



ISPR A

Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale

SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA

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

NOTE ILLUSTRATIVE

della

CARTA GEOLOGICA D'ITALIA

alla scala 1:50.000

fogli 587 e 600

MILAZZO - BARCELLONA P. G.

a cura di

S. Carbone¹, A. Messina², F. Lentini¹

con il contributo tematico di

E. Macaione²

e la collaborazione degli Autori citati nell'Introduzione

¹ Dipartimento di Scienze Geologiche, Università di Catania

² Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Messina

Ente realizzatore



Regione Siciliana

Assessorato Territorio e Ambiente

Direttore Responsabile 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 - Assessorato Territorio e Ambiente

Responsabile del Progetto CARG per l'Università degli Studi di Catania:

F. Lentini

PER IL SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA - ISPRA:

Revisione scientifica:

R. Bonomo, E. La Posta, M. Rossi

Coordinamento cartografico:

D. Tacchia (coordinatore), **F. Pilato, M. Roma**

Revisione informatizzazione dei dati geologici:

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

Coordinamento editoriale e allestimento per la stampa:

D. Tacchia, F. Pilato, M. Roma

PER L'UNIVERSITÀ DI CATANIA:

Informatizzazione dei dati geologici (Banca Dati):

S.EL.CA. s.r.l., Firenze

Allestimento editoriale e cartografico:

S.EL.CA. s.r.l., Firenze

Informatizzazione e allestimento cartografico per la stampa dalla Banca Dati

a cura della **S.EL.CA.** s.r.l., Firenze

Gestione tecnico-amministrativa del Progetto CARG:

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

D. Greco (dal 2005) e **R. Giordano** (dal 2009) - Regione Siciliana

G. Ali (Università di Catania - Dipartimento di Scienze Geologiche).

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

Stampa: **S.EL.CA.** s.r.l., Firenze - 2011

INDICE

I	- INTRODUZIONE	7
1.	- INQUADRAMENTO DELL'AREA DEI FOGLI, METODOLOGIE E CRITERI ADOTTATI.	7
2.	- CARATTERI GEOGRAFICI.	10
2.1	OROGRAFIA.	10
2.2	CLIMA	11
2.3	VEGETAZIONE	11
II	- STUDI PRECEDENTI	13
III	- INQUADRAMENTO GEOLOGICO	31
IV	- STRATIGRAFIA	35
1.1.	- INTRODUZIONE E CRITERI	35
1.2.	- BIOSTRATIGRAFIA	36
2.	- UNITÀ DELLA CATENA KABILO-CALABRIDE	37
2.1.	- UNITÀ TETTONICA DI S. MARCO D'ALUNZIO	37
2.1.1.	- <i>Osservazioni geologiche nell'area del Foglio</i>	39
2.2.	- UNITÀ TETTONICA DI NOVARA	42
2.2.1.	- <i>Successione mesozoico-paleogenica</i>	43
2.2.1.1.	- <i>formazione di Rocca Novara</i>	44
2.2.1.2.	- <i>conglomerato rosso</i>	46
2.3.	- UNITÀ TETTONICA DI FONDACHELLI	47
2.3.1.	- <i>Osservazioni geologiche nell'area del Foglio</i>	48
2.4.	- UNITÀ TETTONICA DI MANDANICI	51
2.4.1.	- <i>Osservazioni geologiche nell'area del Foglio</i>	52
2.4.2.	- <i>Successione mesozoica</i>	56
2.4.2.1.	- <i>formazione di M. Ficherelle</i>	56
2.5.	- UNITÀ TETTONICA DI PIRAINO	59
2.5.1.	- <i>Osservazioni geologiche nell'area del Foglio</i>	61
2.6.	- UNITÀ TETTONICA DEL MELA	65
2.6.1.	- <i>Osservazioni geologiche nell'area del Foglio</i>	67
2.7.	- UNITÀ TETTONICA DELL'ASPROMONTE	76
2.7.1.	- <i>Osservazioni geologiche nell'area del Foglio</i>	79
3.	- SUCCESSIONE TERRIGENA DELL'OLIGOCENE SUPERIORE-MIOCENE INFERIORE	87

3.1.	- FLYSCH DI CAPO D'ORLANDO »	87
4.	- UNITÀ DELLA CATENA APPENNINICO-MAGHREBIDE »	90
4.1.	- UNITÀ TETTONICA ANTISICILIDE »	90
4.1.1.	- <i>agile scagliose dei Monti Peloritani</i> »	91
5.	- SUCCESIONE TERRIGENA DEL MIOCENE INFERIORE-MEDIO »	94
5.1.	- CALCARENITI DI FLORESTA »	95
5.2.	- MARNE DI M. PITÒ »	97
6.	- SUCCESIONE CLASTICA ED EVAPORITICA DEL MIOCENE MEDIO-SUPERIORE »	98
6.1.	- FORMAZIONE DI S. PIER NICÈTO »	98
6.2.	- GRUPPO GESSOSO-SOLFIFERA »	104
6.2.1.	- <i>Calccare evaporitico brecciato</i> »	105
7.	- SUCCESIONE DEL PLIOCENE INFERIORE- PLEISTOCENE MEDIO »	106
7.1.	- TRUBI »	106
7.2.	- FORMAZIONE DI ROMETTA »	107
8.	- DEPOSITI DEL PLEISTOCENE MEDIO-SUPERIORE . . »	111
8.1.	- DEPOSITI MARINI TERRAZZATI »	113
8.1.1.	- <i>ordini dei depositi terrazzati</i> »	113
8.2.	- DEPOSITI CONTINENTALI E TRANSIZIONALI »	117
8.2.1.	- <i>ghiaie e sabbie di Messina</i> »	117
8.2.2.	- <i>depositi alluvionali terrazzati</i> »	118
9.	- DEPOSITI CONTINENTALI E TRANSIZIONALI OLOCENICI »	121
9.1.	- DEPOSITI ALLUVIONALI RECENTI E DEPOSITI DI PIANA LITORALE . . »	121
9.2.	- DEPOSITI ALLUVIONALI ATTUALI »	124
9.3.	- COLTRE ELUVIO-COLLUVIALE »	126
9.4.	- DEPOSITO DI VERSANTE »	127
9.5.	- DEPOSITO DI SPIAGGIA E DEI CORDONI LITORALI ATTUALI »	128
9.6.	- DEPOSITO DI FRANA »	129
V	- TETTONICA »	133
1.	- PREMESSA »	133
2.	- STRUTTURE TETTONICHE "PELLICOLARI" PALEOGENICO-MIOCENICHE" »	138
3.	- FASI TETTONICHE DEL MIOCENE MEDIO-SUPERIORE »	143
4.	- STRUTTURE TETTONICHE PLIO-PLEISTOCENICHE »	144
VI	- ELEMENTI DI GEOMORFOLOGIA »	151
1.	- MORFOLOGIA DEL TERRITORIO »	151
2.	- IDROGRAFIA »	153

3.	- LITORALI	»	157
4.	- MORFOLOGIA COSTIERA	»	158

VII	- GEOLOGIA APPLICATA	»	161
1.	- IDROGEOLOGIA	»	161
1.1.	- COMPLESSI IDROGEOLOGICI E ACQUIFERI	»	161
1.2.	- ACQUIFERI DELLE SUCCESIONI DI CATENA	»	164
1.2.1.	- <i>Circolazione idrica nelle metamorfiti</i>	»	164
1.2.2.	- <i>Circolazione idrica nei depositi terrigeni</i>	»	165
1.2.3.	- <i>Sorgenti</i>	»	165
1.3.	- ACQUIFERI DEI DEPOSITI NEOGENICI E QUATERNARI	»	168
1.3.1.	- <i>Acquiferi dei depositi clastici ed evaporitici</i>	»	168
1.3.2.	- <i>Acquiferi dei depositi alluvionali</i>	»	169
1.3.3.	- <i>Condizioni idrodinamiche</i>	»	173
1.4.	- PRELIEVI E UTILIZZAZIONI	»	175
1.5.	- CHIMISMO DELLE ACQUE	»	175
1.6.	- VULNERABILITÀ ALL'INQUINAMENTO DEGLI ACQUIFERI	»	181
1.6.1.	- <i>Vulnerabilità naturale</i>	»	181
1.6.2.	- <i>Vulnerabilità integrata</i>	»	182
1.6.3.	- <i>Valutazione della vulnerabilità</i>	»	183

VIII	- ANALISI DELLA SISMICITÀ E PERICOLOSITÀ SISMICA	»	187
1.	- SISMICITÀ E ZONE SISMOGENETICHE	»	187
2.	- STORIE SISMICHE	»	189
3.	- PERICOLOSITÀ SISMICA	»	191
4.	- CONSIDERAZIONI CONCLUSIVE	»	193

APPENDICE 1	BIOSTRATIGRAFIA DEI DEPOSITI DEL MIOCENE MEDIO-PLEISTOCENE MEDIO	»	197
--------------------	---	----------	------------

APPENDICE 2	EVIDENZE DI SOLLEVAMENTO RECENTE LUNGO LA PENISOLA DI MILAZZO	»	201
--------------------	--	----------	------------

APPENDICE 3	LA RISERVA NATURALE ORIENTATA "LAGHETTI DI MARINELLO"	»	203
--------------------	--	----------	------------

APPENDICE 4	VALUTAZIONE DEL DISSESTO IDROGEOLOGICO	»	219
--------------------	---	----------	------------

APPENDICE 5	
BENI AMBIENTALI E ARCHEOLOGICI	» 225
EXTENDED ABSTRACT	» 237
BIBLIOGRAFIA	» 247

PROGETTO
CARG

I - INTRODUZIONE

1. - INQUADRAMENTO DELL'AREA DEI FOGLI, METODOLOGIE E CRITERI ADOTTATI

I Fogli 587 “Milazzo” e 600 “Barcellona Pozzo di Gotto” della Carta Geologica d'Italia in scala 1:50.000 sono stati realizzati nell'ambito del Progetto CARG (Legge 226/99) tramite Convenzione tra APAT (Agenzia per la Protezione dell'Ambiente e per i Servizi Tecnici – Dipartimento Difesa del Suolo) - Regione Siciliana (Assessorato Territorio e Ambiente) – Università degli Studi di Catania (Dipartimento di Scienze Geologiche).

I due fogli ricadono interamente nella Provincia Regionale di Messina. Il Foglio “Barcellona P.G.” comprende terre emerse per circa 4/5 (542 kmq) e il Foglio “Milazzo” per 1/15 (circa 40 kmq); le restanti aree marine ricadono nel Bacino Tirrenico meridionale.

L'area si presenta estremamente complessa dal punto di vista geologico-strutturale, in quanto ha subito una tettonica polifasica, con sovrapposizione di strutture compressive dall'Eocene superiore in poi, fino ad essere interessata in tempi recenti da un imponente sistema di faglie normali e trascorrenti e da ulteriori strutture compressive, sovrapposte a quelle paleoceniche, e legate all'apertura del Bacino Tirrenico.

L'evoluzione geodinamica intensa e veloce rende quest'area critica oltre che dal punto di vista sismotettonico, anche sotto il profilo della dinamica morfologica con problemi legati alla franosità di versanti molto acclivi e all'erosione del suolo: tali aree, originariamente discretamente boschive, oggi sono rese brulle dagli incendi e dall'azione antropica, a volte devastatrice, che ha annullato un patrimonio forestale difficilmente ripristinabile.

In questo ambito i due fogli vanno a rappresentare un “documento” di aggiornamento scientifico sull'assetto geologico generale, che si avvale di una cartogra-

fia non ufficiale, a diversa scala, edita tra gli anni 1990 e 2000.

In passato l'area è stata oggetto di studi prevalentemente a carattere petrografico, di rilevamenti e di analisi stratigrafico-strutturali condotti con fondi di ricerca CNR e ministeriali (MIUR). Nell'ambito di tali progetti sono state prodotte, alla scala 1:25.000, la Carta geologica del Golfo di Patti (Sicilia settentrionale) (CALIRI *et alii*, 1993) e la Carta geologica del settore occidentale dei Monti Peloritani (CARBONE *et alii*, 1998). Più recentemente, per iniziativa della Provincia Regionale di Messina, è stata redatta la Carta geologica della Provincia di Messina (LENTINI, 2000), che costituisce un documento geologico di base di tutto il territorio messinese e che va a colmare una reale lacuna temporale, se si considera che gli unici prodotti cartografici ufficiali risalgono a BALDACCI (1886).

La gran parte dei terreni affioranti nel territorio in esame è costituita da rocce cristalline proterozoiche e paleozoiche di vario grado metamorfico, la rimanente parte è rappresentata da terreni sedimentari marini giurassico-quadernari, fino a continentali e marini attuali.

I fogli 587 "Milazzo" e 600 "Barcellona P.G." sono stati realizzati secondo la seguente organizzazione tecnico-scientifica:

Responsabile del Progetto: Dott. G. ARNONE (Regione Siciliana),

Coordinatore scientifico: Prof. F. LENTINI (Università di Catania),

Direttore dei rilevamenti: Prof.ssa S. CARBONE (Università di Catania),

Esperti di settore: Prof.ssa A. MESSINA (Università di Messina) per la Petrologia dei basamenti e Geologia del cristallino;

Dati derivati da: "Carta Geologica della Provincia di Messina" alla scala 1:50.000 (LENTINI, 2000); revisioni e rilevamenti *ex novo* a cura di F. LENTINI e S. CARBONE;

Analisti:

Basamenti: Dr.ssa E. MACAIONE (Università di Messina) per i campionamenti e l'analisi petrografica alla meso- e microscala;

I rilevamenti geologici, iniziati nell'estate del 2006 e ultimati alla fine del 2009, sono stati condotti alla scala 1:10.000, utilizzando la Carta Tecnica Regionale (sezioni CTR) edita alla fine degli anni 1980 dall'Assessorato Territorio e Ambiente della Regione Siciliana. I rilevamenti hanno interessato un'area eterogenea dal punto di vista litologico-strutturale, caratterizzata da un'ampia zona montuosa e acclive che rapidamente degrada verso la fascia costiera, solcata da incisioni fluviali che partono da circa 1300 m dello spartiacque principale, e non servita, ad alta quota, da viabilità adeguata, ma solamente da mulattiere e sentieri. Alcune limitazioni al rilevamento puntuale sono state imposte dalla copertura vegetale, dalla recinzione di aree private, di demanio, e dall'intensa urbanizzazione della fascia litoranea, specialmente in aree di insediamento turistico-balneare.

Per la distinzione dei litotipi sedimentari ci si è avvalsi del criterio litostratigrafico; i terreni metamorfici sono stati invece raggruppati in unità tettoniche, come in uso nella cartografia geologica delle catene a falde di basamento.

I dati bio e cronostratigrafici relativi alla formazione di Rocca Novara, al flysch di Capo d'Orlando e alla formazione di S. Pier Niceto *p.p.* derivano dai limitrofi fogli "Taormina" e "Messina-Reggio di Calabria", ove sono presenti le sezioni tipo.

La datazione delle formazioni sedimentarie del Miocene medio e plio-pleistoceniche è stata condotta negli anni 2006-2008, tramite indagine micropaleontologica a nannofossili calcarei, su circa 50 campioni raccolti sia lungo sezioni stratigrafiche, che in maniera sparsa. I dati geo-cronologici relativi a tale intervallo sono espressi nel limitrofo Foglio "Messina-Reggio di Calabria" (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 2008).

Per la datazione delle unità sedimentarie del Quaternario (Pleistocene inferiore) e del Pliocene (in particolare del Pliocene superiore, compreso attualmente nel Pleistocene inferiore) è stata adottata la vecchia scala cronostratigrafica e non quella attuale, approvata nel 2009. Tale scelta è stata dettata prioritariamente dall'esigenza di rendere intelligibile la corrispondenza geocronologica con le stesse e/o analoghe formazioni presenti nei fogli limitrofi, già pubblicati (v. Foglio 601 "Messina-Reggio di Calabria", SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 2008; Foglio 613 "Taormina", SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 2010) o accettati per la stampa (v. Foglio 599 "Patti").

Per la caratterizzazione petrografica dei terreni silicoclastici si è fatto riferimento ai dati di letteratura.

Lo studio petrografico dei terreni metamorfici è stato effettuato su circa 240 campioni di roccia di cui 110 selezionati per l'analisi in sezione sottile e 35, rappresentativi dello studio meso e microstrutturale, documentati da schede. La grande quantità di dati emersa ha consentito una suddivisione più articolata e precisa delle unità di basamento pre-paleozoico e paleozoico, e trova riscontro nei litotipi cartografati.

Le Note Illustrative sono a cura dei Proff. S. CARBONE, A. MESSINA e F. LENTINI:

S. CARBONE ha curato il capitolo introduttivo; le note storico-bibliografiche delle formazioni sedimentarie; gli aspetti di Geologia regionale; la Stratigrafia delle coperture sedimentarie mesozoiche e neogenico-quadernarie, la Geomorfologia costiera e fluviale *p.p.* (**Titoli I, III p.p., IV: Cap. 2 p.p., Cap. 3-9, Titolo VI p.p.**); il coordinamento e la revisione del testo; l'*editing* delle Note Illustrative.

A. MESSINA ha curato le note storico-bibliografiche delle unità di basamento, la ricostruzione tettonica delle unità cristalline proterozoiche e paleozoiche, lo studio petrografico-petrologico e la geologia del cristallino (**Titoli II, III p.p., IV: Cap. 2**).

F. LENTINI ha curato gli aspetti geodinamici, strutturali paleo e neotettonici, di geologia regionale (**Titoli III p.p., V**), e la revisione del testo.

Alla stesura delle Note Illustrative ha contribuito:

Dr.ssa E. MACAIONE per l'analisi meso-macroscopica dei litotipi cristallini, per le

note storico-bibliografiche delle unità di basamento e per le osservazioni geologiche dei fogli (**Titoli II, IV p.p.: Cap. 2**).

Hanno collaborato:

Prof. V. FERRARA (Università di Catania): Elementi di Geomorfologia e Geologia Applicata (**Titolo VI p.p. e VII**);

Prof.ssa M.S. BARBANO (Università di Catania): Sismicità e Pericolosità sismica (**Titolo VIII**);

Dr.ssa A. DI STEFANO: Biostratigrafia del Miocene medio-Pleistocene medio (**Appendice I**);

Prof. C. MONACO (Università di Catania): Sollevamento recente lungo la Penisola di Milazzo (**Appendice II**).

Dr.ssa C. MARTINO e Dr.ssa A. ZANINI (Università di Catania): La Riserva Naturale Orientata “Laghetti di Marinello” (**Appendice III**).

Dr. B. COPAT (Geologo, Libero professionista, Catania): Valutazione del dissesto idrogeologico (**Appendice IV**);

Dr.ssa C. CANTARELLA (Libero professionista in Beni Culturali, Catania) e Dr. G.L. CANTARELLA (Geologo, Regione Siciliana): Beni Ambientali e Archeologici (**Appendice V**);

Il Dr. G.L. CANTARELLA e il Dr. G. BARRECA (Contrattista Università di Catania) hanno elaborato le immagini digitali.

2. – CARATTERI GEOGRAFICI

2.1. - OROGRAFIA

Il territorio dei fogli “Milazzo-Barcellona P.G.” ricade quasi interamente sul versante tirrenico della terminazione meridionale della dorsale dei Monti Peloritani, che rappresenta l’elemento orografico dominante dell’intera Sicilia nord-orientale. La dorsale costituisce una tipica zona montuosa con versanti ripidi e rilievi che superano i 1200 m, disposti secondo due dorsali parallele allineate in senso NE-SO lungo l’attuale spartiacque principale tra il versante tirrenico e quello ionico. Relativamente all’area dei fogli i rilievi maggiori sono rappresentati da: Pizzo Polo (1287 m), Pizzo Batteddu (1228 m), Pizzo Acqua Bianca (1209 m) e Pizzo Croce (1214 m), posti lungo lo spartiacque principale; rilievi minori sono quelli di Pizzo del Palo (700 m), Pizzo Soglio (663 m), M. Melia (686 m), sul versante tirrenico, e di Pizzo Rotolia (1004 m), M. Cavallo (1216 m) su quello ionico. Il tratto meridionale della dorsale principale è attraversato da valichi (Portelle) che si attestano a 1164 m (P.la Femmina Morta), a 1012 m (P.la Golabassa), a 1103 m (P.la Funda) e a 760 (P.la Cavalieri).

Lungo queste dorsali si osserva una morfologia aspra e accidentata, tipica dei terreni metamorfici di medio-alto grado profondamente incisi dalle fiumare. Sul versante tirrenico sono pure presenti tratti pedemontani caratterizzati da una morfologia blanda tipica dei depositi terrigeni terziari e quaternari, data da piano-

ri e da colline con quote variabili dalle decine alle centinaia di metri (M. Gonia, 263 m; M. Lombardia, 421 m) e da monti più o meno arrotondati (M. Bammina, 746 m; M. Pitò, 730 m).

Larghe fiumare, a regime torrentizio stagionale e capaci di improvvise piene, si estendono in senso sud-nord e mostrano particolare pericolosità in corrispondenza delle foci, in quanto attraversano il tracciato della A 20, quello della ferrovia PA-ME e della SS 113 Messina-Palermo. Su quest'ultima si sono verificati tragici eventi dovuti ad esondazioni con perdita di vite umane. Inoltre, lungo le fiumare decorrono altre strade statali e provinciali che collegano la costa con i centri abitati posti all'interno, quali Montalbano Elicona, Novara di Sicilia, Mandanici, per citare solo quelli più meridionali.

2.2. - CLIMA

Le caratteristiche climatiche dell'area peloritana sono influenzate dalla complessa articolazione orografica, sensibilmente modificate dall'azione marina. Pertanto, nonostante i caratteri generali siano quelli del clima mediterraneo-marittimo, lungo le coste si registrano di norma estati calde, inverni brevi e generalmente miti, con precipitazioni concentrate nel periodo autunnale-invernale. Nelle aree più interne invece le temperature invernali sono più rigide, mentre quelle estive rimangono pressoché invariate.

La distribuzione delle precipitazioni è stata ricavata (FERRARA, 1999) dai dati rilevati in 19 stazioni pluviometriche del Servizio Idrografico nel periodo 1921-1990. Lungo la fascia costiera e i bassi versanti collinari i valori medi si aggirano sui 700-800 mm, mentre alle quote più elevate (crinale della catena peloritana) si raggiungono valori di oltre 1300 mm. In relazione al prevalente apporto di masse di aria umida da parte di venti che spirano da nord-ovest (Maestrale), le precipitazioni sul versante tirrenico mostrano generalmente valori più elevati tra ottobre e dicembre; nelle stagioni autunnale e invernale si concentra comunque il 75% circa del totale annuo, con il 70% di giorni piovosi. Inoltre a quote prossime o superiori ai 1000 m si verificano, nei mesi di dicembre, gennaio e febbraio, anche precipitazioni a carattere nevoso. Anche la distribuzione delle temperature risulta fortemente condizionata dall'altitudine, analogamente a quanto accade per le precipitazioni meteoriche.

2.3. - VEGETAZIONE

Il settore peloritano è caratterizzato da una vegetazione spontanea varia e disomogeneamente distribuita, con oleandro, fico d'india, agave, ginestra, *etc.* In zone di montagna, ancora incontaminate, si sviluppano lussureggianti pinete, castagneti, nocciolieti, sughereti, *etc.* 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 alcune zone hanno reso, per parecchi chilometri, cime e versanti montani crudamente brulli. In alcune zone già da vari anni sono in atto opere di rimboscimento. Nella fascia collinare e della pianura costiera è invece molto comune la macchia mediterranea 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 e le spiagge, di discariche abusive di rifiuti solidi urbani, di materiale edilizio di risulta e rottami di ogni genere.

II - STUDI PRECEDENTI

La ricostruzione storica delle ipotesi formulate sull'origine dell'Arco Calabro-Peloritano (ACP) sottolinea l'esistenza di due scuole di pensiero contrapposte, l'autoctonista e parautoctonista, e l'alloctonista, alle quali sono riconducibili tre modelli interpretativi:

- la prima scuola, nel modello autoctonista o fissista, vede l'ACP come un massiccio autoctono, interessato durante l'orogenesi alpina da movimenti orizzontali, subsidenza, sollevamento e rotazioni (CORTESE, 1895; GÖRLER & GIESE, 1978); nel modello parautoctonista, come una struttura ercinica, o un promontorio africano, soggetta nell'Alpino a *thrust* che hanno originato unità tettoniche radicate (QUITZOW, 1935; CAIRE *et alii*, 1960; GRANDJACQUET *et alii*, 1961; GLANGEAUD *et alii*, 1962; DUBOIS, 1970, 1976; LORENZONI & ZANETTIN LORENZONI, 1983; FERLA *et alii*, 1983; ACQUAFREDDA *et alii*, 1988);

- la seconda scuola, alloctonista o faldista, considera l'ACP formato da una pila di unità tettoniche, con basamento cristallino pre-Alpino e coperture mesozoiche, strutturatasi nell'Alpino (LUGEON & ARGAND, 1906; LIMANOWSKY, 1913).

L'ultima ipotesi, successivamente sviluppata in modo analitico e scientifico (OGNIBEN 1960, 1973; TRUILLET, 1968), è quella in linea con i caratteri geologico-strutturali delle Catene Alpine del Mediterraneo centro-occidentale.

Comprovata la validità della concezione faldistica, paleogeograficamente le unità tettoniche furono interpretate come frammenti provenienti: dall'Oceano Tetide quelle di crosta oceanica (BONARDI *et alii*, 1988, 1993); dal margine africano (ALVAREZ, 1976; AMODIO-MORELLI *et alii*, 1976; GRANDJACQUET & MASCLE, 1978), o dal margine europeo (OGNIBEN 1973; DURAND DELGA, 1980; DURAND DELGA & FONTBOTÉ, 1980; BOUILLIN *et alii*, 1986; KNOTT, 1987; DIETRICH, 1988) quelle di crosta continentale. L'ACP veniva considerato, quindi, un segmento di catena con evoluzione unitaria.

Negli anni '80 sono stati riconosciuti in esso due Settori, Settentrionale e Meridionale, a nord e a sud dell'allineamento Soverato-Valle del Mesima, divenuti cinematicamente indipendenti nell'eo-alpino (Cretacico superiore-Paleogene), differenziati per evoluzione tettono-metamorfica alpina (BONARDI *et alii*, 1980, 1982a, 1982b; BONARDI & GIUNTA, 1982; SCANDONE, 1982; TORTORICI, 1983; BOCCALETTI *et alii*, 1984; BONARDI *et alii*, 1984; DERCOURT *et alii*, 1985; BONARDI *et alii*, 1991, 1996).

L'ACP è stato anche considerato come “*terrane*” composito, prodotto dall'amalgamazione di tre (VAI, 1992) o di due “*subterrane*” (BONARDI *et alii*, 2001, 2004).

FINETTI *et alii* (2005) e LENTINI *et alii* (2006) ascrivono le unità calabridi dei Monti Peloritani alla delaminazione del margine europeo, originariamente localizzate sul bordo interno della Tetide, bacino compreso tra le placche europea ed afro-adriatica, originatosi a partire dal Giurassico. Le falde di basamento con le loro coperture meso-cenozoiche si sarebbero messe in posto durante il Paleogene, l'edificio poi sarebbe stato trasportato sulle unità appenninico-maghebidi a partire dal Miocene medio.

Un ultimo modello ascrive le unità di crosta continentale a domini paleogeografici localizzati su una microplacca, il Mesomediterraneo, collocata nell'Oceano Tetide durante il Giurassico-Cretacico, tra le placche europea e africana, e le altre, minori di Ragusa, Apulia e Adria (MARTÍN-ALGARRA *et alii*, 1992; GUERRERA *et alii*, 1993; PERRONE, 1996; FRIZON DE LAMOTTE *et alii*, 2000; BONARDI *et alii*, 2001, 2004; MICHARD *et alii*, 2002; PERRONE *et alii*, 2006).

Schemi interpretativi sui Monti Peloritani, a concezione:

- fissista -

SEGUENZA (1873) con la prima carta geologica a scala 1:25.000 di parte dell'attuale Settore Meridionale, e BALDACCI (1886) con la Descrizione Geologica dell'Isola di Sicilia di supporto alla Carta Geologica a scala 1:100.000.

- parautoctonista -

QUITZOW (1935) interpreta il “massiccio” Calabro-Peloritano come una piega anticlinale ercinica, formata da un basamento di metamorfiti e plutoniti e da una sequenza sedimentaria meso-cenozoica.

- faldistica -

LIMANOWSKY (1913), seguendo LUGEON & ARGAND (1906), ricostruisce nelle metamorfiti e nei sedimenti mesozoici della Calabria e della Sicilia, una enorme piega, radicata nel Tirreno, formante tre digitazioni: Serra S. Bruno, Aspromonte e Peloritani.

OGNIBEN (1960, 1969, 1970, 1973) definisce uno schema geologico dei Monti Peloritani e della Calabria meridionale, modificato poi da ATZORI & VEZZANI (1974) e ATZORI *et alii* (1975), nel quale vengono riconosciute quattro falde, messi in posto prima dell'Oligocene superiore, definite dal basso verso l'alto: **Falda di Longi**, costituita da un basamento semimetamorfico e una successione sedimentaria terminante in alto con il Flysch di Frazzanò (Lias-Eocene); **Falda**

di Galati, formata da semiscisti con una copertura discordante a calcari algali e depositi ruditici del Titonico; **Falda di Mandanici** composta da filladi e resti di una copertura mesozoica di calcari a calpionelle (Cretacico inferiore); **Falda dell'Aspromonte**, affiorante anche in Calabria, costituita da metamorfiti di medio-alto grado con intrusioni granitiche. La pila di falde è ricoperta da un "flysch tardo-orogeno calabride" (Flysch di Capo d'Orlando), con l'interposizione tettonica delle Argille Varicolori (Ricoprimento della Falda delle Argille Antisicilidi) e del Complesso Postorogeno. Nel Tortoniano il "Complesso Calabride" costituito dalle falde e dai sedimenti da tardo- a post-orogene si sarebbe accavallato, insieme al "Complesso Liguride" (eugeosinclinale appenninica interna calabra), sui terreni del "Complesso Sicilide" (eugeosinclinale appenninica esterna sicula) e su quelli del "Complesso Panormide" (miogeoanticlinale).

TRUILLET (1961) riconosce nei Peloritani un'unica falda, rovesciata verso S, di cata- fino a epimetamorfiti.

TRUILLET (1968, 1970), DUÉE (1969) e CAIRE (1970) interpretano i Peloritani come una piega coricata Ercinica, con un basamento di metamorfiti di medio-alto grado e intrusioni granitiche, passante verso l'esterno a metamorfiti di basso grado e con successioni sedimentarie meso-cenozoiche. L'accavallamento di questo settore crostale, appartenente alla zona dei "flysch interni", sui "flysch esterni" avviene contemporaneamente e successivamente alla fase tettonica preso-luteziana.

TRUILLET (1968) distingue nella copertura carbonatica, dall'esterno verso l'interno e da S verso N, le tre unità: la *Chaîne bordière*, suddivisa in due sub-unità, l'inferiore di Longi-Gallodoro, costituita da una successione carbonatica condensata di età meso-cenozoica, la superiore di Taormina, rappresentata da una successione carbonatica continua e subsidente; l'**Unità di Alì** con una successione simile a quella di Taormina; l'**Unità di Novara**, con dolomie e calcari del Titonico. Paleogeograficamente, le Unità di Taormina e di Alì rappresenterebbero la porzione centrale dell'originario bacino di sedimentazione, mentre le Unità di Novara e di Longi-Gallodoro, rispettivamente, la parte settentrionale e meridionale.

