raggiunge rispettivamente l'altezza di 129 m e 137 m.

La spiaggia è sottesa da fiumare di breve lunghezza, con apporti solidi a granulometria ruditico-arenitica, dati prevalentemente dai terreni metamorfici e da quelli del Flysch di Capo d'Orlando. In funzione di tali apporti l'ampiezza della spiaggia varia da luogo a luogo, e può subire modificazioni nell'arco di una sola stagione. Generalmente è più ampia sul lato di ponente, soprattutto in prossimità della piana costiera tra le foci del F. di Zappulla e il F. Rosmarino.

Il deposito è rappresentato da ghiaie a clasti di quarzo, da litici metamorfici di medio-alto grado e da sabbie a grana da media a grossolana. Il diametro dei clasti varia da 1 a 10 cm; l'azione delle correnti lungo costa e del moto ondoso impedisce la permanenza della frazione sabbiosa e/o limosa eventualmente trasportata dai fiumi in fase di piena.

L'età dei depositi è Olocene.

8.2.5. - Depositi di frana (a_1)

Accumuli gravitativi caotici di materiali eterogenei ed eterometrici incoerenti, localmente a grossi blocchi, in matrice da argillosa a sabbiosa se in terreni sedimentari, ad argillitica e/o metaclastica se in terreni cristallini, a luoghi stabilizzati o senza indizi di evoluzione in atto. Per ulteriori dettagli vedi cap. VI, par. 1.

8.2.6. - Depositi di versante (a)

Gli affioramenti più estesi sono localizzati lungo i versanti dell'alto corso del F. di Zappulla, nell'area tra S. Salvatore di Fitalia e Castell'Umberto, lungo l'alto-medio corso della F.ra di Sinagra e lungo l'alto corso del T. Timeto.

Si tratta di depositi detritici da incoerenti a cementati, costituiti da materiali eterometrici di varia litologia, spigolosi e localmente a grossi blocchi, accumulati essenzialmente per gravità alla base di versanti più o meno acclivi, o legati a processi di alterazione esogena di particolare significato.

In prossimità di incisioni vallive si nota come il detrito è organizzato in prismi di materiale di dimensioni e forma variabile, frammisto a scarsa matrice, da mal stratificati a clinostratificati, con inclinazioni che possono superare i 30°. Il deposito è incoerente e in continua evoluzione ad opera di nuovo materiale addizionato, che ne determina un assetto deposizionale effimero. Localmente, allo sbocco di incisioni minori, tali depositi si interdigitano a quelli detritici localizzati lungo le pareti o alla base delle masse rocciose, oppure si sovrappongono ai sedimenti alluvionali dei fondovalle. Lungo il corso del F. Rosmarino, in prossimità del contatto della Unità di Longi-Taormina sulle Unità Sicilidi, il prisma detritico

presenta litologie più omogenee essendo costituito prevalentemente da elementi carbonatici e subordinatamente silicoclastici, con dimensione e forma variabile; prevalgono gli elementi grossolani spigolosi, fino a grossi blocchi frammisti a scarsa frazione sabbiosa.

Lo spessore può raggiungere valori decametrici.

PROGETTO
CARG

V - TETTONICA

1. - INQUADRAMENTO GEOLOGICO-STRUTTURALE

L'edificio tettonico dei Monti Peloritani appartiene al settore meridionale dell'Arco Calabro ed è costituito da una serie di unità tettoniche, per lo più formate da un basamento pre-alpino e da una copertura meso-cenozoica, impilate con vergenza meridionale a partire dall'Oligocene.

Tale edificio tettonico sovrascorre sulle Unità Sicilidi più elevate dei Monti Nebrodi, o a luoghi è giustapposto ad esse, lungo un lineamento tettonico noto come Linea di Taormina, definita da SCANDONE *et alii* (1974) e AMODIO MORELLI *et alii* (1976) come una faglia a componente trascorrente destra, e successivamente reinterpretata da GIUNTA *et alii* (1989) come una struttura epidermica ad inclinazione variabile, riconducibile ad un fronte di sovrascorrimento attraverso il quale si è realizzata la sovrapposizione tettonica delle unità peloritane su quelle dei Monti Nebrodi (Fig. 25).

Secondo questi AA, la Linea di Taormina rappresenterebbe il residuo di un'antica paleostruttura crostale, già attiva durante il Mesozoico, che avrebbe complessivamente funzionato come zona di cerniera separante il dominio "Austro-sudalpino" peloritano dal Bacino Sicilide dei Monti Nebrodi. Nel modello cinematico proposto da GIUNTA *et alii* (1989) e GIUNTA (1991) la Linea di Taormina avrebbe gradualmente acquisito l'attuale significato di superficie di sovrascorrimento di I ordine a partire dalle fasi tetto-genetiche oligo-mioceniche; la vecchia struttura



Fig. 25 - Contatto tettonico tra la copertura meso-cenozoica dell'Unità Longi-Taormina (Sottounità di Longi) e la sequenza torbiditica dell'Unità di M.te Soro (Unità Sicilide), lungo la Linea di Taormina, a sud-est di Alcarà li Fusi.

crostale sarebbe stata progressivamente dislocata e smembrata in un complesso sistema epidermico che oggi rappresenta il fronte cinematico peloritano, verosimilmente asismico.

L'architettura delle unità tettoniche affioranti nel Foglio "Patti" è caratterizzata da differenti eventi tettonogenetici che hanno prodotto uno stile di deformazione tipo *thin-skin*, realizzato dall'Oligocene al Pliocene, attraverso una sequenza di *piggy-back thrust* con angoli via via crescenti (GIUNTA & NIGRO, 1999). Il trend generale delle superfici assiali delle pieghe e dei sovrascorrimenti, indica una vergenza verso S e SO, in una generale configurazione geometrica embriciata, incluso l'esteso sovrascorrimento di tipo *sole-thrust* delle unità peloritane su quelle sicilidi. Le strutture compressionali più antiche sono state parzialmente riorientate da quelle ad alto angolo più recenti, ed insieme dislocate da faglie *strike- e net-slip* plio-pleistoceniche.

Le principali geometrie che caratterizzano la regione nord-orientale della Sicilia, sono di seguito riassunte secondo il loro probabile ordine sequenziale (GIUNTA *et alii*, 1998; GIUNTA & NIGRO, 1999). Vengono più avanti descritte le principali geometrie (a - h); alcune di queste non sono cartografabili alla scala della carta, altre non sono state cartografate al fine di non comprometterne la leggibilità.

1.1. - TETTONICA DI SOVRASCORRIMENTO

Lo stile generale consiste in differenti geometrie relazionabili ad una tettonica compressionale, quali:

a - Strutture duttili e duttili-fragili (a luoghi indicate in carta): sono riferibili ad un piegamento disarmonico con relazionate geometrie duttili penetrative (Figg. 26, 27, 28, 29) in diversi ordini, evolvendosi a *kink bands* e zone di *shear*, talora accompagnate da blastesi.

Si possono riconoscere pieghe isoclinali meso- e microscopiche, con piani assiali a basso angolo e assi diretti da NNE a ENE. L'ampiezza e la lunghezza d'onda dei sistemi di pieghe sono differenti nelle varie porzioni litologiche, dipendendo dalla competenza di queste, che permette il realizzarsi di una configurazione spiccatamente disarmonica.

I fianchi dritti con geometrie di tipo S o Z sono spesso preservati in pieghe metriche ed ettometriche. Le geometrie descritte sono spesso interessate da deforma-

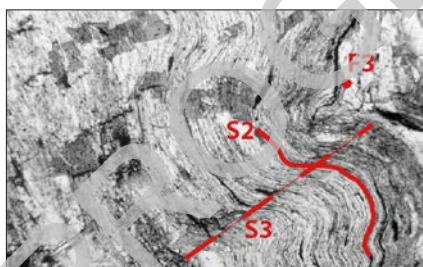


Fig. 26 - U. Aspromonte: Sezione sottile di mica-scisto biotitico-muscovitico; il sistema di pieghe F3 crenula la foliazione (S2), trasponendola lungo potenziali piani di clivaggio (S3).



Fig. 27 - U. Mandanici: Cataclasiti in cui si osserva la foliazione regionale (S2) parallela al piano assiale di F2 che trasporta una foliazione (S1) parallela al piano assiale di pieghe isoclinali (F1).

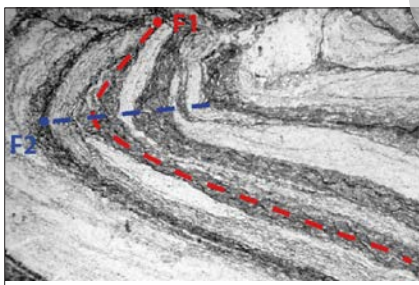


Fig. 28 - U. Fondachelli. Sezione sottile mostrante metamorfiti piegate da F1 - isoclinali, con scistosità S1, ripiegata da F2, cui è connessa la foliazione regionale S2.



Fig. 29 - U. Fondachelli. Sezione sottile mostrante metamorfiti piegate da F1 - isoclinali, con scistosità S1, ripiegata da F2, cui è connessa la foliazione regionale S2.

zioni duttili-fragili di tipo *shear* e *kink bands*, con connesse vene *en echelon*, che evolvono a superfici di taglio per stiramento dei fianchi rovesciati delle pieghe F2 o F3, fino a *thrust* di varie dimensioni; questi favoriscono il sovrascorrimento della porzione dritta delle pieghe in una geometria di tipo *flat-ramp* o *duplex*.

b- Superfici di scollamento (indicate in carta e nelle sezioni geologiche): si tratta di *layer-parallel detachments*, caratterizzati da *slickensides*, breccie di faglia, *gouge fabric* e *drag folds* mesoscopiche.

Queste superfici separano differenti successioni litologiche a spessori variabili lungo i principali orizzonti di contrasto di viscosità, sia all'interno dei basamenti cristallini che tra questi e le coperture sedimentarie, ed infine in queste ultime, tra le sequenze di piattaforma e quelle bacinali. Localmente, ordini minori di queste geometrie sono riconoscibili tra il terrigeno di tipo "Verrucano Peloritano" e le sequenze di piattaforma ed ancora tra le litologie di tipo Medolo e quelle della Scaglia. A luoghi l'andamento obliquo di queste superfici rispetto alla stratificazione o al *layering* metamorfico determina elisioni tettoniche da metriche sino ad ettometriche.

Nelle unità cristalline numerosi *detachments* sono stati osservati a tutte le scale. Anche lungo il contatto tra le unità cristalline e il Flysch di Capo d'Orlando ordini differenti di *shear bands* indicano la presenza di *detachments* discontinui.

c - Geometrie *ramp-flat*: Corrispondono ai sovrascorrimenti principali e ai principali sovrascorrimenti secondari della carta. L'andamento regionale delle superfici di *flat* di norma coincide con i contatti principali tra differenti litologie ad elevato contrasto di viscosità all'interno dei multilivelli rocciosi (Fig. 30).



Fig. 30 - Rocche Rosse (est di Galati). Sovrapposizione tettonica della Sottounità di S. Marco d'Alunzio (RMA) sulla copertura meso-cenozoica della Sottounità di M.te S. Pietro, scollata sul suo stesso basamento paleozoico (TAM). Il contatto tettonico è saldato dalle arenarie e conglomerati del Flysch di Capo d'Orlando (COD).

Come conseguenza le superfici di *ramp* tagliano, a varia angolazione, il basamento cristallino e le coperture sedimentarie, determinando a luoghi caratteristiche geometrie di *hanginwall ramp anticline* su *footwall flat*. Nelle unità di basamento, superfici di *thrust* con geometrie *flat-ramp* sono rivelate da ettometriche anticlinali di rampa meglio osservabili dove il Flysch di Capo d'Orlando è piegato o coinvolto nel sovrascorrimento.

Nei Peloritani tutti i contatti tettonici tra le unità di primo e secondo ordine sono alpini a bassa pressione confinante.

d - *Duplex* (definiti da sovrascorrimenti secondari, a luoghi cartografati): varie porzioni litologiche sono interessate da strutture a *duplex* di dimensioni da centimetriche ad ettometriche; i *roofe floor thrust* corrispondono ai principali scollamenti.

I più importanti *duplex* sono ben osservabili nei carbonati di piattaforma e nelle successioni pelagiche dell'Unità di Longi-Taormina (Figg. 31 e 32), mentre *duplex* minori sono stati osservati nei basamenti metamorfici, nella "Scaglia" e nelle porzioni più competenti delle successioni sicilidi.

Nelle litologie metamorfiche sono presenti, nei livelli più competenti di alcune pieghe, *duplex* intraformazionali da micro a mesoscopici. Localmente alcune geometrie nei carbonati

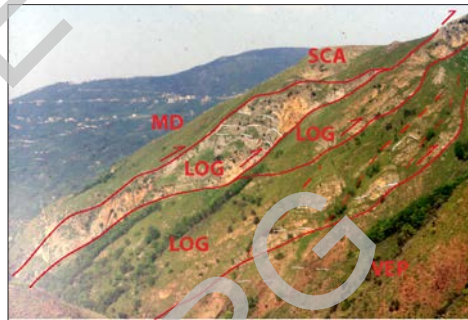


Fig. 31 - Strutture a *duplex* di dimensioni decametriche, riconosciute nella copertura meso-cenozoica a Pizzo Scali, nei pressi di Galati.



Fig. 32 - Panoramica del versante sud-orientale del Pizzo Stifani (nord di Longi). Si osserva il complicato assetto tettonico per sovrascorrimenti e *duplex* nella Unità Longi-Taormina.

di piattaforma sono riferibili a *duplex* di tipo *antiformal-stack*. In generale, le strutture descritte interessano il multilivello basamento + coperture sedimentarie in una configurazione a *multi-duplex*.

e - Geometrie fuori-sequenza e di involuppo: dissecano le strutture a *thrust*, enfatizzando la loro dislocazione in una configurazione di involuppo, con il risultato di un raccorciamento di tutto l'edificio tettonico, coinvolgendo anche le sequenze terrigene del Flysch di Capo d'Orlando discordante sui sovrascorrimenti più antichi. In numerosi esempi queste geometrie dislocano i sovrascorrimenti delle unità di basamento e quelli dell'Unità Antisicilide. Nelle Unità Sicilidi, sono state riconosciute strutture di involuppo, che coinvolgono, in aree al di fuori del Foglio anche i depositi molassici del Flysch di Reitano (a ovest di M.te Scurzi, foglio "S. Agata di Militello").

f - *Breaching*: Un sistema di faglie inverse ad alto angolo taglia tutte le geometrie precedentemente descritte, coinvolgendo il Flysch di Capo d'Orlando e le formazioni post-mioceniche. Queste strutture con caratteristiche di *breaching* coinvolgono anche le più profonde unità sicilidi, e sono state riconosciute perfino nelle evaporiti messiniane dei Monti Peloritani (NIGRO, 1996).

1.2. - TETTONICA TRASCORRENTE ED ESTENSIONALE

Sovraimposte alla precedente tettonica di sovrascorrimento sono state riconosciute geometrie relative ad un sistema estensionale a basso angolo, seguito da sistemi trascorrenti ed estensionali ad alto angolo; la griglia di faglie è osservabile dalla scala chilometrica a quella metrica.

g - Geometrie connesse con sistemi estensionali a basso angolo: Si tratta di relazioni geometriche a varia scala tra differenti litotipi, con caratteristiche di *ramp decollement*, o a luoghi *roll-over anticlines*, o ancora sovrapposizioni *younger-on older*.

Queste strutture talora invertono precedenti sovrascorrimenti, come dimostrato dalla sovrapposizione di indicatori cinematici e mostrano una dislocazione estensionale a vergenza settentrionale (Fig. 33), che spesso inverte precedenti superfici compressionali (per ragioni di leggibilità non sono indicate in carta).

I principali effetti di questa tettonica estensionale sono le "gradinate" che raccordano i versanti montuosi peloritani con le aree prossime alla costa, e che permettono la conservazione dei sedimenti del Miocene superiore -Pliocene nelle zone ribassate verso il Tirreno.

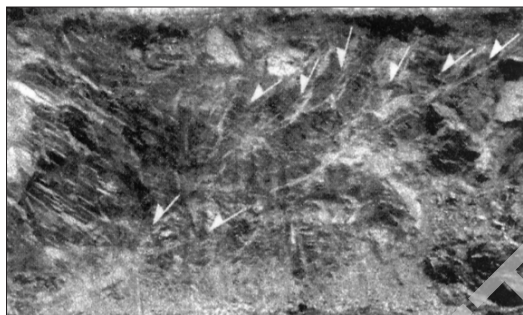


Fig. 33 - Strutture estensionali a vergenza settentrionale, rilevate nel basamento cristallino, nei pressi di S. Basilio (da GIUNTA & NIGRO, 1999).

N-S a NE-SO, con associate strutture a fiore positive che a loro volta spesso dislocano il sistema destrale.

Le strutture neotettoniche che controllano le aree costiere dei Monti Peloritani sono riconducibili a tale tettonica trascorrente con spesso sovrainposti movimenti di tipo *net-* e *dip-slip*, che regionalmente hanno prodotto rotazioni e accomodamenti di volumi rocciosi. Gli effetti più importanti sono le più o meno ampie depressioni tettoniche trasversali all'asse della catena (es. depressione di Patti), limitate da blocchi in sollevamento relativo (es. Montagnareale e Tindari) (Fig. 35).

A questo tipo di deformazione sono riferibili gli ampi piegamenti e rotazioni dei depositi marini del Pleistocene medio, lungo la cosiddetta faglia "Patti-

h - Sistemi trascorrenti ed estensionali ad alto angolo: Sono espressi da una griglia di faglie ad alto angolo, *net-e strike-slip* che interessa tutti i terreni affioranti nel Foglio (Fig. 34).

I dati mesostrutturali permettono di riconoscere due distinti sistemi trascorrenti: uno destro, orientato da NO-SE a O-E e uno prevalentemente sinistro orientato da



Fig. 34 - Strutture *net-* e *strike slip* rilevate nel Flysch di Capo d'Orlando, nei pressi di Patti.

Vulcano”. Alle faglie neotettoniche trascorrenti orientate NO-SE sono connesse talora pieghe chilometriche, spesso asimmetriche, che riorientano *en-echelon* le precedenti direzioni assiali dell’edificio tettonico, e che sono rilevabili dagli andamenti regionali delle creste dei rilievi.

2. - IPOTESI SULL’EVOLUZIONE CINEMATICA

I modelli più recenti relativi all’evoluzione cinematica dei Monti Peloritani e Nebrodi prevedono diverse soluzioni, basate sull’interpretazione dei rapporti



Fig. 35 - Assetto tettonico dell’alto strutturale di Montagnareale, che costituisce il fianco occidentale della depressione di Patti.

geometrici tra le unità riconosciute. La strutturazione dell’intero edificio tettonico avviene a partire dall’Oligocene superiore (AMODIO MORELLI *et alii*, 1976; LENTINI *et alii*, 1994; GIUNTA *et alii*, 1998; NIGRO, 1998; BONARDI *et alii*, 2003) e sembra realizzarsi attraverso una serie continua di fasi deformative, espresse da diversi ordini di sovrascorrimenti e faglie inverse. La deformazione a pieghe e sovrascorrimenti si sarebbe protratta sino al Pliocene inferiore, quando gli effetti connessi con l’evoluzione del margine tirrenico meridionale si traducono in una generale dislocazione, riorientazione e/o riattivazione di strutture precedenti attraverso fasci di faglie che esprimono la presenza di una pronunciata tettonica, prima estensionale e poi trascorrente (LENTINI *et alii*, 1990, 1994; FINETTI *et alii*, 1996; GIUNTA *et alii*, 1998), in parte sismicamente attiva.

In generale, la ricostruzione delle relazioni geometriche tra le varie famiglie di sovrascorrimenti, che limitano corpi rocciosi di varia dimensione, indica che l’edificio tettonico si è costruito attraverso il graduale sviluppo di strutture progressivamente caratterizzate da un sempre più elevato angolo di inclinazione (GIUNTA *et alii*, 1996, 1998). La marcata variabilità delle direzioni assiali, ricavata dall’andamento delle principali morfostrutture (BOUILLIN *et alii*, 1987), la riattivazione di strutture più antiche e il basculamento di blocchi, sono invece riferibili alle fasi deformative neotettoniche (GIUNTA *et alii*, 1998).

L’ordine sequenziale degli eventi deformativi che hanno determinato l’assetto attuale dei Monti Peloritani e Nebrodi, a partire dall’Oligocene, sulla base delle

geometrie sopra descritte, per buona parte riconoscibili nel Foglio “Patti”, può essere schematizzata come di seguito, seguendo la Fig. 36, basata anche su recenti osservazioni stratigrafiche e strutturali sulle coperture terrigene pre- e post tetto-genesi, condotte regionalmente nei Monti Peloritani e nei Monti Nebrodi (GIORGIANNI *et alii*, 2007):

I) a partire dall’Oligocene superiore, sistemi di sovrascorimenti con geometrie di *ramp-flat*, producono una più o meno ampia sovrapposizione tettonica tra le diverse unità peloritane, dalle più interne alla più profonda Unità di Longi-Taormina, a seguito di scollamenti basali, indotti da fasi di piegamento disarmonico dell’originario multilivello. In questo periodo inizia il coinvolgimento nella deformazione di porzioni di successioni terrigene del Flysch di Capo d’Orlando, che rappresentano l’avanfossa relativa dell’edificio tettonico in costruzione.

II) nel Miocene inferiore, *thrust* ancora a basso angolo con geometria *ramp-flat*, raccorciano l’edificio tettonico già strutturato, producendo involuppo delle precedenti unità tettoniche. Con l’avanzare del fronte di deformazione si determina la migrazione del fianco interno dell’avanfossa verso i settori più esterni,

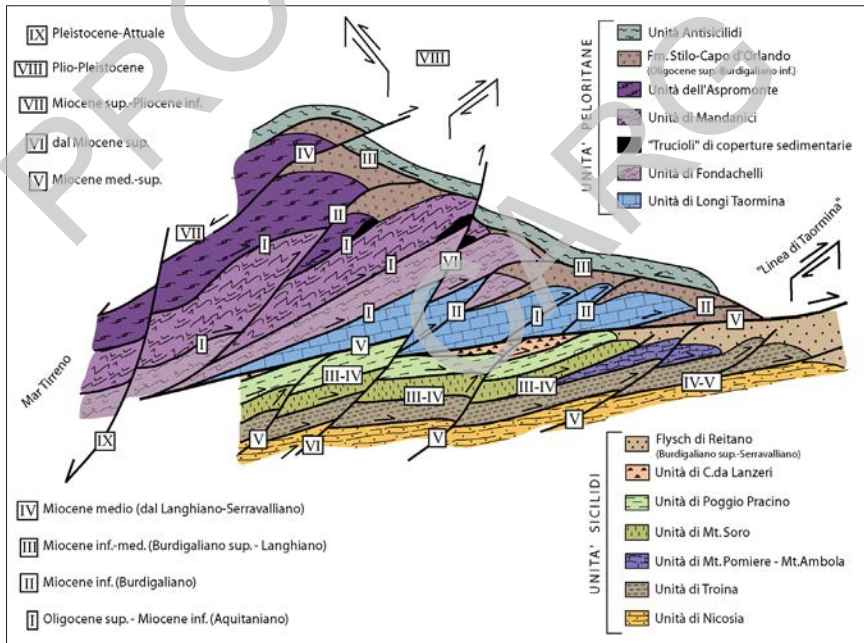


Fig. 36 - Schema dell'architettura della Sicilia nord-orientale e della ricostruzione dell'ordine sequenziale delle deformazioni (in numeri romani), da GIORGIANNI *et alii*, 2007.

continuando a coinvolgere porzioni di depositi terrigeni del Flysch di Capo d'Orlando. Sull'intero edificio tettonico poggiano in discordanza depositi terrigeni tipo *piggy-back*, corrispondenti alla cosiddetta porzione "molassica" del Flysch di Capo d'Orlando.

III) nel Burdigaliano superiore-Langhiano, l'Unità Antisicilide sovrascorre sul preesistente edificio tettonico peloritano. L'esteso sovrascorrimento della coltre "Antisicilide" alla fine del Burdigaliano è preceduto nei settori più interni da una fase di erosione, evidenziata localmente dal diretto contatto con le unità cristalline pre-triassiche. A questo evento deformativo è connesso il bacino satellite delle Calcareni di Floresta.

Progressivamente vengono coinvolti i domini sicilidi ed inizia la strutturazione della porzione nebrodica della catena. E' probabile che il settore peloritano e quello nebrodico fossero originariamente separati da paleostrutture *strike-slip*.

IV) a partire dal Miocene medio, *thrust* da basso ad alto angolo, determinano nuove geometrie di inviluppo, riconoscibili nel settore peloritano dal coinvolgimento del Flysch di Capo d'Orlando e soprattutto delle coltri "Antisicilidi". Nel settore nebrodico si completa anche la strutturazione delle Unità Sicilidi, progressivamente saldate dai depositi terrigeni del Flysch di Reitano, non affioranti nell'area del Foglio. Le relazioni geometriche con l'elemento peloritano sono in questo periodo molto problematiche, dipendendo dalla palinspastica delle originarie aree di cerniera tra i due domini.

V) dal Miocene medio-superiore, nel settore nebrodico geometrie di inviluppo coinvolgono anche i depositi molassici del Flysch di Reitano (vedi F° n. 598 "S. Agata di Militello") e si realizza la progressiva sovrapposizione tra le due porzioni di catena (peloritana e nebrodica), attraverso la Linea di Taormina, che inizia ad assumere l'attuale significato di sovrascorrimento.

VI) dal Miocene superiore faglie transpressive ad alto angolo a luoghi coinvolgono depositi messiniani, determinando *breaching* di tutto l'edificio tettonico, con modesti raccorciamenti.

VII) nel Miocene superiore-Pliocene inferiore, faglie estensionali a basso angolo, invertono il movimento di alcuni *thrust*, stirando l'edificio tettonico con vergenza settentrionale.

VIII) nel Plio-Pleistocene, si imposta una griglia di faglie *strike-slip* e subordinate *net-slip*, estensionali o compressionali, variamente orientate, le cui strutture principali possiedono un decorso orientato NO-SE/E-O e N-S/NE-SO. Tali strutture controllano la genesi delle depressioni, riempite dai coevi sedimenti

clastici, presenti sia negli antistanti settori sommersi tirrenici sia lungo le aree costiere peloritane (LENTINI *et alii*, 1994, 1995a, 1998; FINETTI *et alii*, 1996; GIUNTA *et alii*, 1998).

IX) nel Pleistocene fino all'Attuale, sistemi di faglie estensionali *dip- e net-slip*, a varia inclinazione e ad immersione tirrenica, tendenti a listriche, determinano l'incremento dell'*uplift* dell'orogene lungo il bordo settentrionale della Sicilia. Alcune di queste faglie sono sismicamente attive.

In sintesi, l'evoluzione alpina dell'edificio tettonico, ben rappresentata nel Foglio "Patti", può essere inquadrata in un sistema espresso dalla coppia catena-avanfossa con un fronte cinematico migrante progressivamente verso le aree maghrebidi esterne, a partire dall'Oligo-Miocene. In questo ambito, la progressiva migrazione del fronte delle deformazioni è stata accompagnata da una sedimentazione sin-tettonica di depositi di avanfossa e di *piggy-back*, complessivamente rappresentati nei Peloritani dal Flysch di Frazzanò e dal Flysch di Capo d'Orlando, successivamente dalle "Calcareniti di Floresta", e nel settore nebrodico dal Flysch di Reitano. E' probabile che l'elemento peloritano abbia iniziato a sovrascorrere su quello dei Monti Nebrodi dopo l'inizio della strutturazione delle Unità Sicilidi, quindi a partire dal Langhiano, attraverso la Linea di Taormina. Non sono stati riconosciuti depositi saldanti i due frammenti di catena prima del Miocene superiore: le varie interpretazioni che prevedono i depositi del Flysch di Capo d'Orlando o del Flysch di Reitano discordanti su ambedue i settori peloritano e nebrodico, non sono confermate da chiare evidenze di terreno.

L'edificio a *thrust* ha successivamente subito un'estensione a vergenza settentrionale, a partire dal Miocene superiore, ed è stato quasi contemporaneamente interessato da una tettonica di tipo trascorrente destrale legata alla formazione del Bacino Tirrenico meridionale, che ha individuato la zona di cerniera tra quest'ultimo e la catena siciliana in sollevamento.

PROGETTO

CARG

VI - CENNI DI GEOMORFOLOGIA

La porzione del territorio che ricade all'interno del Foglio "Patti" presenta, da un punto di vista morfologico, una spiccata variabilità dovuta alla interazione degli agenti esogeni con litologie dalle diverse caratteristiche geomeccaniche, in un territorio dove il complesso assetto tettonico-strutturale condiziona fortemente lo sviluppo e l'evoluzione dei processi. In generale si osserva che in presenza di rocce a comportamento lapideo, carbonatiche o arenacee, si determinano forme aspre e pendii scoscesi, caratterizzati da valli strette e incassate, mentre in corrispondenza di litologie argillose o argilloso-sabbiose, a comportamento prevalentemente plastico, i rilievi presentano forme dolci ed arrotondate con valli ampie e svasate. In questo contesto un ruolo determinante gioca l'attività tettonica recente che ha causato il continuo ringiovanimento delle forme, attraverso l'attivazione, o riattivazione, di processi di versante anche di notevoli dimensioni, riscontrati soprattutto in corrispondenza degli affioramenti argillosi e delle alternanze tipiche dei flysch, e il rinnovo del ciclo erosivo dei corsi d'acqua che spesso si presentano in fase erosiva.

Inoltre, il versante settentrionale della porzione della dorsale peloritana e nebrodica che affiora nell'area del Foglio "Patti" presenta i caratteri morfologici tipici di un rilievo policiclico in cui si riscontra la presenza di numerose superfici di abrasione e/o depositi terrazzati di età medio- pleistocenica, talvolta dislocati a varie quote da strutture tettoniche recenti che controllano il sollevamento dell'area.

CATALANO & DI STEFANO (1997) hanno riconosciuto complessivamente sette ordini di terrazzi modellati su una superficie di spianamento sub-aereo oggi ridotta, per la diffusa dissezione dell'area, in vari lembi la cui correlazione permette di ricostruire un'unica superficie subpianeggiante debolmente immergente verso nord-ovest. Questa paleosuperficie d'erosione è posta tra quota 500 e 400 m s.l.m. ed è ricoperta da una potente successione di mare aperto calcarenitico-sabbioso-argillosa (Calcareniti di S. Corrado), datata al Pleistocene inferiore-medio (DI STEFANO & CALIRI, 1996). I livelli sommitali di tale successione, che presentano una generale evoluzione trasgressiva, sono stati riferiti da CATALANO & DI STEFANO (1997) ad un'età di 650 ka. I successivi depositi terrazzati, dal VI al II ordine, sono sospesi verso mare, fino alla quota di 80 m, in corrispondenza di faglie normali ad andamento NE-SO le cui scarpate interessano il piede dei sottostanti terrazzi marini di ordine superiore. L'ultimo ordine di terrazzi marini (I) è sospeso lungo le linee di faglia che definiscono la costa attuale.

In particolare:

gn₇ - Il terrazzo di 7° ordine è il più esteso arealmente: modellato sui terreni del Flysch di Capo d'Orlando, costituisce un livello unico posto tra quota 510 e 475 m, debolmente degradante verso NO, che si estende da C.da Rodolfo (a ovest di Naso) a C.da Cannavera. L'orlo interno si attesta sui depositi di varia litofacies delle calcareniti di S. Corrado (ORD).

gn₆ - I depositi terrazzati del 6° ordine sono quelli che presentano la più ampia dispersione altimetrica, tra 375 e 270 m di quota. Ad essi sono stati attribuiti i depositi localizzati a S. Marina e a Serra della Croce (rispettivamente a N e SO di S. Marco d'Alunzio). Il primo è modellato sui terreni metamorfici, il secondo è intagliato sui depositi delle Ghiaie e sabbie di Messina (MSS).

gn₅ - Costituisce i due piccoli lembi di depositi posti tra 200 e 175 m di quota, tra la sinistra orografica del T. Favara e C.da Bicurca (in destra idrografica del F. Rosmarino). Il più settentrionale insiste sui terreni della Scaglia (SCA), il più meridionale è intagliato sui termini MD e SCA dell'Unità tettonica di Longi-Taormina.

gn₄ - Si rinvencono su entrambe le sponde del T. Favara, tra quota 170 e 165 m, modellati sui termini meso-cenozoici della Sottounità Longi. Questo ordine è anche individuabile in limitati lembi ubicati tra il T. Platanà e il F. Rosmarino. I depositi terrazzati di 4° ordine sono conservati in lembi molto ridotti, se considerati singolarmente, ma ove questi si raccordano tramite blandi gradini a quelli di 3° ordine costituiscono un'ampia superficie degradante verso la rispettiva linea di costa.

Complessivamente i depositi pendono verso mare, con immersioni ortogonali all'andamento della costa. Quando il deposito terrazzato si presenta come superficie unica che raccorda 4° e 3° ordine, il profilo trasversale dell'intera superficie terrazzata è debolmente concavo, e gradini morfologici di modesta entità suddividono questo ordine di terrazzamento dal successivo.

gn₃ - I depositi terrazzati del 3° ordine sono conservati in lembi che si sviluppano tra 150 e 110 m di quota, lungo una fascia parallela alla linea di costa. Per un lungo tratto dell'entroterra del litorale, da Forno alto a Masseria, non sono stati riconosciuti depositi terrazzati attribuibili a questo ordine. Tra Laganedo e il F. Rosmarino, costituiscono una stretta fascia allungata parallelamente alla scarpata di faglia che delimita la costa e sono modellati sui depositi delle "Ghiaie e sabbie di Messina". Un gradino appena accennato separa questo ordine di terrazzamento dal successivo di 2° ordine. Due altri piccoli lembi sono presenti sul M. Scurzi, modellati sui terreni mesozoici dell'Unità di Longi-Taormina.

gn₂ e gn₁: I depositi relativi a questi due ordini costituiscono una superficie terrazzata, debolmente degradante verso costa. Gli orli interni si attestano rispettivamente a quote 100 m e a 75 m; quest'ultimo è rappresentato da un debole gradino quando le superfici relative ai due ordini sono in continuità; l'orlo esterno si attesta sulla quota 50 m. Sono modellati su vari termini del substrato fino al basamento.

La disposizione dei terrazzi, precedentemente descritta, si segue con continuità anche lungo tutto il tratto costiero che va da Capo d'Orlando a Marina di Torrenova. Ad est di questa fascia si distingue chiaramente un paesaggio sommitale gradato a creste, con bassa energia del rilievo, ricordato a superfici subspianate abbandonate ad alte quote lungo i versanti. Questo paleopaesaggio è progressivamente ribassato verso NO da faglie normali orientate NE-SO.

1 - FORME CONNESSE CON FENOMENI GRAVITATIVI

Il principale fattore del modellamento dei versanti è rappresentato dalla gravità. Assai diffuse appaiono, infatti, le forme connesse con l'esistenza di processi franosi che coinvolgono volumi di rocce, lapidee o sciolte, che in precarie condizioni di equilibrio si mobilizzano sotto la spinta della gravità.

Si tratta per lo più di frane di tipo "complesso" (VARNES, 1978; CARRARO *et alii*, 1983) a lenta evoluzione, date da processi di "scorrimento rotazionale" con superfici di scorrimento principale di neoformazione che si attestano ad elevate profondità in corrispondenza di porzioni del substrato con caratteristiche geomecchaniche scadenti. Tali fenomeni spesso evolvono, soprattutto in presenza di termi-

ni prevalentemente pelitici, a “colamenti”. In presenza di rocce metamorfiche di basso grado, la scistosità facilita l’evoluzione del processo franoso, con modalità di tipo “scorrimento traslativo”. Nel complesso il rilievo geomorfologico e la fotointerpretazione hanno consentito di constatare che ampi tratti di queste forme appaiono caratterizzati da un basso grado di attività; mentre alcune porzioni superficiali delle coperture appaiono spesso riattivate.

Processi del tipo precedentemente descritto si manifestano nel settore sud-occidentale del Foglio, in corrispondenza di versanti ad elevata acclività in presenza delle litofacies argillosa, argilloso-marnosa e quarzarenitico-argillosa sicilidi (ASF_a, SOR_a e SOR_b). In questo settore in particolare, è stata rilevata la presenza di un’area in frana sul versante sud-orientale di Rocca Calanna, dove l’arretramento delle nicchie di distacco connesso con l’evoluzione del dissesto ha anche coinvolto alcune porzioni del fronte carbonatico (LOG_a) sovrastante le argille. I corpi di frana, non ben individuabili singolarmente, sono caratterizzati dall’accumulo di materiale eterogeneo con presenza di elementi lapidei di grossa taglia provenienti dai versanti carbonatici e coinvolti nei movimenti superficiali della coltre. Altri corpi di frana di notevoli dimensioni interessano invece la porzione di territorio compresa tra C.da Nespolera e Vignazza, ed ancora la C.da Pianilacqua fino alla F.ra Rosmarino, ad ovest di Alcara li Fusi.

Procedendo verso i settori via via più centrali del Foglio, sono state riconosciute altre aree estesamente interessate dalla presenza di frane, che mantengono le caratteristiche sopra descritte, come ad esempio:

a) nel bacino della F.ra di Zappulla, in destra idrografica, in corrispondenza dei termini metamorfici dell’Unità Fondachelli (FND) presenti nelle porzioni più basse dei versanti;

b) nel sottobacino della F.ra di Longi (bacino della F.ra di Zappulla), in destra idrografica e nella porzione di testata dello stesso bacino, in corrispondenza dei litotipi epimetamorfici della Sottounità Longi (TAM), della litofacies conglomeratica del Flysch di Capo d’Orlando (COD_c), e dei termini filladici dell’Unità di Fondachelli (FND) ad ovest di San Salvatore di Fitalia;

c) nell’ambito del sottobacino della F.ra di Fitalia (bacino della F.ra di Zappulla), in destra idrografica, sono presenti diffusi corpi di frana di notevole estensione che si sviluppano a sud di Castell’Umberto, a carico della litofacies argillosa del Flysch di Capo d’Orlando (COD_b) e che talvolta coinvolgono anche il basamento dell’Unità di Fondachelli (FND), che caratterizza le porzioni più basse dei versanti ad ovest di Castell’Umberto. In entrambi i casi si tratta di corpi di frana non più attivi globalmente ma che presentano solo evidenze di riattivazioni superficiali;

d) nel bacino idrografico della F.ra di Naso, in destra idrografica, a nord-ovest di Sinagra;

e) nel settore meridionale del Foglio, in corrispondenza dei sottobacini del T.

Zappa e del T. Mastropòdomo (bacino della F.ra di Naso), in corrispondenza di litologie prevalentemente argillose (COD_b e ASI) sono stati rilevati corpi franosi attivi, molto allungati in senso meridiano, che coinvolgono ampi tratti dei bacini sopramenzionati. I corpi di frana si impostano lungo il contatto stratigrafico tra le argille “antisicilidi” e le soprastanti arenarie mioceniche (CFL), coinvolgendole talvolta per fenomeni di arretramento della zona di coronamento;

f) nel settore costiero presso Capo d’Orlando, il versante orientale del promontorio, dove affiorano i termini arenaceo-sabbiosi del Flysch di Capo d’Orlando (COD_b), è caratterizzato da una morfologia riconducibile alla presenza di forme relitte la cui genesi ed evoluzione è certamente connessa a condizioni morfoclimatiche diverse da quelle attuali, e la cui attività sembrerebbe certamente controllata anche dalla presenza di lineamenti tettonici ad andamento circa NO-SE di recente attività che le circoscrivono nelle porzioni di testata. Ancora una volta si tratta di forme che nel loro complesso mostrano scarsi indizi di attività, se non in alcune porzioni superficiali, dove sono possibili fenomeni di colamento di terra e detrito (*debris-flow*) in coincidenza di eventi meteorici particolarmente intensi e prolungati.

Morfologie riconducibili alla presenza di corpi di frana, talvolta con evidenze di parziali riattivazioni, sono stati riscontrati in altre aree del Foglio: si tratta per lo più di corpi isolati che non determinano situazioni di rischio elevato, non coinvolgendo infrastrutture o centri abitati.

Altra tipologia di dissesto è rappresentata dai “fenomeni di crollo” che si manifestano in corrispondenza di litotipi a comportamento lapideo. Processi di tale tipo, ad evoluzione rapida, riguardano ammassi rocciosi interessati da un reticolo di fratture che in funzione della loro geometria, isolano prismi o cunei di roccia. La presenza di un più o meno fitto reticolo di fratture favorisce la formazione di processi di degradazione ed alterazione delle rocce e l’accumulo di materiale residuale limoso-argilloso all’interno delle discontinuità. Ciò in condizioni di saturazione, determina un forte aumento delle spinte connesse con le pressioni interstiziali, alterando le condizioni di equilibrio generali dell’ammasso roccioso, favorendo cinematismi di tipo “crollo” e “*block-slide*”, che danno luogo a falde detritiche costituite da materiali sciolti di varia pezzatura che si accumulano al piede dei versanti. Questi accumuli possono essere mobilizzati con fenomeni di colamento di detrito in coincidenza di eventi meteorologici intensi. Tale tipologia di dissesto, non cartografabile alla scala del Foglio, riguarda principalmente:

a) i versanti carbonatici mesozoici (LOG_a e LOG_b) presenti in destra (Rocca Calanna, Pizzo Aglio, Pizzo Blasi e Rocca Traora) ed in sinistra (Pizzo Bruno e versanti carbonatici ad est di Militello Rosmarino) idrografica della F.ra Rosmarino, caratterizzati dalla presenza di voluminosi accumuli detritici di materiale eterometrico sciolto.

b) i versanti carbonatici (RMA) dell’alto morfologico di S. Marco d’Alunzio;

c) i versanti arenacei (CFL) del M. Cùfali e del versante nord-orientale del M. Gianni;

d) il versante meridionale dall'alto di Naso, dove in presenza di alternanze di calcareniti in livelli decimetrici e sabbie (ORD_c) si verificano crolli di materiale da versanti con elevata energia del rilievo a causa della giacitura a reggipoggio degli strati.

2 - FORME CONNESSE CON FENOMENI FLUVIO-DENUDAZIONALI

L'assetto morfologico che caratterizza il territorio compreso all'interno del Foglio "Patti" è il risultato anche degli effetti di una intensa dinamica fluvio-denudazionale dovuta alle acque di scorrimento superficiale.

Le acque di ruscellamento diffuso, soprattutto in presenza di litotipi argillosi, danno luogo a forme di erosione talvolta accelerata, con denudamenti anche estesi arealmente e formazione di fossi di ruscellamento, che vengono periodicamente rimodellati dall'azione delle piogge intense e concentrate.

Le acque incanalate, invece, esercitano in generale una intensa azione erosiva nei tratti montani, dove le aste fluviali presentano pendenze piuttosto elevate, mentre alla base dei versanti, a causa della spesso repentina diminuzione della pendenza, la corrente tende a perdere il carico solido con conseguente deposito di materiale alluvionale che si accumula in conoidi di deiezione; queste sono costituite da ghiaie poligeniche ed eterometriche in abbondante matrice sabbiosa con blocchi angolosi e con intercalazioni sabbioso-ghiaiose.

Tali corsi d'acqua spesso si impostano in corrispondenza di linee di debolezza meccanica, lungo sistemi di faglia orientati NO-SE, NE-SO, N-S e E-O, e sono caratterizzati da un andamento rettilineo con alvei incassati tra sponde abbastanza ripide. Le aree di fondovalle sono caratterizzate invece dalla presenza di corsi d'acqua a regime semiperenne, che nei settori medio-bassi si sviluppano su ampie piane sovralluvionate, con letti di tipo *braided* (Fig. 37).

Sono caratterizzati da profili di base piuttosto re-



Fig. 37 - Effetti di ruscellamento nella coltre di alterazione delle arenarie del Flysch di Capo d'Orlando, che simulano l'assetto della piana alluvionale di una fumarata.

golari con pendenze molto ridotte; il flusso idrico avviene all'interno di canali anastomizzati dentro le alluvioni, con fenomeni di divagazione in occasione di piene particolarmente intense; mentre, nei periodi di magra esso avviene subalveo all'interno delle stesse alluvioni. Morfologie del tipo descritto sono tipiche di aree con basso tasso di sollevamento.

Corsi d'acqua del tipo descritto caratterizzano soprattutto il settore centrale ed occidentale del Foglio; anche questi si impostano in corrispondenza di linee di debolezza meccanica ed hanno principalmente andamento NO-SE (F.ra Rosmarino, F.ra di Zappulla, F.ra di Sinagra, F.ra S. Angelo di Brolo e T. Zappardino) e N-S, NNE-SSO (F.ra di Longi, F.ra di Naso e T. Timeto). Tutti sono caratterizzati dalla presenza di depositi alluvionali che presentano spessori diversi, minimi nei settori montani e massimi, diverse decine di metri, nelle aree di fondovalle. Si tratta di accumuli di clasti eterometrici e poligenici, prevalentemente cristallini di vario grado e di sabbie grossolane a supporto di matrice limoso-argillosa di colore grigio-bruna. La tessitura ghiaiosa, sabbiosa o sabbioso-limosa è anche funzione delle caratteristiche litologiche del bacino sotteso.

3 - MORFOLOGIA DEL SETTORE COSTIERO

La fascia litorale del Foglio "Patti" è caratterizzata da due tipi di costa: nel settore centro orientale prevalgono coste alte e rocciose, spesso corrispondenti a falesie attive, localmente intercalate a spiagge emerse di ampiezza limitata, collegate a fondali sottomarini frequentemente rocciosi; nel settore centro-occidentale si sviluppano coste basse con spiagge emerse ciottolose di varia ampiezza, e con spiagge sottomarine ciottolose.

La costa rocciosa è presente in corrispondenza dei principali promontori di Capo d'Orlando e di Capo Calavà, Capo Schino e Torre delle Ciavole, ed è caratterizzata da pareti a strapiombo sul mare che raggiungono l'altezza massima di 129 e 137 m. Il tratto orientale, compreso tra Capo Calavà e Marina di Patti, per una lunghezza di circa 10 km, è costituito da coste alte estremamente eterogenee, da rettilinee a frastagliate, con la presenza di baie ed insenature impostate in corrispondenza di termini metamorfici prevalentemente di alto grado. Le relative spiagge emerse, quando presenti, hanno ampiezza limitata e sono costituite dall'accumulo di elementi crollati dalle retrostanti pareti; tali blocchi localmente presentano dimensione ciclopica, i più ingenti sono quelli di Lo Scogliero.

La costa bassa si estende con continuità lungo tutto il tratto litoraneo orientato NE-SO, da Capo d'Orlando a Marina di Torrenova, e lungo l'ampia baia naturale di Brolo-Gioiosa Marea. Il deposito di questa fascia costiera generalmente è rappresentato da ruditi grossolane ben classate, la cui composizione è coerente con le litologie che caratterizzano i vari bacini idrografici delle fiumare che li alimentano.

PROGETTO

CARG

VII - ELEMENTI DI GEOLOGIA APPLICATA

1. - CENNI SULL'ATTIVITÀ ESTRATTIVA

Lo studio eseguito ai fini della redazione della cartografia geologica ufficiale dell'area ricadente nel Foglio "Patti", non può esimersi dall'affrontare alcuni aspetti strettamente connessi con le ricadute che le conoscenze geologiche possono avere sulle attività di interesse economico della regione, quale l'estrazione di materiale "da cava" e quello per uso ornamentale.

In carta sono stati ubicati alcuni siti estrattivi, la cui esistenza è stata valutata sia nel corso di sopralluoghi, che attraverso le indagini compiute con metodi di *remote sensing*, avallate anche dalla consultazione di archivi specifici.

L'area ricadente nel Foglio "Patti" ospita il bacino di S. Marco d'Alunzio, un importante polo estrattivo di calcari policromi di pregio noto fin dall'antichità, le cui risorse hanno trovato ampio impiego in epoca tardo rinascimentale e barocca nell'architettura decorativa siciliana.

Il "bacino marmifero di S. Marco d'Alunzio" si sviluppa nei pressi del centro abitato omonimo, in corrispondenza di alcuni tratti della dorsale ad andamento circa NO-SE che congiunge il centro urbano di S. Marco d'Alunzio con Passo della Zita. L'area estrattiva ha un andamento piuttosto discontinuo perché sfrutta alcuni terreni carbonatici e carbonatico-marnosi della copertura meso-cenozoica dell'Unità di Longi-Taormina - Sottounità di S. Marco d'Alunzio, che affiorano in maniera discontinua.

L'assetto geometrico di tali terreni è anche da addebitare alla deformazione plicativa che ha interessato i corpi rocciosi, spesso determinando strutture a *boudins*, con la conseguente notevole discontinuità degli affioramenti e degli spessori.

Dal punto di vista litologico si tratta di una successione costituita da calcari e brecce calcaree di colore variabile dal rosso vinaccia al grigio tortora, talora nodulari, contenenti gusci fossili di ammoniti e belemniti, con intercalazioni di calcareniti ad entrochi (RMA). Il calcare estratto ha una colorazione dal rosso intenso, al rosa, al grigio-rosato, e presenta un fitto reticolo di vene di calcite spatica, irregolarmente diffuse; è più o meno ricco di frammenti di ammoniti, radiolari, spicole di spugne, cementati da una fine ricristallizzazione di calcite. Gli affioramenti di interesse estrattivo si presentano in banchi di spessore variabile, da qualche metro a qualche decina di metri. I livelli stratigrafici in oggetto sono sfruttati per il prelievo delle varietà merceologiche del "Rosso e del Grigio S. Marco". Il "Rosso venato", che rappresenta il tipo che racchiude in sé le caratteristiche peculiari dell'antica "Pietra di S. Marco d'Alunzio", è un calcare dall'aspetto microcristallino di colore rosso mattone, con venature bianche di calcite spatica a sviluppo irregolare; il calcare mostra un ricco contenuto in ammoniti e belemniti cementati tra loro da una calcite molto fine priva di componenti argillose.

Il "Grigio venato" è invece un calcare di colore grigio tortora, tendente al rosso porpora, attraversato da larghe bande di calcite cristallina e piccoli noduli di calcare leggermente marnoso di colore giallo verdastro.

Le aree di affioramento storicamente sfruttate, ed ancora parzialmente produttive, sono quelle degli affioramenti, talora discontinui, distribuiti tra l'abitato di S. Marco e C.da Passo d'Armi; i principali sono ubicati in corrispondenza della balza nord-orientale sulla quale si sviluppa l'abitato di S. Marco d'Alunzio, in destra idrografica del T. Favara, ed ancora nel versante occidentale di Pizzo Difesa.

Il bacino di interesse attuale è ubicato lungo il versante nord-orientale del costone carbonatico di S. Marco d'Alunzio, dove il giacimento presenta una generale geometria a reggipoggio e le bancate mostrano una certa continuità; più a sud in una ristretta area che si sviluppa tra Passo della Zita e C.da Passo d'Armi, le porzioni che rivestono interesse da un punto di vista giacimentologico si riducono a piccoli affioramenti discontinui.

In entrambi i casi il giacimento viene sfruttato in cave a mezza costa con morfologia a gradoni; la tecnica utilizzata è quella della coltivazione "per fette orizzontali discendenti" condotta attraverso l'utilizzo del filo elicoidale, mentre per l'allargamento del taglio vengono utilizzati esplosivo e particolari martinetti idraulici.

Lo scarto di lavorazione rappresenta nelle situazioni osservate una porzione considerevole (circa il 50% del volume estratto), dal momento che le bancate sono pervase da un fitto reticolo di fratture che riducono le dimensioni medie dei

blocchi, con l'aggravante che in superficie persistono fenomeni di alterazione spinta e riempimenti eluvio-colluviali.

Il materiale estratto, essendo dotato di caratteristiche di ottima lucidabilità viene largamente impiegato nell'edilizia come materiale utilizzato per pavimentazione interne, mentre allo stato grezzo per rivestimenti esterni e nell'arredo urbano.

Negli ultimi anni la produzione di "marmo" nel bacino di S. Marco d'Alunzio ammontava a circa 13.000 m³/anno, quasi tutto immesso sul mercato per la realizzazione di rivestimenti.

L'attività mineraria all'interno del bacino deve fare i conti con la presenza di un regime vincolistico, posto a tutela del territorio, che di fatto, almeno in talune zone, risulta incompatibile con l'estrazione dei materiali lapidei. Resta inclusa all'interno delle aree vincolate anche la zona storica di estrazione, ubicata nelle immediate vicinanze del piccolo centro urbano.

Esistono nel territorio studiato anche altre realtà connesse con l'estrazione del materiale da cava che trova comunque utilizzo nell'edilizia o come inerte per la costituzione dei cementi. Queste realtà talvolta sono del tutto separate dalle cave di materiale ad uso ornamentale e si sviluppano in corrispondenza di affioramenti di calcare e dolomie (RMA) della Sottounità S. Marco d'Alunzio.

PROGETTO

CARG

VIII - IL SETTORE SOMMERSO DEL FOGLIO "PATTI"

1 - INTRODUZIONE

Lo studio del settore sommerso del Foglio n. 599 "Patti" della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 è stato realizzato nell'ambito del Progetto CARG nel quadro di Convenzione tra Servizio Geologico Nazionale e Regione Sicilia. Per quanto attiene la porzione marina del Foglio n. 599 "Patti" (Fig. 38), oggetto del presente studio, gran parte dei risultati presentati sono un'acquisizione originale del Progetto CARG.

L'area marina, estesa circa 147 kmq, raggiunge una profondità massima di 900 metri e ricade nel settore occidentale del Golfo di Patti e nell'*offshore* compreso tra Capo Calavà e Marina di Torrenova.

La fascia costiera è interessata da una serie di fiumare a regime torrentizio (Fiume di Zappulla, Fiumara di Naso, Fiumara di Sant'Angelo di Brolo e Torrente Timeto), con andamento pressoché rettilineo e con valli a V molto incise.

Questi corsi d'acqua influenzano, con il loro trasporto solido, la sedimentazione in prevalenza terrigena dei fondali. I materiali provengono dall'erosione dei rilievi dell'entroterra, costituiti, in massima parte, da rocce metamorfiche.



Fig. 38 - Ubicazione del settore marino del Foglio n. 599 "Patti".

Il rilevamento geologico della porzione marina del Foglio "Patti" è stato eseguito da ricercatori del Gruppo di Geologia Marina (GGM) coordinato da R. Catalano del Dipartimento di Geologia e Geodesia dell'Università di Palermo (oggi Di.S.T.e.M. - Dipartimento di Scienze della Terra e del Mare) che, nell'arco di alcuni anni, hanno raccolto dati per lo più inediti, eseguendo rilievi geologici e geofisici (Fig. 39) ed utilizzando informazioni

precedentemente acquisite nell'ambito di altri progetti di ricerca.

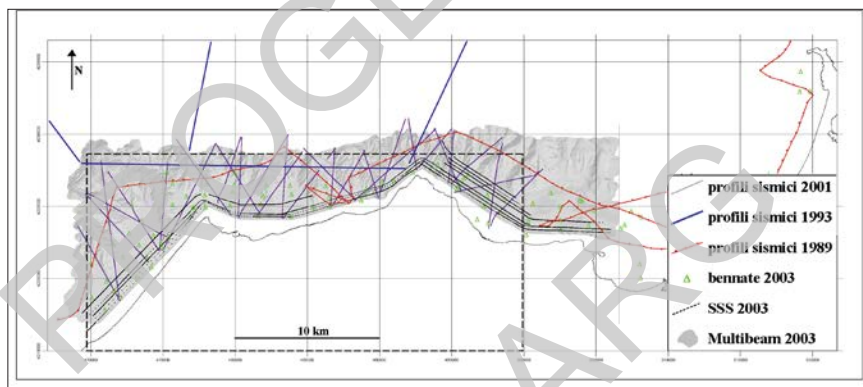


Fig. 39 - Ubicazione dei rilievi sismo-acustici e dei campionamenti nell'offshore del Foglio "Patti" e nelle aree adiacenti.

I rilievi geologici marini sono stati eseguiti nel rispetto di quanto previsto dal Programma Operativo di Lavoro concordato con il Servizio Geologico Nazionale (oggi ISPRA) ed utilizzando una carta batimetrica a scala 1:25.000, ottenuta sulla base dei dati batimetrici digitali acquisiti in proprio dal Gruppo di Geologia Marina dell'Università di Palermo e validati dall'Istituto Idrografico della Marina con documento del novembre 2005.

Per lo studio morfobatimetrico e morfologico sono stati eseguiti rilievi *Multi-beam* e *Side Scan Sonar*, per quello sedimentologico sono stati prelevati campioni tramite benna, mentre per lo studio sismostratigrafico e tettonico sono stati acquisiti profili sismici a riflessione monocanale ad alta risoluzione multicanale e ad alta penetrazione, risultati utili anche per lo studio morfologico.

La morfobatimetria dei depositi superficiali (ricavata dai dati *Multibeam*), e la geometria dei corpi sedimentari (riconosciuti sulla sismica ad alta risoluzione), hanno consentito di definire in modo accurato l'estensione dei settori di piattaforma e scarpata continentale nelle varie zone all'interno del Foglio.

Le registrazioni *Side Scan Sonar (SSS)* e la composizione del relativo mosaico sono risultati indispensabili ai fini di una cartografia areale e ad alta risoluzione dei principali lineamenti morfologici e dei limiti delle facies sedimentarie rilevate.

L'interpretazione delle immagini *SSS* è stata "calibrata" con le informazioni provenienti dall'analisi dei campioni prelevati sul fondo.

Per completezza di informazione, nelle zone costiere sono state utilizzate ortofoto a colori (volo 1998) fornite dall'Assessorato Territorio ed Ambiente della Regione Siciliana.

Per la rappresentazione cartografica si è proceduto seguendo le norme contenute nei documenti progressivamente prodotti dal Servizio Geologico (ISPRA) per il rilevamento delle aree marine previste dal Progetto CARG (Commissione per la Cartografia Geologica e Geomorfologica, 1992; Commissione per la Cartografia Marina, 1996; Gruppo di Lavoro per la cartografia marina ISPRA, 2004).

La rappresentazione cartografica riporta informazioni relative a:

- batimetria del fondo con isobate di equidistanza 10 m;
- lineamenti geomorfologici erosivi e deposizionali;
- distribuzione delle popolazioni tessiturali dei sedimenti superficiali;
- distribuzione delle biocenosi a fanerogame marine;
- mappatura delle unità sismostratigrafiche relative ai depositi marini più recenti, basata sull'interpretazione dei profili sismici a riflessione registrati nel corso delle campagne oceanografiche;
- mappatura degli affioramenti del basamento;
- lineamenti tettonici superficiali e sepolti;
- isocronopache della porzione olocenica dei depositi della sequenza deposizionale tardo-quadernaria (carta delle isocronopache);
- schema stratigrafico del settore sommerso;
- sezione geologica ricavata dalla conversione in profondità di un profilo sismico a riflessione.

Le "Note" si sono giovate dei contributi di una tesi di dottorato condotta dalla Dr.ssa DANIELA DI MAIO durante la fase iniziale delle ricerche sull'area del Foglio "Patti".

PROGETTO

CARG

IX - STUDI PRECEDENTI

Un quadro dei caratteri stratigrafici e strutturali dell'area studiata è offerto dal Modello Strutturale d'Italia (BIGI *et alii*, 1992) in cui vengono rappresentati i settori meridionali dei due bacini distensivi di Capo D'Orlando e di Patti ed i cunei deposizionali plio-pleistocenici. Le informazioni relative al settore *offshore* del Foglio provengono da indagini geofisiche (sismica a riflessione e rifrazione, studio della sismicità), geochimico-vulcanologiche (nel settore più vicino alle Isole Eolie) e geologiche (campionamenti del fondo). Dal punto di vista strutturale è stata riconosciuta, senza particolare dettaglio, la presenza di corpi rocciosi considerati la prosecuzione sommersa delle unità affioranti. Queste ultime, descritte nel Foglio (parte a terra), sono costituite prevalentemente da rocce metamorfiche e in parte ignee delle unità dell'Arco Calabro-Peloritano, su cui poggiano, in discordanza, depositi dell'intervallo Miocene-Pleistocene (FABBRI & CURZI, 1979; FABBRI *et alii*, 1981).

La successione post-messiniana risulta costituita da depositi emipelagici e torbiditici (sulla base dell'interpretazione delle facies sismiche); raggiunge spessori anche di 1500 m, e verso nord si interdigita con depositi vulcanogenici provenienti dalle Isole Eolie. Questa successione colma l'estremità orientale del Bacino di Cefalù, nota anche con il nome di Bacino di Capo d'Orlando (NIGRO & SULLI, 1995). Le principali direttrici tettoniche, già indicate da NICOLICH *et alii* (1982) e BOCCALETTI *et alii* (1990) come distensive e trascorrenti, hanno direzione variabile.

Queste strutture risultano spesso riattivate (anche da successivi eventi compressivi) ed evidenziano un progressivo spostamento del campo degli stress verso i quadranti meridionali (NIGRO & SULLI, 1995). L'evoluzione di questo settore del Tirreno meridionale è strettamente connessa con la strutturazione del margine continentale nord-siciliano e risulta caratterizzata da eventi prevalentemente distensivi, cui si accompagna un elevato tasso della subsidenza (KASTENS *et alii*, 1988; PEPE *et alii*, 2000, 2003). A questi si intercalano eventi compressivi che hanno determinato la formazione di pieghe, faglie inverse e limitati sovrascorrimenti (BARONE *et alii*, 1982; TRINCARDI & ZITELLINI, 1987; AGATE *et alii*, 2001).

FINETTI & DEL BEN (1986), GIUNTA *et alii* (2000) sostengono che queste strutture sarebbero legate a un sistema trascorrente destro sud-tirrenico ad andamento E-O, sulla base di dati raccolti in terraferma, dove sarebbero stati rilevati anche segmenti ad orientazione prevalente ONO-ESE e NO-SE disposti lungo la costa tirrenica (CATALANO & DI STEFANO, 1997). Proprio in corrispondenza dell'area di Capo d'Orlando verrebbe localizzato il limite tra aree in traspressione e aree in transtensione. Ad est è stata riconosciuta la Linea Capo Calavà-Capo S.Alessio interpretata come un taglio litosferico lungo il quale si produrrebbe il maggiore avanzamento delle unità di catena verso l'avampaeese ionico (CATALANO & CINQUE, 1995).

Alcuni ricercatori (TORTORICI *et alii*, 1995; MONACO & TORTORICI, 2000) individuano in terra sistemi di faglie distensive con andamento NNO-SSE nell'area del Golfo di Patti, al margine orientale dell'area indagata. Queste ultime sono indicate come responsabili della deformazione dei depositi pleistocenici ed olocenici.

GABBIANELLI *et alii* (1996) e CUPPARI *et alii* (1999) riconoscono in mare un allineamento tettonico NNO-SSE che si collegherebbe alla faglia di Tindari-Letojanni, già descritta da ATZORI & VEZZANI (1974), ATZORI *et alii* (1978), GHISSETTI (1979), TORTORICI *et alii* (1995), ritenuta una faglia attiva (CATALANO & CINQUE, 1995), sismogenetica (NERI *et alii*, 1996), che, secondo gli Autori, congiungerebbe l'arco eoliano con l'Etna.

PEPE *et alii* (2005) ricostruiscono un modello cinematico (Fig. 40) per il settore meridionale del Mar Tirreno, mettendo in evidenza la presenza di lineamenti tettonici orientati NO-SE, con componente *strike-slip*, legati all'avanzamento del fronte di sovrapposizione delle unità kabilo-calabro-peloritane sulle unità siciliano-maghrebidi, contemporanei alla fase transpressiva del Pliocene inferiore che si riconosce anche in Sicilia. Questo evento si interpone tra la fase distensiva che si sviluppò nel Miocene superiore, responsabile dell'apertura del bacino di Cefalù, e la fase di rifting, sviluppatasi a partire dal Pliocene medio-superiore, che portò alla formazione dell'attuale margine continentale nord-siciliano e all'approfondimento dei bacini.

Diversamente BILLI *et alii* (2006) descrivono il sistema della faglia di Tindari come corrispondente ad una zona iniziale di trasferimento con caratteri di esten-

sione obliqua che collegherebbe i settori in compressione situati rispettivamente nel Tirreno e nell'area calabro-ionica.

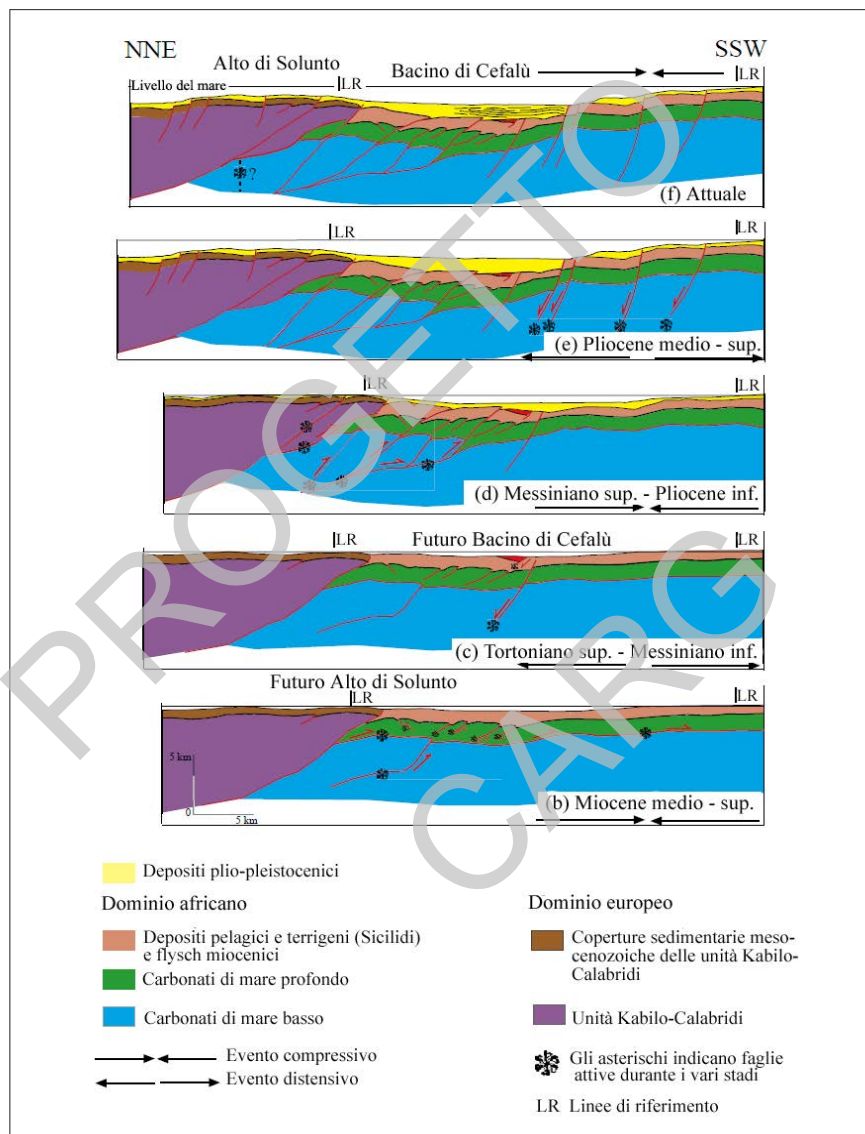


Fig. 40 - Modello schematico dell'evoluzione tettono-sedimentaria lungo un transetto che va dall'Alto di Solunto all'offshore di Termini Imerese. Con gli asterischi sono indicate le faglie ritenute attive durante ciascuno stadio evolutivo.

ARGNANI *et alii* (2007) escludono una continuità tra la struttura in terra e quella supposta in mare. In quest'area adiacente ed interna all'arcipelago eoliano, sarebbero predominanti le strutture compressive (riconosciute sulla base dei dati di sismica a riflessione) sin dal Pleistocene medio.

BILLI *et alii* (2010) riconoscono nel settore nord-orientale siciliano la presenza di una fascia interessata da tettonica distensiva attuale con direzione NNE-SSO, sottolineando che la stessa si inserisce all'interno di una vasta regione caratterizzata da chiara ed attiva compressione. Questa regione si estenderebbe da Cefalù fino al Monte Etna. Nell'area continentale del Foglio "Patti" gli A.A. riportano faglie distensive, ritenute in parte attive, con direzione NNO-SSE, collocate nel settore orientale.

X - INQUADRAMENTO GEOLOGICO REGIONALE

Il settore indagato si inserisce nel complesso assetto geologico che risulta dalla sovrapposizione del sistema orogenico appenninico-maghrebide con le strutture derivanti della successiva evoluzione del margine continentale nord-siciliano, sviluppatasi nel quadro dell'evoluzione del Mediterraneo centrale (Fig. 41).

In questa regione si riconosce un segmento di catena che si sviluppa lungo il limite tra la placca africana e quella europea, che collega le Maghrebidi africane con la Calabria e gli Appennini, e si estende dalla Sardegna fino alla piattaforma pelagiana (Canale di Sicilia). I movimenti compressivi più importanti di questo settore sono dovuti alla subduzione della crosta ionica e alla collisione del blocco sardo-corso con il margine continentale africano (BELLON *et alii*, 1977; CHANNELL *et alii*, 1979; DERCOURT *et alii*, 1986, CATALANO *et alii*, 1996). Dal Miocene superiore, alla fine della rotazione del blocco sardo-corso, parte dell'orogene alpino-appenninico fu interessato da processi distensivi, associati con il progressivo arretramento della cerniera del piano di subduzione, immergente verso NO, della placca Ionica al di sotto della Calabria, responsabili della formazione ed evoluzione del bacino di retroarco tirrenico (MALINVERNO & RYAN, 1986; FACCENNA *et alii*, 1996; GUEGUEN *et alii*, 1998).

Il complesso collisionale della Sicilia e del suo prolungamento *offshore* è caratterizzato da tre elementi tettonici principali:

a) un'area di avampaese, affiorante nella Sicilia sud-orientale e presente nel Canale di Sicilia a sud di Sciacca;

b) un'avanfossa recente, localizzata nell'*offshore* meridionale della Sicilia (Bacino di Gela) e nella regione iblea lungo il margine settentrionale dell'avampaese, dove è in parte sepolta dal fronte della catena;

c) una catena complessa, vergente verso SSE, spesso a luoghi più di 20 km (CATALANO *et alii*, 2013) costituita (dall'interno verso l'esterno) dagli elementi tettonici Sardo, Kabilo-Calabro-Peloritano e Appenninico-Siciliano. Le unità più interne disposte nell'*offshore* settentrionale dell'Isola sono generalmente collasate verso Nord in relazione alla tettonica distensiva relativa alla fase di apertura del Tirreno centro-meridionale (Fig. 41).

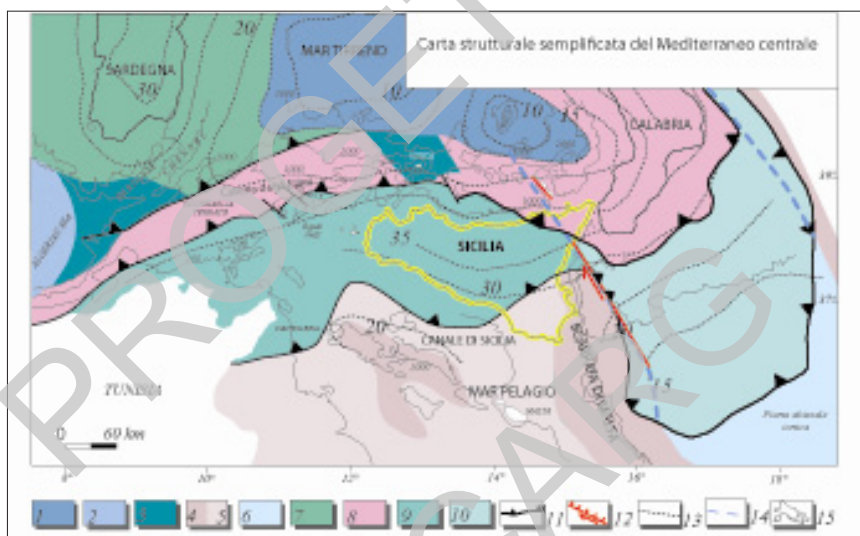


Fig. 41 - La carta illustra i differenti settori crostali della regione centrale del Mediterraneo (modificata da CATALANO *et alii*, 2002). Legenda: 1) crosta oceanica del Mar Tirreno (KASTENS *et alii*, 1987); 2) crosta oceanica del Bacino Algerino; 3) crosta continentale assottigliata kabilo e sarda; 4) crosta continentale (5 = assottigliata) africana; 6) crosta oceanica del Mar Ionio; 7) unità tettoniche sarde; 8) unità kabilo-calabridi; 9) unità siciliane-maghrebidi; 10) prisma di accrezione ionico; 11) fronti di sovrascorrimento; 12) faglia con probabile componente transensiva (ridisegnata da CHAMOOT-ROOKE *et alii*, 2005); 13) isobate (in km) della Moho; 14) limite ipotetico della crosta oceanica ionica (ridisegnato da CHAMOOT-ROOKE *et alii*, 2005; 15) limite margine passivo-oceano ionico secondo CATALANO *et alii*, 2001, 15) batimetria.

L'area marina ricadente nel Foglio "Patti" è caratterizzata dalla presenza di terreni appartenenti alle unità cristalline calabro-peloritane sovrapposte alle unità appenninico-maghrebidi; le prime affiorano nell'area meridionale del Foglio o sono collocate nel Tirreno meridionale. Le unità cristalline sono a loro volte ricoperte dai depositi del Miocene superiore-Pleistocene.

XI - MORFOLOGIA DEL MARGINE CONTINENTALE DELL'AREA DEL FOGLIO "PATTI"

Il margine continentale della Sicilia settentrionale (Mar Tirreno meridionale) si estende dalla linea di costa alla piana abissale del Marsili (Fig. 42).

Nel margine, da sud a nord, possono essere osservati: una piattaforma continentale, una scarpata continentale e un rialzo continentale (SAVELLI & WEZEL, 1980). La profondità del bordo di piattaforma varia da 90 a 135 metri (WEZEL *et alii*, 1981; AGATE *et alii*, 1998; PEPE *et alii*, 2003).

I maggiori bacini distensivi sviluppatisi lungo il margine sono il bacino di Cefalù ed il bacino di Gioia (NICOLICH *et alii*, 1982; FABBRI *et alii*, 1981; BARONE *et alii*, 1982; PEPE *et alii*, 2000, 2003).

La morfologia della scarpata continentale è irregolare per la presenza di alti strutturali, frane e *canyon* (PEPE *et alii*, 2003; DI MAIO, 2005, 2006). Sulla base di queste caratteristiche, il margine continentale nord siciliano viene considerato un margine tipicamente immaturo (Wezel *et alii*, 1981).

La scarpata continentale mostra una scarpata superiore ed una inferiore con un'alta inclinazione, separate da aree pianeggianti a circa 1500 metri di profondità (PEPE *et alii*, 2003). La scarpata continentale inferiore raggiunge il rialzo continentale a 3000 metri di profondità.

Gli alti strutturali (Alto di Solunto) e gli edifici vulcanici (Arco eolico) costituiscono il limite del bacino di Cefalù s.l. all'interno della scarpata superiore (Fig. 42).

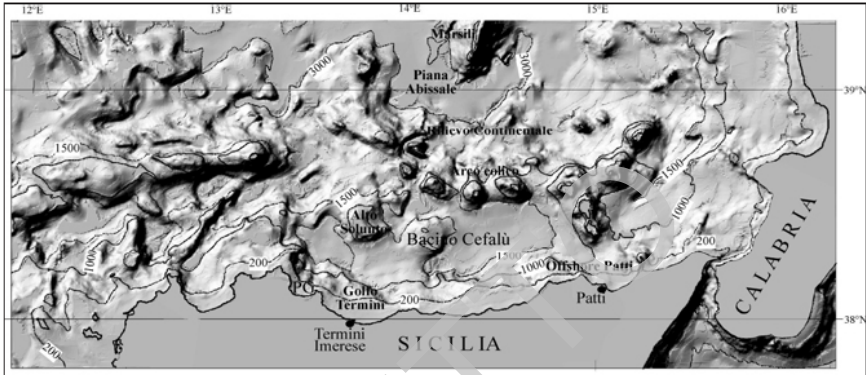


Fig. 42 - Inquadramento morfologico della Sicilia settentrionale con indicato il settore studiato.

L'attività vulcanica dell'Arco eolico, iniziata nel Pliocene, è localmente ancora attiva. Essa è caratterizzata da un magmatismo calcalkalino cui si sono intercalati eventi esplosivi (BARBERI *et alii*, 1974).

Nel settore marino del Foglio "Patti" sono state riconosciute le unità morfologiche della piattaforma continentale e della scarpata superiore. I caratteri morfologici principali, raccolti e cartografati nel corso delle indagini, hanno permesso di descrivere i due principali ambienti fisiografici sopra indicati (Figg. 43, 44).

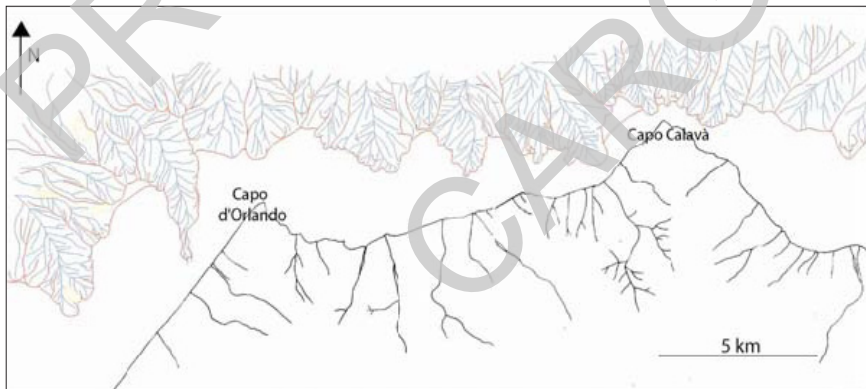


Fig. 43 - Carta delle principali morfologie della scarpata superiore. In blu sono segnate le incisioni e in rosso le nicchie di distacco (mod. da DI MAIO, 2005).

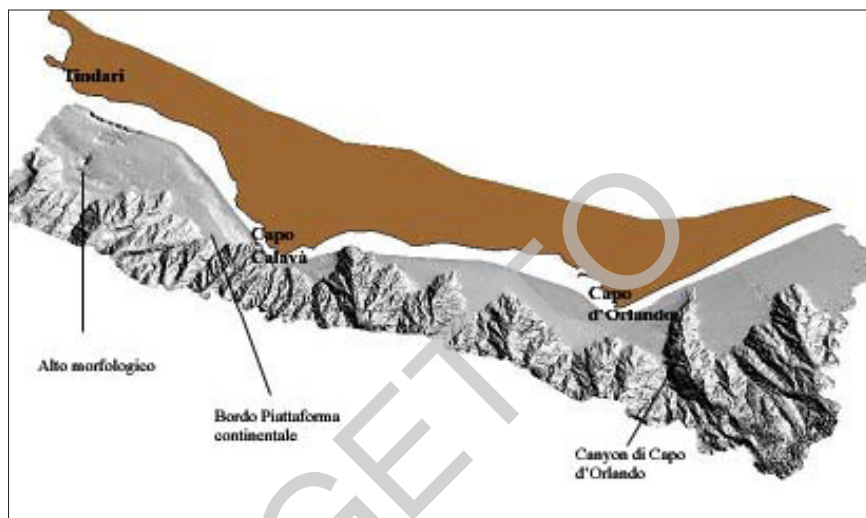


Fig. 44 -Lineamenti morfologici della piattaforma e della scarpata superiore visti da NO. Shaded relief del rilievo Multibeam nell'offshore del Foglio "Patti".

PROGETTO

CARG

XII - GEOMORFOLOGIA MARINA

1. - MORFOLOGIA DELLE PIATTAFORMA CONTINENTALE

L'area di piattaforma continentale è molto articolata, con larghezza variabile da meno di 500 metri a circa 5 km e pendenze variabili da 0.6° a 5° . Le aree più estese e con minore pendenza si riscontrano negli *offshore* di Caprileone, di Capo d'Orlando e di Tindari, mentre quelle di minore estensione e maggiore pendenza negli *offshore* di Naso e Capo Calavà (DI MAIO, 2005).

Il ciglio della piattaforma, netto e molto discontinuo, appare ben delineato solo dove la piattaforma è più ampia, con una tipica forma convessa di margine progradante, che si riscontra ad una profondità di circa 140/145 metri in settori limitati.

I caratteri riconosciuti nella piattaforma sono: ondulazioni del fondo, rotture di pendio concave e convesse, alti isolati, delta sepolti e solchi. Le ondulazioni del fondo, osservabili nell'*offshore* di Capo Calavà in prossimità di Torre delle Ciavole, hanno direzione NNE-SSO, perpendicolare a costa, e lunghezza d'onda di circa 40 metri; ondulazioni con direzione E-O, parallela alla costa, e lunghezza d'onda di circa 25-30 metri ed altezza di 1-1,5 metri (Fig. 45) sono osservabili al margine orientale del Foglio, in prossimità della foce del Torrente Timeto, nella zona di prodelta, ad una profondità compresa fra 50 metri e 100 metri, estese per un'area di circa 3 kmq. Potrebbero rappresentare dune idrauliche, che coinvolgono una notevole quantità di sedimento, in gran parte limo-sabbioso.

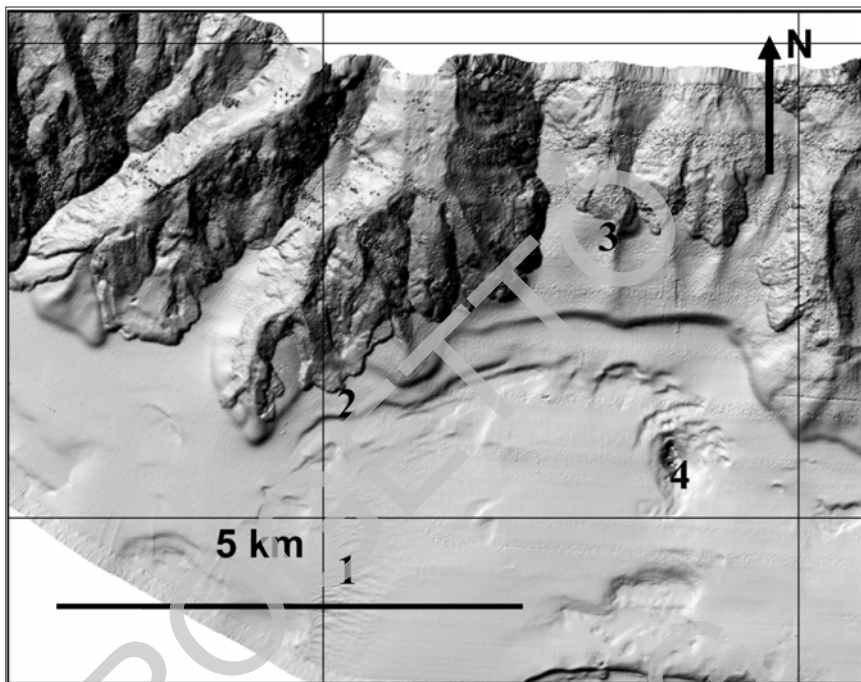


Fig. 45 - Campo di dune (1) e testate di canyon in arretramento sia sul bordo della piattaforma (2) che sulla scarpata superiore (3); rilievo morfologico del substrato roccioso all'interno della piattaforma (4). Foce del Torrente Timeto (offshore di Tindari)

Nella piattaforma adriatica tali morfostrutture sono state interpretate come legate alla fuoriuscita del fluido interstiziale (gas) dai sedimenti, a causa del loro carico (CORREGGIARI *et alii*, 2001).

Un campo di dune (FRIEDMAN, 1961) è stato osservato nell'*offshore* di Caprileone a nord del Fiume Zappulla a profondità inferiori ai -30 metri (Fig. 46). Tali strutture colonizzate dalla prateria a *Cymodocea nodosa*, si sono formate, probabilmente, per l'azione del moto ondoso proveniente da NO. Esse hanno un orientamento NE-SO e una lunghezza d'onda di 15 metri.

Nell'*offshore* di Tindari, nell'area orientale al margine con il foglio adiacente, si rinviene un rilievo isolato, che da 100 metri di profondità si eleva fino a 40 metri, che rappresenta l'affioramento sommerso del substrato roccioso cristallino (Fig. 47). Diverse rotture di pendenza concave e convesse delimitano terrazzi di abrasione marina nell'*offshore* di Tindari (Golfo di Patti) al margine orientale del Foglio. Un apparato deltizio sepolto è stato riconosciuto sulla base dell'interpretazione dei profili sismici e cartografato nell'*offshore* di Capo d'Orlando, in corrispondenza della Fiumara di Naso.

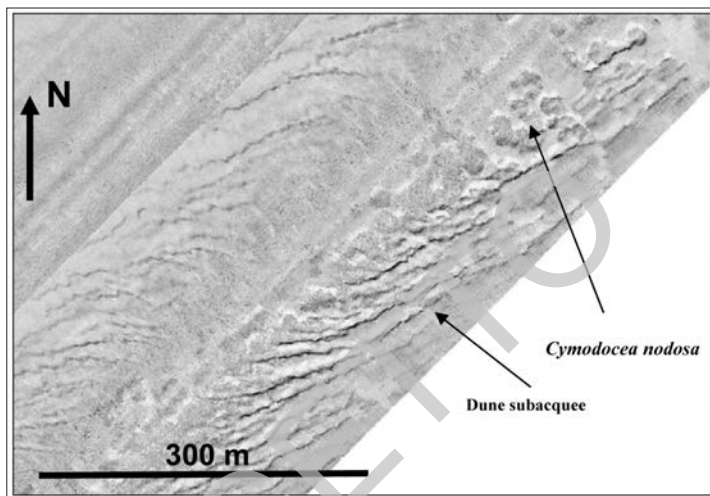


Fig. 46 - Campo di dune subacquee colonizzate dalla prateria a *Cymodocea nodosa*. (dati Side Scan Sonar, da DI MATO, 2005). Offshore di Caprileone a nord della foce del Fiume Zappulla.

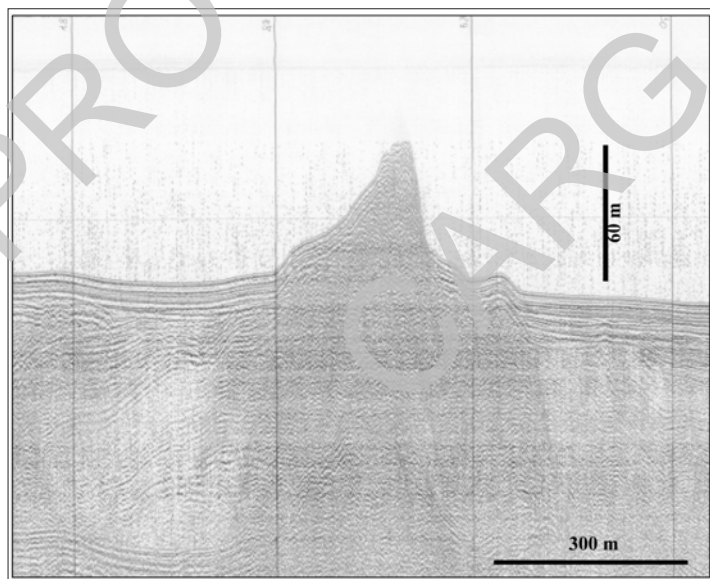


Fig. 47 - Rilievo morfologico del substrato roccioso con pareti molto inclinate in piattaforma continentale (vedi più avanti per il significato tettonico). Profilo sismico sparker.

Ad ovest di Capo d'Orlando sono stati individuati diversi solchi (indicati in carta come incisioni secondarie) equidimensionali, che incidono il fondo per cir-

ca due metri. Essi risultano paralleli fra loro, sono larghi circa 10 metri e lunghi un paio di chilometri, e raggiungono la testata del *canyon* presente nell'*offshore* di Caprileone. Tra questi solchi, quelli centrali risultano più incisi, gli altri mostrano forme più smussate, attestanti probabilmente un progressivo riempimento. La genesi non è chiara, ma il loro parallelismo e regolarità fanno presumere che l'origine sia antropica. Tale fenomeno potrebbe essere stato innescato dalle acque canalizzate alla foce del pennello di Capo d'Orlando, dove in effetti vengono riscontrate.

Ad ovest di Capo d'Orlando, nell'*offshore* omonimo, in zone di piattaforma interna, a partire da una profondità di 20 metri ed una distanza di circa 500 metri da costa, sono presenti due incisioni che si congiungono alla profondità di 80 metri per proseguire nel *canyon* denominato di Capo d'Orlando (Fig. 48). Sempre in questo settore di piattaforma continentale si distinguono, nei sonogrammi Side Scan Sonar, numerose incisioni lineari che si incrociano fra di loro (tracce di reti a strascico).

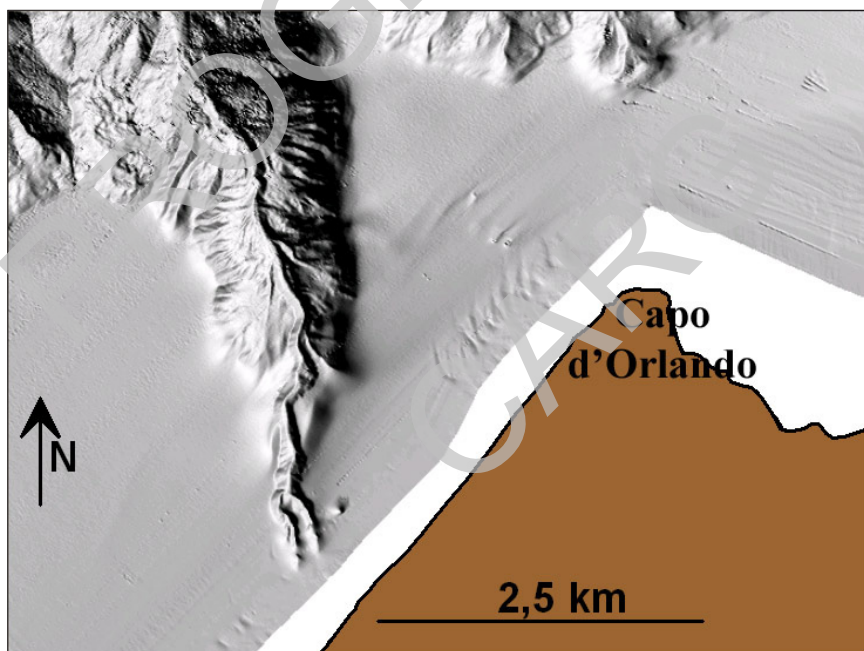


Fig. 48 - *Canyon* di Capo d'Orlando che si biforca nella zona di piattaforma interna in prossimità della costa (1). *Offshore* di Capo d'Orlando (rilievo Multibeam).

Il bordo della piattaforma continentale, posto a profondità variabile tra 50 metri e 150 metri, è di tipo erosivo per quasi tutta la sua lunghezza ed è interessa-

to da numerose nicchie di frana coalescenti fra loro, che arretrano progressivamente a causa dell'instabilità gravitativa delle masse sedimentarie presenti. Tale arretramento produce profonde incisioni che proseguono nella scarpata superiore. Nei tratti in cui il bordo non è di tipo erosivo (ad ovest del promontorio di Capo d'Orlando e ad est del promontorio di Capo Calavà), viene riscontrato ad una profondità di circa 150 metri, laddove la piattaforma appare più estesa ed è affiorante il cuneo di stazionamento basso del livello del mare.

Nell'*offshore* di Capo d'Orlando si riconosce un delta progradante, con *foreset* immergenti verso mare, la cui rottura di pendenza (*offlap break*) che delimita il fronte deltizio è posta a circa -40 metri.