FERLA (1972) distingue un **Complesso Sud-Peloritano**, formato da epimetamorfiti erciniche di grado metamorfico decrescente verso il basso, e da coperture carbonatiche meso-cenozoiche; e un **Complesso Nord-Peloritano**, di polimetamorfiti di medio-alto grado, con un evento pre-ercinico, una riequilibrio ercinica, una retrocessione termica tardo-ercinica per intrusioni plutoniche e, infine, un evento alpino responsabile del rovesciamento dell'intero complesso e della formazione di scaglie tettoniche e faglie.

LENTINI (1975) e LENTINI & VEZZANI (1975) nella carta geologica schematica, ripresa da LENTINI *et alii* (1987), ricostruiscono nei Peloritani meridionali, tra gli allineamenti di Sant'Agata di Militello-Taormina e di Capo S. Andrea-Novara di Sicilia-Raccuia, cinque unità tettoniche, definite, dal basso verso l'alto: l'**Unità di Capo S. Andrea**, formata da semiscisti e da una sequenza sedimentaria, per lo più carbonatica, discontinua, con spessori ridotti del Lias inferiore-Eocene;

l'**Unità di Taormina**, con un basamento di semiscisti e porfiroidi e una copertura carbonatica continua, con livelli pelagici, del Lias medio; l'**Unità di Longi**, formata da un basamento e da una successione sedimentaria analoghi all'unità precedente; l'**Unità di S. Marco d'Alunzio**, con un basamento di semiscisti e una sequenza carbonatica, discontinua e poco spessa; l'**Unità di Rocca Novara**, costituita solo da una sequenza con termini di piattaforma carbonatica del Malm, evolvente a facies pelagica nel Cretacico superiore-Eocene e ad un conglomerato rosso eo-oligocenico. Al di sopra di tali unità è tettonicamente disposta la **Falda di Mandanici** e sopra di questa la **Falda dell'Aspromonte**, con basamenti metamorfici, rispettivamente, di basso e di medio-alto grado. Su questi terreni poggia in discordanza il Flysch di Capo d'Orlando (Oligocene-Miocene), che assume il significato di deposito post-orogeno rispetto alle fasi tettoniche calabridi, ma pre-orogeno in relazione alle successive fasi deformative.

AMODIO-MORELLI *et alii* (1976) ricostruiscono uno schema tettonico dell'ACP, secondo il quale esso poggia sopra le unità della Catena Appenninico-Maghrebide e risulta costituito, dal basso verso l'alto, da: unità paleogeniche, austroalpine, Africa-vergenti (Unità di Longobucco-Longi-Taormina); unità della Catena Alpina Europa-Vergente (Unità del Frido; Unità Ofiolitiche di Diamante-Terranova, di Gimigliano e di Malvito; Unità di Bagni-Fondachelli; Mandanici; Castagna; Polia-Copanello); unità *Incertae Sedis* (Unità di Monte Gariglione e di Stilo). Al di sopra delle Unità Appenninico-Maghrebidi, delle Unità Alpine e Unità *Incertae Sedis* si trovano terreni trasgressivi, interessati dal trasporto orogenico del Messiniano e del Pliocene medio.

Delle quattro unità costituenti i Monti Peloritani: l'**Unità di Longobucco-Taormina**, che unifica i terreni peloritani dell'area di Taormina con quelli silani di Longobucco, è composta da scaglie formate da un basamento ercinico e da una copertura meso-cenozoica. Nei Peloritani il basamento risulta costituito da metacalcari, filladi, porfiroidi, metagrovacche e metabasiti (Carbonifero); la copertura da conglomerati, arenarie gradate, siltiti; depositi calcarei e terrigeni di bacino, calcari neritici e dolomie; conglomerati e arenarie di tipo Verrucano (Lias inferiore-Eocene); l'**Unità di Bagni-Fondachelli**, in cui i terreni dell'area di Fondachelli vengono correlati con quelli di Bagni (Calabria centro-settentrionale). Nei Peloritani il basamento risulta costituito da filladi, metareniti, metaconglomerati, quarziti, e subordinatamente, da metabasiti e anfiboliti e da una copertura di conglomerati e arenarie di tipo Verrucano, di calcari pelagici, *cargneules*, torbiditi, (Permiano-Cretacico); l'**Unità di Mandanici** è composta da un basamento di filladi a granato e cloritoide, metareniti, quarziti, marmi e metabasiti (pre-Triassico), in cui non risulta chiara l'età del metamorfismo. Lembi di una copertura mesozoica sono costituiti da conglomerati e arenarie di tipo Verrucano, da dolomie, *cargneules*, e da calcari pelagici e calcareniti (Permiano?-Cretacico inferiore); l'**Unità dell'Aspromonte**, comprendente i terreni dell'area più settentrionale dei Peloritani e quelli di Castagna (Calabria centro-settentrionale), risulta costituita da un basamento di gneiss occhiadini a due miche, granitoidi, paragneiss biotitici a rara muscovite e localmente a sillimanite, marmi, micascisti

muscovitici a granato e/o cloritoide, anfiboliti e metagrovacche, masse aplitiche e pegmatitiche (pre-Triassico). Il metamorfismo è pre-alpino con effetti alpini di alta-P e bassa-T nella parte basale dell'unità.

BONARDI *et alii* (1976) modificano la geometria dei Monti Peloritani, ridefinendo le unità stratigrafico-strutturali che sono dal basso verso l'alto: l'**Unità di Longi-Taormina**, caratterizzata da una serie di scaglie tettoniche che includono un basamento pre-mesozoico di bassissimo grado, e una copertura sedimentaria meso-cenozoica (corrisponde alla Falda di Longi e in parte alla Falda di Galati di OGNIBEN, 1960, alla Falda di Longi di ATZORI & VEZZANI, 1974, e alle Unità di Longi-Gallodoro e di Taormina di TRUILLET, 1968); l'**Unità delle Metabasiti dei Borghi**, costituita da metadiabasi e da una copertura di metasedimenti a scisti policromi, filladi, calcescisti; l'**Unità di Fondachelli-Portella Mandrazzi**, formata da filladi grigio scure, scisti grafitici e calcari cristallini, metareniti e quarziti e localmente metabasiti (si correla con una parte della Falda di Galati di OGNIBEN, 1960); l'**Unità di Ali**, composta da una successione mesozoica con un anchimetamorfismo alpino, affiorante in diverse scaglie tettoniche, considerata probabile copertura dell'Unità di Fondachelli e costituita dal basso verso l'alto da arenarie e puddinghe in facies di Verrucano, siltiti ed arenarie (Scisti a piante *Auct.*), evaporiti e *cargneules* passanti a dolomie e calcari dolomitici; calcari a grana fine e calcisiltiti silicizzate; selci e radiolariti varicolori e marne con intercalazioni di calcareniti e brecciole gradate; calcari a grana fine e calcari marnosi e marne in facies di maiolica e scaglia; l'**Unità di Mandanici**, costituita da filladi, raramente a granato e/o cloritoide, intercalate a metabasiti, quarziti e marmi; la **Falda dell'Aspromonte** formata da terreni metamorfici di medio-alto grado; l'**Unità Novara**, composta da sedimenti mesozoici rappresentati da breccie calcaree e calcari, a luoghi dolomitici, ad alghe e foraminiferi del Giurassico superiore-Cretacico inferiore (coincide con l'Unità di TRUILLET, 1961, 1968). Al di sopra del suddetto complesso tettonico poggiano i depositi post-orogeni terziario-quadernari.

BONARDI *et alii* (1982c) ascrivono parte dei terreni dell'Unità delle Metabasiti dei Borghi al basamento dell'Unità di Longi-Taormina e parte all'Unità di Fondachelli; inoltre considerano l'Unità di Novara come un mega olistolite inglobato nei livelli basali della Formazione di Stilo-Capo d'Orlando.

BONARDI & GIUNTA (1982) ricostruiscono l'assetto strutturale dell'intero ACP, individuando nel Settore Meridionale, dal basso verso l'alto: le Unità di Longi-Taormina, Fondachelli-Portella Mandrazzi, Mandanici, dell'Aspromonte (Unità Austroalpine Africa-vergenti) e di Stilo. Nei Monti Peloritani affiorano: l'**Unità Longi-Taormina** costituita da più scaglie con un basamento pre-alpino di epimetamorfiti e una copertura meso-cenozoica (Lias inferiore-Eocene); le **Unità di Fondachelli-Portella Mandrazzi** e di **Mandanici**, formate da metamorfiti pre-alpine di basso grado, l'**Unità dell'Aspromonte** composta da metamorfiti pre-alpine di medio-alto grado, con graniti *s.l.* Tra le Unità Fondachelli-Portella Mandrazzi e Mandanici si trovano trucioli tettonici di terreni Mesozoici lievemente metamorfici, l'**Unità di Ali** rappresenta uno di tali trucioli di

dimensioni maggiori. Depositi clastici del Miocene inferiore (Formazione di Stilo-Capo d'Orlando) ricoprono in discordanza i terreni del Settore Meridionale, insieme alle Argille Varicolori del Langhiano. Seguono sedimenti del Tortonian superiore-Pliocene inferiore.

- BONARDI *et alii* (1996) delineano uno schema strutturale aggiornato dell'ACP, ancora valido per il Settore Settentrionale e MESSINA *et alii* (1996a) forniscono un quadro geologico-petrografico di dettaglio. Nei Peloritani, dall'alto verso il basso, vengono distinte: l'**Unità dell'Aspromonte**, con un basamento varisico di medio-alto grado, intruso da plutoniti tardo-varisiche post-tettoniche, da intermedie ad acide e, localmente, interessato da un metamorfismo alpino di basso-medio grado, composto dai seguenti litotipi, paragneiss, micascisti, gneiss occhiadini, metagranitoidi, anfiboliti, metaorneblenditi, metaperidotiti, marmi, fels Ca-silicatici (pre-Triassico); tonaliti, granodioriti fino a leucomonzograniti; filoni acidi e basici (Carbonifero-Permiano); l'**Unità di Mandanici**, costituita da un basamento varisico di basso-medio grado, interessato da un metamorfismo alpino di basso grado, in cui si riconoscono filladi, metareniti, quarziti, metacalcari, porfiroidi, metabasiti (pre-Triassico), e da una copertura sedimentaria mesozoica, formata da calcari pelagici, dolomie, *cargneules*; l'**Unità di Ali** caratterizzata da una copertura mesozoica affetta da un metamorfismo alpino di bassissimo grado, con calcari pelagici, radiolariti, dolomie e calcari dolomitici, evaporiti e *cargneules* e arenarie di tipo Verrucano (Triassico?-Cretacico inferiore); l'**Unità di Fondachelli**, composta da un basamento varisico di basso grado con filladi, metareniti, quarziti, metacalcari, metabasiti (pre-Triassico), e da una copertura mesozoica a calcari pelagici e dolomie; l'**Unità di Longi-Taormina**, costituita da un basamento varisico di bassissimo grado, formato da metabrecce, metapeliti, metareniti, quarziti, metacalcari, porfiroidi, metavulcaniti acide e basiche (Cambriano-Carbonifero inferiore?), e una copertura meso-cenozoica ad arenarie e conglomerati (tipo Verrucano), dolomie e calcari pelagici, radiolariti, marne, arenarie (Triassico superiore-Paleogene).

- MESSINA (1995, 1998a, 1998b, 2002) e MESSINA *et alii* (2004a, 2004b), in seguito al riconoscimento di due nuove unità tettoniche alpine, l'Unità del Mela (MESSINA *et alii*, 1997; COMPAGNONI *et alii*, 1998) e l'Unità di Piraino (MESSINA *et alii*, 1998; CECCA *et alii*, 2002), nonché sulla base delle relazioni geometriche tra tutte le unità riconosciute nel settore meridionale dell'ACP e della loro composizione ed evoluzione pre-alpina e alpina, ricostruiscono un nuovo schema strutturale dell'intero settore, secondo il quale nei Monti Peloritani sono presenti, dal basso verso l'alto: l'**Unità di Longi-Taormina**, costituita da un basamento paleozoico (Cambriano-Carbonifero inferiore) interessato da un metamorfismo varisico di bassa P, variabile dalla subfacies alla facies scisti verdi, zona a clorite, e da una copertura meso-cenozoica, composta da carbonati di piattaforma e pelagici e depositi clastici continentali (Triassico superiore?-Aquitano); l'**Unità di Fondachelli**, formata da un basamento paleozoico affetto da un metamorfismo varisico di bassa P, in facies scisti verdi, zona a clorite, e da una copertura mesozoica con depositi silicoclastici e calcarei; l'**Unità di Ali**, caratterizzata

da un basamento paleozoico (Devoniano-Carbonifero inferiore) interessato da metamorfismo sia varisico sia alpino, ambedue in subfacies scisti verdi, e da una copertura mesozoica con carbonati di piattaforma e pelagici e depositi clastici continentali (Triassico superiore-Cretacico), affetti da un metamorfismo alpino in subfacies scisti verdi; l'**Unità di Mandanici**, formata da un basamento paleozoico interessato da un metamorfismo varisico di bassa P, variabile dalla facies scisti verdi, zona a clorite, alla facies anfibolitica, zona ad almandino-oligoclasio (Paleozoico), e da una copertura mesozoica di depositi silicoclastici e calcarei; l'**Unità di Piraino**, composta da un basamento paleozoico caratterizzato da un metamorfismo varisico di medio-bassa P, variabile dalla facies scisti verdi, zona a clorite, alla facies anfibolitica, zona a staurolite-oligoclasio e da una copertura mesozoica con depositi silicoclastici e calcarei (Giurassico medio-inferiore); l'**Unità del Mela**, costituita da un basamento paleozoico, con un primo evento eo-varisico relitto in facies eclogitica ed un secondo varisico, di tipo Barroviano variabile da metamorfiti di medio-alta P in facies anfibolitica, zona a cianite-staurolite-granato, a metamorfiti di bassa P in facies scisti verdi, zona a albite-biotite-andalusite; l'**Unità dell'Aspromonte**, formata da un basamento pre-paleozoico e paleozoico, composto da relitti granulitici e plutoniti orogeniche pre-varisici, affetti da un metamorfismo monofasico e monofaciale varisico, responsabile di una zoneografia di bassa P, di tipo Bosost, variabile dalla zona a cordierite-K-feldspato-sillimanite della facies granulitica alla zona a staurolite-oligoclasio-andalusite della facies anfibolitica, e da plutoniti varisiche post-tettoniche peralluminose (Carbonifero-Permiano), il tutto localmente interessato da una sovrimpronta alpina di medio-alta P, variabile dalla facies scisti verdi fino a quella anfibolitica.

- BONARDI *et alii* (2004) aggiornano lo schema strutturale dell'intero Arco Calabro-Peloritano, tenendo conto delle modifiche apportate dagli Autori sopra citati nel Settore Meridionale, con il riconoscimento delle due unità peloritane. Pertanto, la struttura dell'ACP vede il Settore Meridionale formato, dal basso verso l'alto, dalle Unità di: **Longi-Taormina, Fondachelli, Ali, Mandanici, Piraino, Mela, Africo, Cardeto, Aspromonte, Stilo**.

- CARBONE *et alii* (2008) ripropongono nei Monti Peloritani lo schema strutturale di MESSINA (1998a, 1998b, 2002) e di MESSINA *et alii* (2002, 2004a, 2004b), ormai ampiamente accettato, con l'eccezione rappresentata dalla posizione geometrica dell'Unità di Ali, che viene posta al di sopra di quella di Mandanici, a differenza di quanto definito da SOMMA *et alii* (2005a).

Una sistematica revisione cartografica delle coperture è stata prodotta con la Carta geologica della Provincia di Messina a scala 1:50.000 (LENTINI *et alii*, 2000); una sintesi delle attuali conoscenze sulla stratigrafia delle coperture terziarie e quaternarie è reperibile in LENTINI *et alii* (2000 e bibliografia in essa contenuta) e in SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (2008) (Foglio 601 "Messina-Reggio di Calabria").

- CATALANO *et alii* (2010), nell'ambito del Progetto CARG - Foglio 613 "Taormina" (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 2010), attribuiscono all'Unità tetto-

nica di Mandanici anche parte dei terreni metamorfici di basso grado precedentemente ascritti sia alle Metamorfiti III (LENTINI & VEZZANI, 1975) e/o all'Unità di S. Marco d'Alunzio (CARBONE *et alii*, 1994, 1998; LENTINI, 2000; SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 2005, 2008, 2009), che all'Unità Fondachelli-Portella Mandrazzi (AMODIO MORELLI *et alii*, 1976; BONARDI *et alii*, 1976), successivamente definita Unità di Fondachelli (BONARDI *et alii*, 1996, 2004; MESSINA *et alii*, 2004 e referenze in essi citate). L'unità tettonica di Mandanici come cartografata nel Foglio "Taormina" corrisponde quasi del tutto alla "antica" definizione di Falda di Galati di OGNIBEN (1960)!

Particolarità sulle specifiche unità affioranti nei presenti fogli

Unità di S. Marco d'Alunzio (USM) - Fino alla metà degli anni '70 i terreni di tale unità venivano ascritti alla Falda di Galati da OGNIBEN (1960, 1969, 1970, 1973) e al Complesso Sud-Peloritano da FERLA (1972); all'Unità di Longobucco-Longi-Taormina da AMODIO-MORELLI *et alii* (1976); all'Unità di Longi-Taormina da BONARDI *et alii* (1976, 1996, 2004), MESSINA (1995, 1998a, 1998b, 2002), MESSINA *et alii* (2004a, 2004b) e GIUNTA *et alii* (1998).

LENTINI & VEZZANI (1975) definiscono per la prima volta l'Unità di S. Marco d'Alunzio, composta da un basamento di "semiscisti" (Metamorfiti III) e da una sequenza carbonatica, discontinua e poco spessa.

LENTINI (2000), nella Carta Geologica della Provincia di Messina, e LENTINI *et alii* (2000), nelle relative Note Illustrative, definiscono i terreni dell'USM come metamorfiti m3, posti al disopra del Flysch di Frazzanò e costituenti un basamento di basso grado sormontato da una sequenza meso-cenozoica condensata e lacunosa. La copertura sedimentaria, in lembi o blocchi isolati, è diffusa nella parte occidentale dei Monti Peloritani, nel territorio di S. Agata di Militello e di S. Marco d'Alunzio, mentre nel settore ionico è rappresentata soltanto da blocchi di calcari rossi (Fra di Savoca nei pressi di Grotte).

MESSINA *et alii* (2010), in un lavoro sui caratteri petrologici e carsogenetici dei metacarbonati pre-paleozoici e paleozoici, e dei depositi carbonatici da mesozoici a plio-pleistocenici dei Monti Peloritani, riconoscono nella successione mesozoica dell'USM importanti e diffusi fenomeni macrocarsici.

Unità di Novara (UN) - Definita, inizialmente, da TRUILLET (1961) risulterebbe costituita da dolomie e calcari titonici. Successivamente rinominata Unità di Rocca Novara da LENTINI & VEZZANI (1975), consta di una successione di terreni sedimentari di età compresa tra il Giurassico superiore e l'Oligocene, che si estende lungo l'allineamento, orientato ESE-ONO, Forza d'Agrò (sul versante ionico)-Novara di Sicilia-Ucrìa. Per gli ultimi AA l'unità costituisce un orizzonte tettonico compreso tra le Metamorfiti III dell'Unità di S. Marco d'Alunzio e le filladi della Falda di Mandanici. Essi segnalano lembi minori inclusi nella Falda di Mandanici o al contatto tra questa e la Falda dell'Aspromonte.

Unità di Fondachelli (UF) - I suoi terreni erano stati ascritti in parte all'Unità di Mandanici e, in parte, alle unità più meridionali, di basso grado, da OGNIBEN (1960, 1969, 1970, 1973), TRUILLET (1968), FERLA (1968, 1972) e LENTINI & VEZZANI (1975); al Complesso Sud-Peloritano da FERLA (1972); all'Unità di Bagni-Fondachelli da AMODIO-MORELLI *et alii* (1976).

BONARDI *et alii* (1976), inizialmente, definiscono detta unità, presente solo nei Peloritani, come Unità di Fondachelli-Portella Mandrazzi. Essa affiora dalla zona di Mirto-Caprileone, sul lato tirrenico, a M. Galfa-M. Veneretta sul lato ionico, a contatto, a letto, con le Unità di Longi-Taormina e delle Metabasiti dei Borghi e, a tetto, con l'Unità di Mandanici e la Falda dell'Aspromonte di OGNIBEN (1960, 1973), formata da filladi grigio scure, scisti grafitici e calcari cristallini, metareniti e quarziti e localmente metabasiti.

BONARDI *et alii* (1982, 1996) e GIUNTA *et alii* (1998) ridenominano l'unità come Unità di Fondachelli, e ascrivono parte dei terreni dell'Unità delle Metabasiti dei Borghi *Auct.* al basamento dell'Unità di Longi-Taormina e parte all'UF (BONARDI *et alii*, 1996). Quest'ultima risulta costituita da un basamento metamorfico ercinico in facies scisti verdi e piccoli lembi di copertura mesozoica.

LENTINI (2000), nella Carta Geologica della Provincia di Messina, e LENTINI *et alii* (2000), nelle relative Note Illustrative, include i terreni dell'Unità di Fondachelli nell'Unità di S. Marco d'Alunzio come metamorfiti m3.

MESSINA (1995, 1998a, 1998b, 2002) e in modo più completo MESSINA *et alii* (1996a, 2004a, 2004b) e MESSINA & MACAIONE (2010) considerano l'UF costituita da un basamento, formato da una sequenza paleozoica interessata da un metamorfismo varisco, polifasico e monofaciale, di bassa P, in facies scisti verdi, zona a clorite, e da una copertura mesozoica di depositi silicoclastici e calcarei. Gli Autori delineano caratteri geochimici ed evoluzione tettono-metamorfica dell'unità.

Unità di Mandanici (UMa)

Basamento - Fino alla metà degli anni '70 i terreni di tale unità venivano ascritti alla Falda di Mandanici da OGNIBEN (1960). FERLA (1968, 1972) e TRUILLET (1968) considerano detti terreni in continuità stratigrafica con quelli della Falda dell'Aspromonte di OGNIBEN (1960) e definiscono l'insieme Complesso Nord-Peloritano. FERLA (1972) attribuisce un'età caledoniana al cristallino della Falda dell'Aspromonte e considera i terreni della Falda di Mandanici una sua copertura devonica. Basamento e copertura sarebbero stati sottoposti alla successiva orogenesi ercinica.

GHEZZO (1967), ATZORI *et alii* (1974), ATZORI & D'AMICO (1972) e ATZORI & SASSI (1973) evidenziano un salto di metamorfismo tra le Falde di Mandanici e dell'Aspromonte, individuando contatti tettonici tra le due, definiti da orizzonti metrici di fasce cataclastico-milonitiche. Essi ricostruiscono le condizioni termobariche del metamorfismo che le ha interessate.

BONARDI *et alii* (1976) definiscono per la prima volta l'Unità tettonica

Alpina di Mandanici, la quale risulta costituita da un basamento ercinico di grado variabile dalla facies scisti verdi bassa fino all'inizio della facies anfibolitica e da una sottile copertura sedimentaria meso-cenozoica.

CIRRINZIONE & PEZZINO (1993) nelle metamorfiti dell'UMa riconoscono più fasi deformative legate a due distinti eventi metamorfici: l'ercinico e l'alpino. L'orogenesi ercinica determina più fasi di cristallizzazione. Durante la prima si raggiunge un metamorfismo in facies scisti verdi, zona a clorite, fino alla facies anfibolitica, zona a staurolite (fase postcinematica). Durante la seconda fase l'unità raggiunge un metamorfismo in facies scisti verdi, zona a clorite. Il carattere polifasico della tettonica alpina, responsabile dello sviluppo, a diversa scala, di strutture plicative, non determina cristallizzazioni evidenti, ma diffuse deformazioni da cataclastiche a milonitiche.

ATZORI *et alii* (1994) riconoscono, invece, che l'evento alpino crea processi di ricristallizzazione in facies scisti verdi di bassa T anche nell'UMa.

BONARDI *et alii* (1996, 2004) riconfermano che l'UMa risulta costituita da un basamento ercinico di grado variabile dalla bassa facies scisti verdi fino all'inizio della facies anfibolitica e da una sottile copertura sedimentaria di età mesozoica.

MESSINA (1998a, 1998b), MESSINA *et alii* (1996a, 2004a, 2004b) e MESSINA & MACAIONE (2010) riconoscono un metamorfismo, polifasico, ercino-tipo, responsabile di una zoneografia metamorfica progradata, dalla zona a clorite della facies scisti verdi all'inizio della facies anfibolitica. I terreni con un gradiente termico più elevato e blastesi statiche di staurolite, precedentemente caratterizzati come UMA, sono stati poi ascritti all'Unità di Piraino. La storia tettono-metamorfica più complessa dell'Unità di Piraino aveva inizialmente indotto a ritenere che l'UMa presentasse, localmente, anche una sovrimpronta alpina. MESSINA *et alii* (2004a, 2004b) segnalano che solo le unità dell'Aspromonte e di Ali presentano una sovrimpronta alpina, mentre le rimanenti sono interessate solo da effetti da cataclastici fino a milonitici. Vengono ricostruiti i caratteri petrovolumentrici e petrologici dell'UMa in aree tipo e viene ridefinita la sua posizione geometrica nell'edificio peloritano alpino.

FERLA (1982), CENSI & FERLA (1983), MESSINA *et alii* (1995), SACCÀ & TRISCARI (1985), OMENETTO *et alii* (1986, 1988), SACCÀ & CIMINO (1988), SACCÀ *et alii* (1992), SACCÀ & SACCÀ (1992), etc. riconoscono nell'UMa mineralizzazioni, per lo più polimetallifere, a Pb, Fe, As, Sb, Cu, Zn, Mg, W, Au, e minerali di Sb, Cu, W. Si tratta di depositi di genesi pre-metamorfica (*stratabound*), e/o ricristallizzazioni metamorfiche e/o idrotermali recenti.

Nel Foglio "Messina-Reggio di Calabria" (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 2008) viene ridefinita l'estensione areale dell'UMa, poiché nella parte geometricamente più elevata dei terreni ad essa ascritti è stato riconosciuto il Complesso metamorfico dell'Unità di Piraino; nelle relative Note Illustrative CARBONE *et alii* (2008) raffinano le conoscenze sulla composizione ed evoluzione dell'Unità.

Copertura - TRUILLET (1961) segnala lembi sedimentari, interposti tra le falde di Mandanici e dell'Aspromonte nell'area di Novara di Sicilia, costituenti una lente

di calcari, potente circa 2 m, sormontata da 1 m di marne silicee: la microfauna a Tintinnidi nei calcari data l'affioramento al Berriasiano superiore. Lo stesso Autore, lungo l'allineamento Forza d'Agrò-Novara di Sicilia-Ucria, tra i terreni della Falda di Mandanici e quelli di più basso grado geometricamente sottostanti, riconosce sedimenti di età compresa tra il Giurassico superiore e l'Oligocene, che attribuisce all'Unità di Novara.

LENTINI & VEZZANI (1975) raffinano la conoscenza su questi ultimi sedimenti segnalati da TRUILLET (1961), ascrivendoli all'Unità di Rocca Novara. Inoltre gli AA ritrovano, al contatto tra le due falde suddette, piccoli lembi di carbonati ed evaporiti triassiche, ritenuti l'originaria copertura sedimentaria della Falda di Mandanici. LENTINI & VEZZANI (1975) e ATZORI *et alii* (1977) considerano l'Unità di Rocca Novara come un orizzonte tettonico compreso tra le Metamorfiti III dell'Unità di S. Marco d'Alunzio e le filladi della Falda di Mandanici, interpretabile come originaria copertura di quest'ultima.

Per BONARDI *et alii* (1976) ed AMODIO MORELLI *et alii* (1976) i terreni ascritti all'Unità di Rocca Novara *Auct.* apparterebbero all'Unità di Stilo, l'unità tettonica geometricamente più elevata dell'ACP, accavallata all'apice della "catena alpina" come unico frammento di provenienza europea.

BONARDI *et alii* (1996, 2004) ascrivono alla copertura mesozoica dell'UMA solo lembi metrici di calcari, dolomie ed evaporiti, di età Triassico superiore-Cretacico (?) e includono i terreni dell'Unità di Rocca Novara di LENTINI & VEZZANI (1975) nella Formazione di Stilo-Capo d'Orlando.

Unità di Piraino (UP)

Basamento - MESSINA *et alii* (1998) riconoscono nei Monti Peloritani occidentali metamorfiti di basso-medio grado, precedentemente ascritte all'Unità di Mandanici, che presentano caratteri geologici, compositivi ed evoluzione tettono-metamorfica peculiari, indicanti l'esistenza di un nuovo complesso.

MESSINA *et alii* (2004a, 2004b) definiscono l'UP come costituita da un basamento paleozoico interessato da un metamorfismo varisco in facies da scisti verdi ad anfibolitica, composto da filladi, metareniti, scisti anfibolici e quarziti, e da una copertura mesozoica formata da depositi silicoclastici e calcarei (CECCA *et alii*, 2002). Gli AA illustrano l'estensione areale e la posizione geometrica dell'unità nelle zone in cui è stata riconosciuta (Piraino-Vetriolo, Foglio "Patti"), indicano anche i rapporti petrovolumentrici dell'unità, nel contesto delle altre unità cristalline peloritane, e la composizione geochemica di alcuni litotipi chiave, quali le filladi in zona a clorite, a biotite e a granato.

Nel Foglio 601 "Messina-Reggio di Calabria" (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 2008) vengono definiti l'estensione areale e i caratteri dell'UP, area in cui l'unità non era stata mai riconosciuta; CARBONE *et alii* (2008), nelle Note Illustrative del relativo Foglio, integrano e aggiornano le conoscenze sulla composizione ed evoluzione dell'unità.

MESSINA & MACAIONE (2010) dettagliano la geometria, l'estensione areale, la composizione e l'evoluzione tettono-metamorfica dell'UP.

Copertura - CECCA *et alii* (2002) rinvennero nei terreni silico-clastici della F.ra di Sant'Angelo di Brolo (Foglio "Patti"), considerati in letteratura appartenenti a una successione continentale norico-retica ("Verrucano" *Auct.*), ammoniti e coccoliti del Giurassico testimonianti un ambiente marino. La correlazione, proposta da DUÉE (1969), di tali terreni con quelli dell'Unità dell'Aspromonte non è sostenibile poiché quest'ultima è interessata dal metamorfismo alpino e i terreni mostrano un'evoluzione sedimentaria differente durante il Triassico superiore-Giurassico medio. Per quanto detto e considerata la posizione geometrica di questi terreni, gli AA. ritengono che la successione della F.ra di Sant'Angelo di Brolo rappresenti la copertura sedimentaria dell'UP.