Ad ovest di Capo Calavà e ad est di Capo Tindari, in piattaforma interna, ad una profondità compresa fra 20 e 30 metri, sono state osservate delle ondulazioni del sedimento (*creep* sedimentario) con l'ausilio dei rilievi *Multibeam* e *Side Scan Sonar*. Tali strutture, aventi direzione NNE-SSO e ENE-OSO, hanno altezza di circa 2.5-3 metri e lunghezza d'onda di circa 100-140 metri. Tali ondulazioni possono proseguire in profondità, all'interno del corpo sedimentario deposto durante lo stazionamento alto del livello del mare, per circa 15 ms *t.w.t.* (10 metri). La loro origine è attribuibile, probabilmente, alla concomitanza di più fattori, tra cui la fuoriuscita di fluidi interstiziali (gas) dai sedimenti, dovuta al carico, o l'azione di correnti di fondo, che rielaborano la superficie sulle ondulazioni già esistenti, accentuandole.

2. - MORFOLOGIA DELLA SCARPATA SUPERIORE

La scarpata superiore è caratterizzata da una serie di canali (o *canyon*) che la incidono ripetutamente per tutta la sua lunghezza. Queste morfostrutture hanno una forma a V (tipica forma erosiva) e sono in massima parte rettilinei, con frequenti incisioni secondarie poste sui fianchi, caratteristica che conferisce all'area, in pianta, una geometria dendritica (Fig. 43 e 44) solo raramente meandriforme. I canali che si presentano con geometria meandri forme, con un profilo piatto sul fondo ampio fino a circa 250 metri ed una testata larga anche 1 km, sono sede di sedimentazione torbiditica.

I canali si congiungono a più alta profondità fra loro, fino a costituire *canyon* di dimensioni maggiori. Alcune incisioni raggiungono verso l'alto la piattaforma continentale e si addentrano fin quasi sotto costa (a meno di 500 metri di distanza), suddividendosi, in questa regione, in canali minori.

I sedimenti posti sul bordo della piattaforma risultano instabili a causa dell'elevato gradiente della scarpata e determinano l'arretramento verso costa delle superfici di scivolamento, per franamento retrocessivo (Fig. 49).

A questo fenomeno si somma quello dell'erosione di fondo dei canali, de-

terminata dal trasporto dei sedimenti. All'interno dell'*offshore* di Tindari a profondità di 300 metri sono riconoscibili nicchie di distacco incipienti, disposte a gradinata (DI MAIO, 2005). Lungo la scarpata, in zone con cambiamento di pendenza dei fondali, sono osservabili accumuli di frana relitti, non ancora asportati dal *canyon*.

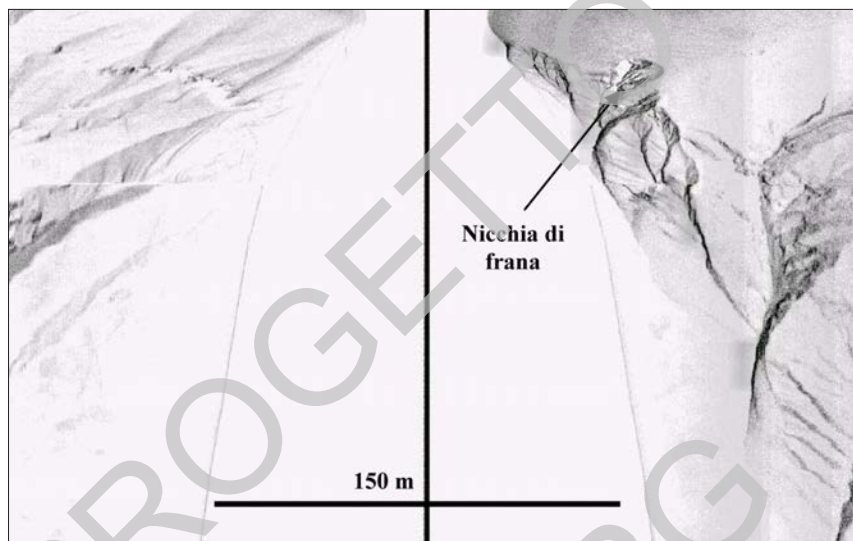


Fig. 49 - Esempio di arretramento del bordo della piattaforma continentale per fenomeni di frana-mento retrocessivo (profilo Side Scan Sonar).

I profondi *canyon* con alti gradienti (oltre 15° di pendenza) hanno dislivelli compresi fra 170 e 300 metri misurati dai fianchi all'incisione assiale principale (*thalweg*). Essi sono la principale via di trasporto dei sedimenti dalla piattaforma alle zone di bacino (nello specifico il Bacino di Cefalù) attraverso la scarpata superiore (Fig. 50).

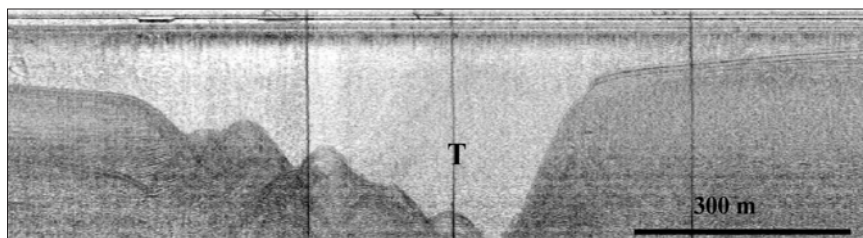


Fig. 50 - Canyon di Brolo, avente una tipica sezione a V con un *thalweg* (T) molto inciso. Presenta sul fianco sinistro un corpo di frana tagliato da canali secondari. Offshore di Capo Calavà (profilo sismico sparker, scala 1:2).

Come avviene normalmente, i gradienti minori (11° di pendenza) sono presenti in prossimità della testata dei *canyon* ed aumentano all'aumentare della profondità; esistono tuttavia delle anomalie rispetto a questo trend generale: in aree profonde, le pendenze raggiungono valori massimi di 14° per la presenza di sedimenti franati il cui accumulo attenua il gradiente.

Normali valori di pendenza della scarpata superiore (circa $5-6^\circ$), per il primo tratto, si registrano dove è preservato il cuneo di stazionamento basso del livello del mare (*offshore* di Tindari), posto subito oltre il bordo della piattaforma e non ancora franato.

I *canyon* più prossimi a costa, e quindi a più alto rischio per le zone costiere corrispondenti, si trovano in prossimità di Capo Calavà e ad ovest di Capo d'Orlando.

In particolare, il *canyon* di Capo d'Orlando (Fig. 48), rinvenuto vicino a costa a 20 metri di profondità, presenta due incisioni larghe 100 e 150 metri, con pendenza iniziale lungo l'asse di circa 6° , che si uniscono a formare un unico canale, largo inizialmente 250 metri, che si approfondisce rapidamente. Questa struttura raggiunge progressivamente una larghezza di 1 km sulla scarpata superiore, con pendenze di circa 18° (DI MAIO, 2005).

Il fitto reticolo di canali che caratterizza le porzioni più occidentali del Golfo di Patti, fino ad oltre Capo d'Orlando, non sembra attualmente drenare verso il Bacino di Cefalù consistenti quantità di materiale terrigeno, anche in ragione del fatto che attualmente, nel tratto di terraferma antistante, i corsi d'acqua forniscono un apporto sedimentario modesto.

3 - INSTABILITÀ GRAVITATIVA DEI CORPI SEDIMENTARI

Il settore di piattaforma-scarpata ricadente nel Foglio "Patti" è soggetto a rapida modificazione che dipende dagli effetti della tettonica (accompagnata o meno da sismicità), e dall'alto tasso di accumulo di sedimenti terrigeni prodotti in tempi recenti. Questi processi determinano una instabilità gravitativa di masse sedimentarie di diverso volume, di cui si hanno gli accumuli o i caratteri precursori della loro formazione (DI MAIO, 2005). Numerose sono le tipologie di questo tipo di fenomeno.

L'analisi sismostratigrafica ha messo in luce la presenza di faglie di età Pleistocene superiore-Olocene, spesso prosecuzione o riattivazione della tettonica più antica (PEPE *et alii*, 2003; DI MAIO, 2005). Un probabile effetto della tettonica recente (riscontrata anche a terra, LAMBECK *et alii*, 2004) e dell'alta sismicità dell'area è la destabilizzazione dei corpi sedimentari, osservati sulla testata dei *canyon* (Figg. 51 e 52) e la presenza di accumuli sulla scarpata.

Esempi di frane sottomarine legate all'instabilità di corpi sedimentari sono

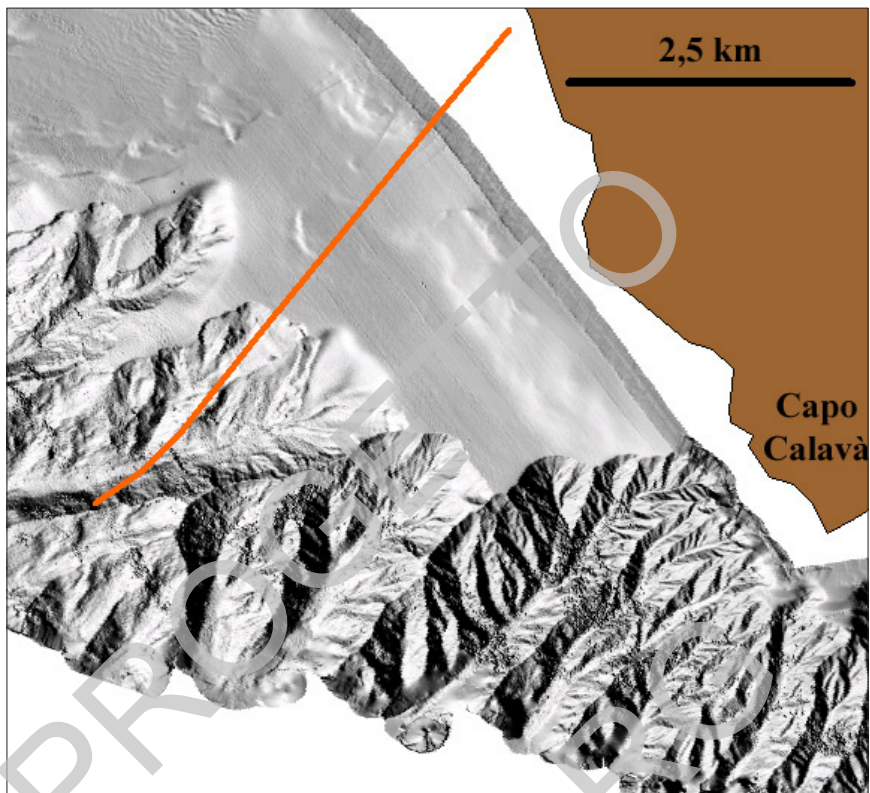


Fig. 51 - Offshore di Capo Calavà: tratto di rilievo Multibeam. Arretramento delle testate dei canyon come effetto della destabilizzazione delle masse sedimentarie lungo il margine di piattaforma. In rosso è indicata la traccia di un profilo sparker ad alta risoluzione (riportato in Fig. 70) che illustra i rapporti tra la piattaforma continentale e la scarpata.

documentati nel margine ligure (CORRADI *et alii*, 2001-2002). Questi Autori hanno valutato il rischio a cui sono soggette le zone costiere prossime alle aree di distacco di masse sedimentarie.

Nelle aree di piattaforma-scarpata superiore del Foglio “Patti” durante la fase più recente di caduta del livello del mare i *canyon* furono caratterizzati da una più intensa attività erosiva causata probabilmente da un aumento nell’apporto sedimentario al margine della piattaforma.

Nel Foglio “Patti” uno dei canali più prossimi a costa e a più alto rischio per le aree emerse prospicienti, il *Canyon* di Capo d’Orlando, avente direzione SE-NO, presenta nelle zone centrali e distali del suo percorso un fondo piatto, riempito dai corpi franati dai fianchi, evidenziati dalla geometrie caotiche dei riflettori sismici, rielaborati dalle correnti di torbida. Nel fianco sinistro, oltre il ciglio della

piattaforma, ad una profondità di circa 200 metri, si rinviene un corpo tabulare ribassato spesso circa una decina di metri, che rappresenta una fase intermedia dell'instabilità dei sedimenti.

L'instabilità è anche evidenziata dalla presenza sulla scarpata superiore di diversi "spanciamenti" (Fig. 52) creati dall'accumulo dei materiali franati dal bordo della piattaforma in corrispondenza di una riduzione di pendenza del fondo mare.

I profili sismici mostrano che questi materiali sono tuttora instabili per l'alta acclività della superficie deposizionale attuale.

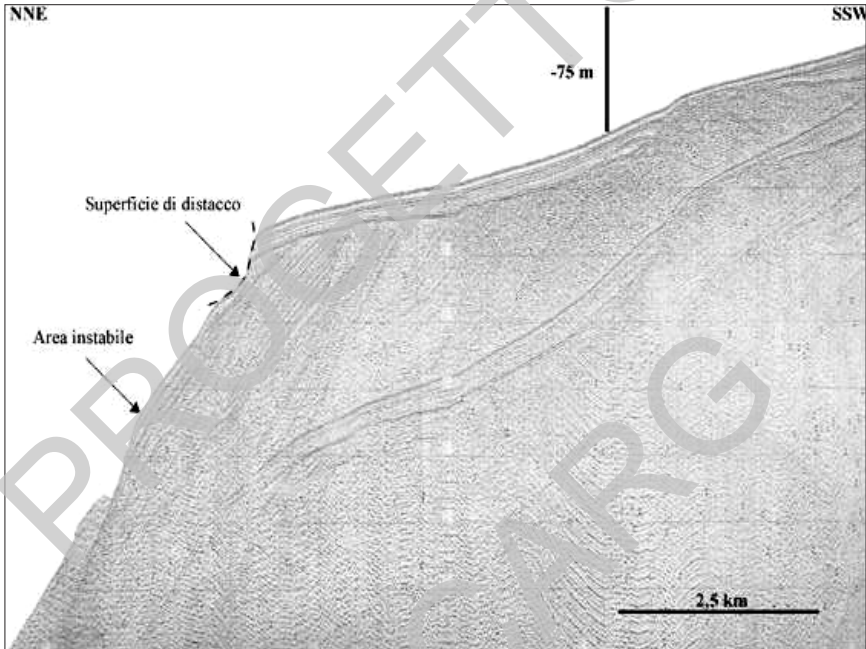


Fig. 52 - Sistema piattaforma-scarpata superiore nell'offshore di Capo Calavà. Sul bordo della piattaforma si nota una superficie di distacco attuale ed un'area instabile, in contropendenza, lungo la scarpata (profilo sparker 4 kJ ad alta risoluzione; la traccia è indicata nella figura precedente).

PROGETTO

CARG

XIII - STRATIGRAFIA

1. - ANALISI SISMOSTRATIGRAFICA

Le successioni sedimentarie nelle aree sommerse sono state riconosciute attraverso l'interpretazione di profili sismici a riflessione di diversa penetrazione e risoluzione. I profili sismici utilizzati hanno infatti differenti caratteristiche, sia per la sorgente che per le procedure di acquisizione, registrazione ed elaborazione, e forniscono quindi dati di diversa natura per quello che riguarda il potere di risoluzione e la profondità d'indagine. Nell'analisi sismostratigrafica si è tenuto conto dei dati raccolti nella regione adiacente alla stretta fascia marina compresa nel Foglio in studio. Inoltre, poiché l'assenza di pozzi e la mancanza di campioni del sottofondo impedisce di ricostruire una stratigrafia dettagliata del settore marino del Foglio "Patti", si è fatto riferimento a dati e conoscenze provenienti da altri settori dell'*offshore* siciliano.

Per l'interpretazione sismica sono state adottate le procedure di analisi sismostratigrafica e di stratigrafia sequenziale (MITCHUM *et alii*, 1977; VAIL *et alii*, 1991). Sono stati presi in considerazione gli attributi sismici dei riflettori, la distribuzione areale e verticale dei corpi e delle sequenze sedimentarie, oltre che la geometria esterna e l'architettura deposizionale dei riflettori sismici che le definiscono. L'interpretazione dei profili sismici ha così permesso il riconoscimento di varie unità sismo stratigrafiche, o unità di facies sismica (Figg. 53-55), che rivelano la struttura e la giacitura dei vari corpi.

Considerata la forte variabilità dei corpi rocciosi indagati, sia in riferimento all'età che alla litologia, e la possibilità di utilizzare dati sismici di diversa natura, sono state individuate due diverse sequenze di unità di facies sismica, individuate rispettivamente nei profili sismici ad alta penetrazione e in quelli ad alta risoluzione. I primi hanno permesso di indagare il multistrato compreso tra il basamento cristallino e i sedimenti attuali (unità 1-4), mentre nei secondi sono state individuate e distinte le sole successioni quaternarie (unità A-F). In particolare, nei profili sismici a più alta penetrazione sono state individuate dal basso verso l'alto (Fig. 53):

- unità 1, avente geometria interna caotica o *reflection-free*, limitata verso l'alto da un riflettore ad alta ampiezza e buona continuità laterale. Questo corpo sismico rappresenta il substrato acustico e viene interpretato come corrispondente ai corpi rocciosi cristallini peloritani di età pre-cenozoica.

- unità 2, individuata da un riflettore sommitale con elevata ampiezza e continuità laterale, correlabile con il *marker* sismico riconosciuto in tutto il Mediterraneo da MALINVERNO *et alii* (1981) come riflettore messiniano (M, Fig. 54). Esso rappresenta una superficie di erosione passante lateralmente alle successioni evaporitiche messiniane. Le caratteristiche di facies sismica dell'unità corrispondono a quelle dei depositi meso-cenozoici. Nei profili sismici ad alta risoluzione le unità sismostratigrafiche 1 e 2 non sono distinguibili e per tale motivo vengono indicate come substrato indifferenziato (A, Fig. 55).

- unità 3, caratterizzata da riflettori continui e ben distinti, alternativamente ad alta e bassa ampiezza, prevalentemente ad alta frequenza, che tendono ad ispessirsi verso il largo; la geometria interna è progradante cliniforme (con inclinazione verso mare al massimo di circa 7-9°). Tali riflettori superiormente sono troncati da una superficie di discordanza erosiva, mentre inferiormente poggiano in *onlap* e paraconcordanza su una fascia (3a, Fig. 54) sismicamente trasparente (o rappresentata da riflettori discontinui a bassa ampiezza ed alta frequenza), correlabile ai depositi pelagici dei "Trubi" del Pliocene inferiore (FABBRI *et alii*, 1981). L'unità è delimitata inferiormente dalla superficie di discordanza messiniana. La maggiore estensione della piattaforma attuale si ha in concomitanza con il maggiore spessore dei depositi plio-pleistoce-

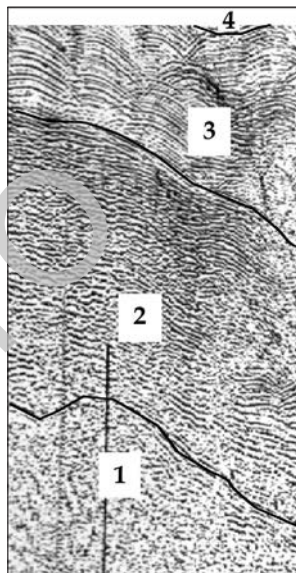


Fig. 53 - *Facies sismiche riconosciute nei profili sismici a riflessione a medio-alta penetrazione che attraversano il Golfo di Patì. Legenda 1) substrato cristallino pre-cenozoico; 2) coperture meso-cenozoiche; 3) depositi plio-pleistocenici; 4) SDTQ.*

nici, mentre dove sono assenti o sono molto ridotti si ha la minore estensione. All'interno dell'unità, a nord e nord-ovest di Capo Tindari, si riconoscono canali sepolti (Fig. 55), larghi 1-1,5 km e profondi 80-100 ms (70-85 metri).

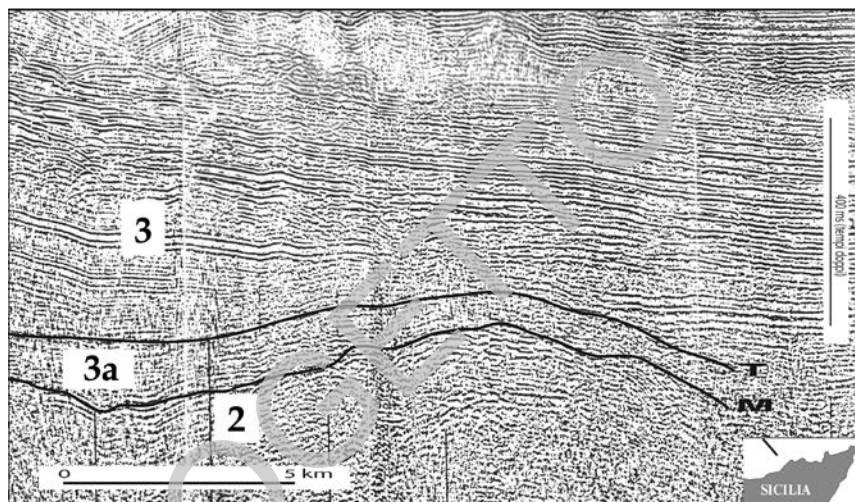


Fig. 54 - La sezione sismica mostra il rapporto di discordanza angolare (T) tra il tetto dei depositi pelagici del Pliocene inferiore (unità 3a - Trubi) ed i depositi sovrastanti plio-pleistocenici (unità 3 - Super sistema Noemi). Una discordanza a carattere erosivo (di estensione regionale M) è posta tra la base dei Trubi e i depositi meso-cenozoici (unità 2).

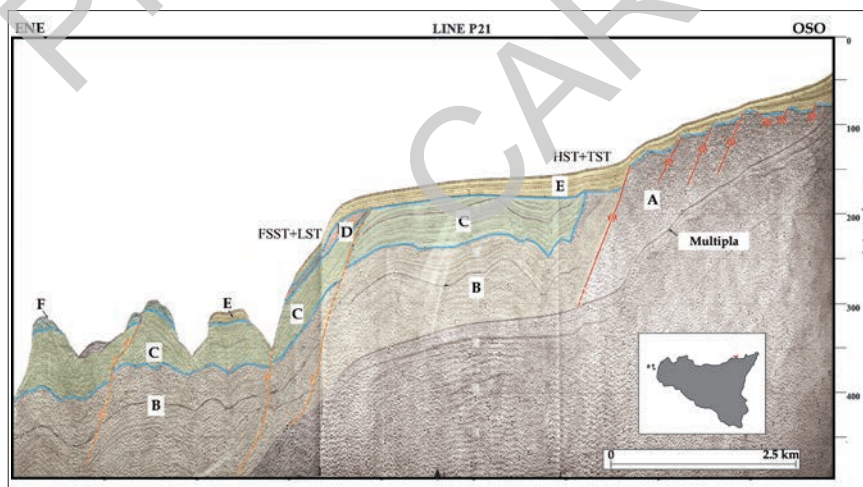


Fig.55 - Profilo sparker mostrante il substrato acustico (A), il corpo progradante plio-pleistocenico (B+C) e la sequenza deposizionale tardo-quadernaria (D+E), e i sovrastanti depositi gravitativi (F).

Appaiono disposti quasi ortogonalmente all'attuale linea di costa, e sono caratterizzati da una forma a V tipica di canali erosivi, con un *thalweg* ben marcato; il riempimento presenta riflettori continui e ben stratificati, troncati superiormente.

I depositi dell'unità 3 corrispondono ad una successione depositasi nell'intervallo cronostratigrafico compreso tra il Pliocene superiore ed il Pleistocene superiore con spessori molto variabili (da 0 a diverse centinaia di metri): l'unità è infatti compresa tra il tetto dell'unità 3a e la superficie di erosione marina o trasgressione erosiva che sta alla base dell'unità sommitale, costituita dalla sequenza deposizionale tardo-quadernaria (SDTQ) del Pleistocene superiore-Olocene.

I depositi dell'unità 3 sub-affioranti, a luoghi ricoperti da qualche metro di sedimenti, sono stati cartografati come appartenenti ad un'unità a limiti in conformi (Supersistema Noemi, NO), correlabile con il corpo sommerso e sub-affiorante in altre regioni del margine nord-siciliano. Il supersistema Noemi è stato calibrato con pozzi profondi per idrocarburi nel settore delle Isole Egadi.

I depositi (unità 4), con geometria sigmoidale e cuneiformi, di età Pleistocene superiore-Olocene, corrispondono all'ultimo ciclo glacio-eustatico, sono rappresentativi della SDTQ. Essi vengono individuati con maggiore dettaglio nei profili sismici ad alta risoluzione (D+E) e saranno descritti nel prossimo paragrafo.

2. - DEPOSITI MARINI DEL QUATERNARIO

L'analisi sismostratigrafica applicata ai profili sismici a riflessione monocale ad alta risoluzione (Fig. 55) ha permesso di definire nell'area del Foglio le caratteristiche della successione pleistocenica ed in particolare della sequenza tardo-quadernaria, divisa in sistemi deposizionali (*Systems Tracts*). In particolare sono state riconosciute le seguenti unità di facies sismica:

- unità A, presenta una geometria interna tipo *reflection-free*, ed è limitata verso l'alto da riflettori discontinui ad alta ampiezza. Rappresenta il substrato acustico dei profili sismici ad alta risoluzione e può essere correlata alle rocce cristalline peloritane e, solo ipoteticamente, alle relative coperture cenozoiche.

- unità B, caratterizzata da una successione ritmica di riflettori ad alta ampiezza, buona continuità laterale e frequenza medio-alta, è presente nei settori di piattaforma continentale ed è correlabile alle successioni del Pleistocene superiore (GABBIANELLI *et alii*, 1996; CUPPARI *et alii*, 1999).

- unità C, costituita da una successione ritmica di riflettori ad alta frequenza, che diminuisce verso l'alto, alta ampiezza e alta continuità laterale, che poggiano in discordanza sull'unità sottostante. È limitata superiormente da una superficie di troncatura erosiva e, come l'unità sottostante presenta riflettori a luoghi ondulati. L'unità C è presente prevalentemente nei settori di piattaforma conti-

mentale ed è correlabile alle successioni del Pleistocene superiore (GABBIANELLI *et alii*, 1996; CUPPARI *et alii*, 1999). Appare interessata da fenomeni gravitativi.

- unità D, presenta riflettori a bassa ampiezza, bassa continuità laterale e bassa frequenza ed è caratterizzata da una geometria progradazionale obliquo-tangenziale. Poggia in discordanza sulle unità B e C e, quando presente, è localizzata in prossimità del ciglio della piattaforma.

- unità E, caratterizzata da riflettori ad ampiezza medio-bassa, bassa frequenza e limitata continuità laterale, passante a luoghi a riflettori caotici. A luoghi sono presenti zone di *wipe-out* (sbiancamento), probabilmente legati alla presenza di gas. Verso l'alto i riflettori presentano ampiezza medio-alta, alta frequenza, buona continuità laterale con geometrie pian-parallele progradanti verso mare. L'unità, presente prevalentemente in piattaforma, poggia in discordanza su una superficie di troncatura erosiva.

- unità F, rappresentata da depositi caotici, mostranti a tratti riflettori ad alta ampiezza, bassa continuità laterale e bassa frequenza. Si rinviene prevalentemente nelle aree di scarpata e rappresenta i depositi interessati da deformazioni gravitative, a luoghi lungo piani di scivolamento.

2.1. - DEPOSITI DELLA SEQUENZA DEPOSIZIONALE TARDO QUATERNARIA

L'unità D e la E sono correlabili con le associazioni di sistemi deposizionali che costituiscono la SDTQ. Si tratta di depositi accumulatisi durante la fase glaciale wurmiana e l'attuale fase di stazionamento alto del livello marino, nel suo complesso è rappresentata dalle unità D ed E (Fig. 55). Essa è delimitata inferiormente da una superficie di discontinuità (base dell'unità E in Fig. 55), che rappresenta un limite di sequenza di tipo 1 (*sensu* VAIL *et alii*, 1977), formatosi durante l'ultimo ciclo eustatico (Pleistocene superiore-Olocene, TRINCARDI & FIELD, 1991, CATALANO *et alii*, 1998). Il livello marino, dopo una lenta fase di caduta (iniziata a circa 85 ka, WILLIAMS *et alii*, 1988), al termine della quale ha raggiunto profondità di 110/130 metri sotto il livello attuale, nell'intervallo 14-18 ka, ha subito una rapida risalita fino a 6 ka, e successivamente una fase di stazionamento alto del livello marino tuttora in corso. All'interno della sequenza si riconoscono quattro *systems tracts* (dal più antico al più recente: *Falling Stage Systems Tract* - FSST, *Lowstand Systems Tract* - LST, *Transgressive Systems Tract* - TST e *Highstand Systems Tract* - HST) che riflettono l'evoluzione sedimentaria della SDTQ durante le varie fasi del ciclo eustatico.

Durante la fase di stazionamento basso del livello marino si è avuto un elevato tasso del trasporto sedimentario dalla piattaforma alla scarpata, con formazione di successioni progradanti al margine, e con spostamento verso mare della linea di costa; mentre il minore trasporto, con formazione di successioni aggradanti e

successivamente debolmente progradanti sulla piattaforma, si è avuto in concomitanza delle fasi di stazionamento alto, attualmente in atto, alla presenza di un clima interglaciale, come è ampiamente documentato a livello globale (MITCHUM *et alii*, 1977; CORREGGIARI *et alii*, 1996). Il cuneo progradante presente al ciglio della piattaforma e nelle aree più prossimali della scarpata superiore (POSAMEN- TIER *et alii*, 1992), costituisce il corpo deposizionale che si forma durante lo stazionamento basso del livello marino (*Lowstand System Tract*, LST, unità D in Fig. 55), contemporaneamente alla formazione della superficie erosiva nella porzione di piattaforma che rimane in emersione (tetto dell'unità 3, Fig. 55). Sulla superficie erosiva poggiano in onlap i depositi che rappresentano la fase trasgressiva (*Transgressive System Tract*, TST, E1 in Fig. 56, parte bassa dell'unità E in Fig. 55). Essi presentano geometria aggradante e spostamento progressivo degli onlap costieri verso terra, via via che si depositavano i sedimenti costieri. Al di sopra dei depositi trasgressivi, poggiano i depositi progradanti di stazionamento alto (*Highstand System Tract*, HST, E2 in Fig. 56, parte alta dell'unità E in Fig. 55), i quali, in piattaforma, mostrano una geometria cliniforme, poggiando in downlap sui depositi trasgressivi. I depositi di HST sono separati dai sottostanti depositi di TST da una superficie di massima ingressione marina (*Maximum Flooding Surface*, MFS, VAIL *et alii*, 1977). I dati di sismica a riflessione non consentono di individuare sempre, in tutta l'area del Foglio, la superficie che separa i depositi del TST da quelli dell'HST.

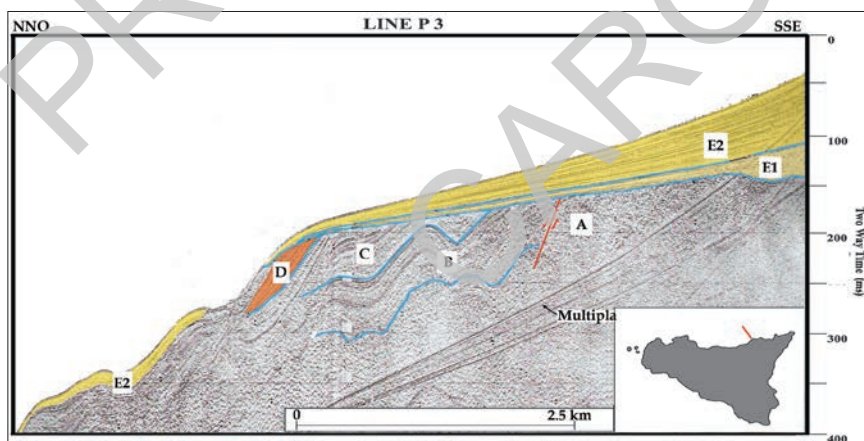


Fig. 56 - Profilo sparker nel quale si distinguono all'interno dell'unità E i corpi deposizionali riconducibili al TST (unità E1) e all'HST (unità E2). La sezione mostra il rapporto di discordanza tra questi corpi e le unità A, B e C.

In dettaglio, il corpo deposizionale di stazionamento basso (LST) è presente in modo discontinuo a nord di Capo Tindari e ad ovest di Capo d'Orlando (Fig. 57,

DI MAIO, 2005) ed ha uno spessore di circa 30 ms (t.w.t.).

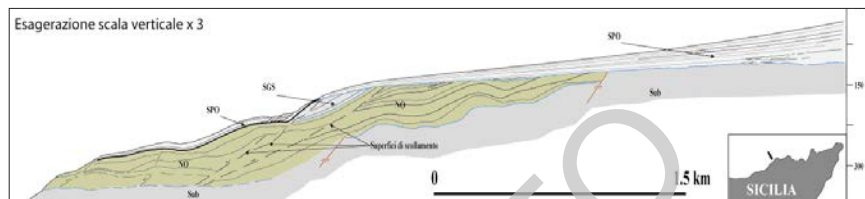


Fig. 57 - Sezione geologica (ricavata dalla conversione in profondità del profilo sparker in Fig. 56) mostrante l'architettura deposizionale della SDTQ. Sub: substrato acustico (corrispondente all'unità A); NO: depositi del Pleistocene superiore (unità B+C); SGS: depositi del LST della SDTQ (unità D); SPO: depositi di TST+HST (unità E1+E2).

La superficie deposizionale (paraconcordanza), che lo separa sulla scarpata superiore dai depositi pleistocenici sottostanti, appare come il prolungamento della superficie erosiva trasgressiva di piattaforma. Al di sopra della superficie di erosione, giacciono in discordanza sulle unità sottostanti i depositi tardo pleistocenici-olocenici (TST e HST), con geometria aggradante e progradante, spessi da 15-30 ms a circa 100 ms in prossimità di Capo d'Orlando (DI MAIO, 2005).

La superficie di massima regressione marina, lungo la scarpata superiore, si-correla con un orizzonte ad alta ampiezza, che delimita inferiormente la parte distale dei depositi di stazionamento alto presenti sulla piattaforma.

A fondo mare, un corpo caratterizzato da riflettori a bassa ampiezza, passanti ad una facies sismica trasparente sulla scarpata, dello spessore di 12.5 ms, ricopre a luoghi, a volte con continuità, le unità sottostanti, testimoniando una modesta sedimentazione pelitica, probabilmente fangosa, di età olocenica (DI MAIO, 2005).

A nord di Capo d'Orlando, un corpo progradante di stazionamento alto (HST), con spessore di 40 ms, poggia in *downlap* sulla superficie di massima ingressione marina (MFS), che chiude verso l'alto il corpo aggradante caratteristico della fase trasgressiva (TST), dello spessore di 60 ms (DI MAIO, 2005), a sua volta poggiante in *onlap* sulla superficie erosiva, in discordanza con i sottostanti depositi pleistocenici. In assenza di carotaggi non possono essere fornite indicazioni litologiche e granulometriche di tutte le unità descritte, mentre una descrizione dei depositi di stazionamento alto è resa possibile dai campionamenti tramite benna dei sedimenti attuali.

Variazioni nell'ampiezza dei riflettori, sbiancamento dei riflettori, inversione di fase delle onde sismiche (YIN *et alii*, 2003), presenza di bright spot o di riflettori ad alta ampiezza e geometria caotica, permettono di ipotizzare la presenza di impregnazione di gas interstiziale nei sedimenti (Fig. 58).

Tale fenomeno è evidente nella piattaforma ad ovest di Capo d'Orlando, dove si osservano *bright spot* e corpi tabulari con geometria caotica confinati all'interno dei depositi olocenici (DI MAIO, 2005). Le impregnazioni di gas contribuiscono

no a ridurre il grado di consolidamento dei sedimenti ed in presenza di variazioni della pressione interstiziale (innescate da *shock* sismici e mareggiate), favoriscono il loro collasso.

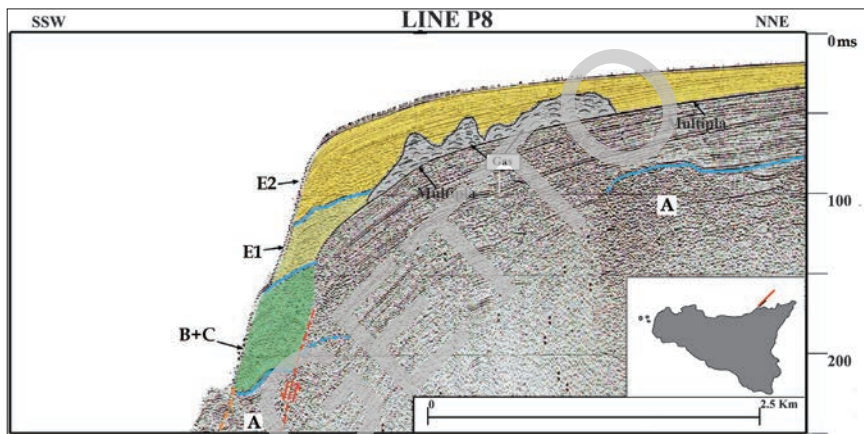


Fig. 58 - Profilo sparker che mostra la presenza di impregnazioni di gas all'interno della SDTQ (E1+E2). Offshore di Capo d'Orlando.

3. - SEDIMENTOLOGIA DEI DEPOSITI MARINI ATTUALI

Nell'area del Foglio sono state riconosciute quattro facies tessiturali (DI MAIO, 2005), quella delle sabbie, dei limi sabbiosi, dei limi e dei fanghi (secondo FOLK, 1954), che permettono di individuare rispettivamente il sub-ambiente di spiaggia sommersa e i sub-ambienti contigui di piattaforma e di scarpata superiore. Ciascuna facies è sostituita, verso il largo e verso terra, da quella adiacente; in genere vengono considerate temporalmente equivalenti. I dati raccolti sono stati elaborati per produrre la carta della distribuzione dei sedimenti superficiali. I limiti delle facies tessiturali riconosciute, sono stati tracciati tenendo conto, ove presenti, anche dei rilievi eseguiti a mezzo *Side Scan Sonar* e *Multibeam* e quindi della morfologia.

Notevole importanza hanno nella distribuzione granulometrica dei sedimenti e nella loro classazione, le direzioni delle correnti e dei regimi meteo-marini. Le correnti lungo la costa settentrionale della Sicilia hanno un andamento prevalente da ovest verso est con articolazioni, nelle baie e nei golfi, orarie ed antiorarie (secondo le stagioni). Le coste sono sottoposte ai regimi meteo-marini ad alta energia che provengono dai quadranti settentrionali, e quindi dai venti di Maestrale (NO) o in minor misura dai venti di Grecale (NE), mentre sono riparate dai regimi provenienti dai quadranti meridionali.

La cartografia dei sedimenti superficiali nell'area marina del Foglio "Patti"

è stata realizzata sulla base delle analisi granulometriche condotte su 96 campioniche hanno permesso di distinguere le diverse facies. I sedimenti sono stati suddivisi secondo la classificazione ternaria di FOLK (1954) che considera ai tre vertici: sabbia, limo ed argilla. In questo modo è stata ottenuta la distribuzione delle popolazioni di sedimento presenti raggruppabili in quattro facies sedimentarie: sabbie, limi sabbiosi, limi e fanghi (Tabella 2 e Fig. 59).

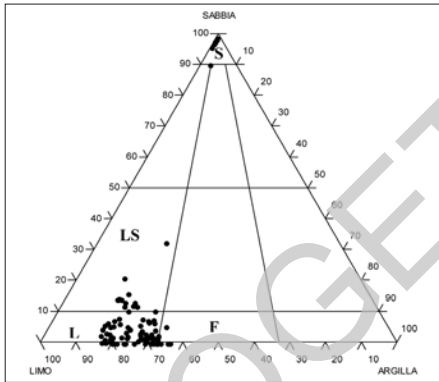


Fig. 59 - Diagramma triangolare di Folk (1954). Secondo questa classificazione i campioni raccolti ricadono in quattro camp.: Sabbie (S), limi sabbiosi (LS), limi (L) e fanghi (F) (da Di MAIO, 2005).

Sabbie: Sabbie medio-fini, di colore variabile dal grigio-verde chiaro al grigio scuro; si distinguono lungo una fascia continua da Capo d'Orlando a Capo Calavà, da sottocosta fino alla profondità di 30 metri. Una lente di sedimenti sabbiosi, con una percentuale di ghiaia del 9%, si rinviene a nord di Capo Calavà ad una profondità di 74 metri, sul fianco di un *canyon*. Le sabbie mostrano curve di frequenza unimodali e bimodali (campioni PT34, PT52, PT67 e PT71), queste ultime per la presenza di una componente secondaria di ghiaia o limo; sono da moderatamente classate a

ben classate e con un'asimmetria variabile da negativa a positiva (Fig. 60).

Limi sabbiosi: Si rinvencono in lenti di limitata estensione ad una profondità di 15 metri alla foce del Torrente Santa Carrà e alla foce della Fiumara di Naso, all'interno del campo delle sabbie; nell'*offshore* di Capo Calavà, ad una profondità di 68 metri in prossimità della testata di un *canyon* (a contatto con sabbie e limi); sulla piattaforma continentale a nord della Fiumara S. Angelo di Brolo, ad una profondità compresa fra 35 e 46 metri fra le sabbie ed i limi.

Un gruppo di lenti limo-sabbiose si sviluppa all'interno del campo dei limi: ad est di Capo Calavà (Golfo di Patti) ad una profondità compresa fra 50 e 110 metri, sulla piattaforma continentale, e a nord di Capo d'Orlando ad una profondità di 238 metri, sul fianco di un *canyon*.

Questi sedimenti costituiscono una fascia continua nel Golfo di Patti tra le zone sottocosta e 80 metri di profondità.

Essi mostrano curve di frequenza unimodali e bimodali, queste ultime dovute ad una componente sabbiosa e/o argillosa addizionata alla frazione limosa. Sono da ben classificati a moderatamente classificati, simmetrici o con un'asimmetria positiva (Fig. 61).

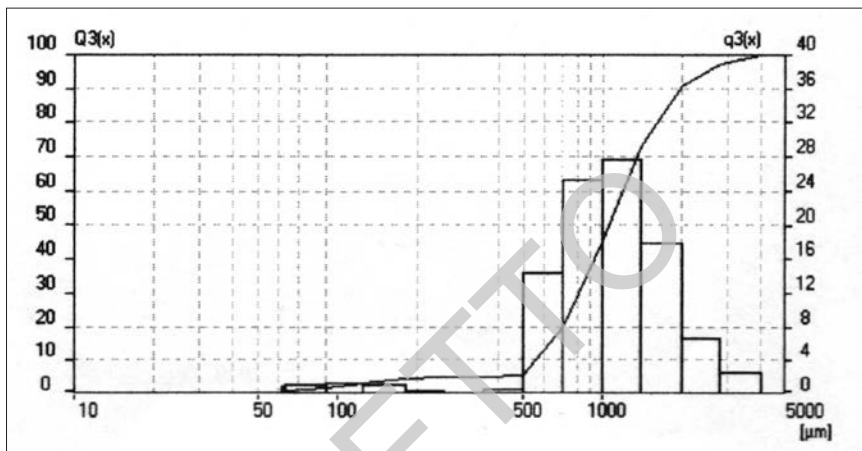


Fig. 60 - Istogramma di frequenza con relativa curva cumulativa mostrante un campione di sabbia bimodale con asimmetria marcatamente positiva.

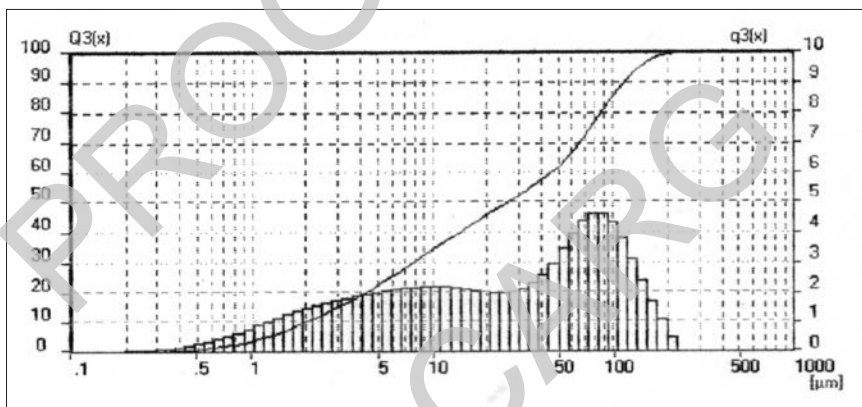


Fig. 61 - Istogramma di frequenza con relativa curva cumulativa mostrante un campione di limo sabbioso bimodale con asimmetria marcatamente positiva.

Limi: Si distribuiscono in continuità lungo una fascia batimetrica da 30 a 363 metri di profondità, sia in zone di piattaforma continentale sia in zone di scarpata superiore, al limite con le sabbie e i limi-sabbiosi; solo ad est di Capo Calavà si rinvencono a diretto contatto con la linea di costa.

Mostrano curve di frequenza unimodali. Si presentano da ben classificati a mediamente classificati, simmetrici o con un'asimmetria positiva (Fig. 62).

Fanghi: Si rinvencono come lenti, all'interno dell'asse di un *canyon* a 313 metri di profondità, ad est di Capo d'Orlando, in corrispondenza della foce del Torrente Santa Carrà, in prossimità della foce del F. Zappulla, ad ovest di Capo

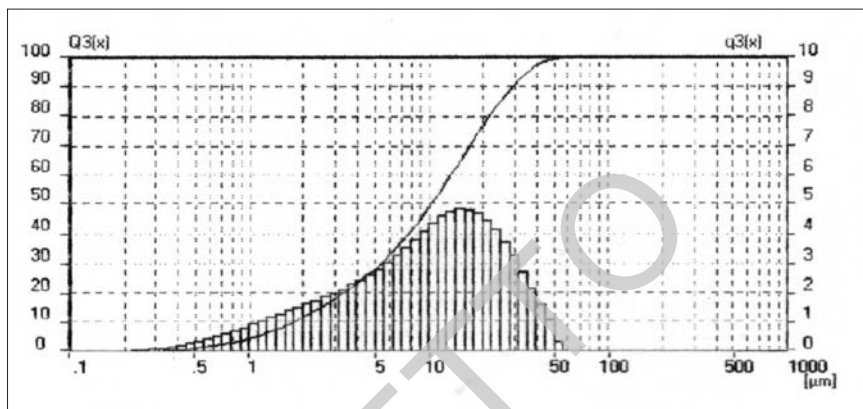


Fig. 62 - Istogramma di frequenza con relativa curva cumulativa mostrante un campione di limo unimodale con asimmetria positiva.

d'Orlando, all'interno di una depressione lineare sulla piattaforma continentale che si continua sul fianco di un *canyon*, nella fascia batimetrica tra 100 e 212 metri di profondità.

I sedimenti presentano curve di frequenza unimodali o quasi bimodali, ed una classazione da media a buona ed una asimmetria positiva (Fig. 63).

La distribuzione dei sedimenti superficiali conferma la generale graduale diminuzione delle dimensioni dei granuli con l'aumento della profondità, con locali anomalie rinvenute ad est di Capo d'Orlando in prossimità della costa, alla foce del Torrente Santa Carrà ed in corrispondenza delle testate dei *canyon*.

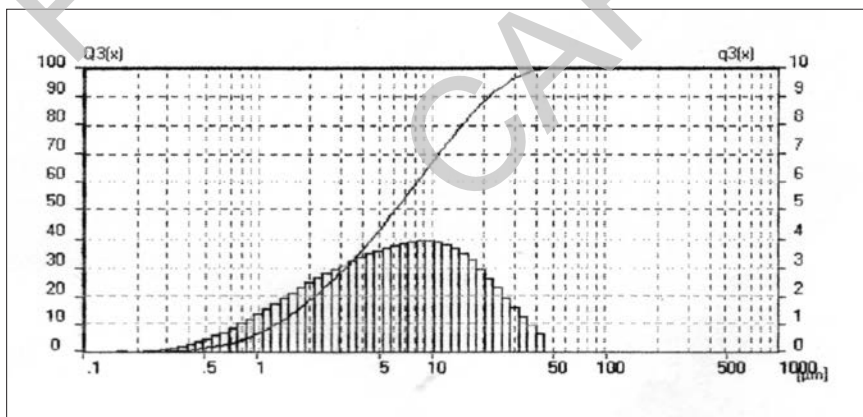


Fig. 63 - Istogramma di frequenza con relativa curva cumulativa mostrante un campione di fango unimodale con una blanda asimmetria positiva.

Tab. 2 - *Classificazione dei campioni prelevati tramite benna nel Foglio "Patti" secondo il diagramma ternario di FOLK, 1954 (da Di MAIO, 2005).*

SIGLA	GHIAIA	SABBIA	LIMO	ARGILLA	FOLK	MODA	ASIMMETRIA	PROFONDITA'
PT01		1.56	79.14	19.3	LIMO	UNIMODALE	POSITIVA	-107
PT02		14.5	71.24	14.26	LIMO-SABBIOSO	UNIMODALE	POSITIVA	-77
PT03		1.67	79.69	18.64	LIMO	UNIMODALE	POSITIVA	-107
PT09		14.28	71.13	14.59	LIMO-SABBIOSO	UNIMODALE	SIMMETRICA	-74
PT10		0	79.98	20.02	LIMO	UNIMODALE	POSITIVA	-111
PT11		2.54	81.85	15.61	LIMO	UNIMODALE	POSITIVA	-55
PT12		6.65	77.8	15.55	LIMO	UNIMODALE	POSITIVA	-71
PT13		0.67	80.16	19.17	LIMO	UNIMODALE	POSITIVA	-107
PT15		7.61	75.65	16.74	LIMO	UNIMODALE	SIMMETRICA	-116
PT16		1.08	79.97	18.95	LIMO	UNIMODALE	SIMMETRICA	-164
PT17		14.51	70.7	14.79	LIMO-SABBIOSO	UNIMODALE	SIMMETRICA	-37
PT18		3.38	79.87	16.75	LIMO	UNIMODALE	POSITIVA	-65
PT19		3.06	79.08	17.86	LIMO	UNIMODALE	POSITIVA	-97
PT20		0.27	82.74	16.99	LIMO	UNIMODALE	POSITIVA	-33
PT21		5.38	77.84	16.78	LIMO	UNIMODALE	SIMMETRICA	-66
PT22		0	79.45	20.55	LIMO	UNIMODALE	POSITIVA	-92
PT23		14.3	70.32	15.38	LIMO-SABBIOSO	UNIMODALE	POSITIVA	-36
PT24		1.31	81.29	17.4	LIMO	UNIMODALE	POSITIVA	-52
PT25		2.11	78.73	19.16	LIMO	UNIMODALE	POSITIVA	-79
PT27		5.74	76.75	17.51	LIMO	UNIMODALE	POSITIVA	-105
PT28		0	76.56	23.44	LIMO	UNIMODALE	POSITIVA	-90
PT29		1.76	75.01	23.23	LIMO	UNIMODALE	POSITIVA	-111
PT31		3.39	69.52	17.09	LIMO-SABBIOSO	UNIMODALE	SIMMETRICA	-74
PT32		0	68.47	31.53	LIMO	UNIMODALE	POSITIVA	-94
PT33bis		0	73.73	26.27	LIMO	UNIMODALE	POSITIVA	-91
PT34	1.1	94.96	3.94	0	SABBIA	BIMODALE	NEGATIVA	-45
PT35		0.28	81.68	18.04	LIMO	UNIMODALE	POSITIVA	-63
PT36		0	78.61	21.39	LIMO	UNIMODALE	POSITIVA	-92
PT37		2.4	74.42	23.18	LIMO	UNIMODALE	POSITIVA	-108
PT38		21.28	65.91	12.81	LIMO-SABBIOSO	BIMODALE	POSITIVA	-32
PT39		12.1	70.34	17.56	LIMO-SABBIOSO	UNIMODALE	SIMMETRICA	-67
PT40		0	76.69	23.31	LIMO	UNIMODALE	POSITIVA	-89
PT41		6.04	78.9	15.06	LIMO	UNIMODALE	POSITIVA	-39
PT42		0	79.93	20.07	LIMO	UNIMODALE	POSITIVA	-61
PT43		2.2	76.23	21.57	LIMO	UNIMODALE	POSITIVA	-104
PT44		4.72	80.38	14.9	LIMO	UNIMODALE	POSITIVA	-30
PT45		8.36	73.83	17.81	LIMO	UNIMODALE	POSITIVA	-66
PT46		3.68	74.1	22.22	LIMO	UNIMODALE	POSITIVA	-106
PT47		6.58	74.55	18.87	LIMO	UNIMODALE	POSITIVA	-43
PT48		16.18	67.21	16.61	LIMO-SABBIOSO	UNIMODALE	POSITIVA	-53
PT49		10.48	70.14	19.38	LIMO-SABBIOSO	UNIMODALE	SIMMETRICA	-108
PT50		5.5	72.85	21.65	LIMO	UNIMODALE	POSITIVA	-58
PT51		0	70.64	29.36	LIMO	UNIMODALE	POSITIVA	-229
PT52	9.2	89.88	0.92	0	SABBIA	BIMODALE	POSITIVA	-74
PT53	0.15	98.46	1.39	0	SABBIA	UNIMODALE	SIMMETRICA	-29
PT54		12.17	66.84	20.99	LIMO-SABBIOSO	UNIMODALE	POSITIVA	-68
PT55	0.16	97.88	1.96	0	SABBIA	UNIMODALE	NEGATIVA	-22
PT56		4.56	72.55	22.89	LIMO	UNIMODALE	POSITIVA	-30
PT57		4.15	69.53	26.32	LIMO	UNIMODALE	POSITIVA	-91
PT58		98.34	1.66	0	SABBIA	UNIMODALE	POSITIVA	-20
PT59		12.23	68.02	19.75	LIMO-SABBIOSO	UNIMODALE	POSITIVA	-46

SIGLA	GHIAIA	SABBIA	LIMO	ARGILLA	FOLK	MODA	ASIMMETRIA	PROFONDITA'
PT60		3.5	70.21	26.29	LIMO	UNIMODALE	POSITIVA	-76
PT61		97.97	2.03	0	SABBIA	UNIMODALE	NEGATIVA	-13
PT62		13.34	66.86	19.8	LIMO-SABBIOSO	BIMODALE	POSITIVA	-35
PT63		2.99	70.67	26.34	LIMO	UNIMODALE	POSITIVA	-68
PT64		2.25	68.29	29.46	LIMO	UNIMODALE	POSITIVA	-85
PT66		32.75	48.31	18.94	LIMO-SABBIOSO	BIMODALE	POSITIVA	-15
PT67		90.37	7.13	2.5	SABBIA	UNIMODALE	POSITIVA	-23
PT68		1.51	67.98	30.51	LIMO	UNIMODALE	POSITIVA	-110
PT69		0	64.23	35.77	FANGO	UNIMODALE	POSITIVA	-313
PT71	0.12	98.26	1.62	0	SABBIA	BIMODALE	NEGATIVA	-19
PT72		1.21	69.73	29.06	LIMO	UNIMODALE	POSITIVA	-52
PT73		7.78	64.5	27.72	LIMO	UNIMODALE	SIMMETRICA	-93
PT74		10.62	62.52	26.86	LIMO-SABBIOSO	UNIMODALE	SIMMETRICA	-238
PT75	0.21	98.38	1.41	0	SABBIA	UNIMODALE	POSITIVA	-25
PT76		7.96	67.41	24.63	LIMO	UNIMODALE	POSITIVA	-86
PT77		1.78	67.47	30.75	LIMO	UNIMODALE	POSITIVA	-243
PT78		6.64	64.71	28.65	LIMO	UNIMODALE	SIMMETRICA	-30
PT79		3.09	69.08	27.83	LIMO	UNIMODALE	POSITIVA	-57
PT80		7.48	66.19	26.33	LIMO	UNIMODALE	POSITIVA	-148
PT81		2.42	69.03	28.55	LIMO	UNIMODALE	SIMMETRICA	-328
PT83		0.56	67.08	32.36	LIMO	UNIMODALE	POSITIVA	-43
PT84		1.5	70.39	28.11	LIMO	UNIMODALE	POSITIVA	-82
PT85		0	67.69	32.31	LIMO	UNIMODALE	POSITIVA	-131
PT86		0	67.21	32.79	LIMO	UNIMODALE	POSITIVA	-231
PT87		97.22	2.78	0	SABBIA	UNIMODALE	SIMMETRICA	-21
PT88		0.75	72.29	26.96	LIMO	UNIMODALE	POSITIVA	-63
PT89		0	63.72	36.28	FANGO	UNIMODALE	POSITIVA	-100
PT90		0	66.28	33.72	FANGO	UNIMODALE	POSITIVA	-212
PT91		98.63	1.37	0	SABBIA	UNIMODALE	NEGATIVA	-17
PT92		4.41	65.65	29.94	LIMO	UNIMODALE	SIMMETRICA	-41
PT93		0	67.13	32.87	LIMO	UNIMODALE	POSITIVA	-70
PT95		5.4	61.98	32.62	LIMO	UNIMODALE	SIMMETRICA	-23
PT96		0.15	76.17	23.68	LIMO	UNIMODALE	POSITIVA	-158
PT97		0	76.59	23.41	LIMO	UNIMODALE	POSITIVA	-119
PT99		1.32	66.57	32.11	LIMO	UNIMODALE	POSITIVA	-75
PT102		3.09	67.51	29.4	LIMO	UNIMODALE	POSITIVA	-127
PT103		0	69.26	30.74	LIMO	UNIMODALE	POSITIVA	-90
PT104		6.95	66.21	26.84	LIMO	UNIMODALE	SIMMETRICA	-38
PT105		97.69	2.31	0	SABBIA	UNIMODALE	POSITIVA	-14
PT106		2.38	65.87	31.75	LIMO	UNIMODALE	SIMMETRICA	-216
PT108		1.6	71.3	27.1	LIMO	UNIMODALE	POSITIVA	-119
PT109		1.7	69.97	28.33	LIMO	UNIMODALE	POSITIVA	-58
PT110		2.8	67.61	29.59	LIMO	UNIMODALE	SIMMETRICA	-363
PT112		2.72	65.67	31.61	LIMO	UNIMODALE	POSITIVA	-128
PT113		6	69.03	24.97	LIMO	UNIMODALE	POSITIVA	-59

La prevalenza di sedimenti unimodali evidenzia la limitatezza di sedimenti addizionati nell'area (DI MAIO, 2005), dato rafforzato dalla buona e media classazione; l'asimmetria positiva prevalente indica un ambiente a bassa energia, il cui idrodinamismo ad opera di correnti e onde è molto ridotto.

Sfuggono a questa attribuzione alcuni campioni sabbiosi di spiaggia sommersa in cui l'asimmetria negativa sta ad indicare un ambiente di alta energia.

Dal punto di vista composizionale, i campioni sabbiosi denotano una prevalente componente silicoclastica (quarzo e feldspati) derivante dallo smantellamento dei versanti affioranti, con a volte la presenza di ossidiana; la componente carbonatica è scarsa ed è legata alla presenza di bioclasti (bivalvi, gasteropodi, etc.). Nelle sabbie i granuli bioclastici, quantitativamente poco significativi, sono dati da frammenti o gusci interi di molluschi, bivalvi, briozoi, policheti, gasteropodi (*Turritella spp.*) e scafopodi (*Dentalium spp.*).

4. - DISTRIBUZIONE DELLE BIOCENOSI A FANEROGAME MARINE (*POSIDONIA OCEANICA* E *CYMODOCEA NODOSA*)

La distribuzione areale delle Fanerogame marine presenti nel Foglio "Patti" è stata ottenuta attraverso l'interpretazione dei sonogrammi Side Scan Sonar.

I fondali della piattaforma interna mostrano limitate aree caratterizzate dalla presenza di *Posidonia oceanica* (DELILE), specie endemica del Mediterraneo, e da *Cymodocea nodosa* (ASCHERSON).

La prateria a *Posidonia oceanica* colonizza substrati rocciosi, modellati da estese superfici di abrasione, posti al tetto di alti topografici collegati alla terraferma, e localmente ricoperti da "veli" di sabbie e ghiaie.

Limitate praterie si rinvencono in prossimità dei promontori di Capo D'Orlando, con un limite inferiore netto, Capo Calavà e, in minor misura, in prossimità di Capo Tindari (GIACOBBE *et alii*, 2000). Si riscontrano anche ad est dell'abitato di Capo d'Orlando, fino ad una profondità di circa 15 metri.

La prateria a *Cymodocea nodosa* si rinviene estesamente nell'*offshore* di Capri Leone (foce del Fiume Zappulla) e di Capo d'Orlando, entro la fascia batimetrica dei 50 metri, su fondali costituiti da sabbie fini e molto fini, nelle zone di spiaggia sommersa; ad est dell'abitato di Capo d'Orlando si rinviene in un'area di limitata estensione entro la batimetrica dei 10 metri.

Le praterie a *Cymodocea*, a foglie corte, mostrano una maggiore continuità rispetto alle praterie a *Posidonia oceanica* a conferma di un ambiente ad alto tasso di trasporto solido in sospensione, in relazione alla propensione della *Cymodocea nodosa* ad impiantarsi su sedimenti medio-fini ed a svilupparsi in acque torbide.

5. - DEPOSITI DELL'OLOCENE SUPERIORE

La carta della geologia di superficie riporta la distribuzione dei sistemi deposizionali e delle facies appartenenti alla parte sommitale dei depositi di stazionamento alto (HST).

Sono stati distinti due sistemi deposizionali che si sviluppano dalla linea di costa fino alla scarpata continentale (sistema deposizionale di piattaforma interna e sistema deposizionale di piattaforma esterna) e un sistema che si sviluppa nelle aree di scarpata (sistema deposizionale di scarpata).

Il sistema deposizionale di piattaforma interna è rappresentato da un corpo cuneiforme costituito da sabbie da grossolane a fini e da limi sabbiosi.

Il sistema deposizionale di piattaforma esterna è un corpo con geometria esterna da cuneiforme a tabulare costituito da limi e fanghi.

Il sistema deposizionale di scarpata è rappresentato da corpi lentiformi e cuneiformi costituiti da limi e fanghi. A luoghi sono presenti Argille limose (depositi emipelagici).

PROGETTO

CARG

XIV - ASSETTO STRUTTURALE

1. - ANALISI TETTONO-SEDIMENTARIA

L'assetto strutturale del settore *offshore* del Foglio "Patti" è stato ricostruito con l'ausilio dell'interpretazione di profili sismici a riflessione, integrata da dati e precedenti conoscenze ricavate dalla letteratura regionale (FABBRI *et alii*, 1981) e dalle indagini nelle aree adiacenti di GABBIANELLI *et alii* (1996), CUPPARI *et alii* (1999).

Nell'*offshore* del Foglio "Patti" si rinviene il prolungamento in mare delle unità calabro-peloritane. I dati derivanti dall'interpretazione dei profili sismici a riflessione mostrano un edificio tettonico costituito, dal basso, da rocce del basamento cristallino (Unità peloritane, unità 1 in Fig. 53) ricoperte in discordanza da successioni terrigene, ed in parte evaporitiche terziarie prevalentemente deformate (unità 2 in Fig. 53 e 54).

Le successioni carbonatiche e elastiche plio-pleistoceniche (FABBRI & CURZI, 1979; FABBRI *et alii* 1981; BARONE *et alii*, 1982) ricoprono il substrato cristallino e le coperture sedimentarie meso-cenozoiche con spessori e geometrie variabili. Esse mostrano infatti geometrie cliniformi progradanti, soprattutto nel settore di piattaforma-scarpata superiore (unità B e C in Figg. 55 e 56) e sono presenti nei bacini adiacenti, prevalentemente legati, nella loro genesi, ad eventi tettonici di varia natura (Fig. 64).

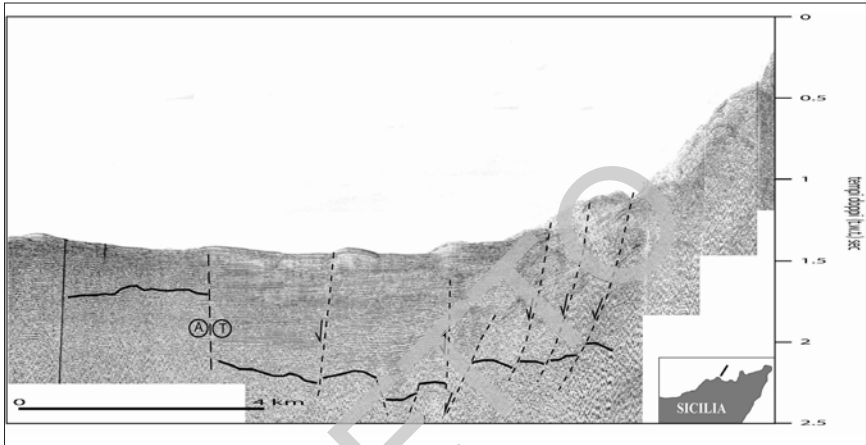


Fig. 64 - Profilo sismico a penetrazione medio-alta mostrante i lineamenti tettonici nel settore a Nord del Foglio "Patti" (Bacino di Capo d'Orlando). A-T faglia trascorrente destra.

In relazione allo spessore dei depositi plio-pleistocenici, nel settore indagato la porzione orientale del Bacino di Cefalù è stata suddivisa in tre unità di ordine inferiore (Fig. 65): il bacino di Capo d'Orlando, il bacino di Naso ed il bacino di Tindari, limitati da strutture tettoniche di importanza regionale.

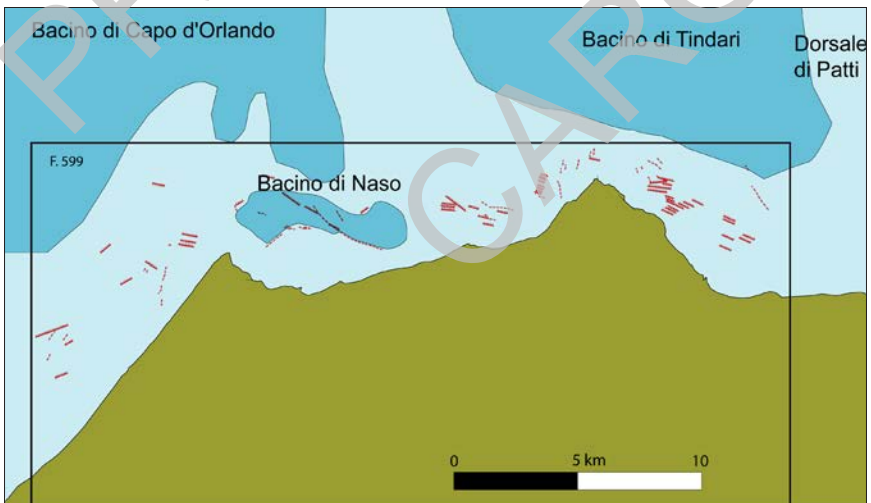


Fig. 65 - Schema strutturale del settore offshore della Sicilia nord-orientale comprendente l'area del Foglio "Patti". Vengono evidenziati i principali lineamenti tettonici e la distribuzione dei tre bacini sedimentari riconosciuti nell'area.

Il bacino di Capo d'Orlando, con andamento NE-SO, è colmato da una successione plio-pleistocenica, con spessore massimo di circa 600 m. Lo studio sismostratigrafico permette di distinguere tre unità sedimentarie principali separate da superfici di discordanza, corrispondenti alle discontinuità di età medio-pleiocenica e medio-pleistocenica già note in letteratura (SELLI, 1960; TRINCARDI & ZITELLINI, 1987).

L'architettura deposizionale è caratterizzata da forti variazioni laterali e verticali nello spessore e nella facies delle unità riconosciute. L'età di innesco di questo bacino appare compresa tra il Miocene superiore e il Pliocene inferiore, come si evince dalla presenza di faglie, prevalentemente orientate in direzione E-O, NO-SE e NE-SO (GABBIANELLI *et alii*, 1996), che si interrompono al tetto dei Trubi (Fig. 64).

Il bacino di Naso è una depressione impostata nel settore *offshore* compreso tra Capo d'Orlando e Capo Calavà e ha un andamento OSO-ENE, parallelo alla linea di costa. La successione mostra una geometria di cuneo progradante e uno spessore di circa 200 m. Il bacino è attualmente alimentato dagli apporti fluviali del Torrente Naso.

Il bacino di Tindari è limitato nella sua parte orientale dalla dorsale di Patti (CUPPARI *et alii*, 1999); il bacino si sviluppa nell'*offshore* nord-orientale del Foglio, con direzione NNO-SSE, e mostra una successione potente 500 m, cui viene assegnata un'età compresa tra il Pliocene medio-superiore e l'attuale. Questa attribuzione è legata al riconoscimento di unità sismostratigrafiche interpretate come corrispondenti alle successioni plio-pleistoceniche presenti in aree limitrofe (FABBRI *et alii*, 1981). All'interno del bacino si riconoscono variazioni, sia verticali che laterali nello spessore delle facies, strutture da tettonica distensiva e di inversione (Fig. 64, NIGRO & SULLI, 1995), che evidenziano il ruolo della deformazione tettonica nell'architettura deposizionale.

2. - ANALISI TETTONICA

L'analisi del *pattern* strutturale, condotta prevalentemente su profili sismici a medio-alta risoluzione, è stata finalizzata al riconoscimento dei lineamenti tettonici plio-pleistocenici. Per avere un quadro più completo l'analisi è stata condotta in un'area più vasta, laddove è stato possibile riconoscere soprattutto sistemi di faglie riconducibili all'assetto tettonico del settore marino del Foglio "Patti".

Strutture distensive sub-verticali con direzione NNO-SSE, correlabili con alcune faglie affioranti (BILLI *et alii*, 2006), si riconoscono poco a nord dell'area del Foglio (Fig. 64) e mostrano una componente *strike-slip*, come si evidenzia dalla variazione laterale nella successione delle facies, che coinvolge anche depositi recenti, anche se queste faglie raramente deformano il fondo marino.

L'analisi dei profili sismici ad alta risoluzione ha permesso di riconoscere nel settore di piattaforma continentale-scarpata superiore (interamente compreso nell'*offshore* del Foglio "Patti") un denso *network* di faglie a prevalente componente distensiva (e/o transtensiva), generalmente sub-verticali (inclinazione variabile superiore a 45°), con rigetti di alcune decine di metri, che interessano il substrato pre-pleistocenico e in parte la successione pleistocenica-olocenica. I principali lineamenti presentano direzione NO-SE (Fig. 66) e ONO-ESE, riconoscibili in tutto il settore *offshore* del Foglio "Patti", e NE-SO (Fig. 74), distribuiti quasi esclusivamente nel settore occidentale.

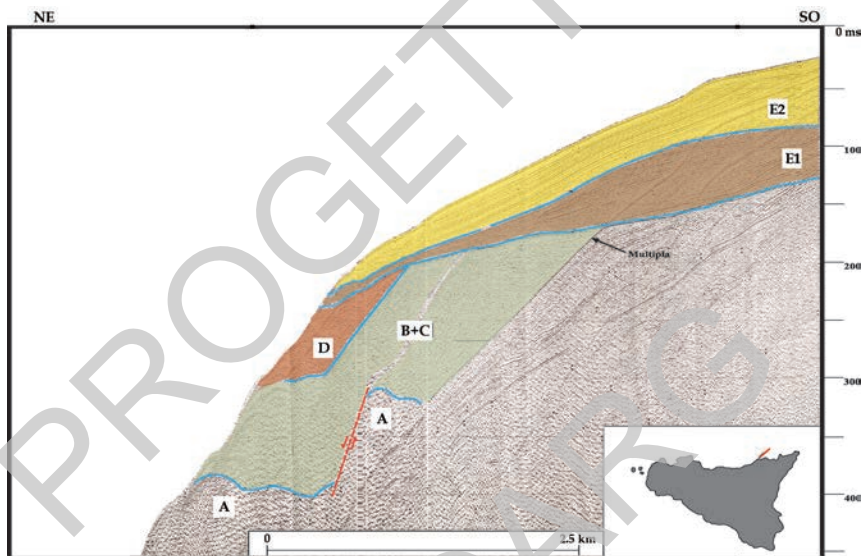


Fig. 66 - Il lineamento tettonico distensivo orientato NO-SE (vedi carta indice) disloca il substrato e non interessa le successioni quaternarie. Profilo sismico sparker nel settore orientale del Foglio.

In relazione al coinvolgimento o meno dei depositi dell'ultima sequenza deposizionale sono stati distinti un sistema pre-Pleistocene superiore (Figg. 56 e 66) ed un sistema di età Pleistocene superiore-Olocene (presente soprattutto nel settore orientale, Figg. 56 e 67).

3. - CONCLUSIONI

L'evoluzione tettono-stratigrafica dell'area sommersa che ricade all'interno del Foglio "Patti" è il risultato della complessa interazione tra eventi tettonici compressivi, distensivi e trascorrenti, che si sono succeduti a partire dal Terziario



Fig. 67 - Tettonica distensiva lungo la piattaforma che interessa le successioni del Pleistocene superiore-Olocene (E). Profilo sismico sparker che attraversa il settore orientale del Foglio.

inferiore, nell'ambito della storia evolutiva di due elementi geodinamici di estensione regionale: l'Arco Calabro ed il margine continentale nord-siciliano.

I dati geologici a disposizione per l'area marina non sono sufficienti a definire le tappe dell'evoluzione che portarono, tra il Mesozoico ed il Terziario, alla formazione dei corpi geologici notevolmente deformati che costituiscono l'Arco Calabro. Le informazioni provenienti dalle aree sommerse sono invece utili per definire le tappe dell'evoluzione neogenico-quadernaria di questo settore del margine continentale nord-siciliano, che risulta influenzata dall'alternanza di eventi di *rifting* continentale, responsabili della formazione di faglie dirette, assottigliamento crostale, separazione continentale e subsidenza (KASTENS *et alii*, 1988; PEPE *et alii*, 2000, 2003), cui si intercalano eventi compressivi che hanno determinato la formazione di piegamenti, faglie inverse e sovrascorrimenti (BARONE *et alii*, 1982; TRINCARDI & ZITELLINI, 1987; AGATE *et alii*, 2001). Secondo alcuni Autori (FINETTI *et alii*, 1996; GIUNTA *et alii*, 2000) questo assetto geologico sarebbe determinato e/o complicato dalla presenza di un sistema trascorrente destro sud-tirrenico ad andamento E-O.

L'assetto tettono-stratigrafico del settore indagato rappresenta il risultato della messa in posto, durante il Miocene inferiore (AMODIO MORELLI *et alii*, 1976; BONARDI *et alii*, 1980) dell'elemento tettonico calabro-peloritano sulle unità siciliano-maghrebidi. Le unità cristalline risultano ricoperte in modo discordante e discontinuo sia da successioni carbonatiche meso-cenozoiche, che da successioni prevalentemente terrigene, ed in parte evaporitiche, terziarie e quaternarie.

Gli eventi di varia natura, che si alternano dominando l'evoluzione più recente del settore, hanno determinato la formazione di bacini sedimentari di vario ordine, condizionando l'architettura deposizionale dei loro riempimenti e deformando le successioni sedimentarie. La copertura sedimentaria depositasi successivamente alla compressione miocenica è principalmente localizzata all'interno di ampi e profondi bacini intra-piattaforma (bacini peritirrenici *sensu* SELLI, 1970, come ad es. il Bacino di Cefalù), e mostra spessori molto variabili. La loro evoluzione è controllata principalmente da eventi tettonici distensivi, legati all'evoluzione del bacino tirrenico, che si svilupparono principalmente tra il Miocene superiore ed il Pliocene inferiore. Nel settore orientale del margine nord-siciliano, in questo intervallo di tempo si individua un campo di stress con prevalente componente *strike-slip*, responsabile della formazione di faglie regionali (in alcuni casi tuttora attive e sismogenetiche, NERI *et alii*, 2003) con andamento NNO-SSE, come la Linea di Capo Calavà-Capo S. Alessio e la Linea di Tindari-Letojanni, una faglia congiungente l'arco eoliano con l'Etna, che nel settore marino mostra una componente distensiva, e a cui i dati di affioramento e dei meccanismi focali attribuiscono una componente trascorrente destra.

La tettonica distensiva di età pliocenica, riferibile agli episodi di apertura e successiva evoluzione del bacino di Cefalù e dei sub-bacini collegati (bacino di Capo d'Orlando), si esplica nella formazione di faglie con andamento E-O, NO-SE e NE-SO.

Nel Pleistocene i meccanismi distensivi (e in parte transtensivi), con andamento NO-SE, NNO-SSE, formano le strutture ben visibili nel settore orientale del Foglio (bacino di Tindari). Allo stesso intervallo temporale si assegnano le faglie con andamento OSO-ENE, tra Capo d'Orlando e Capo Calavà (bacino di Naso), e NE-SO, parallele alla linea di costa, nel settore occidentale del Foglio. Una riattivazione durante il Pleistocene (medio, secondo NIGRO & SULLI, 1995), con cinematica d'inversione, determinò una nuova deformazione dei depositi. Questa tettonica recente può essere messa in relazione con i dati sismologici noti (Fig. 68). Tra il Pleistocene superiore e l'Attuale l'area indagata è sottoposta a un evento tettonico con prevalente componente distensiva, responsabile della formazione dei sistemi di faglie con andamento NO-SE e ONO-ESE, riconoscibili nel settore centrale e soprattutto orientale della parte marina del Foglio. Queste faglie, che interessano tutta la successione presente, talora fino al fondo del mare, sono responsabili della deformazione dei depositi pleistocenici ed olocenici.

I meccanismi focali dei terremoti (Fig. 68) mettono in evidenza una fascia attualmente dominata dalla compressione, con andamento E-O, lungo la congiungente Ustica-Eolie, interrotta lungo il lineamento Vulcano-Tindari da un settore con prevalenti meccanismi *strike-slip*, con andamento NNO-SSE. Il settore più vicino alla terraferma sembra invece dominato da meccanismi di tipo distensivo con andamento NO-SE e NE-SO. Nell'intervallo Pleistocene-Olocene le strutture

legate alla tettonica attiva vengono influenzate dai cambiamenti climatici, dalle oscillazioni glacioeustatiche e dal sollevamento isostatico che interessa con entità variabili l'attuale margine nord-siciliano.

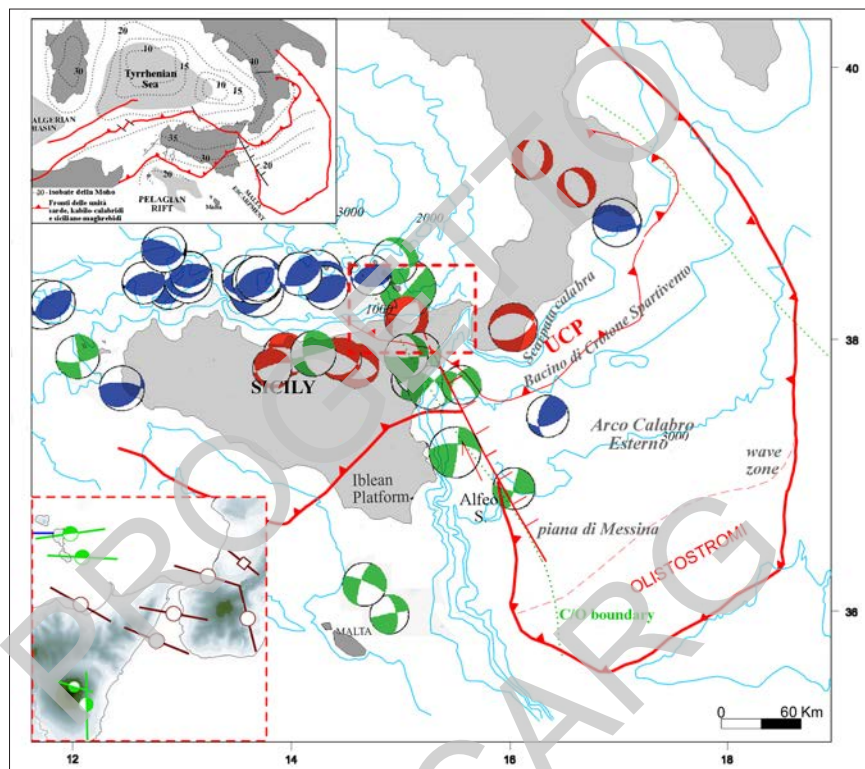


Fig. 68. - Carta delle soluzioni del tensore di movimento dal catalogo CMT italiano (1977-2003) ripreso da PONDRELLI et alii (2006). Meccanismi focali per i terremoti di bassa e media profondità (ipocentri profondi meno di 50 km) con magnitudo ≥ 4.0 . Meccanismi focali con prevalente regime compressivo (blu), con prevalente regime trascorrente (verde) e con prevalente regime distensivo (rosso). Nel riquadro in basso a sinistra un settore della carta degli stress attivi (modificato da MONTONE et alii, 1999) rappresentativa delle orientazioni del minimo sforzo orizzontale per meccanismi focali o sequenze sismiche (cerchio), per faglie attive (quadrato). Rosso: prevalente regime distensivo; verde: prevalente regime trascorrente.

PROGETTO

CARG

APPENDICE I**BIOSTRATIGRAFIA DELLE COPERTURE CENOZOICO-
QUATERNARIE**

(A. DI STEFANO)

Di seguito vengono riportati i principali risultati dell'analisi biostratigrafica effettuata su sezioni delle formazioni cenozoico-quaternerarie, a partire dalla più antica.

1. - FLYSCH DI CAPO D'ORLANDO (COD)

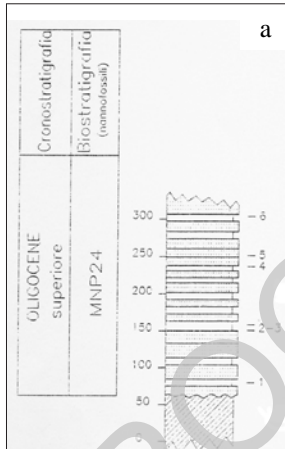
Sono state effettuate in totale quattro sezioni stratigrafiche, e i campioni sono stati raccolti in corrispondenza dei livelli argillosi della litofacies arenaceo-pelitica (COD_b).

Il Flysch di Capo d'Orlando è una formazione terrigena ampiamente affiorante nell'area del Foglio "Patti", all'interno del quale occupa la porzione centrale secondo un allineamento NO-SE. Dal punto di vista litologico è in generale caratterizzato da una facies basale conglomeratica e da una facies prevalentemente costituita da arenarie arkosiche con sottili interstrati di argille debolmente marnose. A causa della sua composizione le analisi biostratigrafiche condotte si sono rivelate estremamente difficili; infatti, rinvenire livelli utili ha comportato una lunga fase di campionatura a tappeto della formazione. Lo studio micropaleontologico ha messo in evidenza la totale assenza di foraminiferi significativi; i soli dati utili derivano dallo studio dei nannofossili calcarei.

Si precisa inoltre che vengono presentati solo i dati relativi a quei campioni risultati non sterili all'analisi micropaleontologica.

Le quattro sezioni più avanti descritte, sono rappresentative di tutto l'intervallo della formazione affiorante nell'area del Foglio "Patti".

INSIEME DEI CAMPIONI "CRISPO"



Questa sezione (Fig. 69) è stata misurata a est dell'abitato di Sinagra, in località C.da Crispo, ed è costituita da arenarie grossolane e sottili livelli di argille debolmente marnose dello spessore totale di circa 250 m, in discordanza sul basamento cristallino. I campioni fossiliferi contengono nannofossili rappresentati da: *Cyclicargolithus abisectus* (MÜLLER) ($> 10 \mu\text{m}$), *C. floridanus* (ROTH & HAY), *Dictyococcites bisectus* (HAY, MOHLER & WADE), *Discoaster deflandrei* BRAMLETTE & RIEDEL, *Helicosphaera recta* HAQ, *H. euphratis* HAQ, *Sphenolithus ciperoensis* BRAMLETTE & WILCOXON, *S. distentus* (MARTINI), *S. predistentus* BRAMLETTE & WILCOXON, *Zygrhablithus bijugatus*

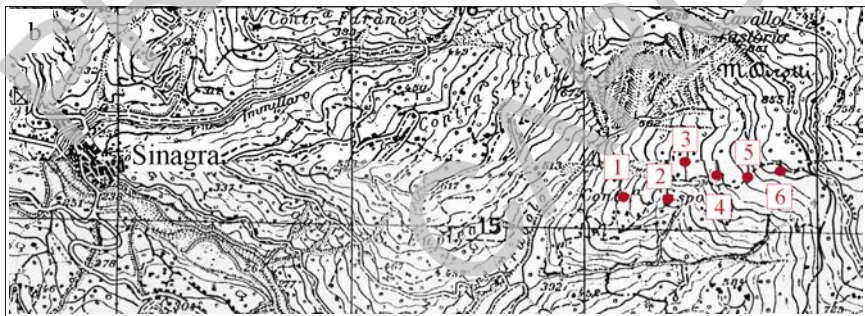


Fig. 69 - Sezione stratigrafica relativa all'insieme dei campioni "Crispo" (a) e relativa ubicazione dei siti di campionamento (b).

(DEFLANDREI). Sulla base di questi dati, l'intervallo studiato è stato attribuito alla biozona MNP24 di CATANZARITI *et alii*, 1997 (= NP24 di MARTINI, 1971). La consuetudine di approssimare il limite Rupeliano-Chatiano con la comparsa di *S. ciperoensis* (v. HAQ *et alii*, 1988) permette di attribuire l'intervallo studiato alla parte bassa del Chattiano (Oligocene superiore).

INSIEME DEI CAMPIONI "UCRIA"

La sezione (Fig. 70) è ubicata a SE dell'abitato di Raccuia, lungo l'allineamento C. da Cannivari-M. Contura-M. Castello-M. Minuxera-M. Cucullo. E' costituita da un intervallo conglomeratico spesso circa 150 m che giace sul Conglomerato rosso (GLO), cui fa seguito un'alternanza di strati arenacei e di sottili livelli pelitici. Dati biostratigraficamente significativi derivano dai livelli mediani e sommitali della sezione. Sono state riconosciute associazioni a nannofossili con *Cyclicargolithus abisectus* ($> 10 \mu\text{m}$), *C. floridanus*, *Dictyococcites bisectus*, *Discoaster deflandrei*, *Helicosphaera recta*, *H. euphratis*, *Sphenolithus ciperoensis*, *S. predistentus*, *Zygrhablithus bijugatus*, che caratterizzano la biozona MNP25a di FORNACIARI & RIO, 1996 (= biozona NP25 di MARTINI, 1971), che individua la parte alta del Chattiano (Oligocene superiore).

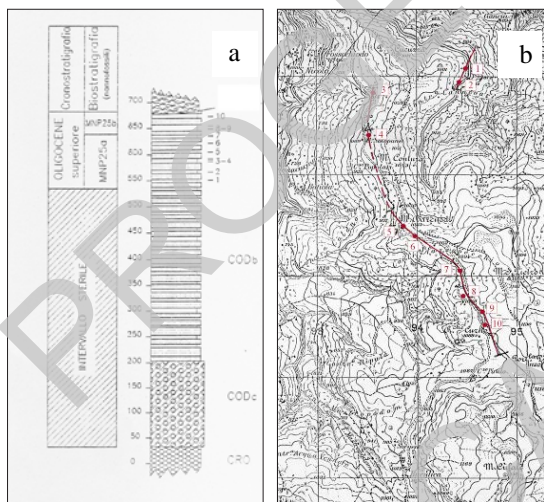


Fig. 70 - Sezione stratigrafica relativa all'insieme dei campioni "Ucria" (a) e relativa ubicazione dei siti di campionamento (b).

INSIEME DEI CAMPIONI "RACCUIA"

La sezione (Fig. 71) è ubicata a sud dell'abitato di Ucria, lungo l'allineamento M. Castello-M. Contura-M. Barcusa-Rocche Curnò. Solo i livelli sommitali hanno fornito dati biostratigraficamente significativi. Le associazioni a nannofossili riconosciute, caratterizzate da *Cyclicargolithus abisectus* ($>10 \mu\text{m}$), *Dictyococcites bisectus*, *Helicosphaera euphratis*, *S. ciperoensis*, *Zygrablithus bijugatus*, sono riferibili alle biozone MNP25a (campioni 1-7) del Chattiano superiore e alla successiva biozona MNP25b, caratterizzata dall'assenza di *S. ciperoensis*, che individua un intervallo temporale al limite Oligocene-Miocene.

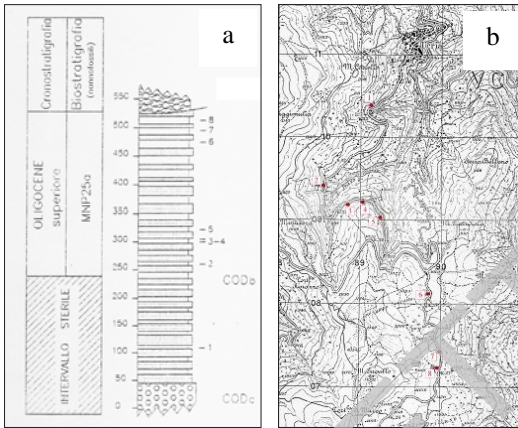


Fig. 71 - Sezione stratigrafica relativa all'insieme dei campioni "Raccuia" (a) e relativa ubicazione dei siti di campionamento (b).

INSIEME DEI CAMPIONI "ORLANDO"

La sezione (Fig. 72) è ubicata nei pressi dell'abitato di Capo d'Orlando ed è costituita da un'alternanza arenaceo-pelitica discordante sul basamento cristallino.

I campioni contengono associazioni a nannofossili caratterizzate da *Coccolithus eopelagicus* (BRAMLETTE & RIEDEL), *Coccolithus pelagicus* (WALLICH), *Cyclicargolithus abisectus* (> 10 μ m), *Cyclicargolithus floridanus*, *Dictyococcites* spp., *Discoaster deflandrei*, *Reticulofenestra* spp., *Sphenolithus conicus* BUKRY, *Sphenolithus dissimilis* BUKRY & PERCIVAL, *Sphenolithus moriformis*, riferibili alla biozona MN1 di FORNACIARI & RIO, 1996, dell'Aquitaniense (Miocene inferiore).

L'attribuzione viene effettuata anche in virtù della totale assenza, nelle

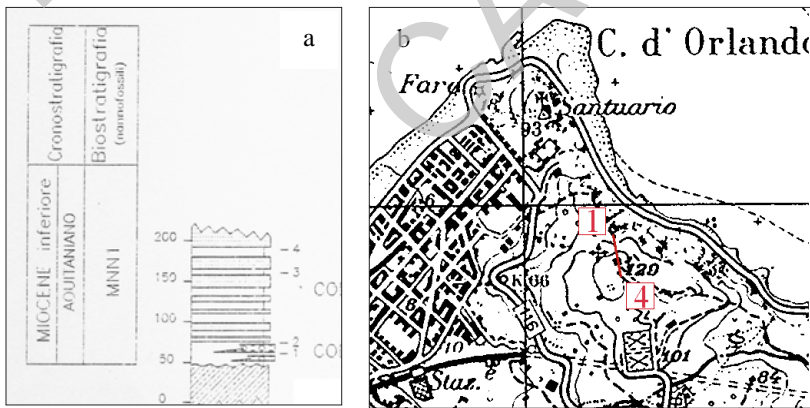


Fig. 72 - Sezione stratigrafica relativa all'insieme dei campioni "Orlando" (a) e relativa ubicazione dei siti di campionamento (b).

associazioni, di specie quali *Dicytococcites bisectus* e *Zyghrablithus bijugatus*, la cui estinzione viene utilizzata per individuare il limite Oligocene-Miocene.

L'età complessiva della formazione viene estesa al Burdigaliano inferiore, sulla base di dati relativi a zone esterne al Foglio (valle del F. Alcantara) dove i livelli sommitali del Flysch di Capo d'Orlando presentano associazioni a nannofossili caratterizzate dalla presenza di *Helicosphaera carteri* e *H. ampliaperata*, riferibili alle biozone MNN2a e MNN2b di FORNACIARI & RIO, 1996.