Unità del Mela (UMe) - MESSINA *et alii* (1995) e MESSINA *et alii* (1997) riconoscono nei Monti Peloritani una nuova unità tettonica alpina, definita Unità del Mela, interposta tra la Unità dell'Aspromonte a tetto e di Mandanici a letto con una storia pre-alpina polimetamorfica, con due eventi principali. Il più antico, eclogitico, preservato nelle rocce basiche, il più giovane, ercino-tipo, polifasico e in facies anfibolitica, ricostruibile nei paraderivati. L'impronta più antica, in facies eclogitica e la peculiare evoluzione ercino-tipo non trovano riscontro nei terreni delle altre unità tettoniche dell'ACP. L'evento in facies eclogitica, ricostruibile nelle meta-orneblenditi granatifere, è testimoniato dalla presenza di un granato relitto, in parte sostituito da quarzo+biotite+plagioclasio. L'evento più giovane, polifasico ed ercino-tipo, è caratterizzato da tre fasi deformative, accompagnate da episodi metamorfici sin- e post-cinematici. La Dv_3 origina la foliazione principale Sv_3 . L'episodio metamorfico post- Dv_3 è il più importante, con blastesi statiche in facies anfibolitica di tipo barroviaio. Sono indicate le condizioni termobariche di questo episodio, sulla base del chimismo delle fasi minerali statiche e dei geobarometri applicati.

BORGHINI *et alii* (1995) e COMPAGNONI *et alii* (1998) nelle meta-orneblenditi a granato dell'UMe, riconoscono una storia polimetamorfica, con una fase relitta a granato e pirosseno. Ambedue i minerali mostrano strutture simplettitiche caratterizzate dall'intima associazione, nel primo, di granato, plagioclasio, quarzo e biotite e nel secondo, di clinopirosseno, anfibolo e plagioclasio sodico, associazione derivante dalla destabilizzazione dell'onfacite, tipica di condizioni eclogitiche.

MESSINA (1998b) segnala nei paraderivati dell'UMe, accanto all'associazione mineralogica varisica post- Dv_3 a nuovo granato, staurolite, cordierite e andalusite, la presenza anche di sillimanite, cianite e orli albitici attorno a plagioclasti oligoclastici statici, nonchè fenomeni di retrocessioni legati a piani di taglio alpini. L'Autore dà infine le prime indicazioni per la ricostruzione della traiettoria P-T(t) dell'unità.

ROTOLO & DE FAZIO (2001) riconoscono nelle metafemiti a granato+clinopirosseno e a granato+plagioclasio dell'UMe un metamorfismo principale nel campo di stabilità dell'orneblenda, con un picco termico a clinopirosseno, Ca-plagioclasio e Ca-granato, e una fase retrograda che

destabilizza, con struttura coronitica, il granato in plagioclasio sodico e actinolite.

DE GREGORIO *et alii* (2003) conducono uno studio radiometrico ottenendo età: Carbonifero inferiore (349 Ma, metodo $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ su anfibolo), per l'evento eo-varisico nelle rocce ultramafiche dell'unità, e Carbonifero superiore per l'evento varisico (310-315, metodo $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ su anfibolo).

MESSINA *et alii* (2004b) indicano i rapporti petrovolumetrici e la composizione geochimica di alcuni litotipi chiave dell'UMe, quali le meta-orneblenditi a granato (queste ultime hanno composizione di basalti picritici).

CARBONE *et alii* (2008) definiscono l'estensione areale e i caratteri dell'UMe nel Foglio "Messina-Reggio di Calabria" (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 2008).

MESSINA & MACAIONE (2010) aggiornano estensione areale, composizione ed evoluzione tettono-metamorfica dell'UMe.

MESSINA *et alii* (2010) individuano nei marmi dell'UMe la seconda formazione, in ordine di importanza, per lo sviluppo di fenomeni carsici, dopo le coperture sedimentarie mesozoiche delle Unità di S. Marco d'Alunzio e di Longi-Taormina.

Unità dell'Aspromonte (UAs)

Inquadramento Regionale - Fino agli anni '70 le conoscenze sull'UAs si limitano alla definizione di "gneiss fondamentali" ad essi attribuita da CORTESE (1895), anche se QUITZOW (1935) e AFCHAIN (1967, 1969) cercano di riconoscerci una struttura tettonica più complessa.

OGNIBEN (1960, 1973) ascrive le metamorfiti di alto grado con intrusioni granitiche, affioranti in Calabria meridionale e nella parte settentrionale dei Peloritani, alla Falda dell'Aspromonte.

AMODIO-MORELLI *et alii* (1976) attribuiscono le stesse rocce di medio e alto grado alle Unità di Castagna e di Polia-Copanello.

BONARDI *et alii* (1976) stabiliscono, nei Monti Peloritani, che la Falda dell'Aspromonte *Auct.* affiora, con continuità, da Scaletta Zanclea ad est, fino a Capo d'Orlando ad ovest, spingendosi fino a Pizzo Vernà a sud, ed è rappresentata da una sola unità, corrispondente a quella calabra di Castagna.

BONARDI *et alii* (1979) caratterizzano nel Massiccio dell'Aspromonte un'unità alpina, chiamata Unità Intermedia, per la quale indicano una possibile corrispondenza con la Falda dell'Aspromonte *Auct.*, formata da un basamento metamorfico ercinico di medio grado, intruso da granitoidi peralluminosi tardo-ercinici. Essa è interessata da una diffusa tettonica alpina.

CRISCI *et alii* (1983) definiscono l'Unità Intermedia di BONARDI *et alii* (1979) e la Falda dell'Aspromonte di OGNIBEN (1960), come un'unica unità tettonica alpina di primo ordine.

BONARDI *et alii* (1996) ricostruiscono i caratteri alpini e pre-alpini dell'UAs, e si soffermano, lungo un percorso comprendente sia i Peloritani sia il Massiccio dell'Aspromonte, su contatti tettonici, composizione e struttura del basamento metamorfico e plutonico ercinico, nonché composizione e struttura di quelle parti del basamento interessate dalla riequilibrio alpina.

LENTINI *et alii* (2000) forniscono i caratteri di campagna e petrografici dell'unità affiorante nei Monti Peloritani, non tenendo conto dei terreni dell'Unità del Mela, che continuano ad essere ascritti all'Unità dell'Aspromonte, perché ancora non ben cartografabili.

MESSINA *et alii* (2004a, 2004b) ricostruiscono nei Monti Peloritani, e recentemente nell'intero Settore Meridionale dell'ACP (MESSINA *et alii*, 2010), tenendo conto delle nuove Unità del Mela e di Piraino, la geometria, la nuova estensione areale, le caratteristiche composizionali petrografiche e geochemiche dell'UAs, nonché la storia evolutiva pre-varisica, varisica e alpina.

Nell'area del Foglio 601 Messina-Reggio di Calabria (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 2008) gli AA ridefiniscono, geometria, estensione areale e composizione dell'UAs in funzione del riconoscimento delle due nuove Unità del Mela e di Piraino.

CARBONE *et alii* (2008), nelle Note Illustrative del Foglio "Messina-Reggio di Calabria", forniscono una dettagliata analisi della complessa storia evolutiva dell'unità, indicando alcuni caratteri tipici del basamento dell'UAs non presenti nelle altre unità del Settore Meridionale, quali: a) mobilizzazione anatettica; b) metaplutoniti (prevalenti gli gneiss occhiadini); plutoniti sintettonici; forte sovrimpronta metamorfica alpina.

Paraderivati s.l. FERLA (1968), ATZORI & D'AMICO (1972), D'AMICO *et alii* (1973), ATZORI *et alii* (1974, 1976, 1985b), ATZORI & VEZZANI (1974), MACCARRONE *et alii* (1975, 1978), ATZORI & LO GIUDICE (1982a), IOPPOLO & PUGLISI (1989) definiscono nei terreni metamorfici dei Monti Peloritani settentrionali, e ATZORI *et alii* (1975) e MESSINA & IOPPOLO (1982-83) nel Massiccio dell'Aspromonte occidentale, attribuiti successivamente all'Unità dell'Aspromonte, un solo evento metamorfico di probabile età ercinica, con sviluppo di minerali di medio-alto grado, tipici della facies anfibolitica, seguito da un retro-metamorfismo alpino sovrapposto.

FERLA (1972) nelle metamorfiti del Complesso Nord-Peloritano ricostruisce due eventi metamorfici, il primo pre-Ercinico (Caledoniano?), sviluppatosi a P relativamente elevate, il secondo, di età ercinica, di basse P. All'ultimo evento metamorfico segue un magmatismo plutonico tardo-ercinico.

Processi anatettici sono individuati e caratterizzati sia nei Peloritani, a Capo d'Orlando (FERLA & NEGRETTI, 1969), Milazzo (D'AMICO *et alii*, 1972), Capo Rasocolmo (MACCARRONE *et alii*, 1978) e a Rometta-S. Pier Niceto (ATZORI *et alii*, 1985b; LO GIUDICE *et alii*, 1985, 1988), sia in Calabria a Scilla (ATZORI *et alii*, 1975; MESSINA & IOPPOLO, 1982-83), dove è definito un metamorfismo di medio-alto grado, a sillimanite+muscovite, a P medio-bassa e T > 650°C.

MESSINA *et alii* (1996a), MESSINA (1997, 1998a, 1998b), nonostante la presenza di una riequilibrio metamorfica alpina (circa 50 kmq in Calabria e 10 kmq in Sicilia) che localmente (area Polsi-S. Cristina e Badiazza) ha cancellato quasi completamente i caratteri pre-alpini dell'unità, ricostruiscono nell'UAs una zoneografia metamorfica ercinica, inizialmente considerata progradata (MESSINA *et alii*, 1996a) e successivamente sulla base di nuove evidenze di campagna e petro-

logiche, retrograda (MESSINA, 1997, 1998b). La zoneografia procede da metamorfiti di crosta medio-profonda, le quali marcano il limite tra la facies granulitica (riconosciuta prima solo in Calabria) e quella anfibolitica, costituenti la porzione geometricamente più elevata dell'Unità, a metamorfiti di crosta media, tipiche dell'inizio della facies anfibolitica, affioranti alla base dell'Unità.

MESSINA *et alii* (1996b) riconoscono nei Peloritani orientali (Larderia) relitti di granulitici basici pre-varisici, con mineralizzazioni a scheelite.

MESSINA (1998b) ricostruisce la traiettoria P-T dell'Unità.

Paraderivati carbonatici. ATZORI (1969b), FERLA (1970), D'AMICO *et alii* (1972), GURRIERI & IOPPOLO (1973) distinguono marmi a silicati in gruppi a diverso contenuto in silice e correlano la genesi a protoliti di tipo calcari marnoso-arenacei.

Ortoderivati intermedio-acidi. MESSINA *et alii* (1977) distinguono nell'area di Madonna del Tonnaro (Peloritani nord-occidentali), gneiss granitoidi tonalitico-granodioritici, alternati a paragneiss. Esse si sarebbero originate, da alternanze di magmatiti acide, arcose e arenarie, per un processo isochimico di medio-alto grado, seguito da effetti deformativi tardivi con retromorfosi.

ATZORI & LO GIUDICE (1982a, 1982b) e LO GIUDICE *et alii* (1995) stabiliscono per gli gneiss occhiadini una genesi vulcanica e vulcanoclastica, riolitico-riodacitica. ATZORI *et alii* (1982) stimano la temperatura di formazione dei K-feldspati di alcuni occhiadini a 580°C e intorno a 5 Kbar.

FERLA & ROTOLO (1992) riconoscono, per la prima volta, negli gneiss occhiadini una genesi anatettica crostale da magmi calcalcalini, ricchi in Alluminio.

MESSINA *et alii* (1996a) interpretano gli gneiss occhiadini, con i metagraniti associati, un unico complesso plutonico pre-ercinico, interessato dal metamorfismo ercinico in facies anfibolitica di alta T.

Ortoderivati basici. ANDREATTA (1941), GHEZZO (1967), FERLA & NEGRETTI (1969), ATZORI (1969a, 1972), D'AMICO *et alii* (1973), GURRIERI & MACCARRONE (1978) individuano per i vari tipi di anfiboliti, successivamente ascritte all'UAs, un'origine da vulcaniti e vulcanoclastiti ad affinità calcalcalina e tholeiitica intraplacca.

FERLA & AZZARO (1978) distinguono nelle anfiboliti della Falda dell'Aspromonte *Auct.*, due gruppi, uno correlato a magmi orogenici di arco o di margine attivo, l'altro a un magmatismo alcalino sodico distensivo.

ATZORI *et alii* (1984a) ricostruiscono la composizione delle anfiboliti e le condizioni del metamorfismo ($T < 650^{\circ}\text{C}$ e $P < 5$ Kbar), confermando l'esistenza delle due affinità, calcalcalina e tholeiitica, e ascrivendo la seconda a TH di arco con basso contenuto in K_2O .

ATZORI *et alii* (1988) riconoscono in anfiboliti dei Peloritani nord-orientali caratteri di tholeiiti intraplacca. Per giustificare il dualismo petrogenetico testimoniato dalla presenza, da una parte, di TH intraplacca (anfiboliti) e, dall'altra, di TH di arco (anfiboliti) e di rocce calcalcaline (gneiss occhiadini), ipotizzano per l'unità un'evoluzione polimetamorfica: una crosta continentale

pre-caledoniana soggetta a *rifting*, con risalita e deposito di materiale tholeiitico in bacini intracontinentali, successivamente interessata da episodi vulcanici, tholeiitici di arco e calcalcalini, in connessione con fenomeni di subduzione e l'instaurarsi di condizioni compressive.

Plutoniti tardo-varisiche. PUGLISI & ROTTURA (1973), D'AMICO *et alii* (1973), MESSINA *et alii* (1974), MESSINA & RUSSO (1981), IOPPOLO *et alii* (1982), ATZORI *et alii* (1984b), ATZORI *et alii* (1985a) e LO GIUDICE *et alii* (1985) propongono per le masse plutoniche tardo-erciniche, da leucotonalitiche a leucomonzogranitiche una genesi da magmi anatettici di crosta metamorfica ricca in Al, intrusi a livelli meso-cataplutonici.

ATZORI *et alii* (1985b) segnalano, in plutoniti leucocrate dei Monti Peloritani, un carattere precoce, sintettonico, per cui la loro messa in posto risulta posteriore alla prima fase deformativa ercinica che interessa le metamorfiti del basamento.

ATZORI *et alii* (1989) riconoscono in masse plutoniche leucocrate affioranti nei due versanti dell'unità, sulla base dei caratteri chimici, graniti collisionali tardo-post-tettonici, di tipo S.

ATZORI *et alii* (1990) ottengono, nei Peloritani nord-orientali, composizioni isotopiche dello Sr più alte (>0.716) nelle metamorfiti rispetto a quelle delle plutoniti erciniche di tipo S (0.710). Pertanto, le metamorfiti del basamento sono escluse come componenti principali nella sorgente regionale del magmatismo plutonico.

ROTTURA *et alii* (1993) riconoscono, per i complessi plutonici di Villa S. Giovanni (Calabria) e di Capo Rasocolmo (Sicilia), una genesi da due diverse fonti magmatiche calcalcaline.

ATZORI *et alii* (1994) confermano l'origine anatettica crostale anche per le plutoniti foliate affioranti a Pizzo Chiarino (Peloritani orientali), ipotizzando un magmatismo da sin- a tardo-orogenico.

MESSINA *et alii* (1996a) ricostruiscono i caratteri della *suite* magmatica intrusiva dell'unità, costituita da plutoniti calcalcaline varisiche, sin- e post-tettoniche, meta- (subordinati) e mesoalluminose che evolvono a prevalenti masse post-tettoniche peralluminose. Le intrusioni affiorano in differenti *stocks*, con estensione variabile fino a parecchi chilometri. Le masse più piccole sono presenti in Sicilia.

Sovrimpronta alpina. BONARDI *et alii* (1984, 1991, 1992), PLATT & COMPAGNONI (1990), MESSINA *et alii* (1992) in Calabria e ANDREATTA (1941) e MESSINA *et alii* (1990) nei Peloritani riconoscono nell'UAs una sovrimpronta metamorfica alpina, che ha interessato sia le metamorfiti in facies anfibolitica sia le plutoniti varisiche, modificandone le strutture in maniera parziale o completa.

ANDREATTA (1941) in maniera pionieristica, segnala un metamorfismo retrogrado di età terziaria, sovrimposto a rocce in facies anfibolitica, affioranti nei dintorni di Messina.

BONARDI *et alii* (1984, 1992) nel versante calabro segnalano la presenza di una riequilibrio in facies scisti verdi di probabile età alpina nella parte centrale dell'unità (Montalto), la quale si sviluppa lungo piani di *shear* da

centimetrici fino a chilometrici. Detta sovrimpronta si articola in almeno due fasi di un unico evento metamorfico: il primo caratterizzato da minerali di A-P; il secondo da blastesi di più alta T. Il primo evento, dedotto dai campi di stabilità dei minerali in paragenesi, è avvenuto a $P=5\pm 1$ Kb e $T=500\pm 30^\circ\text{C}$, e il secondo a P più bassa e T poco più elevata.

MESSINA *et alii* (1990, 1992, 1996a) e MESSINA (1997, 1998a) ricostruiscono l'evento metamorfico alpino. In un raggio di 50 km intorno a Polsi, in Calabria, e 10 km intorno alla Valle di Badiazza, a NO di Messina in Sicilia, la sovrimpronta Alpina si sviluppa, lungo piani di *shear*, originando quattro aree a diversa intensità di riequilibrio (pervasiva, parziale, debole, blanda). L'evento alpino si è articolato in quattro fasi deformative, di cui le prime tre accompagnate da episodi metamorfici sincinemati e statici. Nell'area fortemente riequilibrata (Polsi nel Massiccio dell'Aspromonte e Alta Valle di Badiazza nei Monti Peloritani) le rocce sono caratterizzate dalla presenza di una deformazione pervasiva, con riduzione di grana e una quasi completa ricristallizzazione delle metamorfiti e plutoniti varisiche. La foliazione principale è originata dalla seconda fase deformativa alpina. I minerali neoblastici sono ascrivibili a due stadi dell'evento: il primo, corrispondente agli episodi metamorfici sin- e post- Da_1 , sviluppa minerali di più medio-alta P, quali cianite, almandino, fengite, albite, pargasite, ripidolite, cloritoide, zoisite, il secondo, corrispondente agli episodi metamorfici sin- e post- Da_2 e Da_3 , è caratterizzato da minerali di più bassa P e di relativa più alta T, quali oligoclasio, biotite e clinozoisite. La Da_1 (primo *stage*) sviluppa un metamorfismo di tipo barroviano con minerali tipici della zona a granato della facies scisti verdi ($T=480-500^\circ\text{C}$ e $P=6-8$ Kbar). La Da_2 e la Da_3 (secondo *stage*) producono minerali di più alta T ($>550^\circ\text{C}$) e più bassa P (< 5 Kbar). La Da_4 origina solo piani di taglio con riduzione di grana. Nelle altre aree, che fanno da passaggio graduale alla precedente, la sovrimpronta sempre più debole produce minori ricristallizzazioni, a condizioni termobariche più basse.

MESSINA (1998b) definisce la traiettoria P-T(t) dell'unità, la quale risulta caratterizzata da: un primo tratto (A) corrispondente all'evento pre-varisico in facies granulitica ($T=700^\circ\text{C}$, $P=12$ Kbar); un secondo tratto (B) corrispondente all'evento zoneografico retrogrado ercinico ($T=680-550^\circ\text{C}$, $P=4-3$ Kbar); un terzo tardo-ercinico (B') di retrocessione statica regionale, indotta dalle intrusioni plutoniche ($T=500^\circ\text{C}$ e $P=3$ Kbar); un ultimo tratto (C), corrispondente all'evento alpino ($T=480-550^\circ\text{C}$, $P=8-6$ Kbar nelle aree pervasivamente riequilibrate).

Geocronologia. ROTTURA (1970) fornisce un'età mista di 173-137 Ma per i paragneiss, affioranti in un'area milonitica dei Peloritani (Milazzo).

SCHENK & TODT (1989) datano 520-600 Ma (U/Pb su zirconio) l'evento magmatico pre-ercinico in gneiss occhadini del versante calabro dell'unità.

ROTTURA *et alii* (1990) datano la *suite* plutonica a carattere peralluminoso 292 Ma (Rb/Sr su miche).

ATZORI *et alii* (1990) ottengono età tra 292-262 Ma per gli occhadini affioranti nei Peloritani nord-orientali (Rb/Sr su biotite).

DE GREGORIO *et alii* (2003) sui Peloritani ottengono età meso-proterozoica

(1.771 ± 8 e 1.562 ± 92 Ma, U/Pb su titanite) per il protolite magmatico delle anfiboliti affioranti a Cumia (S di Messina); un'età neo-proterozoica (900–600 Ma, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ su anfibolo) per l'evento metamorfico relitto testimoniato da nuclei di anfibolo preservati nelle stesse anfiboliti; paleozoica (Carbonifero, 340–300 Ma, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ su anfibolo e Rb/Sr su miche) per l'evento metamorfico ercinico in anfiboliti e gneiss; terziaria (61–48 Ma, Rb/Sr su miche) in gneiss della Valle di Badiazza.

MICHELETTI *et alii* (2007) datano 537–572 Ma (U/Pb su zircone) gneiss occhiadini affioranti sul versante calabro dell'unità.

BONARDI *et alii* (2008), con metodo Rb/Sr su miche, ottengono età vecchie (314–308 Ma) corrispondenti all'evento varisco, giovani (32–22 Ma) che testimoniano il metamorfismo alpino, e intermedie (273–48 Ma) miste. La sovrimpronta ha, quindi, un'età compresa tra l'Oligocene superiore e il Miocene inferiore, come suggerito anche dai dati biostratigrafici della Formazione di Stilo-Capo d'Orlando.

Confronti. MARTÍN-ALGARRA *et alii* (2000) e CARERI *et alii* (2004) studiano la successione tardoligocenico-aquitania (Ciudad Granada Group e Fnideq Formation) delle Unità Betico-Malaguide e Rifano-Ghomaride, elementi tettonici più alti dell'edificio Betico-Rifano. Viene ipotizzato che i clasti cristallini provengono da una sorgente nei dintorni del sito di deposizione i cui terreni dovevano essere simili a quelli dell'ACP. Quanto ricostruito rafforza l'interpretazione che unità della Catena Alpina Mediterranea Occidentale (Malaguide, Ghomaride, Kabilide e ACP) derivano da un unico dominio paleogeografico.

BONARDI *et alii* (2000, 2008) confrontano i dati radiometrici della sovrimpronta alpina dell'UAs con quelli delle Unità Telliane, Rifane e Interne Betiche, da cui si deduce un'analoga evoluzione per tutte le altre catene del Mediterraneo occidentale, consentendo di interpretare questi orogeni come frammenti di una catena orogenica in passato unitaria e frammentata in seguito all'apertura dei Bacini Algero-Provenzale e Tirrenico.

III - INQUADRAMENTO GEOLOGICO

I Monti Peloritani, insieme al Massiccio dell'Aspromonte, rappresentano la terminazione meridionale dell'Arco Calabro-Peloritano (ACP) (AMODIO MORELLI *et alii*, 1976). Questo costituisce un segmento dell'Orogene Appenninico-Maghrebide, esteso dall'Appennino al Nord-Africa ed è caratterizzato da un edificio "multilayer", in cui si possono distinguere un sistema a *thrust* pellicolare Africa-vergente, composto da falde di basamento sovrapposto ad un ulteriore sistema a *thrust*, a sua volta in ricoprimento su un sistema profondo più o meno radicato (Sistema a *Thrust* Esterno, LENTINI *et alii*, 1990a, 1990b). Il primo appartiene alla Catena Kabilo-Calabride e si estende dalla costa settentrionale dell'Africa (Kabylie) all'ACP. Il secondo rappresenta la Catena Appenninico-Maghrebide, un *thrust belt* affiorante con continuità dal Nord-Africa (Tell) attraverso la Sicilia e la Calabria ionica sino all'Appennino meridionale. Pertanto l'ACP costituisce l'elemento di raccordo tra le direttrici tettoniche NO-SE dell'Appennino meridionale e quelle E-O delle Maghrebidi siciliane e corrisponde al tratto di massima distorsione dell'Orogene Appenninico-Maghrebide (Fig. 1). La segmentazione dell'orogene, la torsione dell'arco e la sua migrazione verso SE sono connesse all'apertura del Bacino Tirrenico con velocità ed entità di espansione massima nella parte meridionale, alla rotazione antioraria della penisola italiana e alla subduzione della placca ionica (SCANDONE, 1979; FINETTI & DEL BEN, 1986; BEN AVRAHAM *et alii*, 1990; FINETTI *et alii*, 1996, 2005; MALINVERNO & RYAN, 1986; LENTINI *et alii*, 1994, 2006; MANTOVANI *et alii*, 1996, e bibliografia in essi citata).

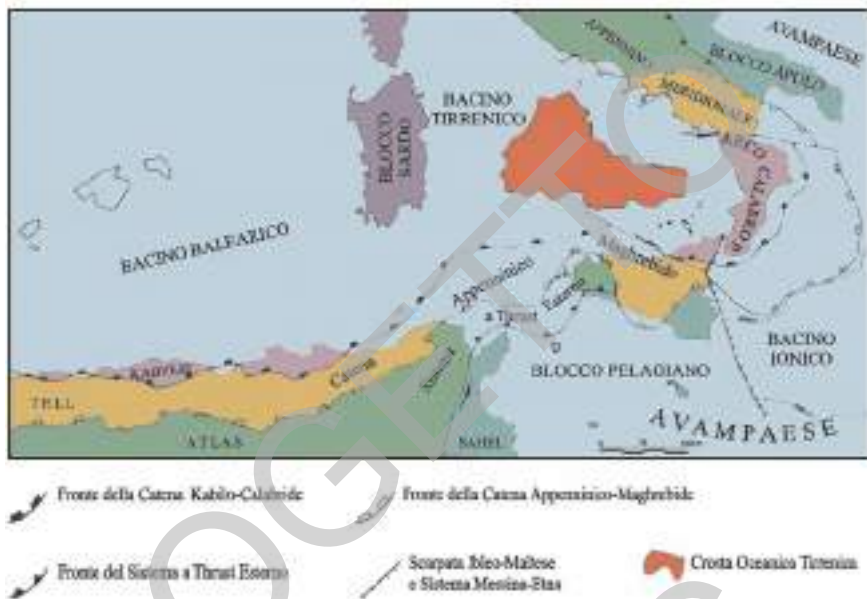


Fig. 1 - Schema tettonico del Mediterraneo centrale (da LENTINI *et alii*, 1995a, modificato).

L'ACP comprende una serie di falde, alcune delle quali con copertura mesozoica, costituite da un basamento cristallino pre-paleozoico e paleozoico che presentano analogie più o meno marcate con l'elemento austro-alpino delle Alpi, ma che non trovano riscontro nell'Appennino e nelle Maghrebidi siciliane formati esclusivamente da falde di copertura.

La cospicua letteratura su struttura, genesi ed evoluzione dell'Arco, ad oggi è alquanto discordante. Non entrando nel merito delle diverse e spesso contrastanti interpretazioni ipotizzate, nelle presenti Note Illustrative si riportano i modelli secondo BONARDI & GIUNTA (1982) e LENTINI *et alii* (1994).

Per BONARDI & GIUNTA (1982) e BONARDI *et alii* (1992) l'ACP rappresenta un frammento di catena eo-alpina Europa vergente, formato da elementi derivati da crosta oceanica (Tetide centrale) e da crosta continentale africana, successivamente coinvolto nella costruzione della Catena Appenninico-Maghrebide Africa-vergente. Gli Autori citati nell'ambito dell'ACP distinguono due settori, settentrionale e meridionale, rispettivamente a nord e a sud della Linea Soverato-Valle del Mesima (a sud di Catanzaro), caratterizzati da evoluzione tardo-alpina 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 i Monti Peloritani. Quest'ultimo è rappresentato da diverse unità tettoniche alpine, costituite da un basamento cristallino e da resti

di coperture sedimentarie. Dall'Oligocene superiore al Pliocene-Pleistocene, tali domini sono stati coinvolti nella tetto-genesi lungo il fronte Maghrebide, impilandosi, con vergenza meridionale, sull'avampaese di "tipo africano". L'ordine geometrico di sovrapposizione risultante è pertanto dall'alto verso il basso: Unità di Stilo, Unità dell'Aspromonte, Unità di Mandanici, Unità di Fondachelli, Unità di Longi-Taormina. Nei Monti Peloritani non è presente l'Unità di Stilo, affiorante solo in Calabria e rappresentante l'unità più alta in tutto l'Arco.

Il recente riconoscimento di altre unità tettoniche Alpine (Unità del Mela e Unità di Piraino) ha imposto una revisione geologica dei Monti Peloritani mirante alla ridefinizione della geometria dell'edificio suddetto, all'omogenizzazione della nomenclatura delle unità tettoniche e dei litotipi costituenti i basamenti fino ad oggi diversificati dai ricercatori delle diverse scuole.

La caratterizzazione litologica e la storia evolutiva dei basamenti cristallini, sulla base dei nuovi elementi geologici e minero-petrologici recentemente acquisiti vengono affrontati nei lavori di MESSINA (1995) e MESSINA *et alii* (1997, 1998). Questi Autori considerano l'edificio dei Monti Peloritani una struttura alpina a falde cristalline, delimitate da contatti tettonici di primo ordine, che definiscono unità tettoniche a diverso grado metamorfico e con storie evolutive differenti.

Alla Catena Kabilo-Calabride *sensu* LENTINI *et alii* (1994) sono state attribuite tutte le falde di basamento ercinico con resti delle originarie coperture mesozoiche messe in posto in età paleogenica e suturate da depositi terrigeni sintettonici a partire dall'Oligocene superiore. Queste costituiscono un edificio a *thrust* accavallato sulle Unità Appenninico-Maghrebidi lungo una superficie di ricoprimento di primo ordine affiorante lungo l'allineamento S. Fratello (costa tirrenica)-F. Alcàntara (costa ionica).

Le caratteristiche litostratigrafiche delle coperture sedimentarie hanno permesso di identificare il complesso litologico di pertinenza di un originario margine passivo europeo (LENTINI & VEZZANI, 1975), la cui geometria doveva essere tale da consentire, durante il Lias inferiore, l'esposizione di livelli di crosta profonda. La posizione strutturale attuale delle falde è tale che i termini più alti sono anche quelli di più elevato grado metamorfico. Inoltre le coperture sedimentarie mesozoiche sono ridotte o assenti nelle unità apicali.

Le unità tettoniche più profonde sono costituite da un basamento di crosta superiore su cui giacciono discordanti successioni sedimentarie di margine continentale (Unità di Capo S. Andrea, di Longi-Taormina e di S. Marco d'Alunzio). Queste unità formano l'apparato frontale della catena e si estendono in sottosuolo dal settore meridionale dei Monti Peloritani fino al margine tirrenico siciliano, individuando livelli strutturali sovrapposti con andamento suborizzontale. Per LENTINI & VEZZANI (1975) al tetto delle unità epimetamorfiche affiora un'unità filladica (Unità di Mandanici), la cui copertura sedimentaria, riferita all'Unità di Rocca Novara, è caratterizzata da una sequenza in facies di piattaforma del Malm, passante a facies pelagiche con calcari marnosi ad Aptici e marne in facies di "Scaglia". Quest'unità, scollata dal basamento filladico, attualmente borda il

fronte estremo di accavallamento delle filladi. Nei settori più interni dell'edificio, al tetto dell'Unità di Mandanici, sono conservati lembi di un'originaria copertura sedimentaria attribuita al Permiano-Cretacico superiore, interessata da un metamorfismo alpino di bassissimo grado. Questi terreni formano l'Unità di Ali (ATZORI, 1968; TRUILLET, 1968) e si estendono dalla costa ionica settentrionale verso l'entroterra, affiorando in lembi discontinui lungo l'allineamento Ali-Mandanici-Fra S. Venera.