2. - FORMAZIONE DI S. PIER NICETO (PCT)

La formazione PCT è stata campionata nel compresorio dell'abitato di Patti, dove poggia in discordanza sulle Calcareniti di Floresta e sulle Argille Scagliose Antisicilidi. La base è ben esposta in località C.da Fontanelle (insieme Fontanel) ed è costituita da una decina di metri di argille marnose alternate a sottili livelli arenacei, da cui sono stati prelevati 4 campioni per le analisi biostratigrafiche (Fig. 73).

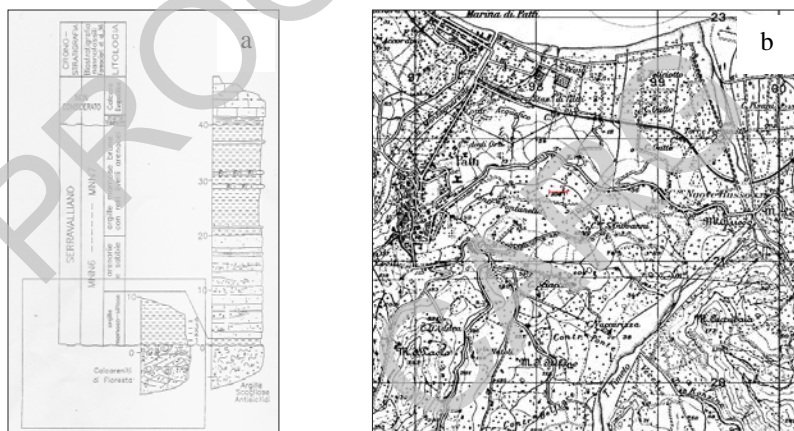


Fig. 73 - Sezione stratigrafica relativa all'insieme dei campioni "Fontanel" (a) e relativa ubicazione dei siti di campionamento (b).

Il resto della successione è stato campionato in località C.da d'Addea (insieme C. D'Addea), dove affiora un intervallo costituito di strati arenacei con rari livelli argillosi spesso circa 20 m, e un uguale spessore di argille marnose brune con scarse intercalazioni arenacee e livelli a macrofossili. In quest'area sono stati raccolti 4 campioni in corrispondenza dei rari interstrati argillosi nella parte arenacea, e 14 campioni nella porzione argillosa superiore.

Le due sezioni vengono discusse insieme dal momento che la sezione di C.da Fontanelle rappresenta la base di tutta la successione.

Nannofossili

I campioni esaminati contengono associazioni a nannofossili di abbondanza variabile da discreta a mediocre o scarsa; alcuni sono totalmente sterili, specialmente quelli raccolti in corrispondenza degli interstrati argillosi nella porzione arenacea.

Nei campioni migliori l'associazione è caratterizzata dalla presenza di *Helicosphaera carteri* (WALLICH), *H. walbersdorfensis* (MÜLLER), *Reticulofenestra pseudoumbilicus* (GARTNER), *Calcidiscus premacintyreii* THEODORIDIS, *C. leptoporus* (MURRAY & BLACKMAN), *Discoaster variabilis* MARTINI & BRAMLETTE, *Geminolithella rotula* (KAMPTNER), *Sphenolithus moriformis* BRÖNNIMANN & STRADNER, *Coccolithus miopelagicus* BUKRY. *Discoaster moorei* BUKRY e *D. musicus* STRADNER sono presenti solo in un campione. Non si registrano variazioni di rilievo tra i campioni raccolti nella porzione argillosa basale e quelli della porzione sommitale. Lo stato di conservazione è generalmente mediocre e sono sempre presenti numerose specie rimaneggiate di età eo-oligocenica e cretacea.

La parte bassa della successione studiata è stata riferita alla biozona MNN6 di FORNACIARI *et alii* (1996) del Serravalliano, data l'assenza di *Sphenolithus heteromorphus* DEFLANDRE e la presenza di *Helicosphaera walbersdorfensis* e *Reticulofenestra pseudoumbilicus* (GARTNER), anche se è difficile determinare, nei campioni studiati, la comparsa di quest'ultima specie (che definisce la base della sottozona MNN6b). La parte alta della sezione è stata attribuita alla successiva biozona MNN7 data l'assenza di *Calcidiscus premacintyreii*, e la rara presenza di *C. macintyreii* (BUKRY & BRAMLETTE), anche se non è facile stabilire il limite tra le due zone in quanto il genere *Calcidiscus* è abbastanza scarso lungo tutta la sezione. L'età è Serravalliano.

Foraminiferi

Anche in questo caso l'abbondanza e lo stato di conservazione delle associazioni è abbastanza variabile. Il materiale terrigeno è generalmente costituito da miche, granuli di quarzo e frammenti di calcite. Il contenuto organogeno è rappresentato da gasteropodi di piccola taglia, quali *Hydrobia* e *Bithynia* che caratterizzano ambienti ad acque dulcicole; sono presenti inoltre *Turritella* e lamellibranchi (*Cardium*, *Tellina*). Nei campioni 10-13 si rinvenivano grossi frammenti di *Crassostrea crassissima* LINNEO, associati a minuti esemplari integri del genere *Rissoa*. I foraminiferi, scarsi in tutti i campioni, sono generalmente rappresentati da forme bentoniche dominate dal genere *Ammonia*. Tra i rari planctonici si

segnala la presenza di *Globorotalia* gr. *scitula* (BRADY), *Orbulina universa* D'ORBIGNY e *Paragloborotalia siakensis* (LE ROY). La sezione studiata ricade dunque nell'intervallo compreso tra la sottozona a *O. universa* e la biozona a *G. siakensis* di IACCARINO (1985) che indica un'età medio-miocenica, dato in accordo con i risultati dell'analisi dei nannofossili.

3. DEPOSITI DEL PLIOCENE INFERIORE - PLEISTOCENE MEDIO

3.1. -TRUBI (TRB)

I Trubi, calcilutiti marnose di color bianco crema, sono stati campionati a NO dell'abitato di Patti, a est di C.da Monte (v. Sezione Patti, Fig. 74). Lo spessore dell'affioramento è di circa 25 m e 6 sono i campioni raccolti per l'analisi biostratigrafica.

I Trubi contengono nannofossili molto abbondanti e ben conservati: i campioni più bassi (1-2) contengono un'associazione caratterizzata da *Amaurolithus* spp., *Calcidiscus leptoporus*, *C. macintyreii*, *Discoaster brouweri* TAN, *D. variabilis*, *Reticulofenestra pseudoumbilicus*, *Sphenolithus* spp. che individuano la biozona MNN12 (RIO *et alii*, 1990) del Pliocene inferiore (Zancleano). I rimanenti campioni

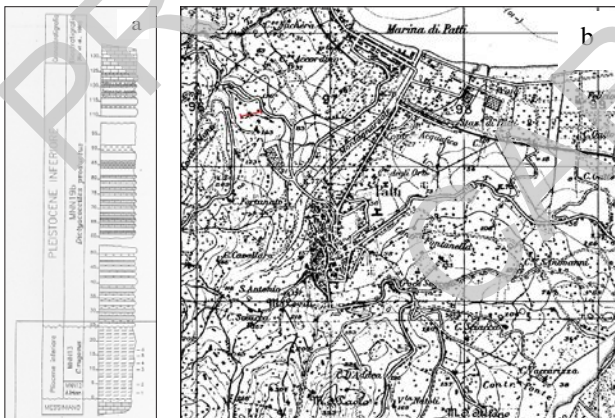


Fig. 74 - Sezione stratigrafica relativa all'insieme dei campioni "Trubi" (a) e re-lativa ubicazione dei siti di campionamento (b).

contengono un'associazione del tutto analoga, cui si aggiunge *Helicosphaera sellii* BUKRY & BRAMLETTE, che individua la successiva biozona MNN13 sempre dello Zancleano.

3.2. - FORMAZIONE DI ROMETTA (ROE)

I campioni della Formazione Rometta (ROE) sono stati prelevati nella stessa località della sezione precedente (C.da Monte), dove la stessa poggia in discordanza sui Trubi. Si tratta di un'alternanza di sabbie e marne sabbiose che passa verso l'alto a termini sabbioso-calcarenitici con livelli a macrofossili (prevalenti ostreidi). Lo spessore complessivo è di circa 100 m e in totale sono stati raccolti 18 campioni per le analisi biostratigrafiche.

Le associazioni a nannofossili sono piuttosto variabili in funzione delle litologie campionate: le migliori si rinvengono in corrispondenza dei livelli marnosi e le più scarse in corrispondenza delle calcareniti; alcuni campioni sono sterili. Lungo tutta la sezione le associazioni sono piuttosto simili, caratterizzate da *Calcidiscus macintyreii*, *Dictyococcites* spp., *Gephyrocapsa oceanica* KAMPTNER s.l., *Helicosphaera sellii*, *Pseudoemiliania lacunosa* (KAMPTNER), che individuano la biozona MNN19b (RIO *et alii*, 1990) della parte bassa del Pleistocene inferiore (Santerniano).

3.3. - CALCARENITI DI S. CORRADO (ORD)

L'affioramento studiato è ubicato nei pressi dell'abitato di Naso ed ha un'estensione di circa 4 kmq (Fig. 75) e uno spessore complessivo di 150 m; presenta una giacitura suborizzontale o debolmente inclinata verso NO, ed è caratterizzato da un'estrema variabilità litologica (conglomerati, sabbie, calcareniti organogene, argille) per frequenti variazioni di facies, sia verticali che laterali.

La base di questi depositi è generalmente rappresentata da sabbie giallo ocre a macrofossili con lenti decimetriche di conglomerati o ghiaie; in corrispondenza delle estremità meridionali (località S. Antonio e Serro Pirnicchia) l'appoggio sul substrato si realizza mediante un livello dello spessore massimo di 15 m, di veri e propri conglomerati; questi, generalmente poco cemententati e con abbondante matrice sabbiosa, sono costituiti da clasti centimetrico-decimetrici, ben arrotondati ed appiattiti, che derivano dalle arenarie arcosiche del Flysch di Capo d'Orlando e dai terreni metamorfici, e mostrano una debole stratificazione con cenni di embriatura. Le sabbie hanno uno spessore massimo di circa 35 m e presentano livelli centimetrici di microconglomerati e/o macrofossili; passano lateralmente e verso l'alto a un intervallo costituito da calcareniti organogene gialle piuttosto cementate con intercalazioni di sabbie o microconglomerati e scarsa macrofauna localizzata in strati centimetrici.

Le calcareniti mostrano stratificazioni incrociate e sono talora incise da canali riempiti da materiale grossolano. L'intervallo calcarenitico presenta lo spessore

maggiore, fino a 100 m, nel settore sud-orientale dell'affioramento, nella cui parte sommitale si ritrovano anche frequenti livelli conglomeratici (per es. in località Grotta del Diavolo) spessi fino a qualche metro.

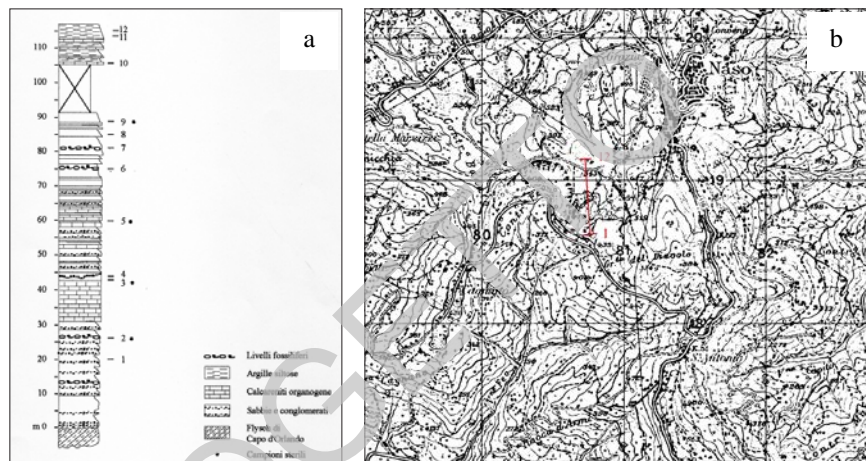


Fig. 75 - Sezione stratigrafica relativa all'insieme dei campioni "Naso" (a) e relativa ubicazione dei siti di campionamento (b).

Lateralmente le calcareniti passano a un intervallo prevalentemente sabbioso con lenti decimetriche ricchissime di macrofauna ben conservata, spesso fino a 60 m. I macrofossili sono rappresentati da bivalvi (ostreidi, *Cardium*, *Chlamys* e altri pectinidi), gasteropodi (*Turritella*, *Murex*), dentalidi, coralli e briozoi. Un'accurata descrizione dei livelli fossiliferi, con una lista completa delle specie riconosciute nell'affioramento in esame, si trova in SGANGA (1963), che segnala anche la presenza di due ospiti freddi: *Arctica islandica* LINNEO e *Chlamys septemradiata* (MÜLLER). Le sabbie mostrano talora sottili intercalazioni di calcareniti organogene e passano verso ovest a un livello di circa 15 m di argille bruno-tabacco, probabilmente di ambiente lagunare.

Verso l'alto si passa gradualmente a un livello di argille marnose limose giallastre poco fossilifere, spesso circa 15 m, affiorante al tetto della collina, nei pressi del carcere in costruzione.

La sezione stratigrafica è stata misurata lungo il versante meridionale dell'affioramento, ad est di C.da Feudo, da quota 440 fino a quota 550 metri. La sezione, che ha uno spessore complessivo di circa 120 m, può essere distinta in quattro intervalli che mostrano litologie omogenee: i primi 30 m sono costituiti da sabbie gialle, a tratti grossolane, con sottili intercalazioni conglomeratiche e livelletti a macrofossili. Seguono circa 40 m di calcareniti organogene piuttosto cementate, con intercalazioni di sabbie gialle o microconglomerati e scarsa

macrofauna localizzata in strati centimetrici. I successivi 35 m sono rappresentati da sabbie gialle fossilifere con rade intercalazioni calcarenitiche e sottili livelli limosi nella parte superiore. I fossili, spesso abbondantissimi, sono localizzati in lenti decimetriche. L'intervallo sommitale è rappresentato da circa 12 m di argille marnose limose fossilifere con sottili intercalazioni calcarenitiche, scarsamente cementate. Lungo la sezione sono stati raccolti 12 campioni per l'analisi biostratigrafica integrata (nannofossili calcarei e foraminiferi).

Il campione più basso (1) contiene un'associazione a nannofossili abbastanza ricca caratterizzata da *Gephyrocapsa oceanica* s.l., *Gephyrocapsa* sp.3 (*sensu* RIO, 1982, RIO *et alii*, 1990), *Pseudoemiliania lacunosa*, *Helicosphaera carteri*, *Coccolithus pelagicus*, *Calcidiscus leptoporus*, *Syracosphaera* spp., *Pontosphaera* spp., *Rhabdosphaera* spp. e molti individui del genere *Dictyococcites* e *Reticulofenestra*. Abbondanti le "Small" *Gephyrocapsa*. I due campioni successivi sono risultati sterili. I campioni 4 e 5, raccolti nell'intervallo calcarenitico-sabbioso, contengono un'associazione molto scarsa, mal conservata e vistosamente ricristallizzata, dominata dal genere *Dictyococcites* con rare *G. oceanica* s.l. e *Gephyrocapsa* sp.3; alta la percentuale delle specie rimaneggiate. Tra i campioni raccolti nell'intervallo sabbioso (6, 7 e 8), il 6 e l'8 contengono un'associazione simile a quella descritta per il campione 1, ma con bassissime percentuali di *P. lacunosa*, di *G. oceanica* s.l. e di *Gephyrocapsa* sp.3 addirittura assente nel campione 6 e una percentuale sempre piuttosto alta di forme rimaneggiate. Il campione 7 invece, contiene una discreta associazione caratterizzata da una percentuale relativamente alta di *G. oceanica* s.l., *Gephyrocapsa* sp.3 e *P. lacunosa*. Il campione 9, raccolto in corrispondenza di un livello di sabbie grossolane, è risultato sterile. Il campione 10 contiene un'associazione scarsa e ricristallizzata simile a quella dei campioni 6 e 8; bassa la percentuale di *Gephyrocapsa* sp.3; *G. oceanica* s.l. è assente. I due campioni sommitali contengono un'associazione nannofloristica, abbondante e ben conservata: ben rappresentati *C. pelagicus*, *G. oceanica*; *Gephyrocapsa* sp.3, *P. lacunosa*, *C. leptoporus*, *H. carteri*.

In base ai dati raccolti, tutti i campioni possono essere riferiti alla biozona MNN19f (*Pseudoemiliania lacunosa*) di RIO *et alii* (1990) data la presenza, fin dal campione più basso di *Gephyrocapsa* sp.3, che definisce con la sua comparsa il limite inferiore della suddetta biozona, del Pleistocene medio.

Lo studio dei foraminiferi è stato condotto utilizzando inizialmente una metodologia qualitativa che ha permesso di valutare l'abbondanza dell'associazione e il suo stato di conservazione. Il campione 1 contiene un'associazione a foraminiferi piuttosto abbondante, dominata dai gruppi bentonici: tra questi prevalgono *Cibicidoides pseudoungerianus* (CUSHMAN), *Cibicides refulgens* DE MONFORT, *Ammonia beccarii* LINNEO, *Elphidium macellum* (FICHEL & MOLL), *Lagena apiopleura* LOEBLICH & TAPPAN; presenti in percentuali

minori *Cancris auriculus* (FICHTEL & MOLL), *Asterigerinata planorbis* D'ORBIGNY, *Melonis* sp., *Textularia* sp., *Reussella spinulosa* (REUSS). Tale associazione indica un ambiente infralitorale. Tra i planctonici sono presenti *Globigerina bulloides* D'ORBIGNY, *Globigerinoides ruber* (D'ORBIGNY), *G. elongatus* (D'ORBIGNY), *Orbulina universa*, *Globorotalia inflata* (D'ORBIGNY), *G. truncatulinoides excelsa* (RUGGIERI, SPROVIERI & UNTI). I due campioni successivi sono risultati sterili. Il campione 4 contiene prevalentemente clasti di quarzo e calcite, lamine di biotite e frammenti di macrofossili; l'associazione microfaunistica è molto scarsa e quasi esclusivamente composta da forme bentoniche. I campioni 6, 7 e 8 contengono una discreta associazione a foraminiferi dominata da *Ammonia beccarii*, *Bulimina basispinosa* TEDESCHI & ZANMATTI, *B. etnea* SEGUENZA, *Cassidulina carinata* SILVESTRI, *Elphidium macellum*, *E. crispum* (LINNEO), *Hyalinea balthica* (SCHROETER). Nel campione 6 sono presenti anche *Quinqueloculina seminulum* (LINNEO), *Textularia sagittula* DEFRANCE, *Reussella spinulosa* (REUSS) e *Lenticulina rotulata* (LAMARCK). Nei campioni 7 e 8 sono state rinvenute *Bigenenerina nodosaria* D'ORBIGNY, *Cibicidoides* sp. e *Melonis soldanii* (D'ORBIGNY). In questo caso l'associazione indica una profondità di circa 70-80 m. L'associazione planctonica è significativa solo nel campione 7 ed è rappresentata prevalentemente dal gruppo dei *Globigerinoides*, tra cui *Globigerinoides ruber*, da *Globigerina bulloides*, *Globorotalia inflata*, *Orbulina universa* e rari individui di *G. truncatulinoides excelsa*. Il campione 10 contiene foraminiferi poco abbondanti, frammenti di macrofossili e coralli, ostracodi, granuli di calcite e lamelle di miche. I foraminiferi bentonici sono rappresentati da *Elphidium aculeatum* (D'ORBIGNY), *E. macellum*, *Planulina ariminensis* D'ORBIGNY, *Cassidulina laevigata* D'ORBIGNY, *Melonis soldanii*. Questa associazione potrebbe indicare una profondità di 80-100 m. Tra i planctonici sono presenti *G. bulloides*, *Globigerinoides* sp., *Globorotalia inflata* e *Orbulina universa*. I due campioni sommitali contengono una associazione microfaunistica molto abbondante e ben conservata; il plancton è rappresentato da *Globigerina bulloides*, *N. pachyderma* (prevalentemente destrorsa), *Globorotalia truncatulinoides excelsa*, *G. inflata* e varie specie di *Globigerinoides*. Tra i bentonici *Uvigerina peregrina* CUSHMAN, *Elphidium advena* (CUSHMAN), *E. complanatum*, *Cibicidoides* sp., *Bulimina basispinosa* e *Planulina ariminensis* mostrano percentuali di un certo rilievo. Presenti anche *Cassidulina laevigata*, *Melonis barleeaanum* (WILLIAMSON) e *Hyalinea balthica*. Questa associazione è indicativa di profondità maggiore di 100 m.

Dal punto di vista biostratigrafico la sezione può essere attribuita alla biozona a *Globorotalia truncatulinoides excelsa* di SPROVIERI (1993) e alla biozona a *Hyalinea balthica* di COLALONGO *et alii* (1982).

PROGETTO

CARG

APPENDICE II**BIOSTRATIGRAFIA DELLA COPERTURA MESOZOICA DELL'UNITA' DI LONGI-TAORMINA: EVOLUZIONE PALEOAMBIENTALE E PALEOTETTONICA**

(M.C. Marino)

1. - SEZIONI STRATIGRAFICHE DELLA SOTTOUNITA' MONTE S. PIETRO**SEZIONE PIZZO CUTULINO**

La successione affiorante presso Pizzo Cutulino (toponimo alla scala 1:25.000, isoipsa 1250 ad ovest di Pizzo di Ucina, del Foglio alla scala 1:50.000) (Fig. 76) è stata segnalata per la prima volta da MAUGERI PATANÈ (1932), nell'ambito di uno studio geo-paleontologico della dorsale di Pizzo di Ucina e dintorni. In seguito LENTINI (1973a) effettua uno studio paleontologico delle associazioni macrofossilifere del Sinemuriano-Pliensbachiano, e geologico (LENTINI, 1975) delle zone di Pizzo di Ucina e Pizzo Risigna fornendo una panoramica della geologia del Pizzo Cutulino dal "Medolo medio liassico" al "Biancone titonico-neocomiano". Lungo il versante ovest di Pizzo di Ucina accessibile dalla strada che da Portella Addricchi borda il suddetto versante, in prossimità del punto quotato 1152 m, noto come Pizzo Cutulino, affiora una successione di un centinaio

di metri, che dal basso verso l'alto è composta da (Fig. 77): circa 30 m di calcari oolitici e oncolitici, con alghe, appartenenti ai Calcari e Dolomie di Taormina (DOA) (Sinemuriano-Pliensbachiano *p.p.*), in strati massivi di 50-100 cm.

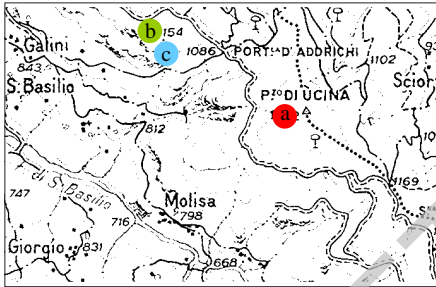


Fig. 76 - ubicazione delle sezioni: a) "Pizzo Cuolino", b) Rocche Rosse, c) Pizzo Ritsina.

Tessituralmente si tratta di *grainstone* la cui parte alta è costituita da flussi discontinui ed irregolari di ooliti arrossate, il cui nucleo è spesso dato da piccoli clasti di quarzo. Questi strati si intercalano a livelli di calcisiltiti costituite interamente da quarzo a spigoli vivi; il limite fra le due litologie è sia erosivo sia graduale, ed in questo secondo caso si hanno litotipi misti con ooliti e quarzo. Gli ultimi livelli di *grainstone* oolitico

sono ammantati da calcisiltite finissima, quarzosa, giallo-rossastra il cui spessore, irregolare, è in media di 1-2 m.

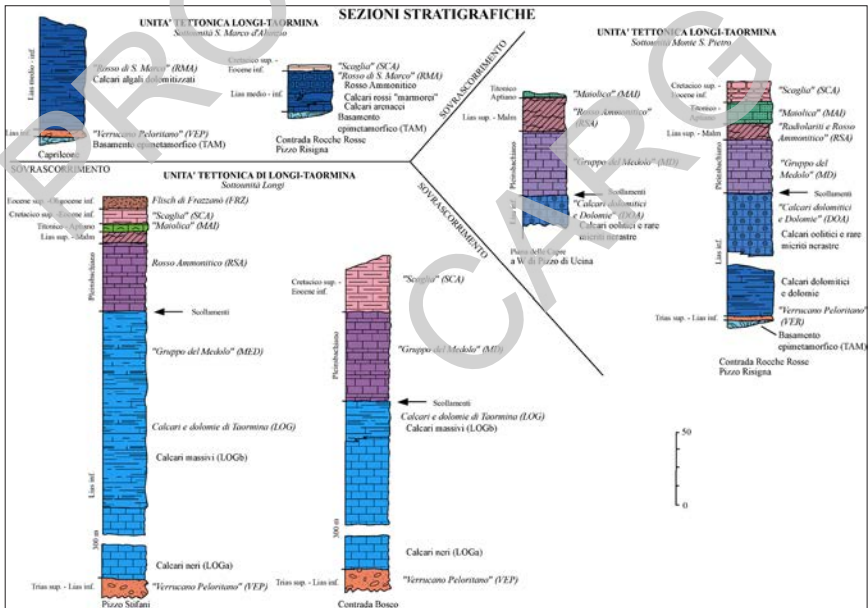


Fig. 77 - Colonne stratigrafiche delle coperture meso - cenozoiche delle sottounità dell'Unità di Longi - Taormina.

Il calcare oolitico è sostituito da un'alternanza regolare di calcari micritici detritici, grigio-bruno al taglio, grigio chiaro per alterazione, in strati spessi 70-80 cm, con interstrati spessi pochi centimetri, meno calcarei e pur sempre detritici, ocra esternamente, neri al taglio. Essi sono riferibili ai "Calcarei neri" della formazione dei Calcarei e Dolomie di Taormina (DOA) (Sinemuriano-Pliensbachiano *p.p.*). I calcari neri sono micriti bioturbate, contenenti materiale vegetale carbonioso e quarzo microcristallino, oltre a *Aeolisaccus* sp., brachiopodi, gasteropodi, lamellibranchi e gallerie di vermi. I calcari neri, nella parte alta, sfumano gradualmente a calcari marnosi grigio-bluastri al taglio, avana per alterazione, ben stratificati, in strati spessi in media 40-60 cm, con interstrati marnoso-argillosi spessi 20-30 cm.

I calcari marnosi, ascrivibili al "Medolo" (MD) (Pliensbachiano *p.p.*), tessituralmente sono costituiti da *mudstone* bioturbati a radiolari, spicole di spugna, frequenti noduli limonitici, noduli e lenti di selce, rare ammoniti, gasteropodi e belemniti; i macrofossili sono comunemente limonitizzati o piritizzati. L'insieme che comprende sia i calcari neri sia i calcari marnosi grigi è spesso complessivamente circa 56 m.

Nella porzione più alta i calcari diventano più marnosi e bruscamente passano a circa 5 m di argille grigio-ocra. Le argille presentano livelli millimetrici e lenti con geometria a goccia di calcari marnosi bioturbati, grigio scuro o verdastri; si tratta di *mudstone* a radiolari contenente bivalvi. Nella porzione sommitale le argille assumono colore nerastro; probabilmente questo intervallo può essere messo in relazione con l'evento anossico che si è registrato nella Tetide all'inizio del Toarciano. Questo intervallo era stato datato da MAUGERI PATANÈ (1932), sulla base di alcune ammoniti mal ridotte, Toarciano inferiore. L'intervallo è attribuibile alla porzione basale delle "Radiolariti e Rosso ammonitico" (RSA).

Seguono pochi centimetri di calcari marnosi rossi contenenti *Bositra buchi* (ROEMER), circa 1 m di calcari micritici nocciola chiaro ricchi in *Bositra buchi*, e 1 m di radiolariti rosse e verdastre ben stratificate in strati spessi 5-7 cm, sormontati da micriti grigie massive mal stratificate a radiolari, brachiopodi, nuclei di ammoniti ed i primi esemplari di *Saccocoma* sp.

In continuità si passa a calcari micritici chiari, tessituralmente *mudstone/wackestone*, a *Saccocoma* sp. (Kimmeridgiano superiore-Titonico superiore); verso l'alto i calcari presentano una stratificazione evidenziata da stiloliti che conferiscono un aspetto leggermente nodulare. Il *Saccocoma* sp., nella sua specie *Saccocoma tenella* (GOLDFUSS), aumenta di quantità ed è accompagnato da *Lamellapthycus* sp. e da frammenti di gusci di molluschi. All'interno del calcare sono presenti *chips* di argilla rossa.

I termini finora descritti, seppur chiaramente distinguibili, ma difficilmente cartografabili a causa degli esigui spessori, fanno tutti parte delle "Radiolariti e Rosso ammonitico" (RSA).

Verso l'alto i *Saccocoma* sp. diminuiscono fino a scomparire, e l'ultimo metro di sezione è dato da micriti a *Calpionellidae*, radiolari e *Lamellaphycus* sp., ascrivibili alla "Maiolica" (MAI). Si tratta di *mudstone* massivo debolmente nodulare e mal stratificato, contenente alla base un'associazione a *Calpionella alpina* LORENZ, *Calpionella elliptica* CADISCH, *Crassicollaria* sp., *Crassicollaria* cfr. *parvula* REMANE, e *Cadosina* sp., del Berriasiano inferiore (biozona a *Calpionella alpina*). Al tetto l'associazione è costituita da *Calpionellopsis* sp., *Praecalpionellites* sp. e *Praecalpionellites* cfr. *filipescui* (POP), del Berriasiano superiore.

A questo punto la successione si interrompe per il contatto tettonico tra i sedimenti calcarei con le metamorfite ed il Flysch di Capo d'Orlando. Tale contatto è segnato da lembi della sequenza appena descritta e da frequenti blocchi di Scaglia a globotruncanidi, interpretabili come originaria copertura cretacea della successione.

SEZIONE PIZZO RISIGNA

La sezione affiora presso Pizzo Risigna (Fig. 76), alla base delle sezioni note in letteratura con il nome di "Rocche Rosse". Il tetto della sezione corrisponde con la superficie di sovrascorrimento della Sottounità S. Marco d'Alunzio.

La successione di Pizzo Risigna è stata studiata da MAUGERI PATANÈ (1932) e successivamente da DUÉE (1969).

I litotipi della sezione esaminata nell'ambito del presente Foglio, si estendono dal Giurassico inferiore al Paleocene, anche se la successione risulta ridotta e lacunosa. Purtroppo nella sezione scelta la parte basale non è bene esposta, a causa della copertura vegetale e della geometria dell'affioramento, per cui, per i primi intervalli litostratigrafici si è fatto riferimento alla limitrofa sezione, affiorante lungo la strada che costeggia Pizzo Cutulino (versante sud-ovest di Pizzo di Ucina), e sopra descritta. La sezione Pizzo Risigna è stata ugualmente assunta quale elemento diagnostico della Sottounità Monte S. Pietro, grazie all'ottima esposizione della parte sommitale della successione.

La sezione (Fig. 77) è costituita da circa 30 m di un'alternanza di calcari marnosi grigio avana, molto detritici ed intensamente bioturbati, e marne argillose. Nella parte alta i calcari presentano modelli interni di ammoniti quali *Philloceratidi* ed un notevole accumulo di *Cancellophycus* sp. Le ammoniti sono intensamente deformate, schiacciate e molto spesso mostrano i caratteri diagnostici completamente alterati. Tale intervallo è ascrivibile al "Medolo" (MD).

Seguono circa 2 m di marne argillose verde-giallastro apparentemente sterili, circa 1 m di calcari marnosi rossi a *Bositra* sp., leggermente nodulari. Si tratta di *wackestone* ricco di frammenti di *Bositra* sp., piccoli peloidi, radiolari ricristallizzati, spicole di spugna, qualche nucleo di ammonite, *Spirillina* sp.,

glauconite e quarzo a spigoli vivi. Questo intervallo gradualmente passa a calcari silicizzati che, nella parte sommitale, presentano un sottile intervallo pebblitico contenente grosse ammoniti difficilmente classificabili. Complessivamente si tratta di *wackestone* molto simile al precedente, ma con gli esemplari di *Bositra* sp. lunghi e sottili, radiolari in sensibile aumento, *Globochaete* sp. e piccole e rare “*Protoglobigerina*”. Nei livelli più detritici si segnala anche la presenza di *Nodosariidae*, *Textulariidae* e frammenti di crinoidi.

Dopo 1 m di radiolariti rosso cupo, talora picchiettate di verde, si passa a 1 m circa di calcari sabbiosi nodulari bianco-rosati, in corpi pebblitici lentiformi, contenenti abbondanti *Lamellaphycus* spp. Si tratta di *wackestone* a frammenti di crinoidi, peloidi, radiolari, *Globochaete* sp., *Cadosina* sp., *Stomiosphaera* sp., *Nodosariidae* e raro *Saccocoma* sp.; gli organismi si presentano schiacciati ed allungati nel senso della stratificazione. L'età è Kimmeridgiano superiore-Titonico.

Verso l'alto si passa a circa 1,20 m di calcari nodulari, ricchi in *Saccocoma* sp. Si tratta di *wackestone/packstone* contenenti, oltre al *Saccocoma* sp., frammenti di crinoidi ed echinidi, *Globochaete* sp., *Cadosina* sp. e peloidi; sono ancora abbondanti i *Lamellaphycus* spp. L'intervallo fin qui descritto ricade all'interno delle “Radiolariti e Rosso Ammonitico” (RSA).

Seguono 6,50 m di calcari micritici bianco-grigi massivi, noti come “Maiolica” (MAD). La parte basale di questi calcari è ancora nodulare e a stratificazione sottile; verso l'alto invece gli strati raggiungono lo spessore medio di 1 m ed il carattere nodulare si perde totalmente. Nei primi metri l'associazione microfaunistica si mantiene inalterata, il *Saccocoma* è ancora presente, ma l'associazione è dominata dalla presenza di *Cadosina* sp. Negli ultimi 4 m si passa a *mudstone* a calpionelle, accompagnate da radiolari, *Globochaete* sp., *Cadosina* sp. e *Lenticulina* spp. Tra i calpionellidi, le prime a comparire sono le crassicollarie, accompagnate da *Calpionella alpina* LORENZ e *Tintinnopsella* gr. *carphatica* (MURGEANU & FILIPESCU), indicanti un'età Titonico superiore. Nei primi campioni sono state riconosciute *Crassicollaria intermedia* (DURAN DELGA), *Crassicollaria parvula* REMANE, *Crassicollaria massutiniana* (COLOM), *Calpionella alpina* e *Tintinnopsella carphatica*. Segue la prima comparsa di *Remaniella* sp. ed il campione successivo è contraddistinto dal *bloom* di *Calpionella alpina* (80%) isometrica di grosse dimensioni. L'associazione si differenzia successivamente per la comparsa di *Lorenziella* cfr. *dacica* (FILIPESCU & DRAGASTAN), *Lorenziella* cfr. *plicata* LE HÉGARAT & REMANE e *Remaniella durandelgai* POP. Nei livelli più alti si individua la comparsa di *Calpionella elliptica* CADISCH accompagnata dalla scomparsa del genere *Crassicollaria* e dall'incremento del genere *Remaniella*. Infine la comparsa di *Calpionellopsis oblonga* (CADISCH) e *Calpionellopsis simplex* (COLOM) coincide con la drastica diminuzione del genere *Calpionella*, e con l'aumento di forme a parete sottile e di radiolari. Biostratigraficamente

si riconoscono, in successione, dal basso verso l'alto le ultime subzone della biozona a *Crassicollaria* (Titanico superiore), parte della biozona a *Calpionella* (Berriasiano inferiore) e parte della biozona a *Calpionellopsis* (Berriasiano superiore), nel loro insieme rappresentative del limite Giurassico/Cretacico.

Con contatto paraconforme al di sopra dei calcari micritici poggiano circa 1 m di calcari marnosi rossi o rosati, ascrivibili alla "Scaglia" (SCA), disposti in strati molto sottili, ricchi in *Planomalina buxtorfi* (GANDOLFI), *Rotalipora* cfr. *gandolfi* LUTERBACHER & PREMOLI SILVA, *Rotalipora* cfr. *balearensis* (GANDOLFI), *Rotalipora* cfr. *praeappenninica* SIGAL, *Rotalipora appenninica* (RENZ), *Ticinella* spp., *Globigerinelloides* sp., *Costellagerina* sp., *Schackoina* sp., rappresentative della biozona a *Rotalipora appenninica* dell'Albiano superiore. L'accumulo caotico di questi organismi planctonici è privo della frazione litica più fine.

Questo intervallo è sormontato da marne calcareo-argillose avana in facies di Scaglia, troncate a tetto dal sovrascostamento dei calcari liassici della Sottounità S. Marco d'Alunzio.

2. - SEZIONI STRATIGRAFICHE DELLA SOTTOUNITÀ S. MARCO D'ALUNZIO

CONTRADA ROCHE ROSSE (SEZIONI ROCHE ROSSE 2 E 3)

L'affioramento è costituito da tre grossi blocchi calcarei meso-cenozoici (le Rocche), attribuiti alla Sottounità S. Marco d'Alunzio, corrispondente all'Unità di S. Marco d'Alunzio di LENTINI & VEZZANI (1975), che gli AA. riconoscono sovrapposti tettonicamente a marne argillose grigio-avana ("Scaglia"), tetto della copertura mesozoica delle Sottounità Longi e Monte S. Pietro.

La sezione in esame, individuata per la prima volta da CORTESE (1882), è stata storicamente oggetto di studi di tipo paleontologico da parte di GEMMELLARO G.G. (1884), DI STEFANO (1884), SEGUENZA (1885), GEMMELLARO M. (1911), e successivamente di MAUGERI PATANÈ (1932), che ne dà una dettagliata descrizione geo-paleontologica. I suddetti lavori sono stati utilizzati, come base paleontologica, dalla maggior parte degli Autori successivi (COLACICCHI, 1958; FARINACCI & SIRNA, 1960; SIRNA, 1962; CAIRE *et alii*, 1965; STURANI, 1967; DUÉE, 1969; TRUILLET, 1969; LENTINI, 1975; LENTINI & VEZZANI, 1975; BAUDELLOT *et alii*, 1988; MONTANARI, 1989), i quali forniscono un'analisi stratigrafico-paleontologica di tali sedimenti.

La successione giurassica affiorante in "Contrada Rocche Rosse" (Figg. 76 e 77) inizia con un deposito massivo di piattaforma carbonatica, contraddistinto da notevoli apporti da continente, rappresentati da ciottoli di quarzareniti, e granuli millimetrico-centimetrici arrotondati di quarzo. I depositi di piattaforma

presentano geometrie estremamente variabili, sono massivi o stratificati in strati spessi e banchi. Tessituralmente si tratta di *wackestone-grainstone*, la cui porzione microdetritica è costituita da ooliti ferruginose i cui nuclei sono dati da piccoli frammenti di quarzo a spigoli vivi, ooidi e peloidi. I ciottoli di quarzo sono generalmente disposti caoticamente, localmente sono distribuiti in livelli con gradazione inversa, e talora si addensano in lenti o sacche lateralmente discontinue. Alcuni clasti di quarzo presentano rivestimento algale, concrezioni calcaree o sono incrostati da organismi.

L'associazione microfaunistica di questi depositi è composta da *Textulariidae*, *Nodosariidae*, *Valvulinidae*, *Involutina* sp., *Glomospira* sp., "*Siphovalvulina*" sp., *Agerina martana* (FARINACCI), oltre ad alghe, *Cayeuxia* sp., cfr. *Paleodasycladus* sp., *Thamatoporella parvovesiculifera* RAINERI, frammenti di molluschi, bivalvi, echinidi e brachiopodi. L'intervallo esaminato ha età Pliensbachiano, ed è ascrivibile alla porzione basale del "Rosso di S. Marco" (RMA).

I calcari descritti contengono un livello ricco in bivalvi di piattaforma, riconoscibile in entrambe le sezioni studiate. Questo livello tessituralmente varia da *mudstone* a *packstone*, con ooliti, peloidi, intraclasti e concrezioni algali. I bivalvi presentano il guscio totalmente disciolto, e la cavità lasciata dalla dissoluzione, in alcuni casi con presenza di cristalli euedrali di calcite a contorno, presenta un riempimento di micrite grigia o rossa, talora contenente piccoli grani di quarzo rivestito.

Nella parte alta dei depositi di piattaforma si riconoscono livelli discontinui di croste polimetalliche contenenti stromatoliti, breccie e coralli. Si tratta di *hard-ground* nei quali diverse fasi di mancata sedimentazione sono individuate dalla presenza di materiale rielaborato al suo interno. I coralli (Cirtoseritidi) colonizzano alcune superfici metalliche indurite. Complessivamente lo spessore della litofacies analizzata è variabile e compreso fra 10 e 20 m.

A seguire, dettagliando la seconda rocca (Sezione Rocche Rosse 2), laddove la morfologia delle paleosuperfici lo ha consentito, poggiano encriniti di colore rosso cupo, con spessore fino a 3 m, costituite da un deposito scheletro-sostenuto di Millericrinidae, del genere *Pomatocrinus* sp. La disposizione dell'accumulo dei suddetti crinoidi, il ritrovamento di porzioni di stelo non disarticolate, e il ritrovamento delle basi di crescita, fanno ritenere i *Millericrinidae* in posto. Si tratta di sabbie organogene soggette ad erosione, ad attività batterica e algale. La peculiare geometria del deposito è riferibile ai *mound* a crinoidi, noti anche come *garden* a crinoidi. Tessituralmente l'encrinite è costituita da *packstone*, a frammenti di crinoidi e brachiopodi. L'associazione microfaunistica è caratterizzata da *Nodosariidae*, *Lingulina* sp., *Lenticulina* sp., "*Siphovalvulina*" sp., *Agerina martana*, talora rimaneggiata.

Il tetto del grosso banco a crinoidi è sormontato da un *hard-ground*, talora brecciato, contenente belemniti, ammoniti e lembi di calcare a crinoidi. Esso

è seguito da calcari micritici, con spessori irregolari fino al metro, contenenti *Nucleata aspasia* (MENEGHINI) del Pliensbachiano superiore. Seguono ancora calcari rossi-rosati, individuabili per un accumulo caotico di *Bositra buchi* (ROEMER), con giacitura paraconforme, ma discontinua. Al di sopra poggiano calcari finemente detritici contenenti, in modo irregolare, lumachelle a piccole ammoniti, belemniti, numerosi litoclasti, frammenti di echinodermi e *Lamellapthycus* sp. La microfacies è rappresentata da *wackestone/packstone* contenenti *Saccocoma tenella* (GOLDFUSS), *Saccocoma vernieri* MANNI & NICOSIA, *Cadosina* sp., *Globochaete* sp., e secondariamente *Spirillina* sp., *Lenticulina* sp., *Nodosariidae*, ostracodi e rari fantasmi di “*Protoglobigerina*”. Quest’ultimo litotipo, in parte stratificato, generalmente si ritrova con geometria irregolare e spessore estremamente ridotto, all’interno di tasche del substrato. La successione fin qui descritta ricade interamente all’interno del “Rosso di S. Marco” (RMA), e a causa del ridotto spessore è stata cartografata come formazione unica. La sezione descritta è attraversata da numerosissimi filoni sedimentari, sia verticali che orizzontali, con riempimento di diversa natura e dimensioni variabili dal millimetro al metro. I filoni sono mono e polifasici, e di diversa età.

La Sezione Rocche Rosse 3 è caratterizzata da litofacies analoghe a quelle descritte per la sezione 2. Se ne differenzia per lo spessore dei calcari di piattaforma carbonatica oolitica pliensbachiana, e per la presenza, al tetto di questi, di superfici indurite e polimetalliche colonizzate da coralli, *Atractites* sp. e *Nautilus* sp. In questa sezione mancano le encriniti, che si trovano soltanto all’interno dei filoni. Sono presenti invece un paio di strati, spessi pochi centimetri, contenenti *packstone* a *Saccocoma* sp. (Kimmeridgiano superiore-Titonico inferiore).

Altra caratteristica della Sezione Rocche Rosse 3 è la presenza di un canale sinsedimentario riempito da breccie a clasti di diversa età, compresa fra il Giurassico inferiore ed il Cretacico superiore, in matrice marnosa rossa. La maggior parte delle breccie è costituita da calcari marnosi, *wackestone-grainstone* a “*Protoglobigerina*”, oltre a *Nodosariidae*, *Textulariidae*, *Lenticulina* sp., frammenti di echinidi e crinoidi, quarzo e glauconite, e *packstone* a crinoidi, *Lamellapthycus* sp., radiolari, e *Saccocoma* sp.

Le due rocche descritte sono sormontate da calcari marnosi rossi e rosati contenenti accumuli di Globotruncanidae, in strati di modesto spessore, ascrivibili alla “Scaglia” (SCA).

I calcari sono *wackestones* contenenti un’associazione a *Planomalina buxtorfi* (GANDOLFI), *Rotalipora balearnensis* (GANDOLFI), *Rotalipora* cfr. *appenninica* (RENZ), *Rotalipora praeappenninica* Sigal, *Planomalina praebuxtorfi* WONDERS, *Biticinella* sp., *Globigerinelloides* sp. e *Ticinella* sp. che individuano la biozona a *Rotalipora appenninica* (in accordo con PREMOLI SILVA & SLITER, 2002), dell’Albiano superiore (Cretacico inferiore). Questi primi livelli sono seguiti da uno strato, di spessore compreso fra 20 e 40 cm, di calcari marnosi rossi o

grigi-verdastri, con struttura *winning*, contenenti abbondanti *Marginotruncana* spp. e *Globotruncana linneiana* (D'ORBIGNY), *Contusotruncana* sp., *Hedbergella* sp., *Globotruncana* gr. *lapparenti* BROTZEN, *Marginotruncana pseudolinneiana* Pessagno, *Hedbergella mammouthensis* (OLSSON), *Contusotruncana fornicata* (PLUMMER), *Dicarinella* cfr. *asymetrica* (SIGAL) e *Globotruncana* cfr. *stuartiformis* (Dalbiez): L'associazione individua (in accordo con PREMOLI SILVA & SLITER, 2002) la biozona a *Dicarinella asymetrica* del Santoniano. L'ultimo strato, spesso 20 cm, è costituito da calcari grigi caratterizzati da un'associazione a *Marginotruncana* sp., *Globotruncana ventricosa* WHITE, *Globotruncana* cfr. *orientalis* EL NAGGAR, *Globotruncana lapparenti*, *Globotruncana linneiana*, *Heterohelix* sp, riferibili alla biozona a *Globotruncana ventricosa* del Campaniano medio, cui si aggiungono alcuni esemplari di *Dicarinella* spp. rimaneggiate.

Anche il canale che incide la terza rocca è sigillato da calcari marnosi rossi, stratificati, a prevalenti *Globotruncanidae*. Si tratta di *wackestone/packstone* con frammenti di quarzo a spigoli vivi, *Globigerinelloides* spp., *Heterohelix reussi*, *Ventilabrella* cfr. *eggeri* CUSHMAN, *Globotruncanita* cfr. *elevata* (BROTZEN), *Globotruncana* cfr. *orientalis*, *Globotruncana* cfr. *bulloides* VOGLER, *Globotruncana* aff. *arca* (CUSHMAN), appartenenti alla biozona a *Globotruncanita elevata* (in accordo con PREMOLI SILVA & SLITER, 2002), del Campaniano inferiore, seguiti dall'associazione sopra descritta del Campaniano medio (biozona a *Globotruncana ventricosa*). All'interno dei campioni cretaci esaminati sono presenti forme rimaneggiate dai livelli sottostanti.

3. - CENNI SULL'EVOLUZIONE PALEOAMBIENTALE E PALEOTETTONICA

L'Unità tettonica di Longi-Taormina, costituita dalle Sottounità Longi, Monte S. Pietro e S. Marco d'Alunzio, al di sopra del basamento epimetamorfico ercinico, comprende depositi terrigeni quarzosi ("Verrucano" del Triassico superiore-Giurassico inferiore), di ambiente fluvio-marino, cui seguono dolomie e calcari oolitici ed oncolitici (Giurassico inferiore basale), di ambiente di piattaforma carbonatica. Questi depositi presentano, nella porzione sommitale della successione, silt quarzosi laminati a base erosiva, cui si associano lenti di conglomerato, costituito quasi esclusivamente da quarzo subarrotondato a struttura caotica. In alcuni casi sono presenti sottili livelli di *hard-ground*, che individuano delle stasi nella sedimentazione.

Nell'area di Longi, nelle Sottounità Monte S. Pietro e Longi, ai calcari e calcari dolomitici si associano spesso calcari neri, ricchi in resti vegetali, di ambiente lagunare di retro scogliera, in eteropia o in parziale sovrapposizione ai calcari oolitici. Questi sedimenti fanno generalmente transizione ad un'alternanza

di calcari e marne, ricchi in lenti di selce, di età Pliensbachiano, contenenti una modesta associazione ad ammoniti (“Medolo”). Questo intervallo è seguito generalmente da un deposito argilloso di modesto spessore, spesso obliterato in quanto rappresenta un livello di scollamento. Al suo interno si ritrovano argille nere fogliettate leggermente bituminose attribuibili all’evento anossico del Toarciano basale, diffuso in tutta la Tetide. Anche i depositi del Giurassico medio e superiore sono discontinui e il loro spessore difficilmente supera la decina di metri (“Radiolariti e Rosso ammonitico”). Si tratta di un calcare marnoso rossastro a *Bositra* sp. che rapidamente si arricchisce in “*Protoglobigerina*” e nella componente silicea, fino a passare a radiolariti rosso-verdastre di spessore metrico. Seguono, talora, calcari nodulari rossastri a *Saccocoma* sp. e ad aptici, che gradualmente perdono il carattere nodulare, passando a calcari biancastri a *Calpionellidae* (“Biancone”) di spessore estremamente variabile.

La deposizione, seppur lacunosa e ridotta, continua fino al Valanginiano, dopodiché si registra la scarsa o mancata deposizione di buona parte dei sedimenti cretaci. La sedimentazione riprende generalmente durante la fine del Cretacico inferiore con fenomeni di *winning*. Con diverse lacune, la deposizione di tali sedimenti prosegue fino all’Eocene medio (“Scaglia”).

Complessivamente, le successioni delle Sottunità Longi e Monte S. Pietro rappresentano l’evoluzione della sedimentazione da un ambiente di piattaforma carbonatica, strettamente legata al continente, che annegando si smembra formando alti e bassi morfo-strutturali, ad un ambiente a sedimentazione bacinale poco profondo e scarsamente alimentato, come testimoniato dai ridotti spessori dei depositi ascritti all’intervallo Giurassico. Il carattere ibrido di questa successione sembra riconducibile ad un ambiente con funzione di *by pass* verso un’area francamente bacinale, ove confluiscono i sedimenti provenienti dallo scarico del sistema piattaforma-scarpata.

All’evoluzione paleoambientale delle Sottunità prima descritte si lega quella della Sottunità S. Marco d’Alunzio. Questa mostra spessori estremamente ridotti durante tutto l’intervallo temporale Giurassico-Cretacico. La sedimentazione iniziata con i depositi del Verrucano Peloritano, prosegue con calcari oolitici di piattaforma carbonatica, cui si associano livelli di *hard-ground* che individuano *gaps* nella sedimentazione. Gli organismi fossili sembrano qui addensati quasi esclusivamente in nicchie protette, come filoni, tasche e fratture. I calcari di piattaforma continentale sono a luoghi seguiti da *mound* a crinoidi, marcati da orizzonti induriti e mineralizzati, colonizzati da differenti organismi. I successivi sedimenti di età Giurassico medio e superiore sono presenti, limitati a pochi metri di spessore, in tasche nel substrato o come riempimento di filoni. I filoni polifasici, con riempimenti che vanno dal Giurassico inferiore al Cretacico, tagliano l’intera successione. L’insieme dei termini fin qui descritti ricade all’interno del “Rosso di S. Marco”. La successione è sigillata da pochi sottili strati di “Scaglia” di età

Cretacica. Frequenti fenomeni di *winnowing* caratterizzano la deposizione di quest'ultima.

La Sottunità S. Marco d'Alunzio mostra spessori estremamente ridotti, numerose lacune, superfici polimetalliche indurite e colonizzate, filoni sedimentari mono e polifasici, quarzo diffuso nell'intera successione, ma concentrato sotto forma di accumuli in lenti e tasche nei livelli del Giurassico inferiore, sedimenti di età Giurassico medio e superiore in ridottissimi pacchi di strati, dello spessore del metro, o esclusivamente in filoni o tasche. L'insieme di questi caratteri indica un ambiente di scarpata, prevalentemente "non" deposizionale, che viene poi sigillato da una ridotta copertura rappresentata dalla "Scaglia".

L'analisi di facies e dei rapporti spazio-temporali delle successioni analizzate, permette di riconoscere un'estesa piattaforma carbonatica (Hettangiano-Sinemuriano), bordata almeno su di un fianco da lembi di terra emersa. Questa piattaforma e il relativo margine continentale, durante il Giurassico inferiore, registrano un evento trasgressivo, innescato da un'intensa tettonica distensiva sinsedimentaria (Sinemuriano), alla fine della quale la piattaforma, così come avviene per tutte le altre piattaforme tetidee, si smembra disarticolandosi in numerosi blocchi che, basculando, annegano in maniera differenziata. Durante questa prima fase dell'annegamento si sedimentano litotipi misti, rappresentati da depositi carbonatico-silicoclastici, nelle aree più prossimali, e da sabbie e silt quarzosi, nelle aree più distali. I clasti di quarzo, costituente primario dei conglomerati, sono spesso rivestiti da alghe, e le sabbie mostrano una stratificazione incrociata da deposizione tidale.

La subsidenza può essere ricondotta allo sviluppo di scarpate attive ai margini del bacino, che rappresentavano l'area sorgente del *debris* cristallino. Ad un'ulteriore approfondimento è imputabile la deposizione dei litotipi marne-calcarei del "Medolo", ricca di orizzonti calcarenitici addizionati. In alcuni settori, almeno per parte del Pliensbachiano, alcuni lembi relitti di piattaforma carbonatica rimangono produttivi, mentre sui blocchi ribassati si depositano facies transizionali connesse all'annegamento. Alla fine del Pliensbachiano, la maggior parte delle superfici deposizionali degli alti strutturali viene ripetutamente spazzata dalle correnti ed è soggetta a fenomeni gravitativi, creando una situazione *starved*. Al di sopra degli alti morfologici la tendenza generale dei sedimenti è quella di evolvere verso facies di scarpata "parzialmente deposizionale o non deposizionale", che non favorisce il permanere dei sedimenti i quali vengono scaricati in aree adiacenti più profonde. Gli unici sedimenti che rimangono al di sopra delle scarpate sono ridotti, lacunosi e relegati in aree protette dall'azione delle correnti e della gravità. Inoltre lunghe lacune, fenomeni di condensazione e *hiatus* in un ambiente peri-insulare ad alta energia potrebbero essere connessi a particolari condizioni paleo-ambientali.

Durante il Giurassico superiore i depositi sono rappresentati dal tritico calcari

ad aptici-radiolariti-calcarei a calpionellidi. La riattivazione di scarpate di faglia, con conseguente scarico di materiale nei livelli più profondi, registrata alla fine del Giurassico potrebbe ricollegarsi al “*low stand*” datato al Kimmeridgiano (136 Ma), corrispondente ad una vasta regressione del livello del mare in tutta la Tetide. Un episodio analogo è segnalato da SANTANTONIO & TEALE (1987) all’interno della successione di Longobucco, in Calabria.

La vacuità deposizionale registrata sugli alti morfologici durante la gran parte del Cretacico inferiore e la presenza di filoni sedimentari datati Cretacico superiore, sono connesse con le diverse fasi di riattivazione delle scarpate di faglia, che delimitano ed alimentano gli ambienti bacinali.

La Sottounità Longi differisce dalla Sottounità Monte S. Pietro unicamente per la sua posizione tettonica e non per la sua evoluzione sedimentaria.

Evoluzione paleoambientale simile a quella delle coperture dell’Unità di Longi-Taormina, seppure con qualche diacronia e qualche variazione di facies, presentano le successioni mesozoiche delle Unità di Fondachelli e Mandanici. Le due unità sono caratterizzate da esiguità degli affioramenti, mostrando unicamente i termini basali della successione costituita dai conglomerati del Verrucano peloritano, dai calcari algali, dalle Dolomie di F.ra S. Angelo e dalle Arenarie di Romano.

APPENDICE III**ANALISI DELLA SISMICITÀ E DELLA PERICOLOSITÀ**

(L. De Luca, D. Luzio)

1. - INTRODUZIONE

L'area del Foglio "Patti" è localizzata nella Sicilia nord-orientale dove, a grande scala, sono state individuate alcune ampie zone sorgente omogenee (ZS) (SCANDONE & STUCCHI, 1992). La zona 71 (Stretto di Messina), appartenente alla revisione ZS4 (SCANDONE & STUCCHI, 2000), costituisce una delle aree a maggior potenziale sismogenetico della regione (Fig. 78). In essa si è verificato il terremoto del 1908 per il quale sono stati proposti meccanismi sorgente differenti, alcuni dei quali connessi all'attivazione di sistemi di faglie complessi o di faglie cieche (GHISSETTI, 1992; VALENSISE & PANTOSTI, 1992; MONACO & TORTORICI, 1995).

Nel settore peloritano occidentale, la maggior parte dei terremoti sono localizzati sul versante tirrenico della zona 74, all'interno della quale ricade l'area del Foglio "Patti". Quest'area, inizialmente considerata sismogeneticamente omogenea rispetto alla nuova zonazione denominata ZS7 (MELETTI *et alii.*, 2003), si trova al margine tra le zone 71 e 75.

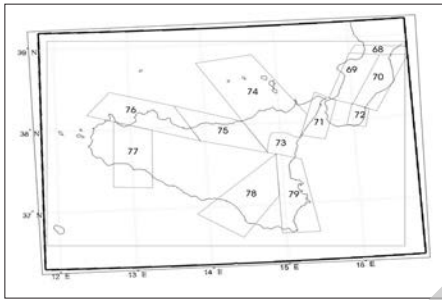


Fig. 78 - Zonazione sismogenetica ZS7 della Sicilia (modif. da MELETTI et alii, 2003).

Il terremoto del 1978 ha causato danni considerevoli in molti paesi della provincia di Messina ed è stato avvertito nella provincia di Cosenza a nord, fino a Ragusa a sud; a Trapani ad ovest e fino alla costa ionica della Calabria ad est. L'intensità macrosismica massima stimata è del VIII-IX grado MCS.

Di magnitudo più bassa ed ipocentri più superficiali i terremoti di Novara di Sicilia sembrano collegati a strutture diverse rispetto al sistema di faglie Patti-Vulcano-Salina. I terremoti di Naso potrebbero invece essere associati a faglie normali NE-SO responsabili del sollevamento della catena. Tra le strutture sud tirreniche presenti in mare, quelle orientate circa E-O, sarebbero responsabili degli eventi del settore più occidentale delle Eolie, e potrebbero aver generato terremoti come quello del 1823 ($M=5.9$) (AZZARO et alii, 2000).

NERI et alii (2003) hanno calcolato i meccanismi focali dei terremoti con profondità minore di 50 km, avvenuti nell'area siciliana e calabra tra il 1978 e il 2001; nella Fig. 80 sono riportate le soluzioni dei piani di faglia i cui parametri sono stimati con un errore medio minore di 20° . Benché i meccanismi focali indichino che nell'area è presente un'elevata eterogeneità del campo di deformazione, gli Autori hanno distinto gruppi di meccanismi focali omogenei. Lo stile di deformazione nelle aree delle Isole Eolie e del Golfo di Patti (gruppi WEOL, WEOL-NE e WEOL-SW in Fig. 49) varia da tipo distensivo con orientamento

L'elevato tasso di sismicità nel Golfo di Patti e nell'area tra Alicudi e Vulcano è associabile ai due sistemi di faglie trascorrenti destre, Patti-Vulcano-Salina e Sisifo, orientati rispettivamente NO-SE e ONO-ESE. I terremoti strumentali più energetici sono avvenuti in quest'area il 15 aprile 1978 e il 28 maggio 1980 con magnitudo rispettivamente 5.5 e 5.7 (Fig. 79) e sono connessi con gli spostamenti lungo queste faglie (NERI et alii, 1996).

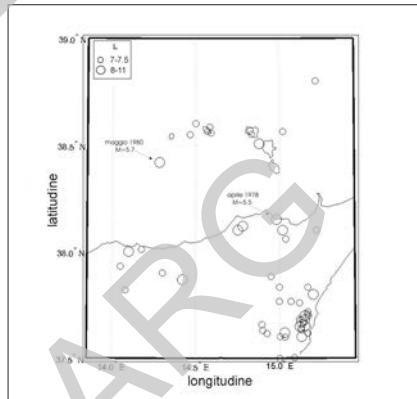


Fig. 79 - Epicentri dei terremoti con intensità maggiore uguale a 7 avvenuti in un'area comprendente il Golfo "Patti".

sud-ovest di uno dei piani nodali a compressivo con orientamento nord-est.

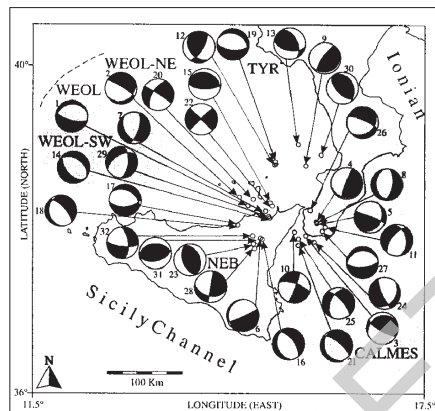


Fig. 80 - Soluzioni dei piani di faglia calcolati per alcuni terremoti avvenuti nell'area siciliana e calabra tra il 1978 e il 2001 da NERI et alii (2003). L'errore medio della stima dei parametri è minore di 20°.

Nella Fig. 81 sono riportati i meccanismi focali degli eventi con $M > 5$ avvenuti il 15 aprile 1978, il 28 maggio 1980 e di un evento avvenuto in Calabria meridionale a marzo 1978 con $M = 5.6$. Il terremoto di Patti del 1978 è caratterizzato da un meccanismo trascorrente destro con una piccola componente inversa;

il campo di deformazione relativo al terremoto dell'arco eolico del 1980 è di tipo compressivo con una minore componente di trascorrenza destra; l'evento dell'area calabrese ha un meccanismo di faglia normale.

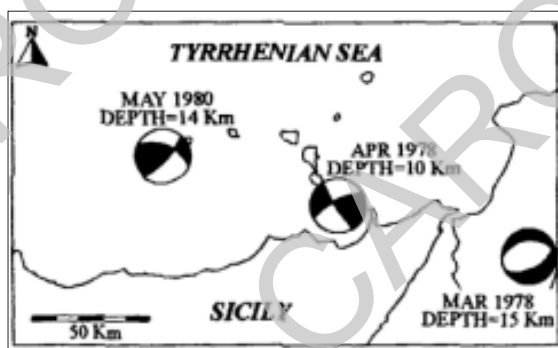


Fig. 81 - Soluzioni dei piani di faglia degli eventi con $M > 5$ avvenuti il 15 Aprile 1978, il 28 Maggio 1980 e l'11 Marzo 1978.

2. - SISMICITÀ

L'attività sismica degli ultimi 20 anni registrata in un'area circostante il Foglio "Patti" (Fig. 82) è caratterizzata da circa 3500 eventi dei quali circa l'89% sono strettamente concentrati attorno ad una profondità media di circa 10 km. Il restante 11% è costituito da eventi distribuiti omogeneamente rispetto alla profondità fino ad oltre 400 km attorno ad un piano che immerge verso nord-ovest

con un angolo di circa 60° e connessi con lo *slab* di litosfera ionica che immerge sotto l'arco calabro (GIUNTA *et alii*, 2004).

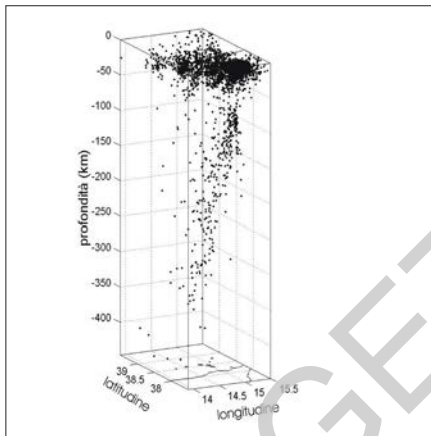


Fig. 82 - Distribuzione ipocentrale degli eventi avvenuti tra il 1988 e il 2002 in un'area comprendente il Foglio "Patti".

al contrario di quelle dell'insieme totale che sono risultate molto più piccole. I *cluster* di *aftershock* della sismicità più superficiale delineano allineamenti che sono coerenti con le strutture tettoniche principali di quest'area. Per quantificare la densità spaziale della componente indipendente della sismicità nell'area di studio è stata effettuata una stima dell'intensità del fenomeno mediante una combinazione di funzioni *kernel* gaussiane bivariate centrate in ciascun epicentro sismico (ADELFIO *et alii*, 2006).

Le varianze lungo le direzioni est-ovest e nord-sud, ottimizzate in funzione della distribuzione dei dati, sono rispettivamente 21.7 km e 7.1 km.

La distribuzione spaziale dell'intensità (Fig. 83) mostra due massimi dell'attività sismica: uno dei due è localizzato nella zona del Golfo di Patti e l'altro in corrispondenza delle Isole Eolie. La sismicità degli ultimi 20 anni è stata inoltre analizzata nel dominio della magnitudo. Per gli eventi dell'area di Fig. 82 sono stati stimati il valore di *b* della legge di Gutenberg-Richter e l'intervallo di confidenza al 95%, utilizzando lo stimatore di TINTI & MULARGIA (1987) non distorto dal raggruppamento dei dati. In particolare, per gli eventi più profondi, connessi con lo *slab* ionico, il valore di *b* è risultato uguale a 0.60 ± 0.19 , mentre per gli eventi superficiali è stato stimato il valore 1.15 ± 0.13 , che è confrontabile con il valore 1.08 ± 0.19 ottenuto per la componente indipendente della sismicità dell'intera area sud-tirrenica (v. ADELFFIO *et alii*, 2006).

Un'analisi di completezza di questi insiemi di dati ha indicato una magnitudo locale di soglia circa uguale a 2.6. L'attività sismica superficiale ha una spiccata tendenza a manifestarsi attraverso sequenze di *aftershocks* talvolta preceduti da *foreshocks*. Questa è stata valutata in modo quantitativo confrontando le dimensioni di correlazione stimate nei domini delle coordinate epicentrali e del tempo, sia per la componente indipendente della sismicità sia per l'insieme totale di eventi (ADELFIO *et alii*, 2006). Le dimensioni di correlazione relative agli eventi indipendenti sono risultate prossime a quelle attese per distribuzioni uniformi,

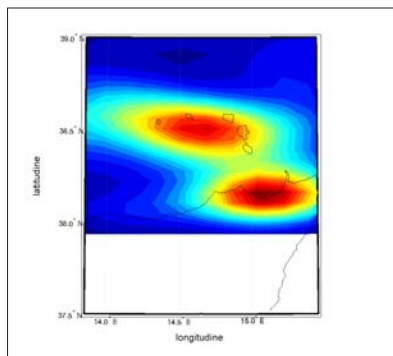


Fig. 83 - Distribuzione spaziale dell'intensità della componente indipendente della sismicità dell'area di studio.

Nella Fig. 84 sono riportate le storie sismiche di quattro siti che ricadono all'interno del Foglio "Patti": Brolo, Naso, Patti e Capo d'Orlando.

Si sono calcolate le intensità ai siti per mezzo della legge di attenuazione di GRANDORI (1987), utilizzando come valori dei coefficienti quelli riportati in PERUZZA (1996) per la zona sismogenetica 74. Patti è il sito in cui sono state risentite le maggiori intensità e dove è avvenuto l'evento più catastrofico (evento del 15 aprile 1978 con $I_0 = 9$. I danni più gravi subiti da queste località sono inoltre legati al terremoto di Messina del 28 dicembre 1908 con $I_0 = 11$, ai terremoti

avvenuti a Naso il 25 agosto 1613 e il 10 maggio 1739, e al terremoto del 10 marzo 1786 avvenuto a est di Patti.

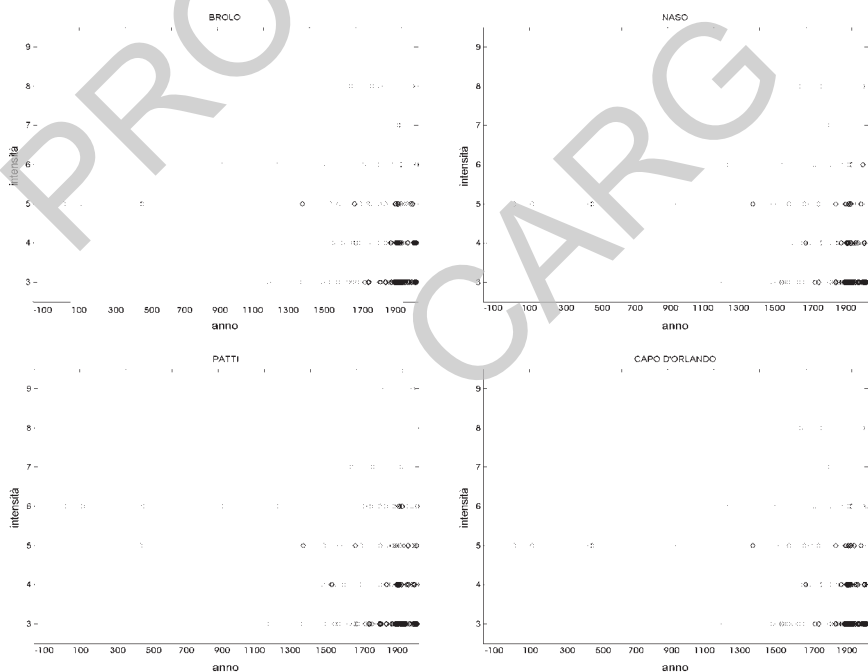


Fig. 84 - Storia sismica dei siti: a) Brolo, b) Naso, c) Patti, d) Capo d'Orlando.

3. - PERICOLOSITÀ

Per i quattro siti precedentemente indicati (Brolo, Naso, Patti e Capo d'Orlando) sono stati calcolati i tempi di ritorno medi per ogni classe di intensità applicando un metodo probabilistico (MAGRI *et alii*, 1994). I dati d'intensità epicentrale utilizzati sono relativi a circa 2700 terremoti sia storici che strumentali, avvenuti in un'area comprendente il Foglio "Patti" e distanti dai siti al più 420 km. Questi sono stati estratti dal catalogo parametrico dei terremoti italiani (217 a.C. - 1992), dal catalogo macrosismico dei terremoti etnei (1832 - 2001) e dal catalogo della sismicità strumentale dell'INGV (1983 - 2004).

Per l'insieme degli eventi considerati è stata effettuata l'analisi della completezza osservando la variazione della pendenza del grafico relativo al numero cumulato di eventi in funzione del tempo. Il tempo da cui è possibile considerare il catalogo "completo" per le intensità epicentrali comprese fra 3 e 5 è intorno al 1975 (epoca in cui in Italia il catalogo si arricchisce di numerosi dati strumentali); fin dal 1879, limite utilizzato in questa applicazione, si osserva comunque un accettabile grado di completezza dei dati per questi livelli d'intensità (Fig. 85a). Le curve relative ai livelli d'intensità epicentrale superiori o uguali a 7, a causa del limitato numero di eventi, non permettono valutazioni attendibili delle soglie di completezza. Pertanto si è fissato un intervallo di completezza, determinato attraverso l'analisi della curva relativa alla soglia di intensità 6 (Fig. 85b), che è stato utilizzato anche per le soglie superiori a 6.

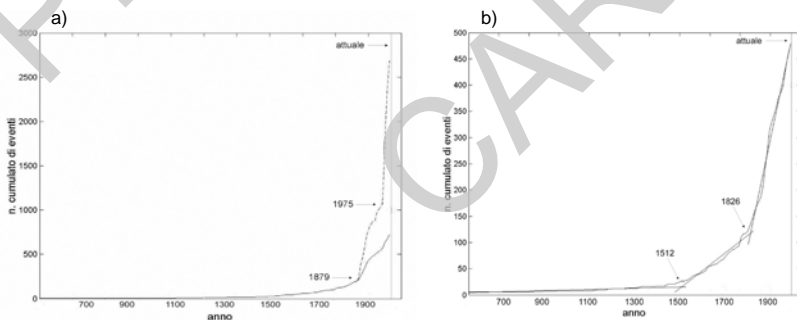


Fig. 85 - Grafici del numero cumulato di eventi in funzione del tempo: a) evento con $I \geq 3$ (linea tratteggiata) ed eventi con $I \geq 5$ (linea continua); b) eventi con $I \geq 6$.

Tale curva mostra un elevato grado di completezza dai primi anni del XIX secolo. Poiché si è ritenuto a priori che tale intervallo temporale sia troppo piccolo rispetto al tempo di ritorno atteso per i terremoti di maggiore intensità, si è deciso di utilizzare per il loro calcolo gli eventi avvenuti dopo il 1512, considerando che

i tempi di ritorno attesi sono stati calcolati modificando lo stimatore di MAGRI *et alii* (1994) in modo da considerare la variazione del limite di completezza del catalogo in funzione dell'intensità epicentrale.

Lo stimatore adottato è:

$$\hat{\tau}(I) = \left(\sum_{I_e=1}^{12} \frac{1}{T(I_e)} \sum_{i=1}^n p_i(I_e) R(I|r_i, I_e) \right)^{-1}$$

dove: $R(I|r_i, I_e)$ è la probabilità di un effetto al sito I per l' i -esimo evento sotto la condizione che la sua intensità epicentrale fosse I_e e la distanza r_i , $p_i(I_e)$ indica la probabilità che l' i -esimo evento abbia un'intensità epicentrale I_e , n è il numero di eventi e $T(I_e)$ è il periodo di completezza relativo agli eventi con intensità epicentrale I_e .

Il reciproco di $\tau(I)$ esprime il tasso annuo di superamento dell'intensità I .

Lo stimatore della deviazione standard di $\hat{\tau}(I)$ utilizzato coincide con quello di MAGRI *et alii* (1994) a parte l'esistenza del termine dipendente dalla varianza della distribuzione degli intertempi degli eventi, dal quale non può dipendere la deviazione standard dello stimatore.

La nuova espressione è quindi:

$$\sigma_{\tau}(I) = \tau^2(I) \left(\sum_{I_e=1}^{12} \frac{1}{T^2(I_e)} \sum_{i=1}^n p_i(I_e) R(I|r_i, I_e) [1 - p_i(I_e) R(I|r_i, I_e)] \right)^{1/2}$$

In questa applicazione si è fatta l'assunzione che la probabilità di un'attenuazione $I_e - I$ ad una distanza r_i dall'epicentro sia indipendente da I_e e dalla profondità ipocentrale così come in MAGRI *et alii* (1994), dove sono riportati i parametri della funzione $R(I|r_i, I_e) = R(I - I_e|r_i)$ che esprime la legge di attenuazione dell'intensità per tutto il territorio italiano. Per potere tenere conto di un modello probabilistico di attenuazione valido per l'Italia meridionale, preliminarmente alla stima dei tempi di ritorno, è stata effettuata l'analisi del catalogo di circa 15600 intensità di sito relative ai 2700 terremoti avvenuti nell'area comprendente il Foglio "Patti", allo scopo di determinare i nuovi coefficienti.

I tempi di ritorno $\tau(I)$ e le deviazioni standard relativi ai siti Patti, Capo d'Orlando, Brolo e Naso sono riportati nella tabella 3.

I risultati di questa analisi mostrano che, sebbene le stime puntuali dei tempi di ritorno attesi abbiano un andamento regolare in funzione dell'intensità, per ognuna delle zone esaminate le deviazioni standard per le classi d'intensità 8 e 9 evidenziano la scarsa significatività delle stime puntuali ad esse relative, attribuibile alla brevità del tempo di osservazione e all'incompletezza del

catalogo. La località Patti è quella per cui i tempi di ritorno attesi sono più piccoli per ogni valore di intensità. Ad esempio, i tempi di ritorno per $I \geq 8$ (danni gravi) sono uguali a 104 anni per il sito Patti, circa 130 anni per Capo d'Orlando, 127 anni per Brolo e 135 anni circa per Naso.

Tab. 3 - *Stime dei tempi di ritorno attesi nei siti e delle deviazioni standard.*

	$I \geq 3$	$I \geq 4$	$I \geq 5$	$I \geq 6$	$I \geq 7$	$I \geq 8$	$I \geq 9$
Patti	0.7 ± 0.04	2.0 ± 0.2	5.8 ± 0.6	15.4 ± 2.3	40.3 ± 9.7	104.1 ± 41.4	277.9 ± 188.6
Capo d'Orlando	0.8 ± 0.05	2.3 ± 0.2	6.5 ± 0.7	17.0 ± 2.6	45.8 ± 12.4	131.1 ± 63.7	435.8 ± 394.8
Brolo	0.8 ± 0.05	2.2 ± 0.2	6.2 ± 0.7	16.4 ± 2.5	44.0 ± 11.6	127.5 ± 60.8	410.5 ± 360.0
Naso	0.8 ± 0.05	2.2 ± 0.2	6.4 ± 0.7	17.3 ± 2.7	47.2 ± 13.0	134.3 ± 65.9	433.4 ± 391.3

Una valutazione più prudente dei tempi di ritorno è fornita dagli estremi inferiori degli intervalli di confidenza al 95% delle stime, che sono riportati, insieme con le stime puntuali, nella Fig. 86 a,b,c,d rispettivamente per i siti Patti, Capo d'Orlando, Brolo e Naso.

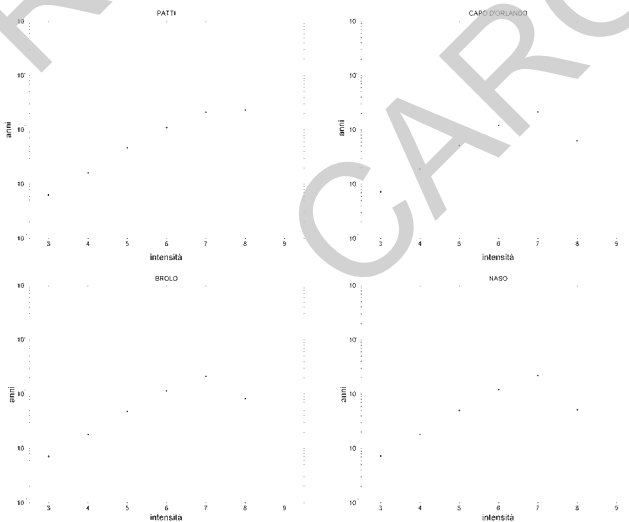


Fig. 86 - *Stime dei tempi di ritorno (rombi) in funzione dell'intensità macrosismica e dei relativi estremi inferiori degli intervalli di confidenza al 95% (asterischi) per i siti: a) Patti; b) Capo d'Orlando; c) Brolo; d) Naso.*

XV - EXTENDED ABSTRACT

The “599 - Patti” Map Sheet of Geological Map of Italy at the 1:50.000 scale was carried out in the frame of the “Progetto CARG” (L. n. 226/99), based on the convention between the Geological Survey (Servizio Geologico Nazionale, now become ISPRA) and the Regione Siciliana - Assessorato Territorio ed Ambiente.

The map sheet extends in the western coastal sector of the Messina province between the Rosmarino river, on the west, and the Timeto river on the east; the southern boundary is about along the alignment: Alcara li Fusi, Longi, Tortorici, Ucria Raccuia and S. Piero Patti villages. It includes the orographic boundary between the Peloritani and Nebrodi Mts.; in fact, it is placed on the southern ending of the Calabrian Arc and includes the connection between the Calabridi and Maghrebidi tectonic Units.

The landscape is strictly connected to the geological and structural settlement. The area is mainly mountainous, where the highest peaks correspond to the structural highs (es: Rocche del Crasto, Pizzo di Ucina, M. Cucullo, etc.), more or less N-S aligned. Generally, the metamorphic, carbonatic and dolomitic outcrops made up a roughly morphology, while smoothed landscape is characteristic of flyschoid sequences. Large streams NNW-SSE to NW-SE trending dissect the mountain ridges and lead to large coastal and alluvial planes in the northern sector of the area.

Several Authors studied the stratigraphic, petrographic and tectonic features of this region since the end of the 19th century; in the last ten years, the Sicilian University researchers try to redefine the main litological formations and the tectonic units of the literature, as described in the present Eplanatory Notes.

The area of the Sheet, is characterized in the western sector (Nebrodi) by geometrical uppermost tectonic units of the Sicilian Maghrebides, that in the eastern sector (Peloritani) are overlain by the tectonic units of the southern Calabrian Arc, through the "Taormina line". The present day orogen derives from the late Oligocene-Neogene deformation of the original north-african paleo-domains piled up since early Miocene, in a south verging thrust system.

In the Nebrodic Sector mainly Meso-Cenozoic sedimentary sequences outcrop, deriving from the deformation of the Sicilide domain, dismembered in first order tectonic unit, as Monte Soro, Poggio Pracino and Contrada Lanzeri Units.

The Peloritani Sector consists of the crystalline tectonic unit of the Peloritani Mts, from the top: Aspromonte, Mandanici, Fondachelli and Longi-Taormina Units. They set up by pre-triassic epimetamorphic basement and relative Meso-Cenozoic carbonatic-terrigenous covers, sometimes (Longi-Taormina Unit) split into subunits piled up since late Oligocene, from the bottom: Longi, Monte S. Pietro and S. Marco d'Alunzio. The Aspromonte Unit consists only in a polymetamorphic basement.

The Maghrebides units are constituted by mainly pelagic shales, marls, limestones and radiolarites ("Argille Scagliose Superiori" fm., M.te Soro flysch fm., Arenarie di C.da Lanzeri fm.) detached from their original substrate.

The Calabrian Arc units in the Peloritani are, from the bottom: 1) Longi-Taormina Unit: made up by Variscan metamorphic basement, consisting in an original Paleozoic sedimentary sequence, with devonian fossils, covered by continental to neritic and pelagic Mesozoic-Tertiary sedimentary sequences. 2) Fondachelli Unit: consists in a Variscan metamorphic (greenschist of chlorite zone) basement, as phyllites, metarenites, quartzites, metalimestones and metabasites, covered by Mesozoic Jurassic-Cretaceous limestones and dolostones. 3) Mandanici Unit: is represented by a Variscan metamorphic basement (phyllites, metarenites, quartzites, marble, porphyroid and amphibolite schists) of greenschist to amphibolites facies. Few carbonatic-arenaceous bodies, outcropping near S. Angelo di Brolo, interposed between the phyllites and the Aspromonte Unit, are inferred as the Mandanici Mesozoic cover. 4) Aspromonte Unit: consists only in Variscan metamorphites (paragneiss, micaschists, amphibolites, marble) of granulites to amphybolites facies, with pre-Variscan granulites relics, intruded by late Variscan plutonics. An Alpine overprint re-equilibrates both Variscan metamorphics and plutonics into Alpine greenschist to amphibolite facies.

In the Peloritani sector the crystalline units are unconformably covered by

the late Oligocene-Burdigalian clastic and terrigenous Capo d'Orlando turbidites, filling sintectonic sedimentary basins, later on subdivided in several tectonic sheets. The sedimentation of the terrigenous succession of the Capo d'Orlando fm. is cut-off by the arriving of the "Antisicilide" tectonic Unit, consisting in the Argille Scagliose of the Peloritani Mts, made by varicoloured shales, argillites and silty-clays. On this tectonic Unit unconformably overlay a calcareous and marly-calcareous early-mid Miocene succession formed by the Calcareni di Floresta and Marne di M.te Pitò fms.

The whole tectonic stack is in turn unconformably covered by mid Miocene-Pleistocene clastic, evaporitic and carbonatic deposits (S. Pier Niceto fm, Gessoso-solfifero Group, Trubi and S. Corrado calcarenites fms.) and marine, transitional and continental Quaternary deposits.

The architecture of the Nebrodi-Peloritani Tectonic Units, outcropping along the "Taormina Line", is characterized by different tectogenetic events, producing a *thin-skin* deformational style occurring since Oligocene to Pliocene, through a *piggy-back thrust* sequence. The fold and thrust axial surfaces trend indicates a general southverging imbricated configuration, including the wide sole-thrust of the Peloritani Sector of the Calabrian Arc up to the Maghrebic Sicilides.

Recent high-angle brittle geometries re-oriented the older compressional structures, both cut by Plio-Pleistocene strike- and net-slip fault systems.

In the geological map stratigraphic and tectonic boundaries are mapped; in the tectonic contacts different hierarchical order structures are distinguished: main thrust (1st order), secondary thrust (2nd order), high angle reverse faults, normal and transcurrent faults. Undifferentiated tectonic contacts (detachments) are also represented between metamorphic basement and related Meso-Cenozoic sedimentary covers and/or various level of the last ones.

Morfobathymetric (Multibeam and Side Scan Sonar) data, high resolution and high penetration seismic reflection profiles and grab samples were used to define the features of the marine area between the Gulf of Patti and the Capo Calavà-Marina di Torrenova offshore. The area, 147 km² wide, is influenced by the sedimentary supply of torrential rivers ("fiumare"). The continental shelf is 0.5 to 5 km wide, being 0.6 to 5° dipping. Caprileone, Capo d'Orlando and Tindari offshore are wider and less dipping, while Naso and Capo Calavà offshore are narrower and more dipping. The shelf edge, uneven and 50-150 m deep, is mainly erosional and scalloped by headscars and canyon heads. Along the slope mainly straight V shaped canyons, with dendritic to sinuous channels and rills, transport turbiditic sediments. The canyon heads cut the shelf edge and in some cases approach the coastline. Retrogressive failures eroded the shelf deposits, which are unstable for the steep gradient.

Offshore Patti sheet the marine prolongation of the Calabrian-Peloritan crystalline rocks are unconformably covered by Meso-Cenozoic sedimentary

successions, overlain by Messinian evaporites and lower Pliocene pelagic carbonates (“Trubi”). Upper Pliocene-upper Pleistocene hemipelagic and turbiditic deposits (Supersintema Noemi) follow upwards. They are covered by the late Quaternary depositional sequence, formed during the last eustatic fluctuation, constituted by the Lowstand, Transgressive and Highstand systems tracts, the latter representing the Holocene pelites draping the sea bottom. Three sedimentary basins (Capo d’Orlando, Naso and Tindari basins), pertaining to the eastern portion of the Cefalù basin, hold the largest thicknesses of the Plio-Pleistocene deposits. We individuated 4 sedimentological facies (sand, sandy silt, silt and clay) distributed in the inner shelf, outer shelf and slope depositional systems. In some areas the inner shelf is characterized by *Posidonia oceanica* and *Cymodocea nodosa* meadows. Fluid seepage reduce the sediment consolidation and stability.

Sub-vertical NNW-SSE strike-slip faults lick the northern edge of the Patti sheet, while a dense network of extensional to transtensional faults affect both the pre-Pleistocene substrate and the Pleistocene-Holocene succession.

E-W, NW-SE and NE-SW extensional faults are responsible during the Pliocene for the opening of the Capo d’Orlando basin. During the Pleistocene NW-SE to NNW-SSE extensional to transtensional faults affected the eastern sector (Tindari basin), while WSW-ESE systems occurred in the Capo d’Orlando-Capo Calavà area (Naso basin) and NE-SW faults are parallel to the coastline in the western sector. A subsequent inversion tectonics deformed the Pleistocene deposits. From the Late Pleistocene on NW-SE to WNW-ESE extensional faults affected the Pleistocene-Holocene deposits in the central and eastern marine areas. Neotectonics and seismicity are responsible for the sole instability and gravitational deposition along the continental slope.

These Explanatory Notes includes also some indications about the geomorphological characteristics of the area connected with the main processes.

Finally, mining activity and seismicity aspects are synthesized.

1 - PATTI SHEET LEGEND

QUATERNARY DEPOSITS SUBMERGED DEPOSITS

Inner continental shelf depositional System(g₁₉)

Wedge-shaped coarse to fine sands and sandy silts.

Outer continental shelf depositional system (g₂₁)

Wedge to tabular-shaped silts and muds.

Continental slope depositional system (m₂)

Lens to wedge-shaped silts and muds.

Noemi supersynthem

Piacentian to Ionian deposits, usually buried in the continental shelf. Lower boundary unconformity above TRB or older deposits. Upper boundary at the base of the late Quaternary depositional sequence.

CONTINENTAL TO TRANSITIONAL DEPOSITS

Slope deposits (a)

Detritus and poor sorted and coarse roughly materials of variable thickness.
OLOCENE

Landslides deposits (a₁)

Gravitational chaotic deposits, poor sorted, in a sandy-clayey matrix if in sedimentary terrains, and/or metaclastic if in crystalline terrains.
OLOCENE

Beach deposits (g₂)

Sands and polygenic and poor sorted gravels.
OLOCENE

***Present alluvial deposits* (b_a)**

Gravels, sands and silty-clays make the actual main stream beds. The coarse and poor sorted portion is made by flattened and roundly or angular clasts. Thickness: till 20 meters.

OLOCENE

***Recent alluvial deposits and coastal plain deposits* (b_b)**

Heterometric and polygenic gravels, coarse sands in a grey-dark silty-clayey matrix, laterally passing to stratoid gravels along the piedimont zone (alluvial fan deposits). Thickness: till 20 meters.

OLOCENE

***Stream terrace deposits* (b_n)**

Terraced brown to yellowish heterometric and polygenic gravels, with mainly roundly clasts, sands and silty-clays. Thickness: several tens of meters.

Mid-late PLEISTOCENE

MARINE TO TRANSITIONAL DEPOSITS

***Marine terrace deposits* (g_n)**

Yellowish sands, sometimes gravelly, silts and gravels, with heterometric roundly and flattened clasts in a sandy matrix. These deposits form several marine terrace orders. Thickness: few meters.

Mid-late PLEISTOCENE

***Sabbie e ghiaie di Messina* (MSS)**

Yellow to grey-reddish, clino-stratified and poorly cemented sands, gravels and conglomerates laying unconformably on the older deposits. Thickness: till 75 meters.

Mid-PLEISTOCENE

EARLY PLIOCENE- MIDDLE PLEISTOCENE PELORITANI MTS. SUCCESSION

Calcareniti di S. Corrado (ORD)

Conglomerates passing upwards to yellowish sands interbedded with biocalcarenites with planktonic foraminifera (*Globorotalia truncatulinoides excelsa*) and calcareous nannofossils MNN19f biozone. The sands are followed upward by calcarenites and silty clays. The lower boundary of the formation is represented by an erosional unconformity. Thickness: till 75 meters.

Mid-PLEISTOCENE

Formazione Rometta (ROE)

Yellowish shallow-water calcarenites and sands, with abundant macrofossils levels or lenses. Nannofossils associations of MNN19b biozone. Thickness: till 150 meters.

Early PLEISTOCENE

Trubi (TRB)

Marls and marly limestones reciprocally alternating in decimetric layers, with calcareous plankton. Locally are present conglomerates with sandy matrix levels of metamorphic clasts. MNN12 and MNN13 nannofossil biozone associations. Foraminifera biozones MPI 1, MPI 2 and MPI 3. Thickness: maximum 70 meters.

Early PLIOCENE

MIDDLE MIOCENE-MESSINIAN CLASTIC AND EVAPORITIC DEPOSITS
GESSOSO-SOLFIFERO GROUP (Gs)

Calccare evaporitico (GS_a)

Massive evaporitic limestones, with intercalated carbonatic laminites. Thickness: maximum 50-60 meters.

Late MESSINIAN

Formazione S. Pier Niceto (PCT)

Poligenic, matrix supported conglomerates, with elements of the crystalline basement, and subordinately carbonates or quarzarenites. Alternation of coarse-grained sandstones, silty-clays and marly-clays. MNN6 and MNN7 nannofossil biozone associations. Thickness: maximum 100 meters.