Fino alla metà degli anni '90 e cioè prima che fossero riconosciute le Unità del Mela (MESSINA, 1995; MESSINA *et alii*, 1997) e di Piraino (MESSINA, 1998a, 1998b; MESSINA *et alii*, 1998) l'unità filladica di Mandanici maritava il contatto tettonico con la sovrastante Unità dell'Aspromonte (OGNIBEN, 1960; LENTINI & VEZZANI, 1975).

Al tetto delle Unità Kabilo-Calabride affiorano i depositi terrigeni sin- e tardorogeni, organizzati in successioni sovrapposte e delimitate da discordanze angolari che attestano i diversi stadi della deformazione (LENTINI *et alii*, 1995a, 2000). I sedimenti più antichi sono rappresentati dal flysch di Capo d'Orlando, di età Oligocene superiore-Miocene inferiore. La composizione dei primi depositi terrigeni di questa formazione (MAZZOLENI, 1991) suggerisce una provenienza del detrito dalle aree del Blocco sardo-corso (LENTINI *et alii*, 1995b, e bibliografia in essa citata). I rapporti geometrici di questi depositi con il substrato testimoniano che la loro deposizione è avvenuta all'interno di depocentri controllati da scaglie tettoniche embricate, posteriori ai contatti di ricoprimento tra le unità cristalline, impostatesi nelle fasi finali della tettonica di *breaching* dell'edificio kabilo-calabride (CATALANO *et alii*, 1996).

La sedimentazione terrigena sintettonica è stata interrotta dall'arrivo in falda delle "argille scagliose antisicilidi" sui livelli burdigaliani del flysch di Capo d'Orlando. La messa in posto di questa falda coincide con la definitiva saldatura tra la Catena Kabilo-Calabride e quella Appenninico-Maghrebide. Sulle "argille scagliose" poggiano le calcareniti di Floresta (OGNIBEN, 1960) del Burdigaliano superiore-Langhiano (CARBONE *et alii*, 1993), correlabili con i depositi clastici del flysch di Reitano sui settori interni delle maghrebide siciliane.

A partire dal Miocene medio un radicale cambiamento 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 i nuovi depocentri in via di individuazione, determina la deposizione di altre unità sedimentarie (LENTINI *et alii*, 1995a), che affiorano prevalentemente lungo il bordo tirrenico ed alto ionico in un intervallo temporale compreso tra il Miocene medio e il Pleistocene.

IV – STRATIGRAFIA

1.1. – INTRODUZIONE E CRITERI

Vengono di seguito trattati i caratteri litologici, stratigrafici e giaciture dei terreni che compongono le unità tettoniche, secondo l'ordine geometrico di sovrapposizione, iniziando da quelle più profonde. Tale criterio, diverso da quello comunemente adottato per altri fogli del progetto CARG, è stato determinato dalla presenza di coperture terrigene discordanti e sintettoniche intercalate all'interno del sistema a *thrust*. La scelta di descrivere tali successioni, dalla più antica alla più recente, permette di ricostruire la loro evoluzione, che è proceduta di pari passo con la costruzione della catena dal Paleogene fino al Tortoniano.

Le unità tettoniche sono delimitate da contatti di sovrascorrimento principale estesi a livello regionale; tali contatti sono stati successivamente ritagliati da sovrascorrimenti secondari e faglie inverse che hanno ulteriormente riaccolto insieme di unità sovrapposte tettonicamente. Queste strutture isolano corpi rocciosi di limitata estensione areale e localmente sono responsabili dell'inversione geometrica dei rapporti tra le unità tettoniche coinvolte. All'interno delle unità tettono-stratigrafiche, la descrizione segue l'ordine dalla formazione di età più antica a quella di età più recente, con una suddivisione, ove possibile, nelle relative litofacies e/o membri. La descrizione delle unità tettono-stratigrafiche è preceduta da un inquadramento geografico-regionale e per le unità di basamento anche da una breve nota storica.

Mentre si definivano i rilevamenti geologici del quadrante sud orientale del Foglio "Barcellona P.G.", si procedeva all'allestimento per la stampa del limitrofo Foglio "Taormina". Le scelte stratigrafiche e cartografiche adottate nei fogli sopra citati, sebbene aventi lo stesso Coordinatore scientifico (Prof. F. Lentini), a causa dei differenti tempi di realizzazione e del diverso coinvolgimento di Esperti

di Geologia del Cristallino e di Petrologia dei Basamenti (Proff. A. Messina e A. Pezzino), hanno comportato una diversa attribuzione geologica del settore al passaggio tra i fogli “Barcellona P.G.” e “Taormina”, dove le stesse aree sono mappate con sigle differenti, corrispondenti ai basamenti metamorfici di due diverse unità: Unità di Mandanici (FDN) e Unità di S. Marco d’Alunzio (ESM).

Relativamente ai fogli “Milazzo-Barcellona P.G.” per la suddivisione in unità tettoniche e caratterizzazione petro-tettonica dei terreni di basamento ci si è avvalsi di tutti i dati della letteratura scientifica prodotta negli ultimi cinquanta anni, che ricalca l’evoluzione del pensiero geologico delle due Scuole “catanese” e “messinese”.

Per la caratterizzazione geologica e petro-tettonica dei terreni di basamento affioranti nei fogli in oggetto sono stati messi in atto tutti gli strumenti geologici (rilevamento geologico del cristallino condotto *ex-novo* a scala 1:10.000; analisi strutturali: cinematica dei piani di sovrascorrimento, geometria dei contatti) e petrologici (campionamento di tutti i litotipi metamorfici, analisi petrografiche alla micro e mesoscala di centinaia di campioni, analisi della deformazione tettonica), atti a definire la distinzione delle diverse unità di basamento riconosciute nei fogli “Milazzo-Barcellona P.G.” e che non trovano corrispondenza con quelle distinte nel limitrofo Foglio “Taormina”.

Per la caratterizzazione termobarica e geocronologica dei terreni di basamento e relativa *overprint* alpina si è fatto riferimento ai dati scientifici più recenti espressi nelle pubblicazioni dell’ultimo decennio (v. Titolo – Studi precedenti).

La messe di tali dati ha permesso di distinguere e confermare, come evidenziato dai petrologi di “Scuola messinese” la presenza, in tutta la catena dei Monti Peloritani, di diverse unità tettoniche delimitate da contatti geometrici di estensione regionale e che sono state espresse nella carta geologica dei fogli “Milazzo-Barcellona P.G.”.

Nelle Note Illustrative dei fogli in oggetto sono comunque descritti, documentati ed illustrati i criteri geometrici, e ampiamente dettagliate le differenze petrologiche che hanno indotto i curatori delle presenti note alla suddivisione delle diverse unità tettoniche di basamento, che non trovano riscontro nel limitrofo Foglio “Taormina”.

1.2. – BIOSTRATIGRAFIA

Nell’ambito del fogli “Barcellona P.G.” e “Milazzo” lo studio biostratigrafico di dettaglio si è concentrato sui depositi di età compresa tra il Miocene medio e il Pleistocene medio; per i depositi di età più antica si è fatto ricorso a dati di letteratura o provenienti da fogli CARG limitrofi.

L’analisi biostratigrafica ha compreso lo studio dei nannofossili calcarei, che forniscono risultati affidabili su depositi prevalentemente terrigeni, come quelli che caratterizzano il settore in esame.

I campioni sono stati preparati seguendo le metodologie dello *smear-slide*, e poi esaminati al microscopio ottico polarizzatore con ingrandimenti generalmente di 1000x. L'analisi è stata inizialmente di tipo qualitativo al fine di verificare l'abbondanza delle associazioni e il loro stato di conservazione. Nelle sezioni più complete e nei campioni in cui le associazioni sono abbondanti e ben conservate è stata effettuata un'analisi quantitativa su determinati generi, per mettere in evidenza gli eventi biostratigrafici di rilievo. L'ultima fase del lavoro è consistita nella redazione delle schede, nel confronto dei dati ottenuti con le diverse metodologie e l'inquadramento dei campioni o delle sezioni in schemi biostratigrafici.

Per lo studio dei depositi plio-pleistocenici è stato utilizzato lo schema biostratigrafico a nannofossili calcarei di RIO *et alii* (1990); lo schema cronologico adottato per il Pliocene è quello di CITA *et alii* (1996), mentre per il Pleistocene viene fatto riferimento allo schema della Commissione Italiana di Stratigrafia in CITA & CASTRADORI (1995). Per quanto riguarda i depositi miocenici, invece, lo schema biostratigrafico e cronostratigrafico di riferimento è quello di FORNACIARI *et alii* (1996).

2. – UNITÀ DELLA CATENA KABILO-CALABRIDE

2.1. - UNITÀ TETTONICA DI S. MARCO D'ALUNZIO (cfr. *FDN Metamorfiti di Mandanici del F. 613 "Taormina"*).

L'**Unità di S. Marco d'Alunzio (USM)**, definita da LENTINI & VEZZANI (1975) e corrispondente in gran parte alla Falda di Galati di OGNIBEN (1960), affiora nella parte meridionale dei Monti Peloritani, dall'alta valle della F.ra d'Agrò (Foglio "Taormina"), sulla costa ionica, a S. Marco d'Alunzio (Foglio "Patti")-S. Agata di Militello (Foglio omonimo) sulla costa tirrenica, con spessore apparente massimo di 600 m. Normalmente interposta tra le unità di Fondachelli a tetto e di Longi-Taormina a letto, è localmente sovrascorsa dalle filladi delle unità di Piraino e di Mandanici, dagli scisti dell'unità del Mela o dagli gneiss occhiadini dell'unità dell'Aspromonte (nel presente Foglio). Nei Peloritani occidentali l'USM sovrascorre sulle Unità Appenninico-Maghrebidi (Unità di M. Soro). I contatti tettonici sono ben evidenti lungo gli allineamenti T. Fondachelli-T. di Novara nei Peloritani centrali, S. Salvatore di Fitalia-S. Marco d'Alunzio-S. Agata di Militello nei Peloritani occidentali.

L'USM consta di un basamento caratterizzato da una sequenza vulcano-sedimentaria paleozoica, interessata da un metamorfismo varisico polifasico in facies scisti verdi di basse T e P, e di una copertura meso-cenozoica, condensata e lacunosa. La sequenza paleozoica, tipica di una crosta continentale, è costituita da una successione di prevalenti vulcaniti acide alternate a livelli pelitico-arenacei con rare intercalazioni di vulcaniti basiche.

Il **Complesso metamorfico varisico**, a bassa cristallinità, è formato da alternanze policrome di metavulcaniti acide, con intercalazioni di *slate* grafitosi

passanti a metareniti e a quarziti, con lenti di metabasiti e talcoscisti.

Non esistono in letteratura studi petrografici e petrologici sull'USM. Pertanto, sulla base delle analisi meso- e microstrutturali che hanno permesso di definire le correlazioni tra deformazione e blastesi, saranno forniti in questo contesto, e per la prima volta, gli elementi più salienti per la ricostruzione della storia tettono-metamorfica dell'unità e delle condizioni termobariche in cui essa si è realizzata.

L'evoluzione varisica è caratterizzata, alla microscala, da quattro fasi deformative (Dv_1 - Dv_4), di cui le prime tre accompagnate da metamorfismo sin- e postcinematico in facies scisti verdi, zona a clorite.

La Dv_1 è responsabile di una foliazione Fv_1 , raramente evidente, definita da mica bianca+clorite+quarzo+albite+grafite. Statiche post- Fv_1 sono ilmenite+clorite. La Dv_2 produce la foliazione principale Fv_{2m} , delineata dagli stessi minerali della Fv_1 , che spesso cancella la precedente, sulla quale viene trasposta l'ilmenite. Localmente negli *slate* si sviluppa cloritoide post- Fv_2 in piccole rosette. La Dv_3 crea una forte crenulazione della Fv_2 e, nelle rocce pelitiche, anche una sottile e spaziata foliazione Fv_3 , a circa 80-90° dalla principale, definita da mica bianca+clorite+grafite.

Il picco termobarico si è realizzato durante l'episodio post- Dv_2 , a T comprese tra 350 e 400°C, indicato dall'associazione clorite-cloritoide, in assenza di biotite. Non ci sono elementi per indicare le condizioni bariche, che si ipotizzano basse (<0.3 GPa), come negli altri processi varisici di basso grado caratterizzanti le sequenze paleozoiche peloritane.

La **Copertura meso-cenozoica** è composta da arenarie e conglomerati in facies di Pseudo-Verrucano; calcari e calcari dolomitici; calcari e marne in facies di Medolo, calcari massivi, calcari in facies di Rosso Ammonitico, calcari marnosi e marne in facies di Scaglia, breccie carbonatiche, di età complessiva Giurassico inferiore-Eocene (LENTINI & VEZZANI, 1975; LENTINI, 2000; LENTINI *et alii*, 2000).

Shear alpini, di estensione fino a chilometrica, sono diffusi in tutta l'unità, responsabili di intensi fenomeni cataclastici fino a milonitici di basse T e P, con rimobilizzazioni e/o depositi di solfuri, solfati, carbonati, Fe-ossidi e -idrossidi. Nel caso di milonisi si forma una nuova foliazione Fa_m , mimetica sulla Fv_3 , che spesso oblitera completamente le precedenti strutture.

Piani di sovrascorrimento, a tetto e letto dell'unità, sono marcati da fasce cataclastiche che superano i 20 m di potenza, e da processi idrotermali con rimobilizzazioni e/o nuovi depositi metallici e carbonatici.

I caratteri generali dell'USM sono molto simili a quelli delle Unità di Longi-Taormina e di Capo S. Andrea, non discusse nelle presenti Note Illustrative perché non affioranti nell'area in esame. Considerate da numerosi Autori subunità costituenti l'Unità di Longi-Taormina (AMODIO-MORELLI *et alii*, 1976; BONARDI *et alii*, 1976, 1996; 2004; SOMMA *et alii*, 2005b), queste tre unità tettoniche alpine, limitate a letto e a tetto da contatti tettonici primari, si presentano differenti per geometria, grado metamorfico (interessate tutte da almeno tre fasi deformative varisiche, l'USM presenta un metamorfismo in facies scisti verdi, l'Unità di Longi-Taormina, condizioni termobariche intermedie tra la *subgreenschist facies*

e la facies scisti verdi, e l'Unità di Capo S. Andrea un metamorfismo in *subgreenschist* facies), e caratteri della copertura meso-cenozoica.

L'unità presenta i seguenti peculiari *marker* di campagna:

- cristallinità bassa;
- forte policromia dei litotipi;
- abbondanza di metavulcaniti acide di colore rosa antico, in cui prevalgono i porfiroidi;
- *slate* e metareniti grigio-violacei, quarziti grigio-rosate, metabasiti grigio-bluastre e talcoscisti ocra.

2.1.1. - Osservazioni geologiche nell'area del Foglio

L'USM occupa la parte meridionale del Foglio "Barcellona P.G.", estendendosi con continuità, per circa 25 kmq e spessore massimo di 600 m, dal T. Dinarini (Mandanici) a sud-est, al versante orientale di M. Casalotto-T. Paratore ad ovest.

I contatti a tetto per sovrascorrimento principale delle filladi, metareniti e quarziti grafitose dell'Unità di Fondachelli sono bene esposti tra Carnale-Fantina



Fig. 2 - Unità di S. Marco d'Alunzio. Metavulcanite acida varisica a mica bianca+clorite, di colore rosa antico, con foliazione principale Fv_{2m} . Loc.: C. Pergotere, q. 498 m (a sud del paese di S. Barbara).

e M. Licciardi; delle filladi a biotite+granato dell'Unità di Mandanici a Portella Fossa Lupo (in destra del T. Dinarini) e ad est di M. Casalotto (a sud di Basicò); delle Unità del Mela e di Piraino a M. Pietre Rosse e a nord di Caserma Prugnola; degli gneiss occhiadini dell'Unità dell'Aspromonte lungo il versante meridionale e orientale di Pizzo Polo-Montagna di Vernà. Localmente, il limite di tetto dell'unità è definito dall'appoggio discordante dei depositi arenacei e conglomeratici del flysch di Capo d'Orlando, come è possibile osservare tra M. Casalotto e Serro Orsino, tra M. Bammina e il T. Chiappera, e a M. Olivetta (a sud-est di Novara di Sicilia).

L'unità nel territorio del Foglio è rappresentata dal solo basamento (**ESM**), formato da **metavulcaniti acide**, **slate** passanti a **metareniti** e **quarziti**, locali livelli di **metabasiti** e rari **talcoscisti**.

Le **metavulcaniti acide**, in masse di estensione chilometrica e potenza etto-metrica, a grana fine, di colore rosato, localmente microporfiriche (porfiroidi), con foliazione principale Fv_{2m} molto crenulata, sono costituite, alla microscala, da microporfiroclasti di albite in una matrice sin- Fv_2 di minuti mica bianca, clorite, quarzo, minori feldspati e opachi. Sono bene esposte lungo le incisioni torrentizie del versante orientale di Pizzo Torno, nei pressi di C. Pergotere (a sud di S. Barbara, Fig. 2), ad ovest di Serro Parrini (frazione rurale in destra del T. San Giacomo, ad est di S. Barbara), e a sud-ovest di M. Casalotto.

Slate, **metareniti** e **quarziti**, in banchi di estensione chilometrica e spessore pluriettometrico, rispettivamente grigio violacei e grigio-rosati, si alternano alle metavulcaniti, presentando tessitura fortemente scistosa (Fv_{2m}). Comuni le lenti di quarzo. Alla microscala risultano costituiti da mica bianca+clorite+quarzo, in differenti rapporti quantitativi, cui si associano, nel primo litotipo, grafite e cloritoide e, nei secondi, rara albite. **Slate** e metareniti a clorite+mica bianca+grafite affiorano ad est di Pizzo Torno, alla biforcazione del T. di Novara, a sud-ovest di Serro Parrini, a nord-ovest di San Basilio (C. Crocetta) e a Palazzo (a sud-ovest di M. Bammina), mentre **slate** a clorite+mica bianca+cloritoide sono osservabili a nord di Pizzo Melia (ad ovest di Mandanici,



Fig. 3 - Unità di S. Marco d'Alunzio. *Slates varisici a mica bianca+clorite+grafite, grigio-violacei, ricchi in vene di quarzo, fortemente ripiegati e interessati da effetti cataclastici alpini. Loc.: nord di Pizzo Melia, q. 800 m (ad ovest di Mandanici).*



Fig. 4 - Unità di S. Marco d'Alunzio. Quarzite varisica a mica bianca+clorite, di colore grigio-rosato, con foliazione principale Fv_{2m} . Loc.: nord-ovest di Pizzo Daini (q. 600 m).

Fig. 3). Quarziti a clorite+mica bianca sono esposte ad est di Pizzo Torno, a nord-ovest di Pizzo Daini (Fig. 4) e a nord-est del paesino di Piano Vigna (a sud di S. Basilio).

Le **metabasiti**, grigio-bluastrre con vene di quarzo rosa, e i **talcoscisti**, color ocre, affioranti in livelli di estensione e potenza plurimetriche, risultano costituiti alla microscala da clorite+opachi+talco+mica bianca+calcite, in differenti rapporti quantitativi. I principali affioramenti si rinvencono a sud di Carnale (a sud-ovest di Fantina), ad ovest del paese di Pernina (in sinistra dell'alto corso del T. Fantina) (Fig. 5), e tra Pizzo Scopettati e M. Olivetta (ad est di Novara di Sicilia).



Fig. 5 - Unità di S. Marco d'Alunzio. Metabasiti varisiche, di colore grigio-bluastrro, con vene di quarzo rosa. Loc.: ad ovest del paese di Pernina (q. 730 m).

2.2. - UNITÀ TETTONICA DI NOVARA

L'Unità di Novara (TRUILLET, 1961) o Unità di Rocca Novara (LENTINI & VEZZANI, 1975) è una successione di terreni sedimentari di età compresa tra il Giurassico superiore e l'Oligocene, che si estende lungo l'allineamento orientato ESE-ONO Forza d'Agro (sul versante ionico, a nord di Taormina)-Novara di Sicilia-Ucrà (Foglio "Patti").

Secondo BONARDI *et alii* (1976) e AMODIO MORELLI *et alii* (1976) l'Unità di Novara sarebbe compresa nell'Unità di Stilo, affiorante in Calabria meridionale. Questa costituirebbe l'unità tettonica più alta dell'Arco Calabro-Peloritano formata da un basamento di graniti ercinici e di metamorfiti di basso e medio grado, su cui poggia una copertura meso-cenozoica.

Nello schema di LENTINI & VEZZANI (1975) e successivamente in ATZORI *et alii* (1977), invece, l'Unità di Rocca Novara costituisce un orizzonte tettonico compreso tra le Metamorfiti III dell'Unità di S. Marco d'Alunzio e le filladi dell'Unità di Mandanici. Gli stessi Autori ne segnalano lembi minori anche come inclusi nell'Unità di Mandanici o al contatto tra questa e l'Unità dell'Aspromonte.

Le due interpretazioni portano ad una differente ricostruzione dell'evoluzione della catena peloritana. In particolare nella prima l'Unità di Novara si sarebbe accavallata all'apice della "catena alpina" come unico frammento di provenienza europea. Nella seconda la medesima unità non rappresenterebbe la copertura più interna di tutto l'edificio. Sulla base di rilievi geologici di dettaglio e di campionature ATZORI *et alii* (1977) ricostruiscono dai vari lembi affioranti nella zona di Novara di Sicilia una successione originaria, comprendente dal basso verso l'alto:

- a) metamorfiti III dell'Unità di S. Marco d'Alunzio, costituite da semiscisti e metarosi;
- b) calcari massivi di colore grigio o nocciola, talora con tracce di stratificazione, sovente oolitici; dolomie bianco-giallastre e breccie calcaree. Spessore complessivo circa 100 m. I calcari contengono microfaune a *Clypeina jurassica* FAVRE, *C. parvula* CAROZZI, *Salpingoporella* sp., *Polygonella incrustata* ELLIOT e da *Bankia striata* CAROZZI, *Nautiloculina* sp., *Valvulina* sp., *Trocholina elongata* LEUPOLD, Textulariidae e Miliolidae, indicanti un'età titonica;
- c) calcari marnosi ad Aptici e Calpionelle di colore grigiastro ascrivibili al Cretacico inferiore;
- d) marne siltose scagliettate di colore verdognolo o rosso in facies di "Scaglia", passanti gradualmente ad un'alternanza di arenarie giallastre e di siltiti marnose, che per la posizione stratigrafica sono state ascritte al Cretacico-Eocene; la formazione non supera i 30 m di spessore;
- e) sul versante meridionale di Rocca Novara in una sequenza rovesciata viene segnalato un passaggio stratigrafico, attraverso un'alternanza argilloso-arenacea, tra la "Scaglia" e un conglomerato poligenico, matrice sostenuto di colore rossastro, ricco di clasti metamorfici di alto e medio grado e di graniti, che prevalgono verso l'alto su quelli carbonatici e scistosi. Lo spessore è difficilmente valutabile

a causa anche delle ripetute scaglie tettoniche che interessano l'intera unità;
f) filladi dell'Unità di Mandanici.

In sostanza per i sopra citati Autori, a Rocca Novara (cfr. Foglio "Taormina") e a Monte S. Croce i calcari titonici sovrasterebbero lembi di conglomerato rosso, ma con un generale rovesciamento della successione originaria.

Per quanto riguarda il conglomerato rosso esso affiora lungo un allineamento orientato ONO-ESE esteso da Raccuia (Foglio "Patti") a Capo S. Alessio (Foglio "Taormina"), ma risulta quasi sempre legato agli affioramenti mesozoici prima descritti. La sua posizione, talora direttamente al tetto di più unità cristalline calabridi, ha indotto alcuni autori (TRUILLET, 1961; BONARDI *et alii*, 1980; CALIRI *et alii*, 1993; CATALANO *et alii*, 1996; LENTINI *et alii*, 2000) a ritenerlo un deposito discordante sinorogenico.

Per TRUILLET (1968) il conglomerato rosso, ascritto all'Eocene, sarebbe trasgressivo sulle "filladi" dell'Unità di Taormina e si correlerebbe stratigraficamente alla Formazione di Piedimonte affiorante all'esterno dell'edificio calabride. Questo conglomerato occuperebbe una posizione generalmente sottostante tettonicamente ai calcari titonici, anche se lo stesso Autore segnala alcuni affioramenti nei pressi di Forza d'Agrò (Foglio "Taormina"), in cui il conglomerato ricopre i calcari. Ciò gli fa supporre che l'Unità di Novara si sia messa in posto durante la deposizione del conglomerato rosso.

Diversamente ATZORI *et alii* (1977), vedono nella successione alquanto completa, anche se rovesciata, del fianco meridionale della rocca, gli elementi che inducono a ritenere il conglomerato rosso un deposito originariamente apicale della successione di Rocca Novara e che marcherebbe un rapidissimo incremento della sedimentazione detritica, via via più grossolana. Esso quindi non sarebbe più interpretabile come deposito trasgressivo sulle metamorfiti, ma come una facies marginale comparabile con depositi coevi quale il Flysch di Frazzanò, ma rispetto a questo molto più interno, e legata ad un margine di bacino in rapido sollevamento oppure al fronte di un sovrascorrimento tettonico.

Per BONARDI *et alii* (1982c) il conglomerato rosso è un deposito canalizzato di facies deltizia alla base del Flysch di Stilo-Capo d'Orlando, che contiene lembi della successione carbonatica titonica dell'Unità di Novara, interpretati come "olistoliti" franati entro il conglomerato rosso. Quest'ultimo quindi è considerato dagli Autori come un membro a "blocchi" della F.ne di Stilo-Capo d'Orlando, trasgressivo sulle metamorfiti dell'Unità di Longi-Taormina a Forza d'Agrò e su quelle dell'Unità di Fondachelli-Portella Mandrazzi a Novara di Sicilia. L'età sarebbe aquitaniana o oligocenica, col significato di deposito post-tettonico.

2.2.1. – Successione mesozoico-paleogenica

Nel territorio del Foglio la successione mesozoico-paleogenica dell'Unità di Novara (Fig. 6) viene rinvenuta interposta tettonicamente tra le metamorfiti dell'Unità di S. Marco alla base e quella dell'Unità di Fondachelli al tetto. Nel

dettaglio le strutture sono molto complesse, in quanto le formazioni sedimentarie sono separate da piani secondari di scollamento, che determinano scaglie ripetute, ridotte a volte ad una vera e propria breccia tettonica inglobante blocchi carbonatici e di conglomerato rosso.

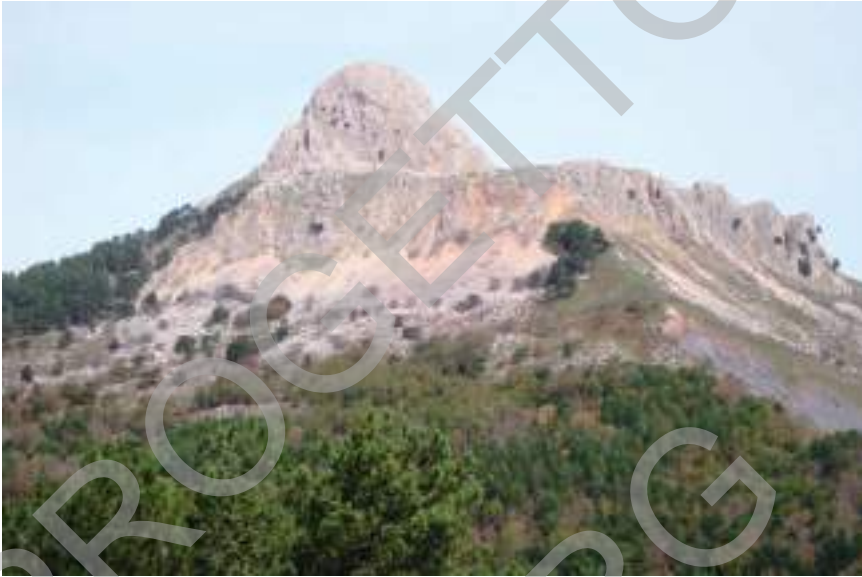


Fig. 6 – Panoramica del versante meridionale della Rocca Novara (confine tra i fogli “Taormina” e “Barcellona P.G.”).

2.2.1.1. - Formazione di Rocca Novara (NOV)

Affiora nel settore centro-meridionale del Foglio, lungo un allineamento orientato circa NNO-SSE, compreso tra la destra idrografica dell’alto corso del T. Paratore, Novara di Sicilia e M. Porcospino (Fondachelli-Fantina). Le migliori esposizioni si hanno a Monte S. Croce, nei dintorni dell’abitato di Novara di Sicilia e a Poggio Campi (ad ovest di S. Basilio); numerosi blocchi minori sono situati prevalentemente a nord-est dell’allineamento principale.

La formazione è caratterizzata da calcari cristallini massivi di colore grigio o nocciola, sovente oolitici, talora con tracce di stratificazione più evidente nei livelli inferiori ovvero, dove risparmiati dal processo di dolomitizzazione, e da dolomie bianco-giallastre e breccie calcaree. I termini dolomitici, più frequenti nella zona di Poggio Campi, sono rappresentati da cataclasiti bianco-giallastre che mostrano graduale passaggio a litotipi calcarei e/o a breccie costituite da clasti calca-

rei di dimensione compresa tra il cm e il dm, a spigoli vivi, e da minori elementi dolomitici e siliciferi. Il calcare massivo è costituito da un *grainstone* granulo sostenuto contenente peloidi, gasteropodi, foraminiferi (*Trocholina* sp.), ma soprattutto alghe, come *Clypeina sulcata* (ALTH), e secondariamente *Campbelliella striata* (CAROZZI) e *Salpingoporella* sp. (cfr. Foglio “Taormina”). L’associazione ad alghe qui descritta presenta un *range* stratigrafico Kimmeridgiano inferiore-Berriasiano inferiore, ma è tipica del Titonico medio. Questi litotipi costituiscono i rilievi di Monte S. Croce, di parte del paese di Novara, e di M. Porcospino (a nord di Fondachelli). Lo spessore della formazione varia da pochi metri fino a 150 m.

I litotipi appena descritti verso l’alto evolvono a:

- Calcari marnosi di colore grigiastro a grana fine in strati medio-sottili. Affiorano in piccoli lembi di qualche metro di spessore a nord-ovest di Novara di Sicilia e a C.da Poma, ad est dello stesso paese. Contengono macrofauna ad aptici e spicole di spugne, e microfauna costituita da calpionelle, radiolari, ascrivibili al Cretacico inferiore; in livelli analoghi TRUILLET (1968) riporta una microfauna a Tintinnidi di età berriasiana. Si tratta della medesima formazione rinvenuta in lembi nella zona di Fondachelli–Fantina e nei pressi di Tripi, che ATZORI *et alii* (1975) attribuiscono all’Unità di Longi-Taormina, ma che successivamente ATZORI *et alii* (1977) assegnano all’Unità di Rocca Novara.
- Marne siltose scagliettate di colore verde o rosso in facies di “Scaglia”, in livelli molto sottili (1-2 cm), con impronte di fondo e tracce di Inocerami. Gradualmente le marne passano ad un’alternanza ritmica di arenarie gradate giallastre e di siltiti marnose, in strati da 5 a 50 cm. Questo intervallo, per posizione stratigrafica, è ascritto al Cretacico superiore-Eocene (ATZORI *et alii*, 1977; LENTINI *et alii*, 2000). Lo spessore è massimo 30 m (versante sud-orientale di Rocca Novara, alla base dei calcari titonici in giacitura chiaramente rovesciata); relativamente all’area del Foglio questi terreni sono presenti sul versante meridionale di Monte S. Croce.

I terreni riferiti a questi due ultimi orizzonti stratigrafici, a causa del loro esiguo spessore e frammentarietà, non sono stati differenziati alla scala del rilevamento adottato e sono stati cartografati unitamente con i calcari e le dolomie della formazione NOV.

Nei dintorni di S. Basilio il rilievo montuoso di Poggio Campi è formato da numerose scaglie tettoniche dei calcari mesozoici con vergenza meridionale, in parziale ricoprimento sul conglomerato rosso e sul flysch di Capo d’Orlando.

A Monte S. Croce la successione ricostruita, costituita dei vari terreni fin qui descritti, raggiunge lo spessore massimo di circa 150 m. L’ambiente è di piattaforma carbonatica da aree interne e protette, a piattaforma aperta (RASSER & FENNINGER, 2002).

L’età complessiva della successione è Giurassico superiore-Eocene.

2.2.1.2. - Conglomerato rosso (GLO)

Nell'area del Foglio la formazione è esposta tra il T. Paratore ad ovest e il T. Fantina ad est ed è associata sempre alla successione mesozoica sopra descritta.

È caratterizzata da un conglomerato poligenico, da matrice a clasto-sostenuto di prevalente colore rossastro, ad elementi eterometrici, generalmente arrotondati, di metamorfiti di vario grado e di carbonati mesozoici. Il grado di arrotondamento dei clasti prescinde dalle loro dimensioni e risulta maggiore per i litotipi cristallini a tessiture scarsamente orientate (gneiss e graniti), mentre è sempre meno evidente o assente in quelli a tessitura orientata (micascisti e filladi) o sedimentari (calcarei, dolomie e arenarie). La matrice, costituita per lo più da argilliti rossastre e subordinatamente verdi, e da siltiti brune, presenta una marcata fessilità determinata da sottili lamine boudinate e da un clivaggio pervasivo. Poco sopra l'abitato di S. Basilio affiora, in posizione rovesciata, un'alternanza di livelli medi di arenarie gradate grigio-avane o rossastre, a composizione arcocosa, e di argille grigiastre in strati sottili, che rappresenta una facies di transizione al conglomerato rosso (Fig. 7). Essa è correlabile a quella affiorante sul versante meridionale della Rocca Novara e descritta da ATZORI *et alii* (1977), dove la

successione, rovesciata, evolve dai termini arenitici a livelli conglomeratici apicali, via via più ricchi di elementi cristallini.

Più spesso tuttavia la formazione assume un aspetto caotico, ingloba meccanicamente blocchi di metamorfiti di basso grado e di carbonati di dimensioni da metriche a ettometriche. I carbonati sono costituiti da dolomie grigie o giallastre vacuolari, calcari cristallini pseudo-oolitici, breccie calcaree e calcari biancastri di età titonica, riferibili alla formazione di Rocca Novara. Pertanto l'unità può essere interpretata come un



Fig. 7 – Unità di Novara. Successione rovesciata di marne e arenarie gradate rosse evolventi a livelli conglomeratici apicali, via via più ricchi di elementi cristallini. Loc.: settore nord di S. Basilio.

“*mélange*” tettonico, localizzato tra l’Unità di Fondachelli e l’Unità di S. Marco d’Alunzio ed ulteriormente sovrascorso sul flysch di Capo d’Orlando per effetto di ulteriori fasi tettoniche.

Lo spessore, difficilmente valutabile a causa dei ripetuti contatti tettonici che hanno ridotto la massa in embrici e scaglie tettoniche, nonché per la presenza di potenti coperture detritiche, dovrebbe aggirarsi intorno a 100-150 m.

Probabile ambiente deposizionale da continentale a transizionale/marino di scarpata prossimale.

In assenza di contenuto faunistico nella matrice, la formazione è ascritta, per posizione stratigrafica, all’Oligocene inferiore(?).

2.3. – UNITÀ TETTONICA DI FONDACHELLI

L’Unità di **Fondachelli (UF)**, definita da BONARDI *et alii* (1976), corrispondente a parte della Falda di Galati di OGNIBEN (1960) e a gran parte del basamento dell’Unità di S. Marco d’Alunzio di LENTINI & VEZZANI (1975), si estende, in maniera continua per circa 230 kmq, dalla valle della F.ra d’Agrò (Foglio “Taormina”), sulla costa ionica, a Rocca di Caprileone (Foglio “Patti”), su quella tirrenica, raggiungendo spessori di 500-600 m. L’UF è interposta, comunemente, tra l’Unità di Mandanici a tetto e l’Unità di S. Marco d’Alunzio a letto; più raramente a tetto è sovrascorsa dalle Unità di Piraino, o Mela, o Aspromonte e, a letto, localmente, va in contatto tettonico con l’Unità di Longi-Taormina. I contatti sono ben visibili lungo l’allineamento F.ra d’Agrò-T. Fantina-Fondachelli-F. ra S. Angelo-Rocca di Caprileone.

L’UF è costituita da un basamento caratterizzato da una sequenza sedimentario-vulcanica paleozoica interessata da un metamorfismo varisico, polifasico, tipico della facies scisti verdi di bassa-T, e da lembi di una copertura mesozoica (MESSINA *et alii*, 2004a, 2004b; MESSINA & MACAIONE, 2010). La sequenza paleozoica è riferibile a una successione pelitico-arenacea, con rare intercalazioni di vulcaniti basiche, tipica di una crosta continentale.

Il **Complesso metamorfico varisico** è composto da alternanze di filladi, metareniti e quarziti grafitose di colore grigio-nero perlaceo, con locali intercalazioni di metadiabasi verde-azzurri. L’evoluzione varisica è caratterizzata da quattro fasi deformative (Dv₁-Dv₄), di cui le prime tre accompagnate da metamorfismo sin- e postcinematico in facies scisti verdi, zona a clorite.

La Dv₁ è responsabile di una foliazione Fv₁, definita da mica bianca+clorite+quarzo+grafite e minore albite, evidente solo nelle quarziti e raramente anche nelle metareniti. Nella fase statica post-Fv₁ si sviluppano ilmenite e localmente clorite e mica bianca. Gli stessi minerali cristallizzano lungo la foliazione principale Fv_{2m}, originata dalla Dv₂, con trasposizione di ilmenite e grafite, e continuano a crescere anche durante l’episodio metamorfico post-Fv₂. Dv₃ crea una sottile e spaziata foliazione Fv₃, a circa 80-90° dalla principale, definita da mica bianca+clorite+grafite.

Il picco termobarico si è realizzato nel sin-Dv₂, a T<420°C, inferiore al campo di stabilità della biotite, e a P che si ipotizza bassa, <0.3 GPa, come negli altri processi varisici di basso grado caratterizzanti le sequenze paleozoiche.

La Copertura mesozoica è riconosciuta in lembi di siltiti e arenarie in facies di Pseudo-Verrucano, calcari e dolomie, di età Triassico superiore?-Cretacico (BONARDI et alii, 1996, 2004). I rilevamenti geologici eseguiti ex novo nell'ambito dei presenti fogli forniscono una nuova interpretazione, secondo la quale l'Unità di Rocca Novara costituirebbe la copertura meso-cenozoica dell'Unità di Fondachelli.

Shear alpini, di estensione plurichilometrica, sono diffusi in tutta l'unità, responsabili di una deformazione milonitica, con formazione di una nuova foliazione Fa_m, mimetica sulla Fv₃, la quale oblitera completamente le precedenti strutture. Essa è caratterizzata dalla ricristallizzazione degli stessi minerali varisici, a grana più fine, in condizioni termobariche più basse e da rimobilizzazione e nuovi depositi di solfuri, solfati, Fe-ossidi e -idrossidi (MESSINA et alii, 2004b; MESSINA & MACAIONE, 2010).

Piani di sovrascorrimento, a tetto e letto dell'unità, sono delineati da fasce cataclastico-milonitiche che superano i 20 m di potenza, accompagnate da retro-morfosi e da processi idrotermali con rimobilizzazioni e/o depositi metallici e carbonatici.

L'UF presenta i seguenti peculiari **marker di campagna**:

- filladi, metareniti e quarziti grigio-nero perlacee, fortemente grafitose e a grana minuta;
- metadiabasi, di colore verde-azzurro;
- diffusi processi idrotermali con depositi metallici e carbonatici.

2.3.1. - Osservazioni geologiche nell'area del Foglio

L'UF affiora nella parte centro-meridionale del Foglio, estendendosi per circa 20 kmq e con spessore fino a 500 m, dal T. Fantina-Fondachelli al T. Paratore.

I contatti tettonici a tetto, per sovrascorrimento, con le filladi a mica bianca+clorite dell'Unità di Mandanici sono ben esposti lungo i versanti della F.ra di S. Venera e in sinistra del T. Fantina, con gli gneiss occhiadini dell'Unità dell'Aspromonte a Montagna di Vernà, sul versante nord-orientale di M. Licciardi e lungo la strada per S. Marco (a nord-est di Novara di Sicilia). Il contatto tettonico a letto, su *slate* e filladi a mica bianca+clorite dell'Unità di S. Marco d'Alunzio è bene esposto tra Fantina e M. Licciardi. Lungo il versante sud-occidentale di M. Muscià il limite di tetto dell'Unità è definito dall'appoggio discordante del flysch di Capo d'Orlando.

Il basamento è composto da prevalenti **filladi, metareniti e quarziti (FND)**, e localizzati **metadiabasi**.

Le **filladi** passanti a **metareniti** e a minori **quarziti (FND)** presentano

colore grigio-nero perlaceo, tipico dell'unità, per l'abbondante grafite. Le prime affiorano con estensione plurichilometrica e potenza plurimettrica su entrambi i versanti del T. Fantina, della F.ra di S. Venera, a Montagna di Vernà, a Serra Pasaleo (a sud di Montagna di Vernà) e lungo il T. di Novara. Banchi decametrici di quarziti sono osservabili in destra del T. Fantina (a nord di Galafi), in sinistra della F.ra di S. Venera (Case Malasà) dove sono diffusi i depositi polimetallici, e ancora in destra del T. di Novara (Fig. 8). Alla mesoscala presentano basso grado di cristallinità, foliazione principale Fv_{2m} , crenulata e tagliata dalla sottile e spaziata Fv_3 . Sono ben evidenti sia livelli centimetrici di quarzo che delineano il piegamento della foliazione principale, sia mineralizzazioni a sfalerite, galena, pirrotite, magnetite e tetraedrite in una ganga a quarzo±fluorite±siderite±ankerite che si sviluppano lungo gli *shear* alpini. La tettonica alpina ha determinato intensi effetti milonitici.



Fig. 8 - Unità di Fondachelli. Quarziti filladiche varisiche grafite, grigio-nero perlacee, con foliazione principale Fv_{2m} , crenulata e tagliata, a circa 80° , dalla sottile foliazione Fv_3 . Loc.: destra idrografica del T. Novara, presso SS 185, km 17.

Alla microscala, filladi e metareniti mostrano la foliazione principale Fv_{2m} , definita da mica bianca+clorite+quarzo e minore albite, con grafite e ilmenite trasposte. Un sottile e spaziato clivaggio di crenulazione Fv_3 , a prevalente grafite

trasposta e minori clorite+mica bianca ricristallizzate, si sviluppa a circa 80-90° dalla foliazione principale (Fig. 9). Le quarziti, caratterizzate da foliazione Fv_{2m} , fittamente crenulata, a quarzo+mica bianca+clorite, con grafite e ilmenite trasposte, preservano la Fv_1 delineata dagli stessi minerali della Fv_{2m} con ilmenite, piccole lamine di clorite e mica bianca di crescita statica.

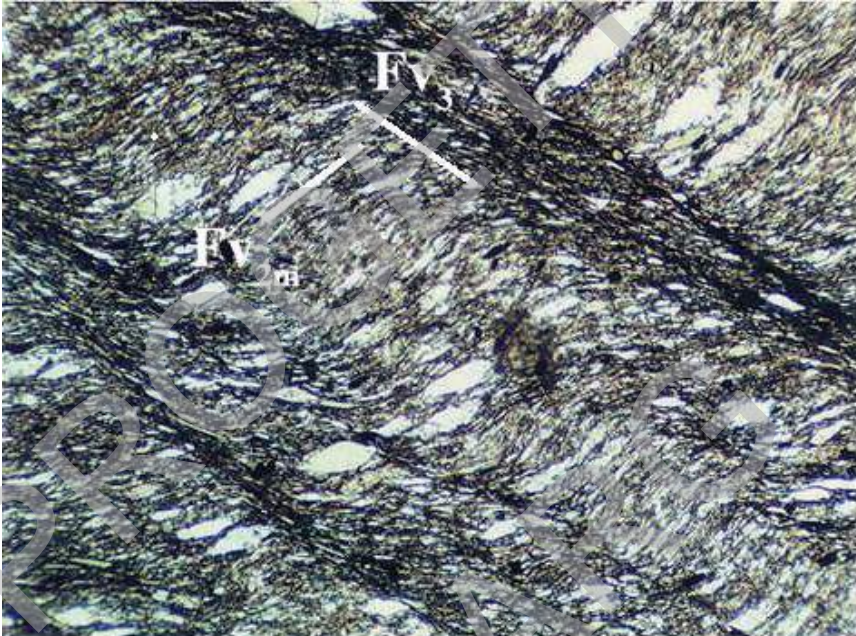


Fig. 9 - Unità di Fondachelli. Struttura microscopica di fillade varisica a clorite+grafite: foliazione principale Fv_{2m} , a clorite+mica bianca+quarzo+grafite+albite, tagliata a 80-90° dalla sottile foliazione Fv_3 , a clorite+mica bianca+grafite (campione FA8. Solo Pol., 60x). Loc.: sinistra idrografica della F.ra di S. Venera.

I **metadiabasi**, verde-azzurri, affiorano in corpi di estensione ettometrica, in sinistra del T. Fantina (SP al km 93,5 a sud di Fondachelli) e in destra del T. di Novara (lungo la SS 185, km 17,8; Fig. 10). Alla microscala, è presente orneblenda porfiroclastica, in parte destabilizzata in actinolite+clorite, in una matrice ad actinolite+clorite+epidoti+opachi+quarzo, orientata lungo la Fv_{2m} .



Fig. 10 - Unità di Fondachelli. Metadiabase varisico ad actinolite+clorite e porfiroclasti di orneblenda, di colore verde-azzurro, in cui sono ben evidenti le due foliazioni varisiche Fv_{2m} e Fv_3 . Loc.: destra idrografica del T. Novara, presso SS 185 km 17,8.

2.4. – UNITÀ TETTONICA DI MANDANICI

L'Unità di Mandanici (UMa), definita da BONARDI *et alii* (1976) e corrispondente alla Falda di Mandanici di OGNIBEN (1960), affiora con continuità, per circa 250 kmq, da Scaletta Zanclea-Fra Forza d'Agrò (rispettivamente fogli "Messina-Reggio di Calabria" e "S. Teresa di Riva"), sul versante ionico, fino alla Fra di Naso (Foglio "Patti") su quello tirrenico, raggiungendo spessori di 500 m. In precedenza considerata interposta tra le unità dell'Aspromonte a tetto, e di Fondachelli a letto, con un'estensione areale più ampia, risulta, invece, essere a tetto in contatto tettonico con l'Unità di Piraino e, subordinatamente, con le Unità del Mela e dell'Aspromonte (MESSINA *et alii*, 1997, 2004a, 2004b; MESSINA 1998a, 1998b) e, a letto, con l'Unità di Fondachelli e, più raramente, con l'Unità di S. Marco d'Alunzio.

L'UMa è formata da un basamento costituito da una sequenza sedimentario-vulcanica paleozoica, interessata da un metamorfismo varisico, polifasico, caratterizzato da una zoneografia progradata, dalla facies scisti verdi di bassa-T all'inizio di quella anfibolitica, e da una sottile copertura mesozoica. La sequenza paleozoica è riferibile ad una successione pelitico-arenaceo-carbonatica, con rare

intercalazioni di vulcaniti basiche e vulcanoclastiti acide, tipica di una crosta continentale.

Il Complesso metamorfico varisico è costituito da banchi di filladi passanti a metareniti da grigio-verdi a plumbee, con intercalazioni di corpi plurimetrici di quarziti e lenti metriche di scisti actinolitici verde-azzurri, con localizzate masse di estensione chilometrica di porfiroidi. Nella parte più elevata della sequenza sono presenti livelli ettometrici di marmi a mica bianca.

L'evoluzione varisica è caratterizzata da tre fasi deformative (Dv_1 - Dv_3), di cui le prime due accompagnate da metamorfismo sin- e postcinematico, dalla facies scisti verdi, zona a clorite, alla facies anfibolitica, zona ad almandino-oligolasio (MESSINA *et alii*, 1998, 2004a, 2004b; MESSINA & MACAIONE, 2010).

La Dv_1 produce la foliazione Fv_1 , sempre osservabile, definita da muscovite+quarzo±clorite±albite, con ilmenite post- Fv_1 . La Dv_2 origina la foliazione principale Fv_{2m} , caratterizzata da muscovite+quarzo+clorite+albite+grafite e localmente, a seconda della zoneografia, da biotite e oligoclasio. Su questa foliazione crescono statici clorite+biotite+cloritoide+granato. Il granato, con struttura *snowball*, e il cloritoide mostrano crescite da sin- Fv_1 a post- Fv_2 .

Il picco termobarico è raggiunto, in ogni zona, all'inizio del post- Dv_2 , realizzatosi a T comprese tra 380°C (zona a clorite) e 550°C (zona ad almandino-oligoclasio), e a P tra 0.2 e 0.3 GPa.

La **Copertura mesozoica**, esposta in piccoli lembi lungo l'allineamento T. Pagliara-Fra di S. Venera-Tripi, è composta da calcari, dolomie, areniti ed evaporiti di età Triassico superiore-Lias inferiore (MESSINA *et alii*, 2004b).

Shear alpini, di estensione fino a chilometrica, sono diffusi in tutta l'unità, responsabili di deformazioni fragili, accompagnate da cataclasi e retrocessioni (MESSINA *et alii*, 2004b).

Piani di sovrascorrimento, a tetto e letto dell'unità, sono delineati da fasce cataclastico-milonitiche che raggiungono fino a 30 m di potenza, con intense retromorfosi.

L'UMa presenta i seguenti peculiari marker di campagna:

- filladi e metareniti a grana fine, cristallinità medio-bassa e colore variabile da grigio-verde se cloritiche a plumbeo se biotitiche, con foliazione Fv_{2m} poco crenulata e piccole blastesi statiche fino a post- Fv_2 . Diffusi i processi idrotermali con rimobilizzazioni o depositi di minerali metallici;
- scisti actinolitici verde-azzurri, a grana fine, localmente, con depositi metallici;
- porfiroidi a clorite e/o biotite;
- marmi a grana fine listati a sola mica bianca (muscovite o paragonite), ricchi in solfuri, Fe-ossidi ed -idrossidi.

2.4.1. - Osservazioni geologiche nell'area del Foglio

L'UMa occupa la parte centro-meridionale del Foglio "Barcellona P.G.", estendendosi per circa 25 kmq e con potenza fino a 500 m, dal V.ne S. Lucia, a sud-est, a Tripi, a sud-ovest.

I contatti tettonici per sovrascorrimento a tetto sono ben evidenti con le filladi a biotite e granato dell'Unità di Piraino a sud-est di Rocca Timogna, in destra dell'alto corso della F.ra di S. Venera e del T. Fantina (versante occidentale di M. Ficherelle, v. Fig. 18); con i paragneiss e scisti dell'Unità del Mela nel medio corso del T. Mela e con i marmi della stessa unità in sinistra della F.ra di S. Venera; infine, con gli gneiss occhiadini dell'Unità dell'Aspromonte sul versante settentrionale di Pizzo Polo, a nord del paese di Fantina. A letto l'UMa sovrascorre su filladi, metareniti e quarziti a grafite dell'Unità di Fondachelli lungo i versanti della F.ra di S. Venera e in sinistra del T. Fantina (Fig. 11); su *slate* e filladi a mica bianca+clorite dell'Unità di S. Marco d'Alunzio a Portella Fossa Lupa, a sud di Pizzo Mualio.

L'unità nell'area del Foglio è presente sia con il basamento, composto da **filladi** passanti a **metareniti (FDN)**, **porfiroidi**, **quarziti** e **scisti actinolici** (assenti i marmi), sia con la copertura, rappresentata da **dolomie evaporitiche**, **calcari**, **areniti**, **cargneules** e **gessi** (formazione di M. Ficherelle - **FIH**).



Fig. 11 - Unità di Mandanici. Contatto tettonico per sovrascorrimento principale delle filladi varisiche grigio-argentee dell'U. di Mandanici (UMa) sulle filladi varisiche nero-perlacee dell'U. di Fondachelli (UF). Sono presenti depositi a solfuri, solfati, Cu-carbonati (azzurrite e malachite) e Fe-ossidi, con rimobilizzazioni lungo la fascia cataclastica. Loc.: sinistra idrografica del T. Fantina.

Le **filladi** prevalenti passanti a subordinate **metareniti (FDN)** affiorano in banchi di estensione chilometrica e spessore ettometrico e sono i tipi più diffusi. Il colore varia da grigio-verde in quelli a muscovite e clorite, a grigio-argenteo nei tipi solo a muscovite, fino a grigio-plumbeo nei tipi a biotite, con il grado di cristallinità che aumenta dalle prime alle ultime. Presentano tessitura scistosa, con foliazione principale Fv_{2m} , e struttura porfiroblastica caratterizzata, secondo la zoneografia, da blastesi sin-post- Fv_1 e/o post- Fv_2 di clorite, epidoto, biotite, cloritoide e granato. Comuni lenti e noduli di quarzo, diffusi gli effetti cataclastico-milonitici alpini, responsabili di processi retrocessivi e di rimobilizzazioni dei depositi metallici e di nuovi depositi di Fe-ossidi e -idrossidi (Fig. 11). Abbondanti le fratture tardive rinsaldate da quarzo e/o calcite. Filladi e metareniti a muscovite+clorite sono osservabili lungo il V.ne S. Lucia (Fig. 12), V.ne Pulario (Fig. 13), a sud-ovest di M. Ficherelle e sul versante settentrionale di Pizzo Polo; filladi a biotite+cloritoide+granato ad est del V.ne Carbonaro, a nord di S. Basilio e a sud-ovest di Tripi.

Alla microscaia è evidente una preservata foliazione Fv_1 , a fillosilicati e quarzo, attraversata a circa 90° , dalla foliazione principale Fv_{2m} , definita dalla ricristallizzazione degli stessi minerali. Porfiroblasti di granato, se presenti, hanno crescita da sin- Fv_1 a post- Fv_2 e tagliano la Fv_{2m} (v. Fig. 13).



Fig. 12 - Unità di Mandanici. Fillade varisca a clorite+mica bianca, di colore grigio-argenteo, con foliazione principale Fv_{2m} crenulata. Loc.: V.ne di S. Lucia.

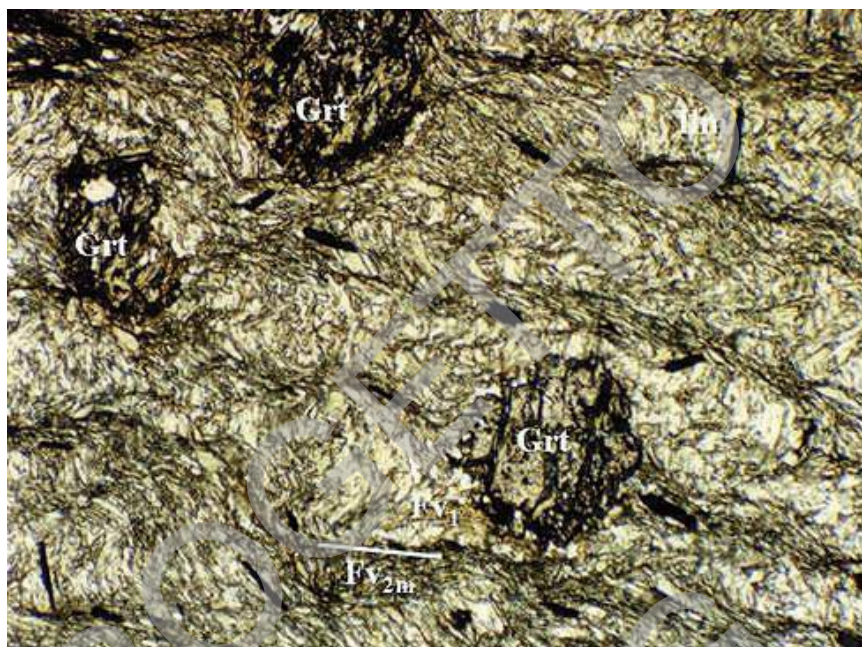


Fig. 13 - Unità di Mandanici. Struttura microscopica di fillade varisca a mica bianca+clorite+Mn-granato: foliazione Fv_1 , preservata, a clorite+mica bianca+quarzo, attraversata, a circa 90° , dalla foliazione principale Fv_{2m} , poco crenulata, definita dalla ricristallizzazione degli stessi minerali e dalla trasposizione di ilmenite (Ilm) post- Fv_1 . Porfiroblasti di granato (Grt) sin- Fv_1 -post- Fv_2 tagliano la Fv_{2m} (campione RT33. Solo Pol., 45x). Loc.: V.ne Pulario.

I **porfiroidi**, grigio-verdi o grigio-bruno, in masse di estensione ettometrica, presentano, alla microscala, porfiroclasti di albite in una matrice costituita da quarzo, feldspati e mica bianca+clorite+biotite, secondo la zoneografia, orientata lungo la foliazione principale Fv_{2m} poco crenulata. Gli affioramenti sono ben esposti a nord-est di Pizzo Daini (Fig. 14) e a nord-ovest di Mandanici.

Le **quartziti**, in rari corpi di estensione ettometrica, sono biancastre e foliate come quelli affioranti alla confluenza delle fiumare Floresta e di S. Venera. Contengono quarzo, mica bianca, clorite e opachi.

Gli **scisti actinolitici**, verde-azzurri, in lenti metriche, a tessitura aciculare, sono costituiti, alla microscala, da actinolite+clorite+quarzo+opachi.



Fig. 14 - *Unità di Mandanici. Porfiroide varisco a mica bianca+clorite, di colore grigio-verdastro, con foliazione principale Fv_{2m} poco crenulata. Numerosi i piani di taglio alpini (PTA). Loc.: a nord-est di Pizzo Daini.*

2.4.2. – *Successione mesozoica*

2.4.2.1. - formazione di M. Ficherelle (FIH)

Tra l'Unità di Mandanici e l'Unità di Piraino, lungo l'allineamento M. Pizzicari e Mandanici (settore sud-orientale del Foglio), e a sud di M. Ficherelle in destra del T. Fantina, sono presenti lembi discontinui e poco estesi di terreni sedimentari costituiti da varie litologie, la cui intensa deformazione tettonica non consente di ricostruire l'originaria successione stratigrafica.

Si ritiene che questi terreni, precedentemente ascritti all'Unità di Novara (TRUILLET, 1961), o all'Unità di Rocca Novara di LENTINI & VEZZANI (1975) e interpretata come copertura sedimentaria dell'Unità di Mandanici, o, ancora come copertura mesozoica dell'Unità di Ali (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 2008), possano rappresentare l'originaria copertura sedimentaria dell'Unità di Mandanici.

I lembi maggiori affiorano a nord-est di Mandanici (Pizzo Ilici) (Fig. 15), lun-



Fig. 15 - Unità di Mandanici. Copertura sedimentaria: a) - gessi biancastri deformati con pieghe disarmoniche; b) - argineules giallastre a struttura planare. Loc.: a nord-est di Mandanici (Pizzo Ilici).

go il T. Cavallo a nord di Mandanici, e a monte della confluenza Fra Dinarini-T. Iadizzi, e sul versante sud-occidentale di M. Ficherelle (in destra del T. Fantina) (Fig. 16); lembi minori si rinvencono in destra della Fra Dinarini e a sud di M. Pizzicari (C.da Floresta).

L'unità, informalmente denominata formazione di M. Ficherelle (**FIH**), è caratterizzata da prevalenti dolomie evaporitiche rosate vacuolari, e da alternanze di calcari e areniti di colore giallastro, carniole di colore giallastro e grigiastro (*cargneules*), talora gessifere, fortemente cataclastiche e attraversate da fitti sistemi di fratture riempite da carbonati (Fig. 17).

I limiti di tetto e di letto della formazione sono mal definiti a causa della giacitura lenticolare, dell'estrema tettonizzazione, e non da ultimo della copertura vegetale. L'unità poggia con contatto stratigrafico discordante sulle filladi dell'Unità di Mandanici; il limite superiore è determinato dall'appoggio tettonico delle filladi dell'Unità di Piraino, e a M. Ilici (a nord-est dell'abitato di Mandanici) da sottili lembi di gneiss occhiadini dell'Unità dell'Aspromonte.

Lo spessore reale dell'unità varia da 10 a 50 m, a causa di ripetizioni tettoniche (M. Ilici) lo spessore apparente può arrivare a 150-200 m.

Contenuto faunistico assente. L'ambiente potrebbe essere marino e/o transizionale.

Per correlazione con equivalenti livelli (dolomie evaporitiche e *cargneules*) dell'Unità tettonica di Ali del limitrofo Foglio "Messina-Reggio di Calabria" la formazione viene attribuita al Triassico superiore-Lias inferiore.



Fig. 16 - Unità di Mandanici. Copertura sedimentaria: alternanza di calcari marnosi, argille silicifere e areniti fini. Loc.: a sud-ovest di M. Ficherelle, sul versante destro del T. Fantina.



Fig. 17 - Unità di Mandanici. Copertura sedimentaria; alternanze di calcari e calcareules gessifere, attraversate da fitti sistemi di fratture riempite da carbonati. Loc.: sinistra idrografica del V.ne Carbonara, C.da Floresta.

2.5. - UNITÀ TETTONICA DI PIRAINO

L'Unità di Piraino (UP) (MESSINA, 1998b; MESSINA *et alii*, 1998) affiora con continuità dalla frazione montana del Comune di Nizza di Sicilia (Foglio "Messina-Reggio di Calabria", SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 2008) sul versante ionico, a Piraino (Foglio "Patti") sul versante tirrenico, dove è stata riconosciuta per la prima volta. L'unità è geometricamente interposta tra le Unità del Mela e localmente dell'Aspromonte a tetto, e le Unità di Mandanici e localmente di Fondachelli e di San Marco d'Alunzio a letto, con spessori che variano dalle decine di metri fino a un massimo di 500 m, in aree precedentemente attribuite da BONARDI *et alii* (1979, 1996) all'Unità di Mandanici. Nel territorio del Foglio affiora dalla media valle del T. Fantina fino all'estremità orientale nei pressi di Mandanici, attraverso l'alta valle del T. Mela e lungo il versante meridionale della dorsale Pizzo Polo-Pizzo Mualio e la F.ra Dinarini.