Late LANGHIAN-Early MESSINIAN

EARLY-MIDDLE MIOCENE CALCAREOUS AND MARLY DEPOSITS

Marne di M. Pitò (PIO)

Marls, greyish clays and arenaceous thinny parallel strata. Nannofossil associations of MNN5 and foraminifera of *O. suturalis* - *G. peripheroronda* biozones. Thickness: maximum 60 meters.

Late LANGHIAN

Calcareniti di Floresta (CFL)

Shallow-waters carbonates and white-yellowish bioclastic calcarenites associated with marls and sandstones, frequent in the upper levels, and conglomerates, in the lower levels, with erosional surfaces on the base. The formation unconformably overlies the ASI and COD formations. Thickness: more or less 100 meters.

Late BURDIGALIAN - LANGHIAN

“ANTISICILIDE” TECTONIC UNIT

Argille Scagliose dei Monti Peloritani (ASI)

Polychromic clays with sliced texture, often with chaotic habit, with intercalation of thin whitish hallodapic limestones, clayey shists alternating with variegated radiolarites and thin clayey-arenaceous strata. Thickness: more or less 100 meters.

Late CRETACEOUS

LATE OLIGOCENE-EARLY MIOCENE TERRIGENOUS SUCCESSIONS

Flysch di Capo d'Orlando (COD)

Heteropic or alternating conglomerates, sands and pelites, arranged into different assemblages: - mudstones containing sporadic siltstone beds, corresponding to slope sediments, frequently cut by channel filled by conglomeratic deposits (COD₁); - thin-bedded sandy turbidites, associated with thick sandstone beds (COD₂). At the bottom of the formation nannofossils of the MNP 24 and MNP 25 biozones indicating a late Oligocene age have been found, while close to the top of the formation early Miocene association with *Helicosphaera Carteri*

(MNN 2a biozone) is present. Thickness: more or less 600 meters.

Late OLIGOCENE - BURDIGALIAN

Conglomerato Rosso (GLO)

Polygenic conglomerates, in reddish matrix. The conglomeratic heterometric elements mainly are made by crystalline or carbonatic clasts; these latter sometimes made up greyish or yellowish dolomitic olistrostromes (ca) containing pseudo-oolitic crystalline mudstones and calcareous breccias (“Calcari di Rocca Novara”). The formation irregularly outcrops at the base of Capo d’Orlando flysch. Thickness: till 100 meters.

Late OLIGOCENE

KABILO-CALABRIDE CHAIN (PELORITANI SECTOR) ASPROMONTE TECTONIC UNIT

Metamorfiti dell’Aspromonte

Variscan amphibolite facies basement, intruded by late Variscan plutonites, affected by a polyphase alpine overprint from MP-BT amphibolites facies to MP-BT greenschists facies. The Mesozoic sedimentary cover is completely absent.

Paragneiss passing to micashists (PMA_a), with interlayered minor amphibolites, meta amphibolites and Ca-silicate fels. **Augen**neiss (PMA_b) with metagranitoid, meta-pegmatitic and meta- aplites veins are also present. Large bodies of granodioritic-monzogranitic **Plutonites** (PMP) with fine- to medium-coarse grain size. Massive mpure **Marbles** (PMA_c) medium-coarse grain sized associated to amphibolites and Ca-silicate fels. Garnet **Paragneiss** passing to micashists (PMA_d; cfr “Mela Unit”), porphyroblastic fabric, static crystallization on the main foliation of staurolite, granet, kianite, syllimanite, cordierite and amphibolite are present too. Thickness: about 1000 meters.

PALEOZOIC

MANDANICI TECTONIC UNIT

MESOZOIC SUCCESSIONS

Arenarie di Romano (AAO)

Coarse grain calcarenites, siltites and grey-brownish pelites with interbedded

breccias, passing to greyish marls and marly-limestones. Thickness: few tens of meters.

PLIENSBACHIAN-MIDDLE AALENIAN

Dolomie di Fiumara S. Angelo (DLS)

Macro-crystallines massive greyish dolostones. Thickness: till 50 meters.
Early LIAS

Verrucano Peloritano (VEP)

Continental arenaceous redbeds with cherty shales intercalations and at the base reddish quartzitic conglomerates mainly made by clasts of Palaeozoic white quartzites and black cherts. Thickness: few tens of meters.

Late TRIASSIC - HETTANGIAN

VARISCAN BASEMENT

Metamorfiti di Mandanici

Dark-greenish graphitic, chloritic, sericitic, biotitic **Phyllites** (FDN_b) passing laterally to fine-coarse grain massive metarenites, with intercalated sericitic quartzites and metabasitic bodies. Dark-greyish **Marbles** (FDN_a) generally biotitic and quartzitic. Thickness: maximum 700 meters.

PALEOZOIC

FONDACHELLI TECTONIC UNIT

MESOZOIC SUCCESSIONS

Calcari e Dolomie di Sorrentini (DOA_a)

Dolomitic and grey and reddish algal limestones. Thickness: few tens of meters.

Early LIAS

Verrucano Peloritano (VEP)

Quartzitic arenaceous redbeds interbedded with cherty shales. Thickness: few tens of meters.

Late TRIASSIC - HETTANGIAN

VARISCAN BASEMENT

Metamorfiti di Fondachelli

Greyish graphitic **Phyllites and Metarenites** (FND) with prevalent sericite and quartz and minor chlorite, albite, muscovite, ilmenite and tormaline, and foliated **Quartzitic** bodies (FND_a) Thickness: maximum 500 meters.
PALEOZOIC

LONGI-TAORMINA TECTONIC UNIT

MESOZOIC SUCCESSIONS

S. MARCO D'ALUNZIO SUB-UNIT

Scaglia (SCA)

Reddish, grey and yellowish marls and marly limestones with calcarenites, fine breccias and yellowish siltites added. Thickness: maximum 100 meters.

Early CRETACEOUS - *mid.* EOCENE

Rosso di S. Marco (RMA)

Dark-grey and reddish limestones and dolomitic algal limestones, often re-crystallized. On the top of the formation are present reddish limestones with ammonitic, belemnitic echinodermal fossils. Thickness: about 60 meters.

PLIENSBACHIAN - *Early* TITHONIAN

Verrucano Peloritano (VEP)

Quartzitic arenaceous redbeds interbedded with cherty shales. Thickness: maximum 10 meters.

Late TRIASSIC - HETTANGIAN

MONTE S. PIETRO SUB-UNIT

Scaglia (SCA)

Reddish, grey and yellowish calcilutites and marly limestones, with interbedded thin silicoclastic or intraclastic sandstones, gradually passing upward

to yellowish arenaceous-clayey levels. Thickness: more or less few tens of meters.
Late CRETACEOUS - *Mid* EOCENE

Maiolica (MAI)

Cherty whitish calcilutites, and marly limestones and interbedded thin clay levels with belemnites and ammonites fossils. Thickness: till 100 metres.
 BARRHEMIAN - APTIAN

Rosso Ammonitico (RSA)

Pinkish limestones and marls, with radiolarites and bedded cherts, and yellowish pseudonodular limestones. Thickness: maximum 20 meters.
 TOARCIAN - TITHONIC p.p.

Medolo Group (MD)

Limestones and marly limestones interlayered with grey-greenish marls and black bedded cherts. Thickness: maximum 200 meters.
 PLIENSBACHIAN *p.p.*

Calcari e Dolomie di Taormina (DOA)

White greish dolomitic limestones massive and saccaroid yellowish dolostones. Thickness: maximum 170 meters.
 SINEMURIAN - PLIENSBACHIAN

Verrucano Peloritano (VEP)

Quartzitic arenaceous redbeds interbedded with siltites, passing to quartzitic and metamorphic conglomerates. Thickness: maximum 10 meters.
Late TRIASSIC - HETTANGIAN

LONGI SUB-UNIT

Flysch di Frazzanò (FRZ)

Arenaceous, pelitic and conglomeratic turbiditic sequence, with feldspatic to arkosic litoarenites at the base, mainly followed by canalized conglomerates. Thickness: Maximum 70 meters.
Mid- EOCENE - *Late* OLIGOCENE

***Scaglia* (SCA)**

Reddish, grey and yellowish calcilutites and marly limestones, with interbedded thin silicoclastic or intraclastic sandstones, gradually passing upward to yellowish arenaceous levels. Thickness: more or less 200 meters.

Late CRETACEOUS - *Mid* EOCENE

***Maiolica* (MAI)**

Cherty whitish calcilutites and greenish marls. Thickness: few tens of metres.
BARRHEMIAN - APTIAN

***Medolo Group* (MD)**

Limestones and marly limestones interlayered with blue-greyish marls and black bedded cherts. The cherty marly limestones contain algae, benthonic foraminifera, gasteropods and crinoids. Thickness: maximum 100 meters.

PLIENSBACHIAN

***Calcari neri e Calcari massivi di Longi* (LOG)**

Darkish limestones with rare black bedded chert, with interbedded grey marly calcilutites (LOG_a), passing upward and laterally to white-greyish or pinkish massive limestones and dolostones (LOG_b), locally associated with algal and foraminifera oolitic-bioclastic calcarenites. Thickness: more or less 100 metres.

SINEMURIAN - PLIENSBACHIAN

***Verrucano Peloritano* (VEP)**

Continental arenaceous redbeds with cherty shales intercalations and at the base reddish quartzose conglomerates mainly made by clasts of palaeozoic white quartzites and black cherts. Thickness: over 300 meters.

Late TRIASSIC - HETTANGIAN

VARISCAN BASEMENT

***Epimetamorfiti di Longi-Taormina* (TAM)**

Grey-greenish metarenites and metasiltites, metarkoses and quartzites, in places metavolcanics, of subgreenschist to greenschist facies. Locally are present black tentaculites metalimestones (Devonian). Thickness: maximum 300 meters.

PALEOZOIC

MAGHREBIAN UNITS (NEBRODIC SECTOR)

SICILIDI TECTONIC UNITS

C.DA LANZERI TECTONIC UNIT

Formazione di C.da Lanzeri (RLA)

Turbiditic sandstones and brown reddish conglomerates reworking phyllades and gneisses from the peloritian basements, passing to radiolarites and interbedded slump breccias. Thickness: more or less 50 meters.

KIMMERIDGIAN - VALANGINIAN

POGGIO PRACINO TECTONIC UNIT

“Argille Scagliose Superiori” (ASF)

Varicoloured alternating dark grey marly clays, arenites, siltites and quartzarenites with intercalation of whitish marly calcilutites, thin bedded calcarenites (ASF_a); rare planktonic foraminifera microfaunas. Thickness: 400 meters.

Early CRETACEOUS

MONTE SORO TECTONIC UNIT

Flysch di Monte Soro (SOR)

Turbiditic sequence constituted by dark-grey marly clays, with interbedded allodapic calcilutites and rare calcarenites (SOR_a), passing upward to greenish quartz-rich sandstones and interbedded thin pelites (SOR_b). Thickness: 350 metres.

Late CRETACEOUS

BIBLIOGRAFIA

- ACCORDI B. (1960) - *Segnalazione di un'ittiofauna del Cretaceo medio sull'altipiano di Floresta (Sicilia Nord-orientale)*. Boll. Soc. Geol. It., **79**: 1, 53-56.
- ADELFO G., CHIODI M., DE LUCA L., GIORGIANNI A., GIUNTA G., LUZIO D., VITALE M. (2006) - *Southern-Tyrrhenian seismicity in space-time-magnitude domain*. Annals of Geophysics. **49** (6): 1245-1257.
- AGATE M., BALISTRERI G., BASILONE L., CATALANO R., CONTINO A., MERLINI S., PEPE F. & SULLI A. (2001) - *Deep and shallow structures of the Termini basin in the geological framework of the Southern Tyrrhenian margin*. GEOITALIA, Chieti, 3° Forum FIST, p. 75.
- AGATE M., D'ARGENIO A., DI MAIO D., LO IACONO C., LUCIDO M., MANCUSO M. & SCANNAVINO M. (1998) - *La dinamica sedimentaria dell'Offshore della Sicilia Nord-Occidentale durante Il Tardo Quaternario*. In: R. CATALANO & G. LO CICERO (Eds): "Guida alle escursioni". vol. 1, Atti del 79° Congr. Naz. Soc. Geol. It., pp 157-167.
- ALVAREZ W., COCOZZA T. & WEZEL F.C. (1974) - *Fragmentation of the Alpine orogenic belt by micro-plate dispersal*. Nature, **248**: 309-314.
- AMODIO MORELLI L., BONARDI G., COLONNA V., DIETRICH D., GIUNTA G., IPPOLITO F., LIGUORI V., LORENZONI S., PAGLIONICO A., PERRONE V., PICCARRETA G., RUSSO M., SCANDONE P., ZANETTIN LORENZONI E. & ZUPPETTA A. (1976) - *L'arco Calabro-Peloritano nell'orogene Appenninico-Maghrebide*. Mem. Soc. Geol. It., **17**: 1-60.
- ANDREATA C. (1941) - *Studi geologici e petrografici sul cristallino dei Monti Peloritani*. Boll. R. Uff. Geol. It., **41**: 1-91.
- ARGNANI A., SERPELLONI E. & BONAZZI C. (2007) - *Pattern of deformation around the central Aeolian Islands: evidence from multichannel seismic and GPS data*. Terra Nova, **19** (5): 317-323.
- ARNONE G., DE ROSA P. & MASCAI A. (1979) - *Osservazioni geologiche nella zona di Longi (M. Peloritani occidentali)*. Boll. Soc. Geol. It., **98**: 217-226.
- ASCENZI A. & SEGRE A. (1971) - *A new Neanderthal child mandible from an upper Pleistocene site in southern Italy*. Nature, **233**: 280-282.
- ATZORI P. (1968) - *Studio geo-petrografico dell'affioramento mesozoico di Ali Terme (Messina)*. Atti Acc. Gioenia Sc. Nat. Catania, **20**: 134-172.
- ATZORI P. (1969) - *Metamorfiti a pirosseni e wollastonite nel cristallino dei M. Peloritani (Sicilia)*. Atti Accad. Gioenia, Sci. Nat. Catania, (6) **20**: 163-178.
- ATZORI P. (1970a) - *Contributo alla conoscenza degli scisti epizonali dei Monti Peloritani (Sicilia)*. Riv. Min. Sic., **21** (124-126): 1-21.
- ATZORI P. (1970b) - *Caratteri petrografici e petrochimici di un metadiabase dei Peloritani occidentali*. Rend. Soc. It. Min. Petr., **26**: 411-426.
- ATZORI P. (1972) - *Le anfiboliti della zona tra Mandanici e Altolia (Peloritani)*. Per. Miner., **41**: 511-538.
- ATZORI P., CARVENI P., LENTINI F., PEZZINO A. & VEZZANI L. (1977) - *Posizione strutturale dei lembi mesocenozoici dell'Unità di Rocca Novara nei Monti Peloritani (Sicilia nord-orientale)*. Boll. Soc. Geol. It., **96**: 331-338.
- ATZORI P., CIRRINCIONE R., DEL MORO A. & PEZZINO A. (1994) - *Structural, Metamorphic And Geochronologic Features Of The Alpine Event In South-Eastern Sector Of The Peloritani Mountains (Sicily)*. Period. Miner., **63**: 113-125.
- ATZORI P. & D'AMICO C. (1972) - *Rapporti tra gneiss occhiadini e filladi a Savoca (Peloritani, Sicilia)*. Miner. Petrogr. Acta, **19**: 83-96.
- ATZORI P., D'AMICO C. & PEZZINO A. (1974) - *Relazione geo-petrografica preliminare sul cristallino della catena peloritana (Sicilia)*. Miner. Petrogr. Acta, **18**: 83-96.
- ATZORI P., DEL MORO A. & ROTTURA A. (1990) - *Rb-Sr radiometric data from medium to high grade metamorphic rocks (Aspromonte Nappe) of the North-Eastern Peloritani Mountains (Calabrian Arc), Italy*. Eur. J. Mineral., **2**: 363-371.

- ATZORI P., GHISETTI F., PEZZINO A. & VEZZANI L. (1978) - *Strutture ed evoluzione geodinamica recente dell'area peloritana (Sicilia nord-orientale)*. Boll. Soc. Geol. It., **97**: 31-56.
- ATZORI P., GHISETTI F., PEZZINO A. & VEZZANI L. (1983) - *Carta geologica del bordo occidentale dell'Aspromonte. Scala 1:50.000*. S.E.L.C.A., Firenze.
- ATZORI P., IOPPOLO S., MACCARRONE E., PEZZINO A. & PUGLISI G. (1976) - *I paragneiss e micascisti della catena peloritana*. Rend. Soc. Ital. Mineral. Petrol., **32**: 479-496.
- ATZORI P., LENTINI F., VEZZANI L., LO GIUDICE A. & PEZZINO A. (1975) - *Natura e significato dei lembi interposti tra la Falda dell'Aspromonte e la Falda di Mandanici nei M. Peloritani (Sicilia nord-orientale)*. Boll. Soc. Geol. It. **94**: 789-795.
- ATZORI P. & LO GIUDICE A. (1982a) - *I Gneiss occhidini del messinese: caratterizzazione geo-petrografica e petrochimica*. Period. Mineral., **51**: 15-34.
- ATZORI P. & LO GIUDICE A. (1982b) - *Il complesso occhidnico del messinese e relative biotiti: analisi statistica delle variabilità petrochimiche e cristallogiamiche*. Rend. Soc. Ital. Mineral. Petrol., **38**: 1093-1100.
- ATZORI P., LO GIUDICE A. & PEZZINO A. (1985) - *Evidenze di un magmatismo Ercinico sin-orogénico nell'area peloritana. Granitoidi peralluminosi di Colle S. Rizzo (Messina)*. Miner. Petrog. Acta, **29**: 119-131.
- ATZORI P., MACCARRONE E., MESSINA A. & PUGLISI G. (1974) - *Le muscoviti delle metamorfiti di Milazzo e di alcune plutoniti calabro-peloritane* - Atti Acc. Pel. Per. Sci. Fis. Mat. Nat., **54**: 189-211.
- ATZORI P. & SASSI F.P. (1973) - *The barometric significance of the muscovites from the Savoca phyllites (Peloritani, Sicily)*. Schw. Min. Petr. Mitt., **53**: 243-353.
- ATZORI P. & VEZZANI L. (1974) - *Lineamenti petrografico-strutturali della catena peloritana*. Geol. Romana, **13**: 21-27.
- AUBOUIN J. (1965) - *Geosynclines*. Elsevier, New York & Amsterdam, 335 pp.
- AZZARO R., BARBANO M.S., RIGANO R. & ANTICHI B. (2000) - *Contributo alla revisione delle zone sismogenetiche della Sicilia*. In: F. GALADINI, C. MELETTI & A. REBEZ (Eds). "Monografia dei progetti 5.1.1-5.1.2-5.1.4". CNR - GNDT, Progetto esecutivo 1996-98, 8pp.
- BADA J.L., BELLUOMINI G., BONFIGLIO L., BRANCA M., BURGIO E. & DELITALA L. (1991) - *Isoleucine epimerization ages of Quaternary Mammals from Sicily*. Il Quaternario, **4** (1a): 49-54.
- BALDACCI L. (1886) - *Descrizione geologica dell'Isola di Sicilia*. Mem. Descr. della Carta Geol. d'It., **1**: 408 pp.
- BARBERI F., INNOCENTI F., FERRARA G. et alii (1974) - *Evolution of Eolian arc volcanism (Southern Tyrrhenian Sea)* - Earth and Planetary Science Letters, **21**: 269-276.
- BARONE A., FABBRI A., ROSSI S. & SARTORI R. (1982) - *Geological structure and evolution of the marine areas adjacent to the Calabrian arc* - Earth Evol. Sci., **3**: 207-221.
- BARRIER P. (1984) - *Evolution tectono-sédimentaire pliocène et pleistocène du Déroit de Messine*. Thèse Un. Marseille, 270 pp.
- BARRIER P., CRAVATTE J., DECIS R., LANZAFAME G. & OTT D'ESTEVOU P. (1987) - *Mise au point stratigraphique sur les relations entre la "couverture calabride miocène" et les "terrains post-orogéniques" dans la région du Déroit de Messine*. Doc. et Trav. IGAL, **11**: 43-53, Paris.
- BAUDELLOT S., BOULLIN J.P., DURAND DELGA M., GIUNTA G. & OLIVIER P. (1988) - *Datazioni palinologiche dell'Hettangiano alla base della trasgressione mesozoica sul "Verrucano" della Sila (Calabria) e dei Monti Peloritani (Sicilia)*. Boll. Soc. Geol. It., **107**: 51-61.
- BAUMGARTNER, P.O. (1987) - *Age and genesis of Tethyan Jurassic Radiolarites*. Eclogae geol. Helv., **80** (3): 831-879.
- BELLON H., COULON C. & EDEL J. (1977) - *Le déplacement de la Sardaigne: Synthèse de données géochronologiques, magmatiques et paleomagnetiques*. Bull. Soc. Geol. Fr., **19**: 825-831.
- BEN-AVRAHAM Z., BOCCALETTI M., CELLO G., GRASSO M., LENTINI F., TORELLI L. & TORTORICI L. (1990) - *Principali domini strutturali originatisi dalla collisione noogenico-quaternaria nel Mediterraneo centrale*. Mem. Soc. Geol. It., **45**: 453-462.

- BIANCHI F., CARBONE S., GRASSO M., INVERNIZZI G., LENTINI F., LONGARETTI G., MERLINI S. & MOSTARDINI F. (1987) - *Sicilia orientale: profilo geologico Nebrodi-Iblei*. Mem. Soc. Geol. It., **38**: 429-458.
- BILLI A., BARBERI G., FACCENNA C., NERI G., PEPE F. & SULLI A. (2006) - *Tectonics and seismicity of the Tindari Fault System, southern Italy: Crustal deformations at the transition between ongoing contractional and extensional domains located above the edge of a subducting slab*. Tectonics, **25**: 1-20.
- BILLI A., PRESTI D., ORECCHIO B., FACCENNA C. & NERI G. (2010) - *Incipient extension along the active convergent margin of Nubia in Sicily, Italy: Cefalù-Etna seismic zone*. Tectonics, **29**: 1-20.
- BOCCALETTI M. & GUAZZONE G. (1972) - *Gli archi appenninici, il Mar ligure ed il Mar Tirreno nel quadro della tettonica dei bacini marginali retro-arco*. Mem. Soc. Geol. It., **11**: 201-216.
- BOCCALETTI M., NICOLICH R. & TORTORICI L. (1990) - *New data and hypothesis on the development of the tyrrhenian basin - Palaeogeog., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, **77**: 15-40.
- BONARDI G., COMPAGNONI R., DEL MORO A., MESSINA A., PERRONE V., RUSSO S. (1991) - *Alpine metamorphism in the Aspromonte nappe (Southern Calabria, Italy): Rb-Sr radiometric data*. Atti Convegno "Geologia del Basamento Italiano", Siena 21-22 marzo, 105-106.
- BONARDI G., COMPAGNONI R., MESSINA A. & PERRONE V. (1984) - *Riequilibrizioni metamorfiche di probabile età Alpina nell'Unità dell'Aspromonte -Arco Calabro-Peloritano*. Rend. Soc. It. Min. Petr., **39**: 613-628.
- BONARDI G., COMPAGNONI R., MESSINA A., PERRONE V., RUSSO S., DE FRANCESCO A.M., DEL MORO A. & PLATT J. (1992) - *Sovrainpronta metamorfica Alpina nell'Unità dell'Aspromonte (Settore meridionale dell'Arco Calabro-Peloritano): Guida all'escursione del Gruppo Paleozoico, 24-25 Settembre 1990 Gambarie-Polsi (Calabria)*. Boll. Soc. Geol. It., **111**: 81-108.
- BONARDI G., DE CAPOA P., FIORETTI B. & PERRONE V. (1993) - *L'age des métacalcaires de l'Unità du Frido (région calabro-lucanienne, Italie) et ses implications géodynamiques*. C. R. Acad. Sci. Paris, **317**: 955-962.
- BONARDI G., DE CAPOA P., DI STASO A., ESTEVEZ A., MARTIN-MARTIN M., MARTIN ROJAS I., PERRONE V., TENT-MANCLUS J.E. (2003) - *Oligocene-to-Early Miocene depositional and structural evolution of the Calabria-Peloritani Arc southern terrane (Italy and geodynamic correlations with the Spain Betic and Morocco)*. Rif. Geodinamica Acta., **16**: 149-169.
- BONARDI G., DE VIVO B., GIUNTA G., LIMA A., PERRONE V. & ZUPPETTA A. (1982) - *Mineralizzazioni dell'Arco Calabro-Peloritano. Ipotesi genetiche e quadro evolutivo*. Boll. Soc. Geol. It., **101**: 141-155.
- BONARDI G., DE VIVO B., GIUNTA G. & PERRONE V. (1982) - *I conglomerati rossi dei Monti Peloritani e considerazioni sull'Unità di Novara*. Boll. Soc. Geol. It., **101**: 157-172.
- BONARDI G. & GIUNTA G. (1982) - *L'estremità nord-orientale della Sicilia nel quadro dell'evoluzione dell'Arco Calabro*. In: R. CATALANO & B. D'ARGENIO (Eds): "Guida alla geologia della Sicilia Occidentale". Soc. Geol. It., 85-92.
- BONARDI G., GIUNTA G., LIGUORI V., PERRONE V., RUSSO M. & ZUPPETTA A. (1976) - *Schema geologico dei Monti Peloritani*. Boll. Soc. Geol. It., **95**: 1-26.
- BONARDI G., GIUNTA G., MESSINA A., PERRONE V. & RUSSO S. (1993) - *The Calabria-Peloritani Arc and its correlation with Northern Africa and Southern Europe*. Field Trip Guidebook. In: A. MESSINA, S. RUSSO (Eds.): "The Calabria-Peloritani Arc and its Correlation with Northern Africa and Southern Europe". IGCP Project n. 276, Newsletter, **6**: 27-90.
- BONARDI G., GIUNTA G., PERRONE V., RUSSO M., ZUPPETTA A. & CIAMPO G. (1980) - *Osservazioni sull'evoluzione dell'Arco Calabro-Peloritano nel Miocene inferiore: la Formazione di Stilo - Capo d'Orlando*. Boll. Soc. Geol. It., **99**: 365-393.
- BONARDI G., GURRIERI S., MESSINA A., PERRONE V., RUSSO M. & ZUPPETTA A. (1979) - *Osservazioni geologiche e petrografiche sull'Aspromonte*. Boll. Soc. Geol. It., **98**: 53-73.
- BONARDI G., PESCATORE T., SCANDONE P. & TORRE M. (1971) - *Problemi paleogeografici connessi con la successione mesozoico-terziaria di Stilo (Calabria meridionale)*. Boll. Soc. Natur., Napoli, **80**: 1-14.

- BONFIGLIO L. (1974) - *Stratigrafia del Neogene e del Quaternario nelle regioni Reggio Calabria-Terreti*. Mem. Ist. It. di Paleont. Umana, **2**: 297.
- BONFIGLIO L. (1983) - *Canger pagurus L., ospite nordico nel Pleistocene inferiore dell'area dello Stretto di Messina. (Decapoda Brachiura)*. Il Naturalista siciliano, **6**: 111-125.
- BONFIGLIO L. (1991) - *Correlazioni tra depositi a mammiferi, depositi marini, linee di costa e terrazzi medio e tardo-pleistocenici nella Sicilia orientale*. Il Quaternario, **4** (1b): 205-214.
- BONFIGLIO L. & VIOLANTI D. (1983) - *Prima segnalazione di Tirreniano ed evoluzione pleistocenica di Capo Peloro (Sicilia nord-orientale)*. Geogr. Fis. Dinam. Quater., **6**: 3-15.
- BORGHI A., COMPAGNONI R., MESSINA A. (1995) - *Prima segnalazione di un metamorfismo pre-Alpino in facies eclogitica nell'Arco Calabro-Peloritano*. Congresso SIMP, Venezia - settembre 1995. *Plinius*, **14**: 74-75 (Abstract).
- BOUILLIN J.P. (1986) - *Le "bassin maghrebin": une ancienne limite entre l'Europe et l'Afrique a l'Ouest des Alpes*. Boll. Soc. Geol. France, **8** (4): 547-558.
- BOUILLIN J.P., DUMONT T., GIUNTA G. & ONDREJČKOVÁ A. (1995) - *Un témoin des séries jurassiques du Bassin Maghrébin en Sicile: la formation de la Contrada Lanzeri, à la base du flysch maurétanien du Monte Soro*. C.R. Acad. Sci. Paris, **320**, série II a: 601-607.
- BOUILLIN J.P., DUMONT T. & OLIVIER P. (1992) - *Organisation structurale et sédimentaire de la paléomarge nord téthysienne au Jurassique dans les Monts Péloritains (Sicile, Italie)*. Boll. Soc. Geol. France, **163** (6): 6761-770.
- BOUILLIN J.P., DURAND DELGA M. & OLIVIER P. (1986) - *Betic-Rifian and Tyrrhenian arcs: distinctive features, genesis and development stages*. In F.C. WEZEL (Ed.): "The origin of the arcs" 281-304. *Developments in geotectonics*, 21: Elsevier.
- CAIRE A. (1961) - *Note préliminaire sur les argiles varicolores des Monts Péloritains et de la Calabre méridionale*. C.R. Somm. Soc. Géol. France, **8**: 233-234.
- CAIRE A. (1973) - *The Calabro-Sicilian Arc*. In: DE JONG K.A. & SCHOLTEN R. (Eds.). "Gravity and Tectonics". J. Wiley and Sons Inc., 157-173.
- CAIRE A., DUEE G. & TRUILLET R. (1965) - *La Chaîne calcaire des Monts Péloritains (Sicile)*. B.S.G.F., **s.7** (7): 881-888.
- CALIRI A., CATALANO S., CARBONE S., DI STEFANO A., LENTINI F., CARVENI P., STRAZZULLA S., ROMEO M., VINCI G. & VINCIGUERRA G. (1993) - *Carta geologica del Golfo di Patti (Sicilia settentrionale)*. Scala 1:25.000. S.EL.CA., Firenze.
- CAMPISI B. (1960) - *Lineamenti geologici della regione di S. Agata di Militello, Floresta e zone contermini (Sicilia settentrionale)*. Boll. Serv. Geol. It., **80** (4-5): 565-610.
- CAMPISI B. (1977) - *Le Argille Scagliose di Moio e di Floresta (Sicilia Nord-orientale)*. Geol. Romana, **16**: 113-130.
- CARBONE S., CATALANO S., GRASSO M., LENTINI F. & MONACO C. (1990) - *Carta geologica della Sicilia centro-orientale*. Scala 1:50.000. S.EL.CA., Firenze.
- CARBONE S., CATALANO S., LENTINI F. & VINCI G. (1994) - *Carta geologica dei Monti di Taormina (M. Peloritani - Sicilia nord-orientale)*. Scala 1:25.000. S.EL.CA., Firenze.
- CARBONE S., LENTINI F. & VINCI G. (1998) - *Carta geologica del settore occidentale dei Monti Peloritani (Sicilia Nord-Orientale)*, scala 1:25.000. S.EL.CA., Firenze.
- CARBONE S., PEDLEY H.M., GRASSO M. & LENTINI F. (1993) - *Origin of the "Calcarenti di Floresta" of NE Sicily: late orogenic sedimentation associated with a Middle Miocene sea-level high stand*. *Giornale di Geol.*, **55** (2): 105-116.
- CARCIONE L., LO CICERO G. & MONTANARI L. (2003) - *Geologia ed evoluzione paleogeografica dell'area di Longi (Arco Calabro-Peloritano, Sicilia)*. Boll. Soc. Geol. It., **122**: 483-501.
- CARIOU E. & HANTZPERGUE P. (1997) - *Biostratigraphie du Jurassique ouest-européen et méditerranéen*. Bull. Centes Rech. Explor. Prod. Elf. Aquitaine, Mém., **17**: 155 pp., Pau
- CARMIGNANI L., COCOZZA T., GHEZZO C., PERTUSATI P.C. & RICCI C.A. (1986) - *Guidebook to the excursion on the Paleozoic basement of Sardinia*, IGCP Proj., 5.

- CARMISCIANO R., GALLO L., LANZAFAME G. & PUGLISI D. (1981) - *Le Calcareni di Floresta nella costruzione dell'Appennino Calabro-Peloritano (Calabria e Sicilia)*. Geol. Romana, **20**: 12 pp.
- CARMISCIANO R. & PUGLISI D. (1978) - *Il Flysch di Frazzanò (M. Peloritani, Sicilia nord-orientale): studio composizionale*. Min. Petrogr. Acta, **22**: 119-140.
- CARMISCIANO R. & PUGLISI D. (1979) - *Caratteri petrografici delle arenarie del Flysch di Capo d'Orlando (Monti Peloritani, Sicilia nord-orientale)*. Rend. Soc. It. Min. Petr., **34**: 403-424.
- CARRARA A., D'ELIA B. & SEMENZA E. (1983) - *Classificazione e nomenclatura dei fenomeni franosi*. Geol. appl. e Idrogeol., **20** (2): 223-243.
- CARTA GEOLOGICA DELLA PROVINCIA DI MESSINA (2000) - scala 1:50.000, 3 fogli, Coordinatore F. Lentini, S.EL.CA., Firenze.
- CATALANO R., DI STEFANO E., INFUSO S., SULLI A., VAIL P. R., & VITALE F. P. (1998) - *Sequences and systems tracts calibrated by high-resolution bio-chronostratigraphy, the Central Mediterranean Plio-Pleistocene record*. In: F. DE GRACIANSKY (Ed.): "Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins". Society of Economic Palaeontologists and Mineralogists, Special Publication, **60**: 155-177.
- CATALANO R., DI STEFANO P., SULLI A. & VITALE F.P. (1996) - *Paleogeography and structure of the Central Mediterranean: Sicily and its offshore area*. Tectonophysics, **260**: 291-323.
- CATALANO S. & CINQUE A. (1995) - *L'evoluzione neotettonica dei Peloritani settentrionali (Sicilia Nord-Orientale): Il contributo di una analisi geomorfologica preliminare*. Studi Geol. Camerti, Vol. Spec., **2**: 113-123.
- CATALANO S. & DI STEFANO A. (1996) - *Nuovi dati geologici e stratigrafici sul Flysch di Capo d'Orlando nei Peloritani orientali (Sicilia nord-orientale)*. Mem. Soc. Geol. It., **51**: 149-164.
- CATALANO S. & DI STEFANO A. (1997) - *Sollevamenti e tettonogenesi pleistocenica lungo il margine tirrenico dei Monti Peloritani: integrazione dei dati geomorfologici, strutturali e biostratigrafici*. Il Quaternario, **10** (2): 337-342.
- CATALANO S., DI STEFANO A. & VINCI G. (1996) - *Tettonica e sedimentazione nell'Oligo-Miocene lungo l'allineamento Raccuia-Novara di Sicilia-Capo S. Alessio nei Monti Peloritani (Sicilia nord-orientale)*. Mem. Soc. Geol. It., **51**: 165-177.
- CATALANO R., VALENTI V., ALBANESE C., ACCAIANO F., SULLI A., TIMVELA U., GASPARO MONTICELLI M., ZANOLLA C., GIUSTINIANI M. (2013) - *Sicily's fold-thrust belt and slab roll-back: The SI.RI.PRO seismic crustal transect*. Journ. of the Geol. Soc., **170** (3): 451-464.
- CATANZARITI R., RIO D. & MARTELLI L. (1997) - *Late Eocene to Oligocene calcareous nannofossil biostratigraphy in northern Apennines: the Ranzano Sandstone*. Memorie di Scienze Geologiche, Padova, **49**: 207-253.
- CECCA F., CRITELLI S., DE CAPOA P., DI STASO A., GIARDINO S., MESSINA A. & PERRONE V. (2002) - *Novelle datation et interprétation de la succession sédimentaire de la Fiumara Sant'Angelo (Monts Peloritains, Italie Meridionale): consequences pour la paléogéographie mésozoïque de la Méditerranée Centrale*. Bull. Soc. Geol. France, **173** (2): 171-184.
- CENSI P. & FERLA P. (1983) - *I marmi dei M. Peloritani, composizione isotopica dell'ossigeno e del carbonio e ricostruzione degli ambienti formazionali*. Rend. S.I.M.P., **38**: 1101-1117.
- CENSI P. & FERLA P. (1989) - *Studi isotopici su paragenesi a grafite, ankerite, siderite in rocce filladiche dei M. Peloritani (Sicilia): Le metamorfiti con polisolfuri metallici dell'Unità di Mandanici*. Rend. S.I.M.P., **43**: 803-815.
- CHANNEL J.E.T., D'ARGENIO B. & HORVATH F. (1979) - *Adria, the African promontory, in Mesozoic Mediterranean paleogeography*. Earth Sc. Rev., **15**: 213-292.
- CHERCHI A. & MONTADERT L. (1982) - *Il sistema di rifting oligo-miocenico del Mediterraneo occidentale e sue conseguenze paleogeografiche sul terziario sardo*. Mem. Soc. Geol. It., **24**: 387-400.
- CIRRINCIONE R., GRASSO M., TORELLI L., ATZORI P. & MAZZOLENI P. (1995) - *The porphyritic clasts of the tortonian conglomerates of north-central Sicily: paleogeographic and paleotectonic implications*. Boll. Soc. Geol. It., **114**: 131-145.

- CIRRINCIONE R. & PEZZINO A. (1991) - *Caratteri strutturali dell'evento alpino nella serie mesozoica di Ali e nell'unità metamorfica di Mandanici (Peloritani orientali)*. Mem. Soc. Geol. It., **47**: 263-272.
- CIRRINCIONE R. & PEZZINO A. (1994) - *Nuovi dati strutturali sulle successioni mesozoiche metamorfiche dei Monti Peloritani orientali*. Boll. Soc. Geol. It., **113**: 195-203.
- CITA M.B. & GARTNER S. (1973) - *Studi sul Pliocene e sugli strati al passaggio dal Miocene al Pliocene*. Riv. It. Paleont. Strat., **79** (4): 503-558.
- COCCIONI R. & MONECHI S. (1994) - *New biostratigraphic data on the Monte Soro Flysch (Western Maghrebian Chain, Sicily)*. Cretaceous Research **15**: 599-623.
- COLACICCHI R. (1960) - *Relazione sul rilevamento delle tavole "Galati Mamertino" e "Naso" (F.252) (Sicilia settentrionale)*. Boll. Serv. Geol. d'It., **80** (4-5): 497-564.
- COLACICCHI R. & FILIPPELLO M.P. (1966) - *L'inizio del Mesozoico marino nella Sicilia nord-orientale (Studio stratigrafico e sedimentologico)*. Riv. It. Paleont. Strat., **72** (3): 755-794.
- COLALONGO M.L., DONDI L., D'ONOFRIO S. & IACCARINO S. (1982) - *Schema biostratigrafico a Foraminiferi per il Pliocene e il basso Pleistocene nell'Appennino settentrionale e nella Pianura Padana*. In: G.CREMONINI & F. RICCI LUCCHI (Eds.): "Guida alla geologia del margine appenninico-padano", 121-122.
- COLTRO R. (1967) - *Le formazioni cretatico-paleogene della Falda di Longi nella sezione di Milittle Rosmarino (Messina)*. Riv. It. Paleont. Strat., **73**: 853-887.
- COMMISSIONE PER LA CARTOGRAFIA GEOLOGICA E GEOMORFOLOGICA DEL C.N.R. (1992) - *Guida al rilevamento della Carta geologica d'Italia alla scala 1:50.000 - parte III, Cap. 5: Rilevamento delle aree marine*.
- COMMISSIONE DI STUDIO PER LA CARTOGRAFIA MARINA DEL C.N.R. (1996) - *Linee guida al rilevamento geologico nelle aree marine da sottoporre al Servizio Geologico Nazionale - C.N.R.*
- COMPAGNONI R., BORGHI A., MESSINA A. & NUTARELLI F. (1998) - *Metamorfismo eclogitico nell'Arco Calabro-Peloritano: un evento varisco precoce o pre-varisco?* Atti 79° Congr. Naz., Soc. Geol. It., Palermo 21-23 Settembre 1998, **A**, 325-326.
- COURME M.D. & MASCLE G. (1988) - *Nouvelle données stratigraphiques sur les séries oligo-miocènes des unités siciliennes: conséquences paléogéographiques*. Bull. Soc. Géol. France, **8** (4): 105-118.
- CORRADI N., CUPPARI A., FANUCCI F. & MORELLI D. (2001-2002) - *Gravitafive instability of sedimentary masses on the Ligurian Sea margin*. GeoActa, **I**, 37-44, Bologna.
- CORREGGIARI A., ROVERI M. & TRINCARDI F. (1996) - *Late Pleistocene and Holocene evolution on the north Adriatic sea*. Il Quaternario, **9**: 697-704.
- CORREGGIARI A., TRINCARDI F., LANGONE L. & ROVERI M. (2001) - *Styles of failure in Late Holocene Highstand prodelta wedges on the Adriatic shelf*. Journ. Sed. Res., **71** (2): 218-236.
- CORTESE E. (1882) - *Brevi cenni sulla geologia della parte NE della Sicilia*. Boll. R. Comit. Geol. d'Italia.
- CORTESE E. (1895) - *Descrizione geologica della Calabria*. Mem. Descr. Carta Geol. d'It., **9**: 1-310.
- CUPPARI A., COLANTONI P., GABBIANELLI G., MORELLI D. & ALPARONE R. (1999) - *Assetto ed evoluzione morfostrutturale dell'area marina compresa tra il margine della Sicilia settentrionale e le Isole Eolie (Golfo di Patti)* - Atti Ass. it. Ocean. Limnol., **13** (1): 137-149.
- CUTRUPIA D. & RUSSO S. (2005) - *Variscan vs Alpine deformation in the Mandarinini Unit (Peloritani Mountains, Southern Italy)*. Rend. Soc. Geol. It., **1**: 2 pp.
- CUTRUPIA D., RUSSO S. & MINUTOLI C. (2004) - *Structural features and petrological data in the Mandanici Unit (Peloritani Mountains, Southern Italy)*. GIGS (2004) Riunione annuale del Gruppo Italiano di Geologia Strutturale, Prato, 28 - 30 gennaio 2004.
- D'AMICO C., GURRIERI S. & MACCARRONE E. (1972) - *Le metamorfiti di Milazzo (Messina)*. Period. Mineral., **41**: 35-151.
- D'AMICO C., MESSINA A., PUGLISI G., ROTTURA A. & RUSSO S. (1973) - *Confronti petrografici nel cristallino delle due sponde dello stretto di Messina implicazioni geodinamiche*. Boll. Soc. Geol. It., **92**: 939-953.

- DE CAPOA P., DI STASO A., GUERRERA F., PERRONE V., TRAMONTANA M. (2004) - *The age of the oceanic accretionary wedge and onset of continental collision in the Sicilian Maghrebic Chain*. *Geodinamica Acta.*, **17** (5): 331-348.
- DE CAPOA P., GUERRERA F., PERRONE V. & SERRANO F. (1997) - *New biostratigraphic data on the Frazzanò Fm. (Longi-Taormina Unit): consequences on defining the deformation age of the Calabria-Peloritani Arc southern sector*. *Riv. It. Pal. e Strat.*, **103** (3): 343-356.
- DE GREGORIO S., ROTOLO S.G. & VILLA I.M. (2003) - *Geochronology of the medium to high-grade metamorphic units of the Peloritani Mts., Sicily*. *Geol Rundsch.*, **92**: 852-872.
- DERCOURT J., ZONENSHAIN L.P., RICOU L.E., KAZMIN V.G., LE PICHON X., KNIPPER A.L., GRANDJACQUET C., SBORTSHIKOV I.M., GEYSSANT J., LEPVRIER C., PECHERSKY D.H., BOULIN J., SIBUET J.C., SAVOSTIN L.A., SOROKHTIN O., WESTPHAL M., BAZHENOV M.L., LAUER J.P. & BIJU-DUVAL B. (1986) - *Geologic evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamirs since the Lias*. *Tectonophysics*, **123**: 241-315.
- DEL MORO A., PARDINI G., MACCARRONE E. & ROTTURA A. (1982) - *Studio radiometrico Rb-Sr di granitoidi peraluminosi dell'Arco Calabro-Peloritano*. *Rend. Soc. Ital. Mineral. Petrol.* **38**: 1015-1026.
- DIETRICH D. & SCANDONE P. (1972) - *The position of the basic and ultrabasic rocks in the tectonic units of the Southern Apennine*. *Atti Accad. Pontoniana, Napoli*, **21**: 61-75.
- DI GERONIMO I., GHISETTI F., LENTINI F. & VEZZANI L. (1978) - *Lineamenti neotettonici della Sicilia orientale*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **19**: 543-549.
- DI MAIO D. (2005) - *Geologia del Sistema piattaforma-scarpata superiore del Golfo di Termini Imerese e dell'offshore di Patti (Margine Tirrenico della Sicilia settentrionale)*. Tesi Dottorato di Ricerca, XVII ciclo, Dip. Geol. e Geod., Università di Palermo, pp. 1-152, Figg. 54, Tavv. 6.
- DI MAIO D. (2006) - *Aspetti geologici del Sistema piattaforma continentale - scarpata superiore della Sicilia settentrionale: una comparazione tra il Golfo di Termini Imerese e l'Offshore di Patti*. 83° Riunione Estiva S.G.I., Chieti, pp.127-129.
- DI STEFANO A. (1995) - *Biostratigrafia a nannofossili calcarei dei sedimenti medio-supramioceenici del settore occidentale del Plateau Ibleo (Sicilia sud-orientale)*. *Boll. Soc. Paleont. It.*, **34** (2): 147-162.
- DI STEFANO A. (1996) - *Biostratigrafia a nannofossili calcarei dei depositi plio-pleistocenici del settore centrale del margine tirrenico dei Monti Peloritani*. In: *Riassunti XIII Conv. Soc. Paleont. It.*, Parma, 10-13 sett. 1996.
- DI STEFANO A. & CALIRI A. (1996) - *Dati biostratigrafici sui depositi pleistocenici di Naso (Messina), Sicilia nord-orientale*. *Boll. Soc. Paleont. It.*, **35** (3): 229-238.
- DI STEFANO A., GRASSO M., LENTINI F., PEDLEY H.M. & STRAZZULLA S. (1997) - *The Neogene extensional perityrrhenian basins of north-east Sicily*, Escursione nell'ambito dell'RCMNS Interim Colloquium "Neogene basins of the Mediterranean region: controls and correlation in space and time" Part I, In: DILIBERTO E., DI STEFANO A., MANISCALCO R. (Eds.) "Guidebook".
- DI STEFANO A. & LENTINI F. (1995) - *Ricostruzione stratigrafica e significato paleotettonico dei depositi Plio-Pleistocenici del margine tirrenico tra Villafranca Tirrena e Faro (Sicilia Nord-Orientale)*. *Studi Geologici Camerti, Vol. Spec.* (1995/2): 219-237.
- DI STEFANO G. (1884) - *Sui Brachiopodi della zona con Posidonomya alpina di M. Ucina presso Galati*. *Giorn. Sc. Nat. Econ. Palermo*, 16.
- DUEE G. (1961) - *Contribution à l'étude géologique de la Chain calcaire des Monts Péloritains, zone de Militello-Tortorici (Sicile Nord-orientale)*. *Bull. Soc. Géol. France*, **7** (3): 568-573.
- DUEE G. (1969) - *Etude géologique des Monts Nebrodi (Sicile)*. Thèse Fac. Sci., 2 voll, 221+169 pp., Paris.
- FABBRI A. & CURZI P. (1979) - *The messinian of the Tyrrhenian Sea: seismic evidence and dynamic implications*. *Giorn. di Geol.*, **18**: 215-248.
- FABBRI A., GALLIGNANI P. & ZITELLINI N. (1981) - *Geologic evolution of the peri-Tyrrhenian Basins*. In: F.C. WEZEL (Ed.): "Sedimentary Basins of the Mediterranean Margin". Tecnoprint, pp. 101-126, Bologna.