Lo studio geologico-petrografico e i rilevamenti eseguiti per il presente Foglio hanno contribuito, in maniera significativa, all'avanzamento delle conoscenze sull'estensione areale, composizione ed evoluzione di questa unità di recente riconoscimento.

L'UP consta di un basamento definito da una sequenza sedimentario-vulcanica paleozoica interessata da un processo metamorfico varisico, polifasico,

responsabile di una zoneografia progradata, dalla facies scisti verdi di bassa-T alla facies anfibolitica di bassa-T, e di una copertura mesozoica (MESSINA *et alii*, 1998, 2004b; CECCA *et alii*, 2002; MACAIONE, 2006; CARBONE *et alii*, 2008). La sequenza paleozoica è riferibile ad una successione, a carattere pelitico-arenaceo con rare intercalazioni di vulcaniti basiche, tipica di una crosta continentale.

Il **Complesso metamorfico varisico** è costituito da banchi di filladi passanti a metareniti, deformate da pieghe isoclinali con intercalazioni di lenti metriche di scisti anfibolici e di piccoli corpi di quarziti. Sono diffusi i letti di quarzo.

L'evoluzione varisica, si è articolata in quattro fasi deformative (Dv₁-Dv₄), di cui le prime accompagnate da metamorfismo sin- e post-cinemato di tipo Abukuma, responsabile di una zoneografia progradata dalla facies scisti verdi fino alla facies anfibolitica (MESSINA *et alii*, 1998; MESSINA *et alii*, 2004b). La Dv₁ origina una prima foliazione Fv₁, ben conservata nei microlitoni, a mica bianca+clorite, con domini di quarzo+albite. Gli stessi minerali, con l'ilmenite, crescono fino a post-Fv₁, continuando a svilupparsi nella fase deformativa Dv₂, lungo la foliazione principale Fv_{2m}, dove l'ilmenite viene trasposta e, secondo la zoneografia, sono anche presenti biotite±cloritoide±granato. Questi ultimi crescono, come porfiroblasti, fino a post-Fv₂. La Dv₃ determina un clivaggio di crenulazione responsabile di una terza, sottile e spaziata, foliazione Fv₃, a clorite+mica bianca nella zona a clorite, e a biotite nelle altre zone. Il granato cresce fino all'episodio metamorfico post-Fv₃, raggiungendo dimensioni centimetriche, e, nella zona di più alto grado, cristallizza anche staurolite post-Fv₃.

Il picco termobarico è raggiunto, in ogni zona, nel post-Dv₃, a T compresa tra 400 e 550°C e a P tra 0.3 e 0.4 GPa.

La **Copertura mesozoica**, costituita, dal basso verso l'alto, da una successione di tipo Pseudo-Verrucano (siltiti, arenarie e conglomerati del Triassico superiore?-Hettangiano), dolomie (Giurassico?), calcari, marne, arenarie e siltiti (Lias medio-Aaleniano), è stata riconosciuta lungo la F.ra di S. Angelo di Brolo (Foglio "Patti"), nei Monti Peloritani nord-occidentali (CECCA *et alii*, 2002).

Shear alpini, di estensione fino a chilometrica, sono diffusi in tutta l'unità, responsabili di deformazioni fragili, accompagnate da cataclasi e retrocessioni e depositi di solfuri, ossidi e idrossidi.

Piani di sovrascorrimento, a tetto e letto dell'unità, sono delineati da fasce cataclastico-milonitiche di potenza decametrica, con intense retromorfosi.

L'UP mostra caratteri peculiari sia per la composizione ed evoluzione tettono-metamorfica del basamento (MESSINA *et alii*, 2004a, 2004b; CARBONE *et alii*, 2008), sia per tipo ed età della copertura mesozoica (CECCA *et alii*, 2002).

I *marker* specifici di campagna sono:

- filladi e metareniti grigio scure prevalenti, con medio-bassa cristallinità a blastesi statiche di cloritoide, granato e staurolite (in funzione della zoneografia);
- quarziti filladiche grigio scure;
- scisti anfibolici verde chiaro.

2.5.1. - Osservazioni geologiche nell'area del Foglio

L'Unità di Piraino affiora per circa 15 kmq e con spessore fino a 500 m, nel quadrante sud-orientale del Foglio, tra la confluenza T. Fantina-F.ra di S. Venera e versante orientale di M. Rainoso a N, e lungo la congiungente confluenza T. di Tripi-T. Mazzarrà e T. Cavallo (Mandanici) a S, interposta tra l'Unità del Mela (marmi e scisti) e, localmente, l'Unità dell'Aspromonte (gneiss occhiadini e paragneiss) a tetto, e l'Unità di Mandanici a letto (filladi, merareniti e relativa copertura; Fig. 18).



Fig. 18 - Unità di Piraino. Contatto per sovrascorrimento ad alto angolo tra le filladi varisiche dell'Unità di Piraino (UP) e la sottostante copertura mesozoica evaporitica (carnegules gessifere) dell'Unità di Mandanici (UMa). Loc.: a sud-ovest di M. Ficherelle, in destra idrografica del T. Fantina.

Nell'area in esame l'unità è rappresentata solamente da terreni di basamento caratterizzati da **filladi** passanti a **metareniti (FIP)**, intercalate da localizzate **quarziti** e da rare lenti di **scisti anfibolici**.

Le **filladi** passanti a **metareniti (FIP)**, dal caratteristico colore grigio scuro, affiorano in banchi di potenza ettometrica e rappresentano i litotipi prevalenti. Mostrano cristallinità medio-bassa e tessitura scistosa con foliazione principale Fv_{2m} definita da mica bianca, clorite e grafite, a cui si associa, secondo la zoneo-

grafia biotite, fortemente crenulata e tagliata da un'incipiente e sottile Fv_3 , solo a luoghi penetrativa. La struttura è porfiroblastica per blastesi di clorite, cloritoide, biotite, granato e staurolite. Sono comuni le vene di quarzo. Diffusi gli *shear* alpini, responsabili di effetti cataclastico-milonitici, retrocessioni e depositi di solfuri, Fe-ossidi e -idrossidi. A causa dell'intensa tettonica alpina la zoneografia è solo a luoghi ricostruibile nella F.ra di S. Venera e in sinistra del T. Fantina. Filladi e metareniti a mica bianca+clorite e grafite sono osservabili ad est di Pizzo Rainoso, a N di Mandra Pulario (a sud-est di Rocca Timogna), in sinistra del V.ne Cugno di Mezzo (a sud-est di Bafia) e a sud-ovest di Pizzo di Sughero; filladi a biotite±cloritoide sono ben esposte a sud di M. Pizzicari (Fig. 19); filladi a biotite, granato±staurolite lungo le incisioni vallive tra Pizzo Croce e Pizzo Rainoso, a sud di Pizzo Mualio, in destra idrografica della F.ra di S. Venera e in sinistra del T. Fantina (Fig. 20).

Le **quarziti**, in corpi plurimetrici grigio scuri, sono ricchi in mica bianca e grafite, con foliazione principale Fv_{2m} fortemente crenulata, affiorano tra

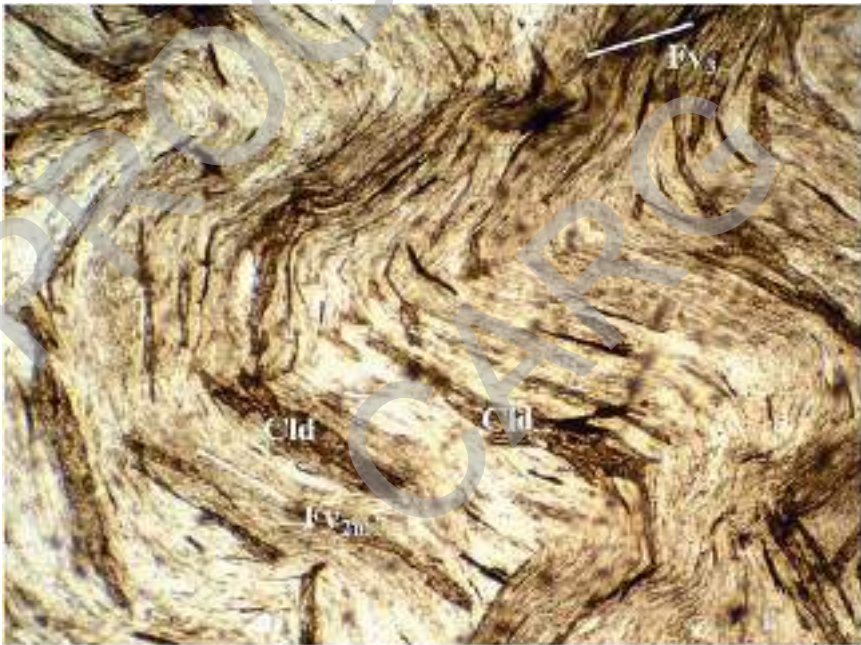


Fig. 19 - Unità di Piraino. Struttura microscopica di fillade varisca a biotite+cloritoide: foliazione principale Fv_{2m} , definita da biotite+mica bianca+quarzo, sulla quale crescono porfiroblasti di cloritoide (Cld) post- Fv_2 . La Fv_{2m} si presenta deformata da un sottile e poco penetrativo clivaggio di crenulazione Sv_3 , con micropieghe asimmetriche ruotate a circa 80° dalla foliazione principale, che trasporta il cloritoide. La Fv_3 è definita dalla trasposizione e ricristallizzazione degli stessi fillosilicati. Il cloritoide si presenta in uno stadio avanzato di alterazione in quarzo+mica bianca+opachi (camp. MI 24. Solo Pol., 45x). Loc.: a sud di M. Pizzicari.

S. Venera del Bosco e il versante settentrionale di Pizzo Daini (Fig. 21) e lungo il T. Paratore.

Gli **scisti anfibolici**, in lenti metriche di colore verde chiaro, affiorano solo localmente. Hanno grana minuta, tessitura aciculare e sono costituiti, alla microscala, da orneblenda actinolitica e subordinati quarzo, plagioclasio e opachi.



Fig. 20 - Unità di Piraino. Fillade varisica a biotite+Fe-granato, di colore grigio scuro, con sottile e spaziatà foliazione Fv_3 a biotite, disposta a 90° dalla foliazione principale Fv_{2m} , a sola mica bianca, tagliata da porfiroblasti di granato (Grt) con sviluppo da sin- Fv_1 a post- Fv_3 . Loc.: Maniaci (SP 93), in sinistra della confluenza T. Ruzzolino-F.ra di S. Venera.



Fig. 21 - Unità di Piraino. Corpi plurimetrici di quarziti varisiche a mica bianca+grafite, di colore grigio scuro, con foliazione principale Fv_{2m} fortemente ripiegata. Loc.: tra S. Venera del Bosco e versante settentrionale di Pizzo Daini.

2.6. – UNITÀ TETTONICA DEL MELA

L'Unità del Mela (UMe), inizialmente individuata come un piccolo *klippe* di metamorfiti di medio grado affiorante tra S. Lucia del Mela e Pizzo Croce (Foglio "Barcellona P.G.") al di sopra dell'Unità dell'Aspromonte, e comparata con l'Unità di Stilo in Calabria (MESSINA *et alii*, 1992), è stata successivamente definita una unità tettonica alpina di primo ordine (MESSINA, 1995, 1998b; MESSINA *et alii*, 1995, 1997, 2004b). Essa si estende, con continuità, per oltre 150 kmq da Messina a Giampilieri Marina, sulla costa ionica (cfr. Foglio "Messina-Reggio di Calabria"), a Capo d'Orlando, su quella tirrenica (Foglio "Patti"), in un'area precedentemente attribuita da BONARDI *et alii* (1979, 1996) all'Unità dell'Aspromonte, geometricamente interposta tra l'Unità dell'Aspromonte a tetto e le Unità di Piraino o di Mandanici a letto o, raramente, l'Unità di Fondachelli. I contatti con le unità sovrastanti e sottostanti sono caratterizzati da fasce cataclastico-milonitiche potenti fino a 20 m. Tra i torrenti Mela e Floripotema, l'unità raggiunge lo spessore massimo apparente di 800 m (Fig. 22).



Fig. 22 - Unità del Mela. Corpi di estensione e spessore plurietometrici di marmi varisici costituenti i rilievi di Colle del Re.

L'UMe, priva di copertura sedimentaria, consta di un basamento formato da una sequenza sedimentario-vulcanica paleozoica, interessata da un metamorfismo eo-varisico in facies eclogitica e da una riequilibrio varisica retrograda e polifasica, di tipo barroviano, variabile dalla facies anfibolitica di media-P alla facies scisti verdi di bassa-P (MESSINA *et alii*, 1997, 2004b; CARBONE *et alii*, 2008). La sequenza paleozoica è riferibile ad una crosta transizionale, caratterizzata da livelli basaltici e da pelagiti carbonatiche e silicee su un margine passivo di tipo continentale.

Il **Complesso metamorfico varisico** risulta costituito da prevalenti livelli di marmi, in posizione elevata, con alternati corpi, pluri-tettonici, di meta-orneblenditi a granato relitto (da eclogiti eo-varisiche), e di minori quarziti. Nelle parti geometricamente più basse della sequenza affiorano banchi di paragneiss passanti a scisti, con subordinate intercalazioni di corpi di gneiss anfibolici a porfiroclasti di andesina, di ortogneiss a due miche e porfiroclasti di ortoclasio e livelli metrici concordanti di ortogneiss leucocrati.

L'**evento metamorfico varisico** si è realizzato in due *stage*. Il primo, eo-varisico (349 Ma, età $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ su anfibolo; DE GREGORIO *et alii*, 2003), è documentato, sia negli ortoderivati basici sia nei paraderivati, da una fase relitta, rispettivamente, a granato e onfacite nei primi (COMPAGNONI *et alii*, 1998) e a solo granato nei secondi (MESSINA *et alii*, 1997; MESSINA, 1998b). Ambedue i minerali sono in parte riequilibrati nel secondo *stage* in associazioni simplettitiche tipiche della facies anfibolitica: le strutture con clinopirosseno+orneblenda derivano dalla destabilizzazione dell'onfacite, indicante condizioni eclogitiche; l'associazione quarzo+oligoclasio±biotite dalla destabilizzazione del granato. Lo *stage*, ricostruito nelle metaorneblenditi a granato e clinopirosseno, è progrado, inizia in facies anfibolitica ad epidoto e prosegue fino al picco barico, in facies eclogitica (granato-onfacite), realizzatosi a $T=600-580^\circ\text{C}$ e $P=1.6\text{ GPa}$ (COMPAGNONI *et alii*, 1998). Tale *stage* eclogitico è l'unico segnalato nell'intero ACP. Il secondo *stage*, varisico (310-315 Ma, età $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ su anfibolo; DE GREGORIO *et alii*, 2003), si è articolato in quattro fasi deformative (Dv_1-Dv_4), di cui le prime tre accompagnate da metamorfismo sin- e postcinematico di tipo barroviano, dalla facies anfibolitica, zona a cianite-staurolite-granato, alla facies scisti verdi, zona a andalusite-due miche-albite (MESSINA *et alii*, 1997; MESSINA, 1998b; CARBONE *et alii*, 2008). La foliazione principale Fv_{3m} , originata dalla terza fase deformativa Dv_3 , è definita da bande irregolari di miche lepidoblastiche, con muscovite prevalente, alternate a bande granoblastiche di quarzo e oligoclasio. Gli stessi minerali si sono sviluppati anche da sin- Dv_1 a post- Dv_2 . Il granato relitto eo-varisico, parzialmente sostituito da quarzo+plagioclasio±biotite, è avvolto dalla foliazione principale. Segue un'importante crescita post- Fv_3 di cianite, staurolite, sillimanite, nuovo granato, cordierite, andalusite e di un bordo di albite intorno all'oligoclasio. Il picco termobarico è raggiunto all'inizio del post- Dv_3 , realizzatosi a $T=600^\circ\text{C}$ e $P > 0.6\text{ GPa}$ (cianite-staurolite), seguito da un progressivo decremento di T e P, fino a $T=500^\circ\text{C}$ e $P \leq 0.4\text{ GPa}$ (andalusite-albite).

Shear alpini sono responsabili di deformazioni fragili e, localmente, di milonisi accompagnata da ricristallizzazioni retromorfe, quali lo sviluppo di sericite margaritica a spese di allumosilicati (cianite, sillimanite e andalusite) e di clorite, epidoti e opachi a spese di biotite e granato. Tale retrocessione si è sviluppata a più basse T e P.

Zone di sovrascorrimento a tetto e letto dell'unità sono delineate da fasce cataclastiche di potenza fino a 20 m, con intensi processi di alterazione dei minerali fino alla loro totale pseudomorfosi.

Diffusi i depositi paleozoici a scheelite e altre mineralizzazioni polimetalli-

che, rimobilizzati durante i due *stage* metamorfici varisici e durante la tettonica alpina (MESSINA *et alii*, 1997, 1998, 2004a, 2004b; MACAIONE, 2006; MESSINA & MACAIONE, 2010).

L'UME, pertanto, è caratterizzata dai seguenti *marker* di campagna:

- potenti livelli di marmi a due miche±granato, a grana medio-fine e per lo più listati, caratterizzati da concentrazioni di silicati in lenti;
- metaorneblenditi a granato relitto (da eclogiti eo-varisiche, a luoghi preservate);
- paragneiss e scisti, a grana medio-fine, ricchi in muscovite, con una foliazione Fv_{3m} , fortemente crenulata, che avvolge un granato relitto, in parte destabilizzato, tagliata, a sua volta, da blastesi statiche centimetriche di cianite, staurolite, sillimanite, nuovo granato, cordierite e andalusite;
- anfiboliti a porfiroclasti di andesina.

2.6.1. - Osservazioni geologiche nell'area del Foglio

Nel territorio in esame l'UME affiora per circa 100 kmq e con una potenza apparente massima di circa 800 m, dal margine orientale del Foglio fino alla congiungente Mazzarrà S. Andrea-M. Ficherelle-Mandanici.

L'unità a tetto è delimitata dal contatto di sovrascorrimento delle metamorfiti dell'Unità dell'Aspromonte: a Colle del Re, a Pizzo Daini, a M. Ficherelle, nella parte alta del T. San Nicola e lungo il T. Brandino. A luoghi il limite superiore dell'UME è definito dall'appoggio discordante del flysch di Capo d'Orlando (Rocca Timogna, settore sud-orientale del Foglio).

L'UME sovrascorre generalmente sull'Unità di Piraino (UP) e solo localmente sull'Unità di Mandanici. La superficie di sovrascorrimento sulle sottostanti filladi e metareniti dell'UP è bene esposta in destra idrografica del T. Fantina, marcata da una fascia cataclastica di potenza variabile dai pochi ad un centinaio di metri, con andamento abbastanza articolato. La geometria del contatto si presenta da sub-orizzontale a debolmente immergente a N e a NNO.

Nell'area in esame l'unità è rappresentata da prevalenti **marmi** (MLE_c), intercalati a **metaorneblenditi a granato relitto** (MLE_b) e minori **quarziti**, e nella parte geometricamente più bassa da **paragneiss** passanti a **scisti** (MLE_a), con intercalazioni di localizzati **ortogneiss a due miche e porfiroclasti di ortoclasio**. Non sono presenti gli gneiss anfibolici a porfiroclasti di andesina e gli ortogneiss leucocrati.

I **marmi a due miche**, localmente anche a **granato** (MLE_c), affiorano in livelli di estensione pluriettometrica (Fig. 23), intensamente deformati e piegati isoclinamente (Fig. 24), raggiungendo potenze apparenti di 400 m (Rocca del Campo, a sud-est di S. Lucia del Mela). Di norma bianco-grigiastri, a grana medio-fine e tessitura listata, a luoghi (in destra del T. Cavallo) si presentano bianchi, massivi e a grana media. Diffusa la cataclasi alpina e processi idrotermali recenti con depositi di solfuri e Fe-ossidi. Sono distribuiti arealmente in modo abbastanza omogeneo. Gli affioramenti più estesi, da nord a sud e da est

verso ovest, sono sul versante sud-occidentale di Pizzo Bellomonte, sul versante settentrionale di Pizzo Tribodo, lungo il T. Mela, in destra idrografica del T. Girormella, a M. Pione, in sinistra del T. Floripotema, a Rocca del Campo, sul versante meridionale di Colle del Re, a Pizzo Croce (Figg. 23 e 24), in testa al V.ne Ferrà, a Rocca Timogna, a M. Cavallo, a M. Pietre Rosse, attorno al gruppo montuoso di Pizzo di Sughero, in sinistra della Fra di S. Venera e a M. Ficherelle. Gran parte dei livelli affioranti sul versante sinistro del T. Mela e sul versante destro del T. Floripotema sono oggetto di sfruttamento.

Alla microscala, pseudomorfose diffuse di epidoti su plagioclasti porfiroclastici e più rare di biotite e quarzo su granato testimoniano lo *stage* eo-varisico.



Fig. 23 - Unità del Mela. Marmi varisici a due miche+granato, bianco-grigiastri e a grana medio-fine, con foliazione principale Fv_{3m} fortemente crenulata. Loc.: Pizzo Croce, strada per Mandanici.



Fig. 24 - Unità del Mela. Marmo varisico a due miche+granato: ripiegamento della foliazione principale Fv_{3m} , correlato alla fase deformativa Dv_4 . Loc.: Pizzo Croce, strada per Mandanici.



Fig. 25 - Unità del Mela. Banchi di potenza ettometrica di metaorneblenditi varisiche a granato relitto (da eclogiti eo-varisiche), grigio-verdi, alternati a livelli di marmi varisici a due miche+granato. Loc.: Pizzo Croce.

Le **metaorneblenditi a granato relitto** (MLE_b), grigio-verdi e a grana media, con tessitura orientata marcata dalla presenza di porfiroclasti di granato retrocesso, affiorano, in corpi di estensione pluriettometrica alternati a marmi, a Pizzo Croce (Figg. 25 e 26a), a nord-ovest di Colle del Re, in sinistra idrografica del T. Girormella, a M. Pietre Rosse e a M. Ficherelle. Tali tipi raggiungono potenze fino a 150 m. Alla microscala sono visibili associazioni simpletitiche di oligoclasio+quarzo e di clinopirosseno+orneblenda+oligoclasio, derivanti, rispettivamente, dalla destabilizzazione del granato e dell'onfacite eo-varisici (Fig. 26b), tipiche associazioni eclogitiche. Spesso, nella parte centrale delle masse affioranti, la roccia si presenta più preservata con colore verde cupo e con granati non retrocessi. Abbondanti livelli giallastri ad epidoti.

Le **quarziti**, in corpi metrici di colore bianco-ocra intercalati ai marmi, sono esposte lungo il T. Scorsona, in prossimità della confluenza del T. Russa e lungo il T. Russa (Fig. 27). Presentano grana fine, tessitura listata (Fv_{3m}) fortemente crenulata, e contengono quarzo e miche.

I **paragneiss e gli scisti** (MLE_a) **a granato relitto e a blastesi statiche**, da grigi a grigio-argentei se ricchi in muscovite, a grana medio-fine e a tessitura orientata (Fv_{3m}), affiorano in banchi di estensione fino a chilometrica a sud di Puntale Coletta (Fig. 28), lungo il V.ne di S. Lucia, a Pizzo Croce (Fig. 29), lungo il T. Cesariera, a Pizzo Mualio, tra Pettinato e V.ne Berdanazzo, in sinistra idrografica della Fra di Santa Venera (Fig. 30a), a Pizzo Croce e a M. Ficherelle. Alla meso- e alla microscala mostrano un granato eo-varisico, destabilizzato, con struttura coronitica, in quarzo+oligoclasio±biotite, avvolto dalla foliazione principale varisica Fv_{3m} , definita da miche, sulla quale crescono statici cianite+sillimanite (visibile solo alla microscala), staurolite+biotite+nuovo granato+cordierite+andalusite (Fig. 30b).

Mineralizzazioni a solfuri (galena, calcopirite, *etc.*) sono presenti negli scisti affioranti lungo il T. Cesariera (settore centro-orientale del Foglio, Fig. 31) e in vene di quarzo di estensione plurimetrica, concordanti con la foliazione principale, a Pizzo Croce (Fig. 32).

Gli **ortogneiss a due miche e porfiroclasti di ortoclasio**, di colore grigio scuro, affiorano in localizzate masse plurimetriche, come sul versante settentrionale di Pizzo Mualio (Fig. 33). Presentano clasti ovoidali di ortoclasio, fino a centimetrici, immersi in una fine matrice varisica (Fv_{3m}) a feldspati, quarzo e miche.

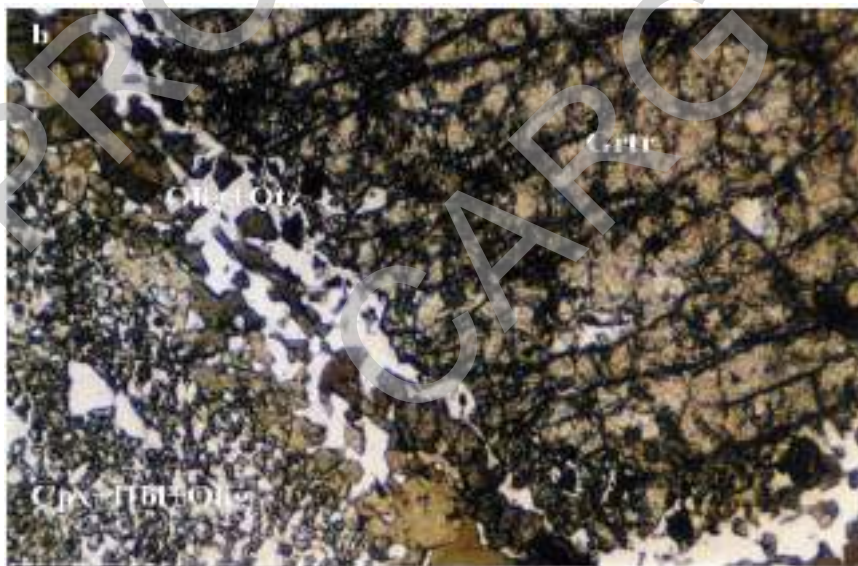


Fig. 26 - Unità del Mela. **a)** Metaorneblendite varisica a granato relitto, di colore grigio-verde e a grana media. Loc.: Pizzo Croce. **b)** Struttura microscopica di metaorneblendite varisica a granato relitto: associazioni simpletitiche di oligoclasio (Olg)+quarzo (Qtz) e di clinopirosseno (Cpx)+orneblenda (Hbl)+oligoclasio (Olg), derivanti, rispettivamente, dalla destabilizzazione del granato (Grtr) e dell'onfacite eo-varisici (Campione RT11B. Solo Pol., 180x). Loc.: Pizzo Croce.



Fig. 27 - Unità del Mela. Corpi metrici di quarziti varisiche a due miche+opachi, di colore bianco-ocra e a grana fine, alternati a livelli di marmi biancastri (non evidenti in foto). Loc.: confluenza torrenti Scorsone-Russa, a sud di Mazzarrà S. Andrea.



Fig. 28 - Unità del Mela. Banchi ettometrici di paragneiss varisici a granato relitto e a blastesi statiche, grigi e a grana medio-fine, con foliazione principale Fv_{3m} fortemente crenulata. Diffusa la cataclasi alpina. Loc.: Pizzo Croce.

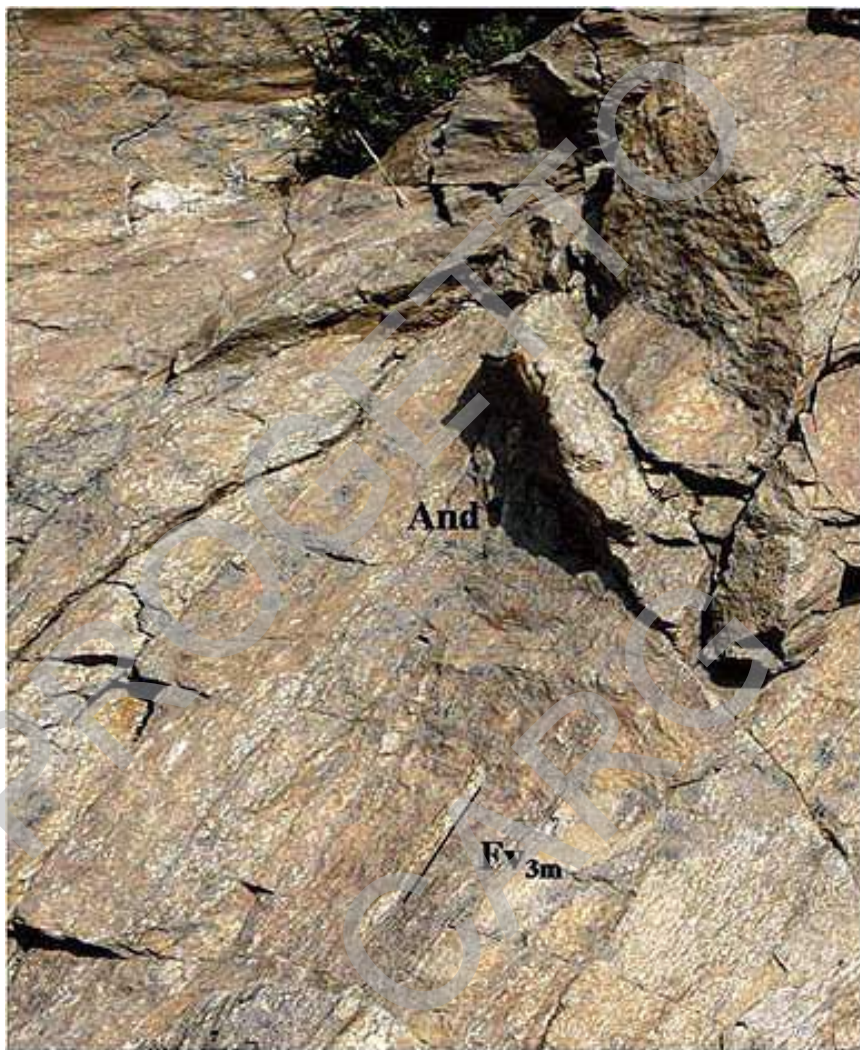


Fig. 29 - Unità del Mela. Paragneiss varisco a granato relitto e a blastesi statiche: particolare della foliazione principale Fv_{3m} , tagliata da porfirblasti ercino-tipo (staurolite+granato+cordierite+andalusite - And) e fortemente crenulata dalla Dv_4 . Loc.: a sud di Puntale Coletta (limite centro-orientale del Foglio).



Fig. 30a - Unità del Mela. Scisti varisici a granato relitto e a blastesi statiche, di colore grigio-argenteo e a grana medio-fine: particolare della tessitura scistosa (Fv_{3m}) e struttura porfiroblastica (cianite+staurolite+granato+andalusite). Loc.: M. Ficherelle, in sinistra idrografica della Fra di S. Venera.



Fig. 30b - Unità del Mela. Struttura microscopica di scisto varisico a granato relitto e a blastesi statiche: granato relitto (Grtr), destabilizzato in quarzo+oligoclasio, avvolto dalla foliazione principale Fv_{3m} , definita da miche, sulla quale crescono statici porfiroblasti di staurolite (St), biotite (Bt), granato (non evidente in foto) e peciloblasti centimetrici di andalusite (And) inglobanti tutte le altre specie mineralogiche (campione RT12D. Solo Pol., 60x.). Loc.: Pizzo Croce.



Fig. 31 - Unità del Mela. Mineralizzazioni a solfuri in scisti varisici a granato relitto e a blastesi statiche. Loc.: T. Cerasiera.



Fig. 32 - Unità del Mela. Vena di quarzo, di estensione plurimetrica e spessore decimetrico, mineralizzata a galena e calcopirite, concordante con la foliazione principale Fv_{3m} , in scisti varisici a granato relitto e blastesi statiche. L'affioramento è interessato da una diffusa cataclasi alpina. Loc.: Pizzo Croce.



Fig. 33 - *Unità del Mela*. **a**) Massa plurimetrica di ortogneiss varisico a due miche e porfiroclasti di ortoclasto, di colore grigio scuro, interessata da una diffusa cataclasi alpina, accompagnata dalla retrocessione dei minerali. **b**) Particolare dell'ortogneiss in cui sono evidenti i peciloclasti ovoidali centimetrici di K-feldspato, in una caotica matrice varisica, tendenzialmente orientata secondo la Fv_{3m} . Loc.: versante settentrionale di Pizzo Mualio.

2.7. - UNITÀ TETTONICA DELL'ASPROMONTE

L'Unità dell'Aspromonte (UAs), definita da BONARDI *et alii* (1979) e corrispondente alla Falda dell'Aspromonte di OGNIBEN (1960, 1973) e all'Unità di Castagna di AMODIO-MORELLI *et alii* (1976), affiora, in maniera continua, dal massiccio omonimo in Calabria ai Monti Peloritani in Sicilia.

In Sicilia si estende, come elemento strutturale più elevato dell'edificio peloritano, con spessori apparenti che superano i 1.000 m, limitata a tetto da depositi miocenico-quadernari e a letto dall'appoggio tettonico su tutte le unità del Settore Meridionale dell'ACP, ad eccezione dell'Unità di Stilo (Calabria).

Priva di una copertura mesozoica, l'UAs consta di un basamento paleoproterozoico affetto da un metamorfismo pan-africano in facies granulitica di alta-T, intruso da plutoniti orogeniche peralluminose tardo-pan-africane, con una riequilibrio varisica

dalla facies granulitica di bassa-T alla facies anfibolitica di bassa-T, ancora intruso da plutoniti orogeniche tardo-varisiche, da sin- a post-tettoniche, da meta- a peralluminose e, infine, interessato da una sovrimpronta metamorfica alpina di medio-alta P, dalla facies scisti verdi, alla facies anfibolitica nelle aree più riequilibrato (MESSINA *et alii*, 1990, 2004b; MACAIONE, 2006; MESSINA & MACAIONE, 2010).

Relitti di metamorfiti pan-africane sono rappresentati da lenti metriche e corpi ettometrici di metaultramafiti in facies granulitica (MESSINA *et alii*, 1996b;

MACAIONE, 2006; MESSINA & MACAIONE, 2010), il cui evento plutonico è datato Paleo-Meso-Proterozoico e quello metamorfico Neo-Proterozoico (1562-1771 Ma, età U/Pb su titanite e 600-800 $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ su anfibolo; DE GREGORIO *et alii*, 2003). Detti corpi sono stati interessati da una riequilibrio varisica in facies anfibolitica, parziale nelle metapirosseniti a granato (MESSINA *et alii*, 1996b) e nelle metaperidotiti (MACAIONE *et alii*, 2010), totale nelle metaorblenditi e, localmente, anche da una sovrimpronta alpina in facies scisti verdi (MACAIONE *et alii*, 2010). L'evento pan-africano si è realizzato a $T=700^\circ\text{C}$ e a $P=0.9-1.0$ GPa, condizioni indicate dalla reazione ortopirosseno+plagioclasio=clinopirosseno+Ca-granato+quarzo in metapirosseniti a granato (MESSINA *et alii*, 1996b) e dall'associazione forsterite e enstatite in metaperidotiti (MACAIONE *et alii*, 2010).

Plutoniti tardo-pan-africane (520-600 e 537-572 Ma, età U/Pb su zirconio; rispettivamente SCHENK & TODT, 1989 e MICHELETTI *et alii*, 2007) costituiscono il Complesso metaplutonico varisico, comprendente la serie calcicalina (FERLA & ROTOLO, 1992; FERLA, 1994) di gneiss occhiadini intermedio-acidi, associati a corpi di metatonaliti fino a metamonzograniti, intrusi da filoni concordanti di metaleucograniti e subordinati metagabbri (MESSINA *et alii*, 1996a, 2004a, 2004b; CARBONE *et alii*, 2008).

Il Complesso metamorfico varisico (314 Ma, età Rb/Sr; BONARDI *et alii*, 2008; 300-340 Ma, età Rb/Sr su miche e $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ su anfibolo; DE GREGORIO *et alii*, 2003) è formato da paragneiss passanti a micascisti, con intercalati corpi di gneiss occhiadini associati a metagranitoidi e minori lenti di metamafiti. Localmente, sono presenti livelli di marmi a silicati, fels Ca-silicatici e subordinate quarziti.

L'evoluzione varisica si è articolata in almeno due fasi deformative (Dv_1 e Dv_2), di cui solo la prima accompagnata da metamorfismo sin- e post-cinematico di tipo Bosost, responsabile di una zoneografia retrograda di medio-bassa P, dalla facies granulitica di bassa-T alla facies anfibolitica di bassa-T, con locale mobilitazione anatettica (MESSINA *et alii*, 1996a, 2004a, 2004b; CARBONE *et alii*, 2008).

La Dv_1 origina la foliazione principale Fv_{1m} , unico *fabric* penetrativo varisico, definita, secondo la zoneografia, da quarzo±K-feldspato±sillimanite±plagioclasio±biotite±muscovite±granato, mentre la staurolite cresce tardo- Fv_1 e la cordierite e l'andalusite post- Fv_1 . Detto metamorfismo si articola in quattro zone, di cui la più alta in grado, a paragenesi sillimanite+K-feldspato+granato con cordierite statica, si è sviluppata a $T=680^\circ\text{C}$ e $P=0.5$ GPa (picco termobarico) e marca il limite tra la facies granulitica e quella anfibolitica; la più bassa, a paragenesi olioclasio+staurolite+andalusite, a $T=550^\circ\text{C}$ e $P<0.3$ GPa, è tipica dell'inizio della facies anfibolitica. Il picco termobarico dell'evento varisico è avvenuto durante l'inizio del post- Dv_1 . La Dv_2 crea solo crenulazione della precedente foliazione.

Il processo di migmatizzazione, caratterizzato da strutture nebulitiche e flebitico-stromatitiche, con un paleosoma granulitico pre-varisico, preservato solo nelle metamafiti (metaorblenditi a luoghi a pirosseno), un mesosoma gneissico varisico e un neosoma varisico, formato da bande, fino a metriche, leucosoma-

tiche e melanosomatiche, è ben evidente negli affioramenti più settentrionali dell'unità (allineamento Scilla-Bagnara, in Calabria, Capo-Rasocolmo-Milazzo-Capo Calavà, in Sicilia).

Il **Complesso plutonico tardo-varisico** (290 Ma, età Rb/Sr; ROTTURA *et alii*, 1990) comprende numerosi *stock* a carattere calcocalcino, costituiti da corpi accostati o intersecati, da *Main*, ad estensione plurichilometrica presenti solo in Calabria, a *Minor*, ad estensione chilometrica, a *Small*, inferiori al chilometro. Le plutoniti sono sin- (*Stock* di Palmi-Bagnara in Calabria) e post-tettoniche meta- (*Main*) e mesoalluminose (*Main e Minor*) a post-tettoniche peralluminose (*Minor e Small*) (MESSINA *et alii*, 1996a, 2004a, 2004b). Tale magmatismo orogenico presenta un intervallo composizionale da dioriti a pirosseno e/o anfibolo e/o biotite a leucomonzograniti a due miche+cordierite+Al-silicati, con prevalenza dei termini granodioritici. In Sicilia, le intrusioni sono solo post-tettoniche e peralluminose, con composizioni da leucotonalitiche a leucomonzogranitiche. Tutte le masse plutoniche contengono sia inclusi microgranulari femorici da gabbro-dioritici in Calabria, a melatonalitici in Sicilia, sia xenoliti metamorfici, simili alle metamorfiti adiacenti. Le intrusioni finali costituiscono sistemi filoniani acidi, di pegmatiti, apliti e felsiti, con composizione da leucogranodioritica a leucogranitica peralluminosa. Le ultime intrusioni sono rappresentate da rari filoni basici, prevalenti in Calabria, che attraversano anche i filoni acidi. Vene millimetriche tardive a depositi polimetallici (pirrotina, galena aurifera, sfalerite, pirite e calcopirite) sono presenti nei corpi più acidi. Nelle zone di bordo si creano fitte implicazioni tra plutoniti e metamorfiti con la formazione di strutture di tipo "migmatite d'intrusione", a luoghi le "plutoniti di bordo" sono deformate e foliate.

L'intrusione delle plutoniti tardo-varisiche produce nel basamento una retrocessione termica regionale, con pseudomorfo dei minerali varisici.

Shear alpini, fino a chilometrici, che hanno interessato sia metamorfiti sia plutoniti, sono diffusi in tutta l'UAs. Essi hanno originato deformazioni da fragili a duttili, accompagnate da cataclasi a milonisi, con variabile tipo di riduzione di grana e di retrocessione dei minerali, fino alla loro completa pseudomorfosi.

Nelle parti geometricamente più profonde dell'unità, deformazioni fino a duttili e pervasive sono state responsabili di una riequilibrio nelle rocce già metamorfiche e di metamorfismo nelle plutoniti, modificando le strutture precedenti. La sovrimpronta, polifasica, si è sviluppata originando aree a diversa intensità di riequilibrio che localmente mostrano un graduale passaggio (circa 100 km di diametro intorno a Polsi, in Calabria; 20 km intorno alla Valle di Badiazza, in Sicilia - BONARDI *et alii*, 1984, 1992, 1996; MESSINA *et alii*, 1990, 1992; PLATT & COMPAGNONI, 1990). L'intensità di riequilibrio è di almeno quattro tipi (blanda, parziale, debole e pervasiva). Nelle aree pervasivamente riequilibrate, sono state riconosciute cinque fasi deformative alpine (Da₁-Da₅), le prime tre accompagnate da metamorfismo sin- e postcinematico, ascritto a due differenti *stage* di riequilibrio (MESSINA, 1998a, 1998b; MESSINA *et alii*, 1996a, 2004a, 2004b; MESSINA & MACAIONE, 2010). La Da₁ è responsabile della foliazione Fa₁, definita

da minerali di medio-alta P, quali quarzo, albite, zoisite, paragonite (in crescita da plagioclasti varisici), fengite (da biotite), cianite (da sillimanite), cloritoide (da originali domini di sillimanite), almandino, anfibolo verde-azzurro e ripidolite (da biotite). Tali minerali presentano una cristallizzazione da sin- a post-Fa₁. Detta associazione mineralogica determina un primo *stage* corrispondente a un metamorfismo di tipo Barroviano, realizzatosi a $T=500\pm 20^{\circ}\text{C}$ e $P=0.8-0.7\text{ GPa}$, tipico della facies scisti verdi, zona a almandino-cianite-cloritoide. La Da₂ e Da₃ sono responsabili, rispettivamente, delle foliazioni Fa_{2m}, la principale, e Fa₃, accompagnate dalla crescita di minerali di più bassa-P e di relativa più alta-T rispetto al primo *stage*, come oligoclasio, biotite, quarzo, mica bianca con più bassa molecola celadonitica, ripidolite, Fe-granato e clinozoisite, da sin-Fa₂ a post-Fa₃. Lo *stage* Da₂-Da₃ si sviluppa a $T>550^{\circ}\text{C}$ e $P=0.4-0.5\text{ GPa}$, tipiche della facies anfibolitica, zona a oligoclasio, datato 28-22 Ma (età Rb/Sr su miche; BONARDI *et alii*, 2008).

Le condizioni del picco barico e termico si sono realizzate, rispettivamente, nel primo *stage* (Da₁) e all'inizio del secondo (Da₂).

Da₄ e Da₅ originano, rispettivamente, crenulazioni e piani di taglio. Queste ultime fasi deformative si sono sviluppate durante e dopo la messa in posto delle falde.

Depositi polimetallici a solfuri sono diffusi in vene concordanti con la foliazione principale alpina Fa_{2m}.

Lungo i **piani di sovrascorrimento** sulle unità sottostanti sono presenti fasce cataclastico-milonitiche, di potenza fino a decametrica, che interessano sia il letto dell'UAs sia il tetto dell'unità inferiore.

L'UAs mostra caratteri geologico-strutturali peculiari che la diversificano dalle altre unità del Settore Meridionale dell'ACP. I *marker* di campagna sono:

- relitti di granuliti basiche (metaperidotiti, metapirosseniti) di alta-T;
- metaplutoniti (prevalenti gneiss occhiadini);
- mobilizzazione anatettica (migmatiti);
- plutoniti sin- e post-tettoniche;
- forte sovrimpronta metamorfica alpina (non sempre riconoscibile sul terreno).

2.7.1. - Osservazioni geologiche nell'area del Foglio

L'UAs affiora nella Penisola di Milazzo come unica unità tettonica, lungo i rilievi orientati NO-SE estesi da Tindari alla zona di Tripi, e da Mazzarrà S. Andrea fino a M. Catanesi. È ben esposta nei rilievi orientati NE-SO da Rocca Timogna a Montagna di Vernà; mentre è rappresentata da affioramenti sparsi in tutte le altre aree del Foglio. Lo spessore, a causa di ripetizioni tettoniche può variare da circa 900 m ad un centinaio di metri nelle valli dei torrenti Mela e Floripotema.

L'unità è limitata a tetto dall'appoggio discordante dei terreni estesi dal flysch di Capo d'Orlando alla formazione di Rometta, e più raramente dal contatto di

sovrascorrimento delle argille scagliose dei Monti Peloritani (tra M. Pione e Moliciano, in destra dell'alta valle del T. Mela).

A letto è in contatto tettonico, comunemente, con scisti (Fig. 34) e marmi dell'Unità del Mela, ma può trovarsi in sovrascorrimento su tutte le altre unità peloritane: con l'Unità di Piraino, ben visibile alla confluenza dei torrenti Novara-Paratore, e sul versante meridionale di Pizzo Mualio; con l'Unità di Fondachelli sul versante settentrionale di Pizzo Polo-Montagna di Vernà (alto corso della F.ra di S. Venera); con l'Unità di S. Marco lungo il versante meridionale di Montagna di Vernà-Pizzo Batteddu; più raramente in ricoprimento sull'Unità di Mandanici, al limite sud-orientale del Foglio ad est dell'omonimo paese. L'UAs è presente anche in diffusi piccoli *klippen*.

Le strutture plicative presenti all'interno dell'unità consistono in pieghe a lunghezze d'onda da centimetriche a metriche, con assi per lo più orientati da E-O a ONO-ESE.

La superficie di sovrascorrimento dell'UAs, marcata da una fascia cataclastica alpina, è deformata da pieghe a lunghezza d'onda chilometrica e ad ampio raggio di curvatura e da faglie inverse ad alto angolo, a *trend* E-O, N-S e NE-SO.

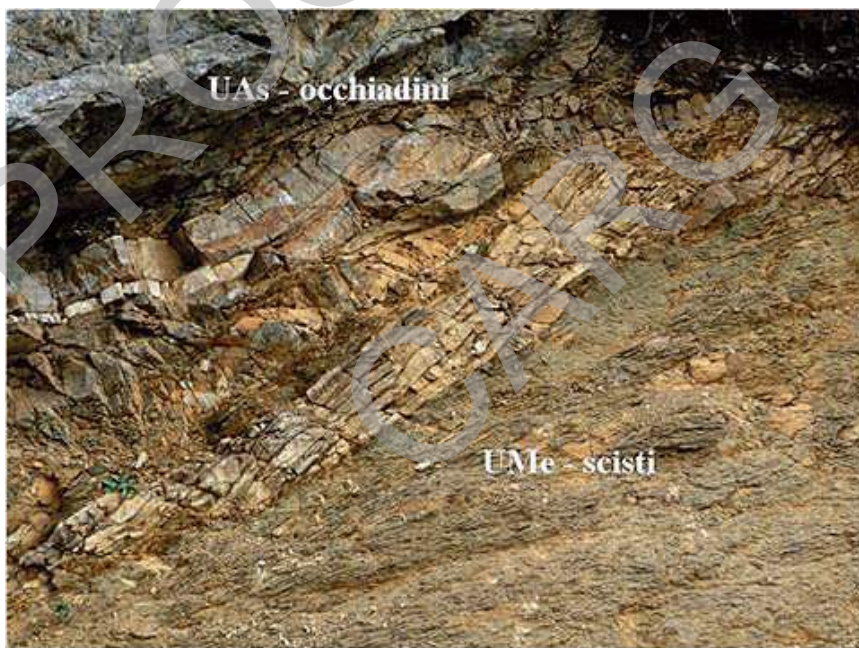


Fig. 34 - Unità dell'Aspromonte. Contatto tettonico per sovrascorrimento tra gli gneiss occhiadini varisici, con livelli decimetrici di leuco-ortogneiss concordanti (meta-pegmatiti varisiche), dell'Unità dell'Aspromonte (UAs) e i sottostanti scisti varisici a granato relitto e a blastesi statiche dell'Unità del Mela (UMe), costituenti una fascia cataclastica decametrica. Loc.: Colle del Re, q. 1.120 m, a sud-est di Castoreale.

Il **Complesso metamorfico varisico (PMA)** è costituito da prevalenti masse di **gneiss occhiadini (PMA_b)** di estensione plurichilometrica, con associati **metagranitoidi**, e da subordinati livelli ettometrici di **paragneiss** passanti a **micascisti (PMA_a)** e minori **quarziti, marmi e fels Ca-silicatici**. Localizzate le lenti di relitti pan-africani granulitici di **metaultramafiti** e diffusi i piccoli corpi di **metamafiti**, intercalati a tutti i litotipi.

In funzione della zoneografia, le metamorfiti di più alto grado affiorano nella parte più settentrionale, ovvero nella Penisola di Milazzo e intorno a Bafia e Rodì-Milici, costituite da gneiss, metaultramafiti e metamafiti migmatitici, intrusi da poche masse plutoniche e da sistemi filoniani discordanti. Le parti geometricamente inferiori dell'unità sono caratterizzate dalle stesse metamorfiti sopra elencate, poco o non mobilizzate, intruse da più rari filoni acidi. Nelle aree poco interessate dalla tettonica alpina, presentano una sola foliazione varisica Fv₁, poco crenulata. Lungo le zone di *shear* alpini, le rocce mostrano diversa intensità di riequilibrio fino a pervasiva. Quest'ultima è contrassegnata, alla mesoscala, dalla presenza di: grana minuta; foliazione principale Fa_{2m} (Fa₁+Fa₂) a miche, fortemente crenulata e attraversata, nei litotipi più foliati, da una terza foliazione Fa₃ sempre a miche, disposta a 45° circa dalla principale; abbondante mica bianca; granato statico fino a post-Fa₃; trasposizione dei filoni acidi lungo la foliazione principale.

Gli **gneiss occhiadini (PMA_b)**, litotipo prevalente in corpi di estensione

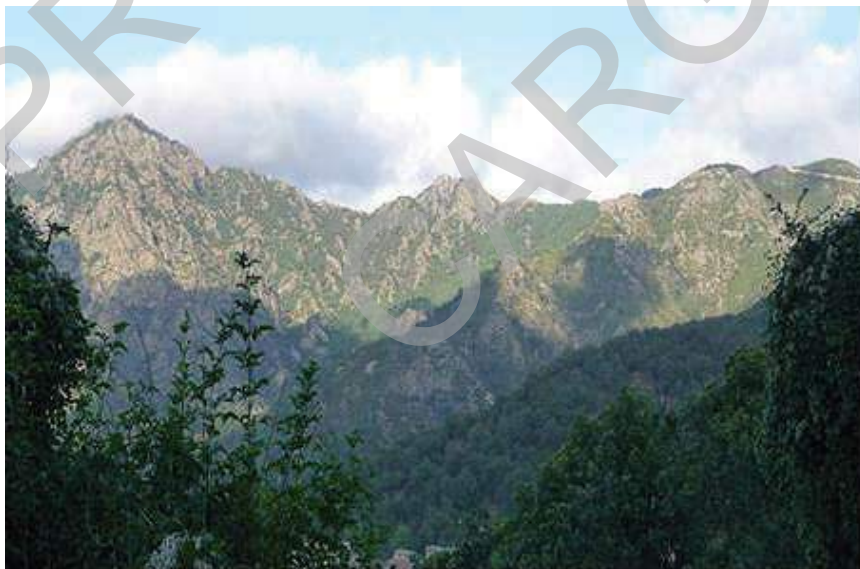


Fig. 35 - Unità dell'Aspromonte. Corpi di estensione plurichilometrica di gneiss occhiadini varisici (da plutoniti tardo-pan-africane). Loc: gruppo montuoso di Pizzo Russa, a nord-est di Novara di Sicilia.

plurichilometrica e spessore apparente fino a 900 m, affiorano nel settore centro-occidentale del Foglio (M. Saraceno, da C.da Conche fino all'area di Tripi, a sud di Mazzarrà S. Andrea fino a M. Catanesi e Pizzo Scopettati) e nel massiccio di Pizzo Polo-Montagna di Vernà. Lembi minori sono sparsi su tutta l'area del Foglio (Figg. 35, 36, 37). Sono eterogranulari a grana grossa, tessitura orientata (Fv_1) e struttura porfiroclastica per grossi peciloclasti centimetrici (max 6 cm) di K-feldspato, circondati da biotite e minori quarzo e plagioclasio.



Fig. 36 - Unità dell'Aspromonte. Particolare di gneiss occhiadino varisico, in cui è evidente la sola foliazione varisica Fv_{1m} a biotite, che avvolge peciloclasti di K-feldspato magmatici. Loc.: T. Mazzarrà.

Mostrano comunemente una diffusa e intensa cataclasi, fino a milonisi alpina (con foliazione milonitica Fa_m), responsabile di effetti retrocessivi marcati dalla presenza di abbondante clorite (masse grigio-verdastre) a spese della biotite varisica, come in sinistra del V.ne Pietralonga, in destra del T. San Nicola e a sud-ovest di Pizzo Sughero. Subordinati i corpi ricristallizzati alpini, affioranti lungo i Torrenti Mandrì e Mazzarrà, che si presentano laminati (Fa_{2m}) e leucocrati, perché ricchi in mica bianca e, a luoghi, con K-feldspato rosa. Rari gli inclusi microgranulari femici, numerosi gli *schlieren* metamorfici. Contengono gneiss leucocrati concordanti e, localmente, sono tagliati da aplo-pegmatiti tardo-varisiche, discordanti (Fig. 37).

Metagranitoidi a biotite o a due miche, a grana media e medio-fine, affiorano in piccoli corpi ettometrici, comunemente associati agli gneiss occhiadini.

I **paragneiss**, passanti a subordinati **micascisti gneissici** (Figg. 38 e 39) (PMA_a), rappresentano le metamorfiti che affiorano in maniera discontinua nella



Fig. 37 - *Unità dell'Aspromonte. Effetti cataclastico-milonitici alpini in un corpo di gneiss occhiadino varisico, attraversato da un filone pegmatitico tardo-varisico. L'occhiadino è laminato lungo la foliazione milonitica S_m . Il filone, pur mantenendo l'aspetto discordante, è anch'esso laminato e smembrato in blocchi. Loc.: Colle del Re, a sud-est di Castoreale.*

zona di M. Muliciano fino al T. Fondachelli, lungo la SP 95, intruse localmente da corpi plutonici tardo-varisici.

I paragneiss di colore grigio-scuro, con grana da media a medio-grossa, mostrano, nella parte più settentrionale dell'area in oggetto, evidenze di mobilitazione anatettica. Sono caratterizzati da un'unica foliazione, localmente crenulata, struttura massiva o listata, con differenti livelli che, alla microscala, risultano essere costituiti da quarzo+oligoclasio/andesina±K-feldspato, e da biotite±muscovite lepidoblastico-diablastiche, con a luoghi porfiroblasti di granato. Si ricostruisce una storia metamorfica sin- e postcinematica varisica: quarzo, plagioclasii, biotite, sillimanite e granato presentano cristallizzazione da sin- a postcinematica, mentre staurolite, cordierite e andalusite solo statica.

La deformazione alpina è diffusa, da blanda a pervasiva, come in sinistra del V.ne di Pietralonga e a nord di Serra di Spadolelle (in sinistra del medio corso del T. Mela).

Metaultramafiti granulitiche, considerate relitti pan-africani, e **metamafiti** sono preservate prevalentemente entro paragneiss.

Rare le **metaperidotiti**, grigio-verdi, ad olivina e pirosseno, che affiorano, in lenti metriche, entro gneiss occhiadini, a ovest di Pizzo di Sughero (Fig. 40), in paragneiss, a Bafia e in sinistra idrografica del T. Patrì. Mostrano tessitura da



Fig. 38 - *Unità dell'Aspromonte. Alteranza ettometrica di paragneiss (Pa) e ortogneiss (Or - occhiadini con livelli metrici di meta-pegmatiti concordanti - MP), in un'area interessata da una parziale riequilibrio alpina, responsabile di una abbondante cristallizzazione di mica bianca in tutti i tipi. Loc.: T. Brandino, affluente T. Mazzarrà.*



Fig. 39 - *Unità dell'Aspromonte. Paragneiss varisici pervasivamente riequilibrati in gneiss mica-scistosi alpini a due miche+granato, con filoni aplo-pegmatitici tardo-varisici trasformati in leucortogneiss alpini, trasposti lungo la foliazione principale alpina Fa_{2m} . Loc.: T. Mela.*



Fig. 40- *Unità dell'Aspromonte. Lente metrica di metaperidotite pan-africana con relitti di pirosseno, preservata in gneiss occhiadini varisici. Sono evidenti effetti cataclastico-milonitici correlati alla tettonica alpina. Il relitto granulitico presenta, pertanto, una parziale riequilibrio varisica (a prevalente orneblenda) e una retrocessione alpina (a prevalente clorite). Loc.: ad ovest di Pizzo di Sughero.*



Fig. 41- *Unità dell'Aspromonte. Corpo ettometrico di metaorneblenditi varisiche (da metaultramafiti pan-africane), alternato ad orto- e paragneiss. Loc.: T. Mela.*

massiva a poco orientata e struttura per lo più porfiroclastica. La tettonica alpina produce effetti cataclastico-milonici, accompagnati da retrocessioni.

Prevalenti sono le **metaorneblenditi** (Figg. 41 e 42), di colore verde-scuro, presenti in corpi ettometrici, entro orto- e paragneiss, lungo il T. Mela e a Bafia, in lenti metriche, entro marmi, ad ovest di Pizzo Batteddu, e in gneiss migmatitici, a Capo Milazzo. Mostrano tessitura da massiva a orientata, alla microscala, risultano composte per il 90 % da orneblenda e minori granato e/o oligoclasio e/o biotite.

Anfiboliti gneissiche e **gneiss anfibolici**, in lenti metriche e di colore verde chiaro, sono stati osservati nell'area di Capo Milazzo e in sinistra del V.ne Pietralonga. Presentano tessitura massiva o listata, grana media, e una struttura da granoblastica a nematoblastica con rapporti quantitativi variabili di orneblenda, plagioclasio, quarzo e biotite.



Fig. 42 - Unità dell'Aspromonte. Lenti metriche di metaorneblenditi varisiche inglobate in marmi varisici a biotite+anfibolo e interessate da fenomeni cataclastici alpini. Loc.: ad ovest di Pizzo Batteddu.

I **marmi**, tipi subordinati per quantità, affiorano in piccole masse, come ad ovest di Pizzo Batteddu (Fig. 42), comunemente associati a metaultramafiti e interessati da una blanda cataclasi alpina. Sono massivi, grigio-chiari a grana media e tessitura saccaroide, alla mesoscala caratterizzati dalla presenza di biotite±granato±quarzo±feldspato e, alla microscala, da diopside±flogopite±cummingtonite±orneblenda± granato±andesina/oligoclasio. Nei rari **fels Ca-silicatici**, i minerali sopra elencati prevalgono sui carbonati.

Le **quarziti**, di colore biancastro, affiorano, in banchi metrici, alternate a gneiss e micascisti. Massive, con opachi e miche, sono localmente mineralizzate a solfuri.

Il **Complesso plutonico tardo-varisico (PMP)** comprende:

- piccole masse peralluminose, localmente con riequilibrio alpina;
- sistemi di **filoni acidi**, in cui prevalgono quelli aplo-pegmatitici (**PMP_a**), con potenza massima di una decina di metri ed estensione areale fino a 300-400 m. Generalmente, si presentano discordanti, come sulla vetta di Colle del Re (v. Fig. 37) e nelle aree pervasivamente riequilibrate, trasposti sulla foliazione principale alpina Fa_{2m}, come lungo il T. Mela (v. Fig. 39) e a nord di Serra di Spadolelle.

3. – SUCCESIONE TERRIGENA DELL'OLIGOCENE SUPERIORE-MIOCENE INFERIORE

Comprende i terreni del flysch di Capo d'Orlando in appoggio discordante su tutte le unità di basamento della Catena Kabilo-Kalabride, suturandone i relativi contatti tettonici. La formazione si estende marginalmente anche al tetto delle unità caotiche più interne della Catena Appenninico-Maghrebide; seppur smembrata in più scaglie tettoniche, essa conserva gli originari contatti su ambedue gli edifici ed è ricoperta dalla coltre retrovergente delle Argille scagliose dei Monti Peloritani.

3.1. – FLYSCH DI CAPO D'ORLANDO (COD)

Il flysch di Capo d'Orlando affiora estesamente in Sicilia nord-orientale estendendosi in ampie fasce da Taormina, sulla costa ionica, fino ai dintorni di S. Agata di Militello, sulla costa tirrenica. È ben rappresentato tra Raccuia e Capo d'Orlando (Foglio "Patti") e, in modo via via più frammentario, verso le aree di Patti e di Barcellona P.G.; è assente o limitato a scarsi affioramenti nel settore centro-orientale della Catena Peloritana. La sua attuale distribuzione è il risultato dell'attivazione, a partire dal Tortoniano, di imponenti sistemi di faglie trascorrenti destre che hanno deformato profondamente la geometria del sistema a *thrust* del Miocene inferiore.

I depositi terrigeni del "Complesso Calabride" erano stati distinti da OGNIBEN (1960) in tre formazioni sinorogene: il Flysch di Frazzanò che chiude la successione della "Falda di Longi", il Flysch di Capo d'Orlando trasgressivo sulla "Falda di Galati" e il Flysch di Pizzo Lando trasgressivo sulla Falda dell'Aspromonte. Il carattere postorogeno rispetto alle falde cristalline, invece, già riconosciuto da LIMANOWSKY (1909) fu confermato a scala regionale durante gli anni sessanta dagli Autori francesi.

Per TRUILLET (1968) l’*oligo-miocène molassique*” si sarebbe deposto nel dominio peloritano dopo la fase tettonica ypresiano-luteziana. Anche OGNIBEN (1970) conferma il carattere molassico di questi depositi terrigeni e in particolare unifica il Flysch di Capo d’Orlando e il Flysch di Pizzo Lando in un solo “flysch tardorogeno calabride” con il termine di Flysch di Capo d’Orlando.