- FACCENNA C., DAVY P., BRUN J.P., FUNICIELLO R., GIARDINI D., MATTEI M. & NALPAS T. (1996) - *The dynamics of back-arc extensions: An experimental approach to the opening of the Tyrrhenian Sea*. Geophys. J. Int., **126**: 781-785.
- FARINACCI A. & SIRNA G. (1960) - *Livelli a Saccocoma nel Malm dell'Umbria e della Sicilia*. Boll. Soc. Geol. It., **1**: 59-70
- FERLA P. (1968) - *Il settore di Capo Calavà (Prov. Messina)*. Acc. Sc. Lettere ed Arti, Palermo, **28**: 1-184.
- FERLA P. (1970) - *Le rocce metamorfiche di Gioiosa Marea (Messina)*. Period. Mineral., **39**: 481-543.
- FERLA P. (1972) - *Serie metamorfiche dei Monti Peloritani occidentali (Messina)*. Rend. Soc. It. Min. Petr., **28**: 125-151.
- FERLA P. (1974) - *Contributo alla conoscenza della natura del basamento pre-ercinico nei M. Peloritani (Sicilia). Le metapsammiti devoniane contenenti clasti filladeti associate a filladi a paragonite del settore di Floresta*. Miner. Petrogr. Acta, **20**: 63-77.
- FERLA P. (1978a) - *Natura e significato geodinamico del vulcanismo preercinico presente nelle filladi e nei semiscisti dei Monti Peloritani (Sicilia)*. Rend. Soc. It. Min. Petr., **34**: 55-74.
- FERLA P. (1978b) - *Natura del vulcanismo precedente al metamorfismo ercinico nelle unità inferiori dei M. Peloritani orientali*. Boll. Soc. Geol. It., **97**: 767-774.
- FERLA P. (1982) - *Aspetti strutturali e composizionali delle sequenze cristalline prealpine nei Monti Peloritani*. Soc. Geol. It., Guide geologiche regionali, 93-96. Rend. S.I.M.P., **28**:125-151.
- FERLA P. & NEGRETTI G. (1969) - *Le migmatiti di Capo d'Orlando S. Gregorio (Messina)*. Università di Palermo-Ist. Min. e Petr., Quaderno n. 2: 1-162.
- FERLA P. & ROTOLO S. (1992) - *Augengneisses from the lower portion of the Aspromonte nappe, Western Peloritani Mts. (Sicily)*. Newsletter **5**: 473-575.
- FINETTI I.R. & DEL BEN A. (1986) - *Geophysical study of the Tyrrhenian opening*. Boll. Geofis. Teor. Appl., **28**: 75-155.
- FINETTI I.R., LENTINI F., CARBONE S., CATALANO S. & DEL BEN A. (1996) - *Il Sistema Appennino Meridionale-Arco Calabro-Sicilia nel Mediterraneo centrale: studio geologico-geofisico*. Boll. Soc. Geol. It., **115**: 529-559.
- FOLK R. L. (1954) - *The distinction between grain size and mineral composition in sedimentary rocks nomenclature*. Jour. Geol., **62**: 344-359.
- FORNACIARI E., DI STEFANO A., RIO D. & NEGRI A. (1996) - *Middle Miocene quantitative calcareous nannofossil biostratigraphy in the Mediterranean region*. Micropaleont., **42** (1): 37-63.
- FORNACIARI E. & RIO D. (1996) - *Latest Oligocene to Early-Middle Miocene quantitative calcareous nannofossils biostratigraphy in the mediterranean region*. Micropaleont., **42** (1): 1-36.
- FRIEDMAN G. M. (1961) - *Distinctions between dune, beach and river sands* - Jour. Sed. Petrol., **37**, 327-354.
- GABBIANELLI G., TRAMONTANA M., COLANTONI P. & FANUCCI F. (1996) - *Lineamenti morfostrutturali e sismostratigrafici del Golfo di Patti (Margine nord siciliano)*. In: F.M. FARANDA & P. POVERO (Eds.): "Data Report". EOCUMM95, CONISMA, pp. 443-453.
- GEMMELLARO G.G. (1884) - *Sui fossili degli strati a Terebratula aspasia della Contrada Rocche Rosse presso Galati (Prov. Messina)*. Giorn. Sc. Nat. Econ., **16**: 3-48, Palermo.
- GEMMELLARO M. (1911) - *Sui fossili degli strati a Terebratula aspasia nella Contrada Rocche Rosse presso Galati (Messina)*. Giorn. Sc. Nat. Econ., **28**: 203-247.
- GIACOBBE S., SPANÒ N. & MOIO L. (2000) - *Variazioni a lungo termine nella distribuzione delle Fanerogame marine nell'area della riserva naturale orientata di Oliveri-Tindari (Sicilia, Tirreno meridionale)*. 2° Conv. Naz. delle Scienze del Mare, CONISMA, Genova 22-25 Nov. 2000, p. 200.
- GHEZZO G. (1967) - *Notizie petrografiche e geologiche sui terreni metamorfici rilevati nella Tavoletta II SO del Foglio Castoreale (Monti Peloritani)*. Rend. S.I.M.P., **39**: 613-628.
- GHISETTI F. (1979) - *Relazioni tra strutture e fasi trascorrenti e distensive lungo i sistemi Messina-Fiumefreddo, Tindari-Letojanni e Alia-Malvagna (Sicilia nord-orientale): uno studio microtettonico*. Geol. Romana, **18**: 23-58.

- GHISETTI F. (1981) - *L'evoluzione strutturale del bacino plio-pleistocenico di Reggio Calabria nel quadro geodinamico dell'arco calabro*. Boll. Soc. Geol. It., **100**: 433-466.
- GHISETTI F. (1992) - *Fault parameters in the Messina Strait (Southern Italy) and relations with the seismogenic source*. Tectonophysics, **210**: 117-133.
- GIORGIANNI A., OLIVERI E. & GIUNTA G. (2007) - *Esempi di strutture nel Settore Meridionale dell'Arco Calabro (M.ti Peloritani - Sicilia) per una ricostruzione dell'ordine sequenziale delle deformazioni*. Rend., Soc., Geol., It., **4** (nuova serie): 232-233.
- GIUNTA G. (1985) - *Problematiche ed ipotesi sul Bacino Numidico nelle Maghrebidi siciliane*. Boll. Soc. Geol. It., **104**: 239-256.
- GIUNTA G., BONARDI G., CARROTTA R. (1982) - *Nuove vedute sulle Unità Sicilidi Auct. dei Monti Nebrodi: schema geologico preliminare*. In: R. Catalano & B.D' Argenio (Ed.): "Guida alla Geologia della Sicilia occidentale", 1 centenario della Soc. Geol. It., 97-101, Palermo.
- GIUNTA G., BELLOMO D., CARNEMOLLA S., PISANO A., PROFETA R. & RUNFOLA P. (1989) - *La "Linea di Taormina": residuo epidermico di una paleostruttura crostale del fronte cinematico maghrebide?* Atti 8° Convegno annuale del G.N.G.T.S., Roma 7-9 novembre 1989.
- GIUNTA G., BELLOMO D., CARNEMOLLA S. & RUNFOLA P. (1992) - *Carta geologica del settore occidentale della Linea Longi-Taormina, tra S. Fratello, Longi, M.te Solazzo. (Sicilia NW)*. Stampa Luxograph, Palermo.
- GIUNTA G., LUZIO D., TONDI E., DE LUCA L., GIORGIANNI A., D'ANNA G., RENDA P., CELLO G., NIGRO F. & VITALE M. (2004) - *The Palermo (Sicily) seismic cluster of September 2002, in the seismotectonic framework of the Tyrrhenian Sea-Sicily border area*. Annals of Geophysics, **47** (6): 1755-1770.
- GIUNTA G., MESSINA A., BONARDI G., NIGRO F., SOMMA R., CUTRUPIA D., GHINI F., GIORGIANNI A. & SPARACINO V. (1998) - *La geologia dei Monti Peloritani - Guida all'Escursione post-Congresso*. Soc. Geol. It., Palermo 21-23 settembre 1998. Parte seconda, Vol 2: 37-79.
- GIUNTA G. & NIGRO F. (1999) - *Tectono-sedimentary constraints to the Oligocene-to-Miocene evolution of the Peloritani thrust belt (NE Sicily)*. Tectonophysics, **315**: 287-299.
- GIUNTA G. & NIGRO F. (1999a) - *Neogene tectonics in the Peloritani Thrust Belt (NE Sicily)*. Annales Tectonicae, **12** (1-2): 16-36.
- GIUNTA G., NIGRO F., RENDA P. & GIORGIANNI A. (2000) - *The Sicilian-Maghrebides Tyrrhenian margin: a neotectonic evolutionary model*. Boll. Soc. Geol. It., **119**, 553-565.
- GIUNTA G. & SOMMA R. (1996) - *Nuove osservazioni sulla struttura dell'Unità di Ali (M.ti Peloritani, Sicilia)*. Boll. Soc. Geol. It., **115**: 489-500.
- GLANGEAUD L. (1952a) - *Interprétation tectonophysique des caractères structuraux et paléogéographique de la Méditerranée occidentale*. Bull. Soc. Géol. France, **6** (8): 735-762.
- GLANGEAUD L. (1952b) - *Les phénomènes géophysiques et l'évolution de la Méditerranée occidentale*. Ann. Geoph., **8** (1): 121-124.
- GRANDJACQUET C., GLANGEAUD L. DUBOIS R. & CAIRE A. (1961) - *Hypothèses sur la structure profonde de la Calabre (Italie)*. Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn., **4**: 131-147.
- GRANDJACQUET C. & MASCLE G. (1978) - *The structure of the Ionian sea, Sicily and Calabria-Lucania*. In A.E.M. NAIRN & STHELI (Eds.): "Ocean Basins and Margins". Plenum Press, New York, **4b**: 257-329.
- GRANDORI G., PEROTTI F., TAGLIANI A. (1987) - *On the attenuation of macroseismic intensity with epicentral distance*. In: A.S. CAKMAK (Ed): "Ground Motion and Engineering Seismology". 3rd Int. Conf. on Soil Dynamics and Earthquake Eng., Princeton, USA, Elsevier, Amsterdam, 581-594.
- GRASSO M., GUERRERA F., LOIACONO F., PUGLISI D., ROMEO M., BALENZANO F., CARMISCIANO R., DI PIERRO M., GONZALEZ-DONOSO J.M. & MARTIN-ALGARRA A. (1987) - *Caratterizzazione sedimentologica, biostratigrafica e mineralogico-petrografica di "successioni miste" infra-mioceniche affioranti in Spagna (Catena Betica) e in Italia meridionale (Monti Nebrodi e Appennino Lucano)*. Boll. Soc. Geol. It., **106**: 475-516.

- GRUPPO DI LAVORO PER LA GEOLOGIA MARINA (2004) - *Nuove Linee Guida Per Il Rilevamento Geologico Delle Aree Marine Ricadenti Nei Fogli Carg* - redatte a cura di S. D'Angelo & R. Ventura, bozza n. 3, 2004 (in stampa).
- GUEGUEN E., DOGLIONI C. & FERNANDEZ M. (1998) - *On the post-25 Ma geodynamic evolution of the western Mediterranean*. *Tectonophysics*, **298**: 259-269.
- GUERRERA F., MARTIN-ALGARRA A., PERRONE V. (1993) - *Late Oligocene-Miocene syn-/late-orogenic successions in Western and Central Mediterranean Chains from the Betic Cordillera to the Southern Apennines*. *Terra Nova*, **5**: 525-544.
- GUERRERA F. & WEZEL F.C. (1974) - *Nuovi dati stratigrafici sui flysch oligomiocenici siciliani e considerazioni tettoniche relative*. *Riv. Min. Sic.*, **145-147**: 27-51.
- GURRIERI S. & IOPPOLO S. (1973) - *I marmi e le metamorfiti associate di Punta Rugno (Milazzo)*. *Atti Accad. Pelor. Pericolanti*, **53**, 99-138.
- GURRIERI S. & MACCARRONE E. (1978) - *Le anfiboliti della catena peloritana settentrionale*. *Miner. Petrog. Acta*, **22**, 29-54.
- HAQ B.U., HARDENBOL J. & VAIL P.R. (1988) - *Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and eustatic cycles. Sea level changes: an integrated approach*. In: C.K. WILGUS et al. (Eds.). *Soc. Econ. Paleont. Mineral., Spec. Publ.*, **42**: 71-108.
- IACCARINO S. (1985) - *Mediterranean Miocene and Pliocene planktic foraminifera*, in: Bolli, Saunders & Perch-Nielsen Eds. "Plankton Stratigraphy" Cambridge University Press, 283-328.
- ISTITUTO IDROGRAFICO DELLA MARINA (1982) - *Atlante delle correnti superficiali dei mari italiani*. Genova.
- JACOBACCI A., MALATESTA A. & MOTTA S. (1961) - *Piano di studi sullo Stretto di Messina per il collegamento della Sicilia con la Calabria: ricerche geologiche*. 66 pp, I.R.E.S., Palermo.
- JUD. R. (1994) - *Biochronology and Systematics of Early Cretaceous Radiolaria of the Western Thetys*. *Mém Géologie (Lausanne)*, **19**: 147 p.
- KASTENS K., MASCLE, J., *ET ALII* (1988) - *ODP Leg 107 in the Tyrrhenian Sea: Insights into passive margin and back-arc basin evolution*. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **100**: 1140-1156.
- LAMBECK K., ANTONIOLI F., PURCELL A. & SILENZI S. (2004) - *Sea-level change along the Italian coast for the past 10,000 yr*. *Quaternary Science Reviews*, **23**: 1567-1598.
- LENTINI F. (1973a) - *I molluschi del Lias inferiore di Longi (Sicilia nord-orientale)*. *Boll. Soc. Pal. It.*, **12** (1): 23-75.
- LENTINI F. (1973b) - *Macroscaphites yviani (Puzos) nel Flysch di M. Soro (Sicilia)*. *Boll. Acc. Gioenia Sc. Nat. Catania*, s.IV, **12** (n.1-2): 125-133.
- LENTINI F. (1975) - *Le successioni mesozoico-terziarie dell'Unità di Longi (Complesso Calabride) nei Peloritani occidentali (Sicilia)*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **94**: 1477-1503.
- LENTINI F. (1982) - *The geology of the Mt. Etna basement*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **23**: 7-25.
- LENTINI F., CARBONE S. & CATALANO S. (1994) - *Main structural domains of the central mediterranean region and their tectonic evolution*. *Boll. Geofis. Teor. e Appl.*, **36** (n°141-144): 103-125.
- LENTINI F., CARBONE S. & CATALANO S. (1996b) - *The External Thrust System in southern Italy: a target for petroleum exploration*. *Petroleum Geoscience*, **2**: 333-342.
- LENTINI F., CARBONE S., CATALANO S., DI STEFANO A., GARGANO C., ROMEO M., STRAZZULLA S. & VINCI G. (1995a) - *Sedimentary evolution of basins in mobile belts: examples from tertiary terrigenous sequences of the Peloritani Mts (NE Sicily)*. *Terra Nova*, **7** (2): 161-170.
- LENTINI F., CARBONE S., CATALANO S., DI STEFANO A., GARGANO C., STRAZZULLA S., VINCI G., & VINCI-GUERRA G. (1993) - *Sedimentary evolution of Neogene late orogenic basins in mobile belt: examples from Peloritani Mts. (NE Sicily)*. *Terra Abstract*, **5**: 280, EUG VII, Strasbourg.
- LENTINI F., CARBONE S., CATALANO S. & GRASSO M. (1995b) - *Principali lineamenti strutturali della Sicilia nord-orientale*. *Vol. Spec. Studi Geol. Camerti (1995/2)* 319-329.
- LENTINI F., CARBONE S., CATALANO S. & GRASSO M. - (1996a) *Elementi per la ricostruzione del quadro strutturale della Sicilia Orientale*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **51**: 179-195, 1 carta geol.

- LENTINI F., CARBONE S., CATALANO S., GRASSO M. & MONACO C. (1990a) - *Principali elementi strutturali del thrust belt appenninico-maghrebide in Sicilia centro-orientale*. Mem. Soc. Geol. It., **45**: 495-502, Milano.
- LENTINI F., CARBONE S., CATALANO S. & MONACO C. (1990b) - *Tettonica a thrust neogenica nella Catena Appenninico-maghrebide: esempi dalla Lucania e dalla Sicilia*. Studi Geologici Camerti, Vol. Spec. (1990), 19-26.
- LENTINI F., CARBONE S., CATALANO S., VINCI G. & DI STEFANO A. (1998) - *Schema geologico - strutturale della Sicilia Nord- Orientale*. Scala 1:100.000, S.EL.CA Ed. Firenze.
- LENTINI F., CATALANO S. & CARBONE S. (2000) - *Note illustrative della Carta geologica della Provincia di Messina*. 70 pp, S.EL.CA, Firenze.
- LENTINI F., GRASSO M. & CARBONE S. (1987) - *Introduzione alla geologia della Sicilia e guida all'escursione*. Conv. Soc. Geol. It. "Sistemi Avanfossa-Avampaese lungo la Catena Appenninico-Maghrebide", Naxos-Pergusa 22-25 aprile 1987.
- LENTINI F. & VEZZANI L. (1975) - *Le unità meso-cenozoiche della copertura sedimentaria del basamento cristallino peloritano (Sicilia nord-orientale)*. Boll. Soc. Geol. It., **94**: 537-554.
- LENTINI F. & VEZZANI L. (1978) - *Tentativo di elaborazione di uno schema strutturale della Sicilia orientale*. Mem. Soc. Geol. It., **19**: 495-500.
- LEONARDI A. (1965) - *L'ittiofauna cenomaniana di Floresta, Messina*. Palaeont. It., **60**: 33-67.
- LIMANOWSKY M. (1909) - *Sur la tectonique des Monts Péloritains dans les environs de Taormina (Sicile)*. Bull. Soc. Vaudoise Sc. Nat., s.5: **45**, n.165, 1-64.
- LIMANOWSKY M. (1913) - *Die grosse kalabrische Decke*. Bull. Soc. Int. Acad. Sc. Cracovie, Cl. Sc. Math., Nat., S.A., **6A**: 370-385.
- LO GIUDICE A., ATZORI P. & PEZZINO A. (1985) - *Genesi delle masse chiare peloritane ed implicazioni sulle rocce paragneissiche*. Miner. Petrog. Acta, **29**: 93-117.
- LOMBARDO G. (1980) - *Stratigrafia dei depositi pleistocenici della Sicilia nord-orientale*. Atti Acc. Gioenia Sc. Nat. Catania, **12**: 84-113.
- LUGEON M. & ARGAND E. (1906) - *La racine de la nappe sicilienne et l'arc de charriage de la Calabre*. C. R. Acad. Sc. Paris, **142**: 1107-1109.
- MACCARRONE E., MESSINA A., PUGLISI G. & ROTTURA A. (1978) - *I paragneiss e leucosomi di Capo Rasocolmo (Peloritani Nord orientali)*. Boll. Soc. Geol. It., **97**: 401-415.
- MACCARRONE E., PUGLISI G. & RUSSO S. (1975) - *Paragneiss di Pizzo Chiarino (dorsale Peloritana, Messina)*. Rend. Soc. Ital. Mineral. Petrol., **31**, 3-39.
- MALINVERNO A., CAFIERO M., RYAN W.B.F. & CITA M.B. (1981) - *Distribution of Messinian sediments and erosional surfaces beneath the Tyrrhenian sea: geodynamic implications - Oceanol. Acta*, **4** (4), pp. 489-496.
- MALINVERNO A. & RYAN W.B.F. (1986) - *Extension in the Tyrrhenian Sea and shortening in the Apennines as a result of arc migration driven by sinking of the lithosphere*. Tectonics, **5**: 227-245.
- MARTINI E. (1971) - *Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation*. In: Farnacci A. (Ed.) Proceedings II Planktonic Conference Roma, 1970, **2**: 739-985.
- MAUGERI PATANÈ G. (1924) - *Il Lias di Grotte presso S. Teresa in Riva (Prov. di Messina)*. Memoria geo-paleontologica, 79 pp., Tipografia C. Galàtola, Catania.
- MAUGERI PATANÈ G. (1932) - *Introduzione allo studio geo-paleontologico del M.Ucina e dintorni (Prov. di Messina)*. Boll. Soc. Geol. It., **51** (1): 115-170.
- MAZZOLENI P. (1991) - *Le rocce porfiriche nel conglomerato basale della Formazione di Stilo-Capo d'Orlando*. Mem. Soc. Geol. It., **47**: 557-565.
- MELETTI C., VALENSISE G., AZZARO R., BASILI R., GALADINI G. & STUCCHI M. (2003) - *Zonazioni sismogenetiche aggiornate per valutazioni convenzionali di pericolosità sismica*. Progetto INGV "Redazione della mappa di pericolosità sismica prevista dall'Ordinanza PCM 20 marzo 2003 n. 3274, All. 1, in materia di normativa per le costruzioni in zona sismica".

- MESSINA A. (1995) - *The crystalline basement of the Peloritani Mountains (Sicily): state of the art*. 75° Congr. S.I.M.P., Venezia, 1995, *Plinius*, **14**: 223-225.
- MESSINA A. (1996) - *The Aspromonte Unit P-T-time path (Southern Calabria-Peloritani Arc, Italy)*. Congr. S.I.M.P., Bologna 1997, *Plinius*, **16**: 152-154.
- MESSINA A. (1998a) - *The Alpine Peloritani Building (Calabria Peloritani Arc)*. Atti 79° Congr. Naz., Soc. Geol. It., Palermo 21-23 settembre 1998, vol. B, 565-568.
- MESSINA A. (1998b) - *Variscan tectono-metamorphic evolution of the Peloritani Mts. (Calabria-Peloritani Arc)*. Atti 79° Congr. Naz., Soc. Geol. It., Palermo 21-23 settembre 1998, vol. B, 569-572.
- MESSINA A. (2002) - *The Southern Sector of the Calabria-Peloritani Arc*. Congr. SIMP - CS. *Plinius* n° 28: 210-213.
- MESSINA A., BONARDI G., COMPAGNONI R., RUSSO S., DE FRANCESCO A.M., DONATI G. (1992a) - *Riconoscimento di una unità di basso-medio grado affiorante nell'area di S. Lucia del Mela (Peloritani nord-occidentali)*. Convegno "Giornate di studio su metamorfismo, magmatismo ed evoluzione dell'Arco Calabro-Peloritano", Milazzo 13-17 ottobre 1992, 50-51.
- MESSINA A., COMPAGNONI R., DE FRANCESCO A. M., GIACOBBE A. & RUSSO S. (1990) - *Alpine metamorphic overprint in the Aspromonte Nappe of northeastern Peloritani Mts. (Calabria-Peloritani Arc, Southern Italy)*. Boll. Soc. Geol. It., **109**: 665-673.
- MESSINA A., COMPAGNONI R., DE FRANCESCO A.M. & RUSSO S. (1992) - *Alpine metamorphic overprinting in the Aspromonte Unit (Calabrian-Peloritan Arc, Southern Italy)*. Newsletter, **5**: 353-380.
- MESSINA A., COMPAGNONI R., GIACOBBE A., RUSSO S. (1995) - *Pre-Alpine polymetamorphism in a new thrust sheet of the Calabrian-Peloritan Arc: Mela Unit*. Congr. SIMP, Venezia - settembre 1995. *Plinius*, **14**: 225-226.
- MESSINA A., COMPAGNONI R., NUTARELLI F. & CORSARO E. (1998) - *The Tectono-Metamorphic history of the Piraino Epi-Metamorphic Complex (North-Western Peloritani Mts.)*. Atti 79° Congr. Naz. Soc. Geol. It., vol. B: 573-576, Palermo.
- MESSINA A., GIACOBBE A., PERRONE V., DE FRANCESCO A.M. (1997) - *The Mela Unit: a new medium-grade metamorphic unit in the Peloritani Mts. (Calabrian-Peloritan Arc, Italy)*. Boll. Soc. Geol. It., **115**: 16 pp.
- MESSINA A., GIUNTA G., RUSSO S., SEMILIA B. (1996) - *Preliminary data on metamorphism and deformation relationships in the Peloritani tectonic unit basements (Calabria-Peloritani Arc)*. Congr. SIMP Bologna, *Plinius*, **16**: 154-156.
- MESSINA A., ROTTURA A., RUSSO S. (1974) - *Le leucogranodioriti muscovitiche dell'entroterra di Villa San Giovanni (Reggio Calabria)*. Period. Miner., **43**: 51-92.
- MESSINA A., RUSSO S. & LIMA A.M. (1993) - *Detailed exploration geochemistry of specialized granites of the Sila Batholith (Calabria, Italy) by fluid inclusion constraints on fluid source*. Boll. Soc. Geol. It., **112**: 74-82.
- MESSINA A., RUSSO S. & STAGNO F. (1993) - *The crystalline basements of the Calabrian-Peloritani Arc*. 6th field Meeting IGCP Project n°276, "The Calabrian-Peloritani Arc and its correlation with Northern Africa and Southern Europe", Messina, 27 settembre - 3 ottobre. Newsletter, **6**: 94 pp.
- MESSINA A., SOMMA R., MACAIONE E., CARBONE G. & CARERI G. (2003) - *The abundance of 55 elements and petrovolumetric models of the Crust in the Peloritani Mountains*. In: F. P. Sassi (Ed.): "The abundance of 55 elements and petrovolumetric models of the crust in 9 types areas from the crystalline basements of Italy, with some geophysical and petrophysical data". Accad. Naz. delle Scienze detta dei XL. Rome. Cap. 13.
- MESSINA A., SOMMA R., MACAIONE E., CARBONE G. & CARERI G. (2004) - *Peloritani continental crust composition (southern Italy): geological and petrochemical evidences*. Boll. Soc. Geol. It., **123**, 405-441.
- MEULENKAMP J.P., HILGEN F. & VOOGT E. (1986) - *Late Cenozoic sedimentary-tectonic history of the Calabrian Arc*. Giornale di Geologia, **48**: 345-359.

- MINUTOLI C. (2003) - *L'Unità di Mandanici (Monti Peloritani): studio chimico delle fasi minerali e caratterizzazione delle condizioni termobariche del metamorfismo*. Tesi di Laurea - Università di Messina.
- MITCHUM R. M., VAIL, P. R. & SANGREE J. B. (1977) - *Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 6, stratigraphic interpretation of seismic reflection patterns in depositional sequences*. In: C.E. PAYTON (Ed.): "Seismic Stratigraphy applications to hydrocarbon exploration". AAPG Memoir, **26**: 117-133.
- MONACO C. & TORTORICI L. (1995) - *Tettonica estensionale quaternaria nell'Arco Calabro e in Sicilia orientale*. Studi Geol. Camerti (vol. spec.), **2**: 351-362
- MONACO C. & TORTORICI L. (2000) - *Active faulting in the Calabrian arc and eastern Sicily*. Journ. of Geodynam., **29**: 407-424.
- MONTANARI L. (1989) - *Assetto geologico degli affioramenti mesozoici peloritani*. Atti Acc. Peloritana dei Pericolanti, classe I Sci. Fis. Mat. Nat., **68**: 1-26.
- NERI G., BARBERI G., ORECCHIO B. & MOSTACCIO A. (2003) - *Seismic strain and seismogenic stress regimes in the crust of the southern Tyrrhenian region*. Earth Planet. Sci. Lett., **213**: 97-112.
- NERI G., CACCAMO D., COCINA O. & MONTALTO A. (1996) - *Geodynamic implications of recent earthquake data in the Southern Tyrrhenian Sea* - Tectonophysics, **258**: 233-249.
- NICOLICH R., CITA M.B., FABBRI A., FANUCCI F., TORELLI L. & WEZEL F.C. (1982) - *Bacini sedimentari: ricerche geofisiche e di geologia marina*. In: P.F. Oceanografia e fondi marini, S.P. Risorse Minerarie, C.N.R., Roma.
- NIGRO F. (1994) - *L'Unità di Longi-Taormina. Stratigrafia delle coperture mesozoico-terziarie dell'elemento peloritano occidentale*. Tesi di dottorato, Università di Palermo.
- NIGRO F. & SULLI A. (1995) - *Plio-Pleistocene Extensional Tectonics in the Western Peloritani area and its Offshore (Northeastern Sicily)*. Tectonophysics, **252**: 295-305.
- NIGRO F. (1996) - *Late Oligocene-Early Miocene sedimentary evolution of the foreland basins in the Sicilian mobile belt: the example of the Peloritani area*. Terra Nova, **8**: 611-625.
- OGNIBEN L. (1960) - *Nota illustrativa dello Schema geologico della Sicilia nord-orientale*. Riv. Min. Sic., **64-65**: 183-212.
- OGNIBEN L. (1961) - *Stratigraphie tectono-sédimentaire de la Sicile*. In: Livre à la mémoire du Professeur Fallot. Mém. Soc. Géol. France, **2**: 203-216.
- OGNIBEN L. (1969) - *Schema introduttivo alla geologia del confine calabro-lucano*. Mem. Soc. Geol. It., **8**: 453-763.
- OGNIBEN L. (1970) - *Schemi paleotettonistici anziché paleogeografici in regioni di corrugamento: l'esempio della Sicilia*. Mem. Soc. Geol. It., **9**: 793-816.
- OGNIBEN L. (1973) - *Schema Geologico Della Calabria In Base Ai Dati Odierni*. Geol. Romana, **12**: 243-585.
- OGNIBEN L. (1974) - *Relazione geologica sullo Stretto di Messina*. 257 pp, 1 carta geol. scala 1:10.000, Relaz. inedita al Gruppo Ponte di Messina.
- OGNIBEN L. (1975) - *Lithostratigraphic complexes and evidence for tectonic phases in Sicily and Calabria*. In "Structural Model of Italy", C.N.R., Quad. Ric. Scientif., **90**: 365-408.
- PATA O. (1955) - *Le argille scagliose del versante sud-orientale della Calabria Ulteriore. Giacitura-litologia-genesi-cronologia.tettonica*. Boll. Serv. Geol. d'Italia, **77** (1): 59-112.
- PATACCA E. & SCANDONE P. (1989) - *Post Tortonian mountain building in the Apennines. The role of the passive sinking of a relic of lithospheric slab*. In: A.BORIANI, M. BONAFEDE, G.B. PICCARDO & G.B. VAI G. (Eds.): "The lithosphere in Italy. Advances in Earth Science Researcher". Atti Conv. Lincei, **80**: 157-176.
- PEPE F., SULLI A., BERTOTTI G. & CATALANO R.. (2005) - *Structural highs formation and their relationship to sedimentary basins in the north Sicily continental margin (southern Tyrrhenian Sea): implication for the Deprano Thrust Front*. Tectonophysics, **409**: 1-18.

- PEPE F., BERTOTTI G., CELLA F. & MARSELLA E. (2000) - *Rifted margin formation in the South Tyrrhenian Sea: a high-resolution seismic profile across the North Sicily passive continental margin*. *Tectonics*, **19**: 241-257.
- PEPE F., SULLI A., AGATE M., DI MAIO D., KOK A., LO IACONO C. & CATALANO R. (2003) - *Plio-Pleistocene geological evolution of the northern Sicily continental margin (southern Tyrrhenian Sea): new insights from high resolution, multi-electrode sparker profiles*. *Geo. Mar. Lett.*, **23**: 53-63.
- PERCH-NIELSEN K. (1985a) - *Mesozoic calcareous nannofossils*. In: BOLLI, SAUNDERS & PERCH-NIELSEN (Eds.): "Plankton Stratigraphy" Cambridge University Press, 329-426.
- PERCH-NIELSEN K. (1985b) - *Cenozoic calcareous nannofossils*. In: BOLLI, SAUNDERS & PERCH-NIELSEN (Eds.): "Plankton Stratigraphy" Cambridge University Press, 427-554.
- PERUZZA L. (1996) - *Modalità di attenuazione dell'intensità macrosismica. Rapporto sintetico per il GdL "Rischio Sismico"*, GNDT.
- PEZZINO A. (1982) - *Confronti petrografici e strutturali tra i basamenti metamorfici delle unità inferiori dei Monti Peloritani (Sicilia)*. *Per. Miner.*, **51**: 35-50.
- PLATT J.P. & COMPAGNONI R. (1990) - *Alpine ductile deformation and metamorphism in a Calabrian basement nappe (Aspromonte, South Italy)*. *Eclogae Geol. Helv.*, **83**: 41-58.
- POSAMENTIER H. W., ALLEN G. P., JAMES D. H. & TESSON M. (1992) - *Forced regressions in a sequence stratigraphic framework: concepts, examples, and exploration significance*. *A.A.P.G. Bull.*, **76**: 1687-1709.
- PREMOLI SILVA I. & SLITER W. V. (2002) - *Practical manual of Cretaceous Planktonic Foraminifera*. Eds. by Premoli Silva I. & Rettori R.: International School on Planktonic Foraminifera, 1° course: Cretaceous, Dip. Sc. Terra, Univ. Perugia
- PUGLISI G. & ROTTURA A. (1973) - *Le leucogranodioriti muscovitiche della zona di Capo Rasocolmo (Messina)*. *Period. Mineral.* **42**: 207-256.
- QUITZOW (1935) - *Der Deckenbau des Kalabrischen Massivs und seiner Randgebiete*. *Abh. Ges. Wiss. Göttingen. Mat. Phys. Kl.*, 3 Folge, **13**: 63-179.
- REHAULT J.P., BOLLIGOT G. & MAUFFRET A. (1984) - *The Western Mediterranean Basin geological evolution*. *Marine Geol.*, **55**: 447-477.
- RIO D. (1982) - *The fossil distribution of Coccolithophore genus Gephyrocapsa Kamptner and related Plio-Pleistocene chronostratigraphic problems*. In: W.L. PRELL, J.V. GARDNER., et al. (Eds): Initial reports of the DSDP, LXVIII, 325-343.
- RIO D., RAFFI I. & VILLA G. (1990a) - *Pliocene-Pleistocene calcareous nannofossil distribution patterns in the Western Mediterranean*. In: K.A. KASTENS, J. MASCLE, et al. (Eds.): *Proceeding ODP Sc. Results*, **107**: 513-533.
- ROYDEN L. PATACCA E. & SCANDONE P. (1987) - *Segmentation and configuration of subducted lithosphere in Italy: an important control on thrust-belt foredeep-basin evolution*. *Geology*, **15**: 714-717.
- ROTOLO S. (1993) - *Augengneisses and associated mafic schists from Torre delle Ciavole, Peloritani Mts. (Sicily)*. *Miner. Petrogr. Acta*, **36**, 35-49.
- ROTOLO S.G. & DE FAZIO P. (2001) - *Clynopyroxene-bearing garnet amphibolites from the Ferrà valley (northern Peloritani Mts., Sicily)*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **120**: 31-35.
- RUSSO S., ARAGONA S., CUTRUPA D. & DI BELLA M. (2002) - *The Mandanici Unit (Peloritani Mountains, NE Sicily): tectono-metamorphic history*. 82° Congresso SIMP, Cosenza 18-20 Settembre. *Plinius*, **28**: 253-254.
- SANTANTONIO M. & TEALE C.T. (1987) - *An example of the Use of Detrital Episodes in Elucidating Complex Basin Histories: the Caloveto and Longobucco Groups of N.E. Calabria, S. Italy*. *Marine Clastic Sedimentology*, J.K. Leggett & G.G. Zuffa (Graham & Trotman, 1987), 62-74.
- SAVELLI D. & WEZEL F.C. (1980) - *Morphologic map of the Tyrrhenian Sea*. C.N.R., P. F. Oceanografia e Fondi Marini, scala 1:1.250.000.
- SAURET B. (1980) - *Contribution à l'étude néotectonique du Déroit de Messine (Italie, secteur de Reggio Calabria)*. Thèse 3me cycle, Univ. Paris, VII: 1-258.

- SCANDONE P. (1979) - *Origin of the Tyrrhenian Sea and Calabrian Arc*. Boll. Soc. Geol. It., **98**: 27-34.
- SCANDONE P., GIUNTA G. & LIGUORI V. (1974) - *The connection between the Apulia and Sahara continental margins in the Southern Appennines and Sicily*. Montecarlo, 24° Congress Assemblée Plenaire C.I.E.S.M. Com. Geol. Geoph. Marines, 1974.
- SCANDONE P. & STUCCHI M. (2000): *La zonazione sismogenetica ZS4 come strumento per la valutazione della pericolosità sismica*. In: GALADINI F., MELETTI C. E REBEZ A. (eds.), *Le ricerche del GNDT nel campo della pericolosità sismica (1996-1999)*. Gruppo Nazionale per la Difesa dai Terremoti, Roma, 3-14.
- SEGUENZA G. (1882) - *Studi geologici e paleontologici sul cretaceo medio dell'Italia meridionale*. Atti R. Acc. Lincei, Mem. Cl. Sc. Fis. Mat. Nat., s. 3, **12**: 65-214.
- SEGUENZA G. (1885) - *Il Lias inferiore nella Provincia di Messina*. Rend. della R. Acc. Sc. Fis. Mat., Napoli
- SELLI R. (1970) - *Cenni morfologici generali sul Mar Tirreno*. Giornale di Geologia, **37**: 5-24.
- SELLI R. (1978) - *Geologia e sismotettonica dello Stretto di Messina*. Convegno su: L'attraversamento dello Stretto di Messina e la sua fattibilità, 4-6 Luglio 1978. Atti Acc. Naz. Lincei, **43**: 119-154.
- SELLI R. & FABBRI A. (1971) - *Tyrrhenian: a Pliocene deep sea*. Acc. Naz. Lincei, Rend. Cl. Sc. Fis. Mat. Nat., **50** (5): 580-592.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA - *Foglio 587-600 "Milazzo Barcellona P.G." della Carta Geologica d'Italia. Scala 1:50.000*. Coordinatore F. Lentini (in stampa).
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA - *Foglio 612 "Randazzo" della Carta Geologica d'Italia. Scala 1:50.000*. Coordinatore F. Lentini (in stampa).
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA - *Foglio 601 Messina-Reggio di Calabria della Carta Geologica d'Italia. Scala 1:50.000*. Coordinatore F. Lentini. (in stampa)
- SHACKLETON N.J., BERGER A. & PELTIER W.R. (1990) - *An alternative astronomical calibration of the lower Pleistocene timescale based on ODP Site 677*. Trans. R. Soc. Edinburgh, Earth Science, **81**: 251-261.
- SIRNA G. (1962) - *Stratigrafia e microfacies dei lembi mesozoici della valle di Galati Mamertino (Sicilia nord-orientale)*. Geol. Romana, **1**: 191-203.
- SISSINGH W. (1977) - *Biostratigraphy of the Cretaceous nannoplankton*. Geologie en Mijnbouw, **56**: 37-65.
- SOMMA R. (1998) - *Geologia strutturale del fronte meridionale dei Monti Peloritani sud-orientali ("Linea di Taormina", Sicilia)*. Tesi di dottorato. Università di Palermo.
- SPROMIERI (1993) - *Pliocene-Early Pleistocene astronomically forced planktonic foraminifera abundance fluctuations and chronology of Mediterranean calcareous plankton bio-events*. Riv. It. Paleont. Strat., **99** (3): 371-414.
- STAUB R. (1951) - *Über die Beziehungen zwischen Alpen und Apennin und die Gestaltung der alpinen Leitlinien Europas*. Eclogae Geol. Helv., **44** (1): 29-130.
- STURANI C. (1967) - *Réflexions sur les faciès lumachelliques du Dogger mésogéen (Lumachelle a "Posidonia alpina" Auctt.)*. Boll. Soc. Geol. It., **86**: 445-467.
- THERY J.M., BALUSSEAU B. & VOISENET E. (1985) - *Découverte de Tria supérieur fluviale en domaine péloritain (Arc calabrais, Sant'Angelo di Brolo, NE Sicile)*. C.R.Acad. Sci. Paris, **301**: 823-825.
- TINTI S. & MULARGIA F. (1987) - *Confidence intervals of b-values for grouped magnitudes*. Bull. Seismol. Soc. Am., **77**: 2125-2134.
- TORTORICI L., MONACO C., TANSI C. & COCINA O. (1995) - *Recent and active tectonics in the Calabrian Arc (Southern Italy)*. Tectonophysics, **243**: 37-55.
- TRINCARDI F. & FIELD M.E. (1991) - *Geometry, lateral variation and preservation of downlapping regressive shelf deposits: Eastern Tyrrhenian Sea margin, Italy*. Journal of Sedimentary Petrology, **LXI** (5), 775-790.
- TRINCARDI F. & ZITELLINI N. (1987) - *The rifting of the Tyrrhenian Basin*. Geo-Marine Letters, **7**: 1-6.
- TRUILLET R. (1961) - *Rémarques stratigraphiques et tectoniques sur la Région de Novara di Sicilia (Monts Péloritains, Sicile)*. Bull. Soc. Géol. France, s.7, **3**: 559-567.

- TRUILLET R. (1968) - *Etude géologique des Peloritains orientaux (Sicile)*. Thèse Fac. Sci., 2 voll., 547 pp., Paris.
- TRUILLET R. (1969) - *Etude géologique des Peloritains orientaux (Sicile)*. Riv. Miner. Siciliana, n. **115-116: 118-120**.
- VAIL P. R., AUDEMARD F., BOWMAN S. A., EISNER P. N. & PEREZ-CRUZ G. (1991) - *The stratigraphic signatures of tectonics, eustasy and sedimentation, an overview*. In: G. EINSEL, W. RICKEN & A. SEILACHER (Eds.): "Cycles and Events in Stratigraphy". Berlin, Springer - Verlag, pp. 617-659.
- VAIL P.R., MITCHUM R.M., TODD R.G., WIDMIER J.M., THOMPSON S., SANGREE J.B., BUBB J.N. & HATFIELD W.G. (1977) - *Seismic stratigraphy and global changes of sea level*. In: C.E. PAYTON (Ed.): "Seismic Stratigraphy applications to hydrocarbon exploration". AAPG Memoir. **26**: 49-50.
- VALENSISE G. & PANTOSTI D. (1992) - *A 125 Kyr-long geological record of seismic source repeatability: the Messina Strait (Southern Italy) and the 1908 earthquake (Ms 7.5)*. Terra Nova, **4**: 472-483.
- VARNES D.J. (1978) - *Slope movement types and processes*. In: *Landslides: analysis and control transportation*. Research Board, National Academy of Sciences, Special Report 176, cap.2.
- VIOLANTI D., BONFIGLIO L. & SACCA' D. (1987) - *Foraminiferi pleistocenici ed interpretazioni paleoambientali in un affioramento della Sicilia nord-orientale (Rometta, Messina)*. Riv. It. Paleont. Strat., **93** (2): 251-286.
- VIOLANTI D. (1989) - *I foraminiferi plio-pleistocenici del versante settentrionale dei Monti Peloritani: analisi biostratigrafica e paleoambientale*. Riv. It. Paleont. Strat., **95** (2): 173-216.
- WELTJE G. (1992) - *Oligocene to Early Miocene sedimentation and tectonics in the southern part of the Calabrian-Peloritan Arc (Aspromonte, southern Italy): a record of mixed-mode piggy-back basin evolution*. Basin Research, **4**: 37-68.
- WEZEL F.C., SAVELLI D., BELLAGAMBA M., TRAMONTANA M. & BARTOLE R. (1981) - *Plio-Quaternary depositional style of sedimentary basins along insular Tyrrhenian margins*. In: F.C. WEZEL (Ed.): "Sedimentary basins of Mediterranean margins". Tecnoprint, Bologna, pp. 239-269.
- WILLIAMS D.F., THUNNEL R.C., TAPPA E., RIO D. & RAFFI I. (1988) - *Chronology of the Pleistocene oxygen isotope record, 0-1,88 M.yr*. B.P. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **61**: 221-240.
- YIN P., BERNÉ S., VAGNER P., LOUBRIEU & LIU B.Z. (2003) - *Mud volcanoes at the shelf margin of the East China Sea*. Marine Geology, **194**: 135-149.
- ZUPPETTA A. & SAVA A. (1987) - *Nuovi dati sulla geologia dei dintorni di Mandanici (Monti Peloritani - Sicilia)*. Boll. Soc. Geol. It., **106**: 347-349.