Per LENTINI & VEZZANI (1975, 1978) il Flysch di Capo d’Orlando costituisce la copertura terrigena oligo-miocenica discordante su tutte le unità tettoniche già sovrapposte, e rappresenterebbe la prosecuzione della sedimentazione detritica iniziata nel bacino eo-oligocenico con il Flysch di Frazzandò. Pertanto il Flysch di Capo d’Orlando assumerebbe il carattere di deposito “molassico” postorogeno rispetto all’accavallamento delle varie falde calabridi, evolvente verso l’alto ad una facies flyschoidale legata a fasi tettoniche più recenti.

Nella letteratura geologica l’età della formazione presenta qualche difformità: Oligocene superiore-Miocene inferiore (LENTINI & VEZZANI, 1975), Miocene inferiore-medio (BONARDI *et alii*, 1980), Chattiano-Burdigaliano inferiore (LENTINI *et alii*, 1995a, 2000; CATALANO & DI STEFANO, 1996).

Il flysch di Capo d’Orlando è un’alternanza conglomeratico-arenitico-pelitica caratterizzata da tre litofacies eteropiche: conglomeratica (COD_c), prevalentemente basale, arenitica (COD_b) e subordinatamente pelitica o pelitico-arenitica (COD_a). Nell’area del Foglio affiorano le litofacies COD_c e COD_b . La formazione, discordante prevalentemente sui terreni dell’Unità dell’Aspromonte, arriva a poggiare con geometria *on lap* sui tutti i terreni delle unità cristalline, suturandone i contatti.

litofacies conglomeratica (COD_c)

È rappresentata da clasti eterometrici, variabili da pochi centimetri a 50 cm, talora fino al metro, poligenici, per lo più cristallini di vario grado e raramente calcarei, a struttura caotica, clasto-sostenuta. La matrice è generalmente arenitica di colore grigio-giallastro, diagenizzata e con scarsa componente argillosa. I conglomerati sono massivi e/o organizzati in banchi di 1-3 m per amalgamazione; per lo più costituiscono corpi canalizzati a base erosiva (Fig. 43).

Lo spessore varia da qualche decina di metri per i corpi a geometria lenticola-



Fig. 43 - Litofacies conglomeratica (COD_c) del flysch di Capo d’Orlando: corpo canalizzato a base erosiva. Loc.: C.da Serra dell’Omo, a est di Novara di Sicilia.

re (a Rocca Timogna e a sud di S. Cono, settore orientale del Foglio), fino a 250 m (a Serro Orsino e ad ovest di Badia Vecchia, settore sud-occidentale del Foglio

I livelli arenitici e/o ruditici sono sterili; per posizione stratigrafica (cfr. fogli “Taormina” e “Messina-Reggio di Calabria”) l’età è Oligocene superiore.

Questa litofacies è interpretabile (GUERRERA & WEZEL, 1974) come deposito prossimale di base scarpata.

litofacies arenacea (COD_b)

È costituita da arenarie grossolane grigio-giallastre in strati da medi a molto spessi, cui si intercalano livelli medio-sottili argilloso-marnosi (Figg. 44 e 45). Le arenarie sono gradate e/o laminate, con sequenze di Bouma Ta-c o Tb-c, e strutture di fondo e da corrente. La composizione varia da arcosi litiche ad arcosi a due feldspati (potassici e sodico-calcici), con abbondanti miche (CARMISCIANO & PUGLISI, 1979). È la litofacies più diffusa nell’area del Foglio, affiorando con continuità ad ovest dell’allineamento Tindari-Novara di Sicilia, e in lembi più o meno isolati nel resto del territorio. Questa litofacies raggiunge lo spessore di 350 m.

Lo spessore complessivo dell’unità, difficilmente calcolabile per tettonizzazione, è circa 600 m.

Per quanto riguarda l’età della formazione, essa non è stata studiata direttamente nell’area del Foglio, ma ci si è avvalsi dei dati biostratigrafici di letteratura (LENTINI *et alii*, 1995a; CATALANO & DI STEFANO, 1996; CATALANO *et alii*, 1996; LENTINI *et alii*, 2000) e di quelli ottenuti nei limitrofi fogli “Patti”, “Taormina” e “Messina-Reggio di Calabria”. Ad eccezione della litofacies conglome-



Fig. 44 - Litofacies arenacea (COD_b) del flysch di Capo d’Orlando. Loc.: versante destro del V.ne Timeto.



Fig. 45 – Alternanza arenaceo-pelitica in strati medio-spessi della litofacies COD_b del flysch di Capo d'Orlando. Loc.: C.da Serra dell'Omo, a est di Novara di Sicilia.

ratifica che è sempre risultata sterile, nei livelli pelitico-arenacei basali della litofacies COD_b sono state rinvenute associazioni caratterizzate da specie tipiche del Chattiano quali *Dictyococcites bisectus* (HAY, MOHLER & WADE), *Helicosphaera euphratis* HAQ, *Cyclicargolithus floridanus* (ROTH & HAY), *C. abisectus* (MÜLLER), *Sphenolithus moriformis* (BRÖNNIMANN & STRADNER), *S. ciproensis* (BRAMLETTE & WILCOXON), e un'associazione di età aquitaniana per la presenza di *Helicosphaera carteri* (WALLICH) (rara) e *Sphenolithus delphix* (Biozona MNN1 di FORNACIARI & RIO, 1996) nei livelli superiori. Nel Foglio "Taormina" l'intervallo argilloso sommitale della litofacies pelitica COD_a (non affiorante nel Foglio "Barcellona P.G."), immediatamente sotto il contatto con le argille ASI, contiene nannoflore a *Helicosphaera carteri*, *Discoaster deflandrei* BRAMLETTE & RIEDEL, *Sphenolithus moriformis*, *S. conicus* BUKRY (Biozona MNN2a di FORNACIARI & RIO, 1996) del Burdigaliano inferiore.

4. - UNITÀ DELLA CATENA APPENNINICO-MAGHREBIDE

4.1 - UNITÀ TETTONICA ANTISICILIDE

In contatto tettonico sul flysch di Capo d'Orlando e localmente direttamente sul basamento cristallino di medio-alto grado (Unità dell'Aspromonte e Unità

del Mela) poggiano le argille scagliose dei Monti Peloritani (ASI). Si tratta di lembi isolati, tuttavia la loro diffusione su tutta la Catena Peloritana e in Calabria meridionale, testimonia che i terreni riferiti a tale falda si estendevano molto più ampiamente, prima che l'erosione li riducesse in lembi limitati.

OGNIBEN (1960) inserì questi terreni nel Complesso Sud-Liguride e le considerò identiche a quelle del Complesso Sicilide, ipotizzando una provenienza dalla stessa area occupata dalle Argille Variegate del Complesso Sicilide, con un "retrocolamento gravitativo" delle AS sicilidi sulla copertura tardorogena delle Calabridi. Per tale motivo OGNIBEN (1969) contraddistinse questi terreni col termine di "antisicilidi", per evidenziare le analogie litostratigrafiche con le Argille Scagliose sicilidi (AS), dalle quali però differiscono per la posizione strutturale. L'arrivo delle AS nel bacino di sedimentazione interrompe la sedimentazione terrigena (OGNIBEN, 1960; BONARDI *et alii*, 1980), ripresa successivamente nel Burdigaliano superiore con la deposizione delle calcareniti di Floresta.

Considerati di provenienza "tirrenica", vengono interpretati da TRUILLET (1968) e CAIRE (1973) come lembi residui della falda dei "flysch interni", accavallatasi durante il Miocene inferiore sul dominio peloritano, e successivamente traslata sui "flysch esterni".

OGNIBEN (1969) e GUERRERA & WEZEL (1974) propongono una provenienza da domini esterni con un fenomeno di antiricoprimento ed una traslazione da est verso ovest. Anche LENTINI *et alii* (1987) e presenti Note Illustrative, confermano l'origine esterna delle AS, in quanto la presenza di blocchi di quarzareniti, attribuiti al flysch Numidico, in origine depositatisi nei domini esterni, sembrerebbero fare escludere una provenienza delle AS stesse da domini paleogeografici ancora più interni di quello calabride. Ciò in considerazione anche dell'odierna attribuzione delle unità calabridi al margine europeo.

4.1.1. - argille scagliose dei Monti Peloritani (ASI)

Affiorano diffusamente in tutto il territorio del Foglio, preservati in depressioni morfo-tettoniche orientate secondo i principali sistemi di faglie: N-S, NO-SE e NE-SO.

La formazione è caratterizzata da argille policrome scagliettate localmente con intercalazioni di radiolariti in strati sottili (versante settentrionale di M. Bammina, Fig. 46), di calcari diasprigni nerastri e di strati sottili argilloso-arenacei. Nell'intera massa sono dispersi frammenti centimetrico-decimetrici di micriti bianche e siltiti carbonatiche grigie (Fig. 47). Localmente sono presenti lembi di calcari nummulitici, non cartografabili, e blocchi da metrici a pluridecmetrici di quarzareniti giallastre (**qz**), assimilabili composizionalmente a quelle del flysch Numidico e ad esso riferite. Di questi i maggiori sono presenti a Piano di Santo Cono e tra Cascina Mastroeni e M. Castellacci (ad est di S. Lucia del Mela, nel settore nord-orientale del Foglio). La giacitura è caotica.



Fig. 46 - Alternanza di argille policrome scagliettate e di radiolariti all'interno delle argille scagliose dei Monti Peloritani (ASI). Loc.: versante settentrionale di M. Bammina.



Fig. 47 - Livelli di calcilutiti marnose nelle argille scagliose dei Monti Peloritani (ASI). Loc.: versante destro della valle del T. Mazzarrà, a nord-est del paese omonimo.

L'unità giace tettonicamente in prevalenza sul flysch di Capo d'Orlando, e localmente sulle metamorfite dell'Unità dell'Aspromonte (cfr. Foglio "Messina-Reggio di Calabria"). Nel settore centro-orientale del Foglio, a sud-est della congiungente Castoreale-S. Lucia del Mela, per progressiva riduzione di spessore e chiusura del flysch di Capo d'Orlando, l'unità poggia direttamente sulle metamorfite dell'Unità del Mela (petrofacies MLE_a), come è possibile osservare tra Pizzo Muliciano e M. Pione (a sud di S. Lucia del Mela), e tra M. S. Croce-Pizzo Soglio-Pizzo Pennati (ad est di Castoreale). Il limite superiore, ove preservato dall'erosione, è caratterizzato dall'appoggio discordante di varie formazioni di età dal Miocene medio al Pleistocene (Fig. 48).



Fig. 48 - Unità tettonica Antisicilide: argille scagliose dei M. Peloritani (ASI) sulle quali poggiano in discordanza i conglomerati PCT_c della formazione di S. Pier Niceto. Loc.: versante destro della valle del T. Mazzarrà, tra Brusia e Praga Sulleria.

In merito all'età dell'unità, LEONARDI (1965) sulla base delle specie di pesci fossili riconosciute negli scisti bituminosi di Floresta (cfr. Foglio "Randazzo", SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, in stampa) e CAMPISI (1977) sulla base delle associazioni a *Rotalipora*, *Guembelina*, *Ticinella* e *Pithonella* rinvenute in biocalcarenti apicali, assegnano un'età cenomaniana. La formazione non è stata campionata nel territorio del Foglio: nei limitrofi fogli "Messina-Reggio di Calabria" e "Randazzo" le scarse associazioni a nannofossili, rappresentate da *Arkhangelskiella cymbiformis* (VEKSHINA), *Braarudosphaera bigelowii* (GRAN & BRAARUD), *Calculites obscurus* (DEFLANDRE), *Ceratolithoides aculeus* (STRADNER), *Micula concava* (STRADNER), *M. decussata* VEKSHINA, *Watznaueria barnesae* (BLACK), indicherebbero un'età campaniana.

Lo spessore, difficilmente calcolabile per l'estrema tettonizzazione e caoticità, non supera i 100 m.

L'età è Cretacico superiore.

5. – SUCCESSIONE TERRIGENA DEL MIOCENE INFERIORE-MEDIO

Sulle argille scagliose ASI poggia una formazione terrigena costituita generalmente da arenarie arcose fossilifere a cemento carbonatico, denominata calcareniti di Floresta che, sebbene ridotta in lembi più o meno isolati dall'erosione, affiora diffusamente su entrambi i versanti della catena peloritana.

Le calcareniti di Floresta corrispondono al Complesso Post-Sudliguride di OGNIBEN (1960), che incluse questi terreni nella successione calabride, considerando le "Argille Scagliose Antisicilidi" soltanto un'intercalazione per trasporto orogenico. L'Autore propendeva tuttavia per considerare questa formazione come deposito trasgressivo sulle ASI, poi traslato con esse; ciò perché l'alto contenuto di clasti carbonatici sembrava legarla ad un substrato diverso da quello silico-clastico del cristallino calabride. Allo stato odierno ciò non costituisce una prova per un'alloctonia delle calcareniti, come dimostrato da CARBONE *et alii* (1993) e LENTINI *et alii* (1995a) che attribuiscono l'elevata frazione carbonatica della formazione all'erosione e risedimentazione di costruzioni organogene di mare basso.

Nei Monti Peloritani le calcareniti di Floresta poggiano in discordanza con giacitura *down lap* prevalentemente sulle ASI (Fig. 49), ma talora anche direttamente sul flysch di Capo d'Orlando e più raramente sul basamento. Ciò dimostra ulteriormente che si tratta di un deposito autoctono che sutura il contatto tettonico tra le ASI ed il flysch di Capo d'Orlando, postdatandolo al Burdigaliano superiore. Viene confermato quindi che le calcareniti di Floresta rappresentano la ripresa della sedimentazione detritica nel dominio calabride dopo il ricoprimento retrovergente delle ASI (GUERRERA & WEZEL, 1974; CARMISCIANO *et alii*, 1981; LENTINI *et alii*, 1987). Al tetto delle calcareniti, in continuità di sedimentazione, è presente un orizzonte di marne argillose, denominate "Marne di M. Pitò" (CALIRI *et alii*, 1993) di età medio-miocenica.



Fig. 49 – Appoggio discordante delle calcareniti di Floresta (CFL) sulle argille scagliose (ASI). Loc.: Castello di Margi, a sud-est di Bafia.

5.1. - CALCARENITI DI FLORESTA (CFL)

La formazione presenta ottime esposizioni nelle zone tra Montalbano d'Elicono e Basicò, a M. Bammina, e tra Furnari e Campogrande; caratteristica dal punto di vista morfologico è la "balza" di Castello di Margi, nel territorio di Castoreale (v. Fig. 49).

La formazione è costituita da biocalcareniti bianco-grigiastre (Fig. 50), talora a stratificazione incrociata (Fig. 51), a frammenti di alghe, briozoi ed amphistegine; da arcosi glauconitiche a cemento spatico in strati da 20 cm a 2 m, alternati a sottili livelli argillosi e/o marnosi. Gli strati a granulometria più grossolana mostrano contatti erosionali alla base; talora si osservano corpi canalizzati e *slumps*. Petrograficamente si tratta di arenarie arcosiche con più o meno abbondanti bioclasti, insieme a granuli di quarzo spigolosi, miche, feldspati e litici metamorfici. I bioclasti e i biosomi sono rappresentati da alghe, briozoi, ostree, pettinidi e foraminiferi bentonici.



Fig. 50 – Calcareniti di Floresta a stratificazione parallela. Loc.: Castello di Margi, a sud-est di Castoreale.

CARBONE *et alii* (1993), in tutte le aree di affioramento dell'unità, riconoscono tre facies legate allo sviluppo di sistemi a *thrust*, nonché alle variazioni eustatiche. La prima è costituita da biocalcareniti e da biolititi a briozoi e rodoliti di



Fig. 51 - Biocalcareni a stratificazione incrociata e biolititi a briozoi e rodoliti della formazione delle calcareniti di Floresta. Loc.: Paraffino a sud-ovest di Furnari.

piattaforma carbonatica in lembi sparsi lungo la fascia peritirrenica da Patti fino a S. Pier Niceto (cfr. Foglio “Messina-Reggio di Calabria”); la seconda è rappresentata da calcareniti a stratificazione incrociata, diffusa nel versante settentrionale da Maraffino (a sud di Falcone) fino ai dintorni di Messina; la terza, molto più estesa nel settore meridionale tra Floresta e Novara di Sicilia, è caratterizzata da arenarie arcose in grossi banchi in giacitura *down lap*, che indicano una direzione di apporto dei sedimenti dai quadranti settentrionali verso sud. Ciò ha consentito agli Autori citati di ricostruire sia l’originaria architettura del paleoambiente, sia l’evoluzione tettonico-sedimentaria. Essi, infatti, 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 presente alla base delle sequenze più esterne di Floresta, Basicò, Tripi. Nel Langhiano inferiore, per effetto di una caduta eustatica (*lowstand*), le aree interne andarono in emersione ed i prodotti carbonatici derivanti dall’erosione insieme a quelli del substrato cristallino diedero origine ai sedimenti clastico-organogeni particolarmente sviluppati nei settori meridionali.

Il limite inferiore dell’unità è netto e discordante su ASI, quello superiore, ove

preservato dall'erosione, è graduale e continuo con le marne della formazione di M. Pitò e/o coincide con la superficie topografica attuale. Lo spessore varia da qualche decina di metri fino a 200 m.

In merito all'età, BONARDI *et alii* (1980) e CARMISCIANO *et alii* (1981) 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), indicativi del Burdigaliano superiore; nei livelli alti associazioni faunistiche a *Globigerinoides irregularis* LE ROY, *Praeorbulina glomerata glomerata* (BLOW) e *P. glomerata circularis* (BLOW), che assegnano un'età langhiana. Associazioni a nannofossili con *Helicosphaera carteri*, *H. ampliapertura* BRAMLETTE & WILCOXON, *Sphenolithus belemnus* BRAMLETTE & WILCOXON (Biozona MNN3a di FORNACIARI & RIO, 1996) nei livelli basali, e con *Sphenolithus heteromorphus* DEFLANDRE e *Helicosphaera ampliapertura* (Biozona MNN4a) in quelli medio alti confermano l'attribuzione cronologica al Burdigaliano superiore-Langhiano *p.p.* (cfr. fogli "Randazzo" - SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, approvato per la stampa e "Taormina" - SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 2010).

5.2. – MARNE DI M. PITÒ (PIO)

La formazione è rappresentata da un'alternanza pelitico-arenacea, costituita da marne, argille e arenarie fini a stratificazione sottile piano-parallela.

Oltre che a M. Pitò (a sud di Basicò), buone esposizioni di tale unità si trovano a nord-ovest di Basicò (Fig. 52), dove al di sopra delle arenarie fini ben



Fig. 52 - Marne di M. Pitò: intervallo medio-superiore dell'alternanza pelitico-arenacea in strati medio-sottili. Loc.: C.da Colla, a nord-ovest di Basicò.

cementate delle calcareniti di Floresta poggiano sabbie medio-fini spesse qualche metro e strati argillosi alternati a sottili livelli arenacei; seguono sabbie grossolane e argille di colore grigio o bruno a volte con *slumps*. La porzione medio-alta della formazione invece è costituita da un'alternanza di arenarie giallo-brune, in strati medio-sottili, e di argille sabbiose di colore grigio, che passa negli ultimi metri ad un'alternanza di strati sottili di arenarie e argille.

Ad ovest di M. Pitò affiorano sabbie fini e argille siltose di colore grigio-azzurro al taglio fresco, bruno in superficie, con rare intercalazioni centimetriche di arenarie. La medesima formazione è presente alla sommità e sul versante meridionale di M. Bammina.

Il contenuto faunistico è rappresentato da nannoflore a *Sphenolithus heteromorphus*, *Helicosphaera walbersdorfensis* (MÜLLER), *Cyclicargolithus floridanus*, *Discoaster musicus* STRADNER, *D. moorei* BUKRY, *D. variabilis* MARTINI & BRAMLETTE, e da foraminiferi caratterizzati da *Orbulina suturalis* BRÖNNIMANN e *O. universa* D'ORBIGNY nella parte alta, che permettono di attribuire alla formazione un'età Langhiano superiore-Serravalliano inferiore (CARBONE *et alii*, 1993; LENTINI *et alii*, 2000).

Le caratteristiche di facies e il contenuto microfaunistico a prevalenti associazioni planctoniche fanno assegnare questo deposito ad un ambiente marino distale, la cui maggiore batimetria, ripetto a quella di sedimentazione delle calcareniti di Floresta, è stata messa in relazione con una risalita eustatica durante il Langhiano (CARBONE *et alii*, 1993; LENTINI *et alii*, 1995a).

Limite inferiore dell'unità concordante e graduale su CFL.

Lo spessore varia da pochi metri fino a 60 m.

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

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

Informalmente istituita nel limitrofo Foglio "Messina-Reggio di Calabria" (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 2008), corrisponde ai "Depositi terrigeni medio-supramiocenici dei Monti Peloritani" di LENTINI *et alii* (2000), affioranti estesamente su entrambi i versanti della dorsale peloritana.

Costituisce una successione di spessore superiore a 500 m, caratterizzata da diverse litofacies con frequenti passaggi laterali e verticali, e da una distribuzione complessa e irregolare. In virtù dei rapporti eteropici e di una generale geometria *down lap*, tutte le litofacies possono poggiare direttamente su vari termini del basamento e/o del substrato.

Si tratta di depositi da scivolamento in massa e flussi gravitativi di scarpata e conoide sottomarina. L'ambiente deposizionale potrebbe essere ricondotto a un sistema di delta-conoide sottomarino progradante verso nord-ovest. La distribuzione delle facies e la progradazione dei corpi sedimentari, che immergono verso

nord e nord-ovest lungo il versante tirrenico e verso ovest lungo quello ionico, dimostrano che la provenienza dei sedimenti, durante il Serravalliano-Tortoniano, avveniva dalle aree ioniche, oggi sommerse. La deposizione di questi sedimenti è stata controllata da un'intensa attività tettonica, prevalentemente distensiva, testimoniata dall'inclinazione dei *foreset*, che raggiunge in alcuni casi valori di 50-60°, e che non può essere attribuita soltanto all'originaria clinostratificazione. Gli effetti della tettonica uniti a quelli delle variazioni eustatiche hanno determinato un'architettura molto complessa di questi depositi che mostrano, in termini di litofacies, spessori e geometrie, differenti successioni nelle diverse aree di affioramento. Attualmente le successioni complete e più spesse si rinvengono in corrispondenza di depressioni strutturali individuate da sistemi di faglie normali ad andamento NE-SO o circa N-S, mentre nelle zone di alto si riconoscono successioni incomplete e notevolmente ridotte.

La formazione è caratterizzata da quattro litofacies: pelitica (**PCT_a**), arenaceo-pelitica (**PCT_b**), conglomeratica (**PCT_c**), biolititi coralgali e breccie carbonatiche (**PCT_d**). Nell'area del Foglio la litofacies **PCT_b** affiora estesamente, le altre litofacies sono presenti in limitati lembi. L'età complessiva della formazione va dal Langhiano superiore al Messiniano inferiore.

litofacies pelitica (PCT_a)

Caratterizzata da marne argilloso-siltose grigie con sottili intercalazioni di arenarie fini arcose, affiora sia alla base che al tetto della successione terrigena **PCT**.

Relativamente al territorio in esame, la litofacies **PCT_a** affiora esclusivamente alla base della formazione, in un piccolo lembo ad est di M. Castellacci (settore nord-orientale del Foglio), in contatto discordante sulle argille ASI. La geometria è lenticolare; lo spessore varia da 0 a 10 m.

In questo affioramento, che si segue verso est nel confinante Foglio "Messina-Reggio di Calabria", sono state riconosciute associazioni microfauistiche delle biozone a *Orbulina suturalis*/*G. peripheroronda* e *Dentoglobigerina a. altispira* (FORESI *et alii*, 1998), e a *Helicosphaera walbersdorfensis*/*Sphenolithus heteromorphus* (Biozona MNN5b) e *Sphenolithus heteromorphus*/*Reticulofenestra pseudoumbilicus* (Biozona MNN6a) (FORNACIARI *et alii*, 1996) che indicano un'età Langhiano sommitale-Serravalliano basale. Nel medesimo Foglio, nei pressi di S. Pier Niceto nei livelli argillosi sommitali di questa litofacies sono state riconosciute associazioni a nannofossili (*Amaurolithus delicatus* GARTNER & BUKRY, *Discoaster asymmetricus* GARTNER e *D. cf. quinqueramus* GARTNER della Biozona MNN11a e MNN11b di RAFFI *et alii*, 2003) e a foraminiferi bentonici (*Oolina squamosa* (MONTAGU), *Bulimina aculeata* D'ORBIGNY e *B. echinata* D'ORBIGNY) indicative del Tortoniano superiore-Messiniano inferiore.

litofacies arenaceo-pelitica (PCT_b)

Alternanza di arenarie gradate medio-grossolane in banchi spessi fino a 3 m, di silt argillosi e argille marnose (Fig. 53).



Fig. 53 - *Litofacies arenaceo-pelitica (PCT_b) della formazione S. Pier Niceto. Loc.: ad est dell'abitato di Furnari.*

L'unità è discordante sulle argille ASI (area di Gualtieri Sicaminò, Barcellona P.G. e Castoreale), localmente anche sulle calcareniti CFL (territorio di Furnari) e sulle metamorfiti PMA (nei pressi di Barcellona P.G.); complessivamente l'ap-

poggio sul substrato avviene con geometria *down lap* e con inclinazione degli strati mediamente di 20-25° verso NO.

I livelli argilloso-siltosi intercalati alle arenarie contengono nannoflore caratterizzate da *Helicosphaera walbersdorfensis* (MÜLLER), *Discoaster variabilis* MARTINI & BRAMLETTE, *Reticulofenestra pseudoumbilicus* (GARTNER), rare *Helicosphaera stalis* THEODORIDIS (biozone MNN6b-MNN8a di FORNACIARI *et alii*, 1996). Le associazioni a foraminiferi sono molto scarse; rari individui di *Neogloboquadrina acostaensis* (BLOW) sono stati rinvenuti nei livelli sommitali. Sulla base di questi dati la litofacies PCT₅ può essere attribuita a un intervallo che va dal Serravalliano al Tortonian inferiore.

Nell'area di Gualtieri Sicaminò lo spessore complessivo della litofacies è di circa 200 m.

litofacies conglomeratica (PCT₆)

Generalmente è costituita da clasti eterometrici e poligenici per lo più metamorfici di medio e alto grado e subordinatamente calcarei o quarzarenitici arrotondati e/o appiattiti, in abbondante matrice sabbioso-limosa di colore bruno scuro.

Relativamente all'area del Foglio questa litofacies affiora in un limitato lembo presso Fraga Sulleria ad est di Furnari (Fig. 54). In questa località la litofacies presenta caratteristiche composizionali e tessiturali differenti da quelli che solitamente la contraddistinguono, essendo rappresentata da un'alternanza



Fig. 54 – Alternanza conglomeratico-arenacea della formazione di S. Pier Niceto (litofacies PCT₆). Loc.: presso Fraga Sulleria ad est di Furnari.

conglomeratico-arenacea in strati spessi, con corpi canalizzati a base erosiva. I conglomerati sono matrice sostenuti, con prevalenti clasti calcarei spigolosi di 2-10 cm.

Costituiscono un corpo a geometria lenticolare, spesso circa 20 m, in appoggio netto e discordante sulle argille ASI. Questa litofacies è sterile, pertanto l'età può essere dedotta esclusivamente sulla base della posizione stratigrafica e dei rapporti con le litofacies pelitica e arenaceo-pelitica.

biolititi coralgali e breccie carbonatiche (PCT_d)

A differenza delle litofacies silicoclastiche della formazione di S. Pier Niceto fin qui descritte, presenti lungo la costa peritirrenica con notevole continuità di affioramento ed elevati spessori, i depositi biolititici e bioclastici della litofacies PCT_d sono caratterizzati da spessori ridotti, lacune e variazioni di facies che documentano la risposta dell'ambiente costiero ad eventi di carattere regionale quali la crisi di salinità, e all'attività tettonica sinsedimentaria.

In livelli cartografabili alla scala del Foglio affiorano sulla terminazione settentrionale della Penisola di Milazzo, tra il faro di Capo Milazzo, Punta Gamba di Donna e Scoglio della Portella, in appoggio discordante sulle metamorfite PMA (Figg. 55 e 56). Altri limitati lembi sono presenti a sud di S. Filippo del Mela, intercalati nella litofacies PCT_b.

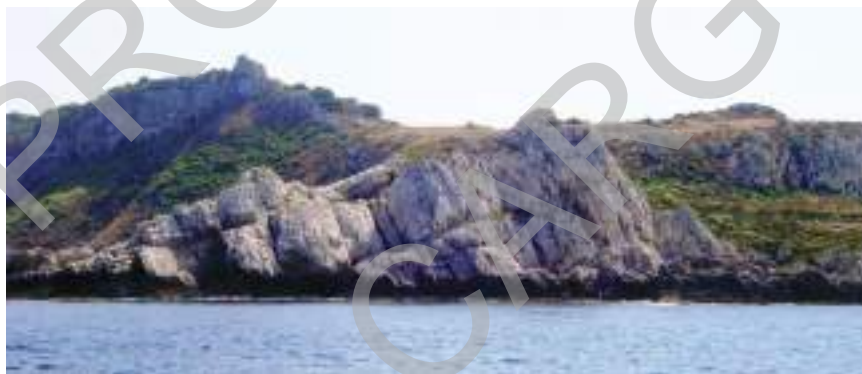


Fig. 55 – Depositi biolititici e bioclastici affioranti a P. Gamba di Donna (versante occidentale di Capo Milazzo).

Si tratta di biocostruzioni a coralli (*Porites* sp. e *Tarbellastraea* sp.) e alghe melobesie (*Mesophyllum-Lithophyllum* sp., *Lithothamnium* sp.), cui si associano serpulidi, briozoi (*Celleporaria* sp. e *Holoporella* sp.), foraminiferi sessili (*Gypsina* sp.) e piccoli echinoidi.

All'interno dell'unità è possibile riconoscere diverse facies eteropiche (FOIS, 1990):



Fig. 56 – Depositi bioclastici affioranti sulla punta di Capo Milazzo.

- l'intervallo basale, spesso massimo 16 m, generalmente è rappresentato da breccie carbonatiche a clasti centimetrico-decimetrici di bioliti coralgali e a litici cristallini, o da biocalcareni in strati decimetrici a gasteropodi, foraminiferi, alghe e coralli;
- l'intervallo mediano, spesso da circa 20 a 30 m, è caratterizzato da facies biocalcarenitiche in strati decimetrici planari a frammenti di melobesie, gasteropodi, rara *Halimeda* sp., serpulidi, foraminiferi bentonici (miliolidi prevalenti), rare *Dasycladaceae*, e localmente da bioliti a melobesie, foraminiferi bentonici e subordinati coralli (*Porites* sp.);
- l'intervallo superiore, spesso da 5 a 8 m, comprende i depositi affioranti a Punta Gamba di Donna, caratterizzati da facies miste carbonatico-terrigene costituite da livelli arenacei a laminazione incrociata e da subordinati oobicalcareni grossolane, banchi conglomeratici gradati a base erosiva con diffusi bioclasti (pettinidi, ostreidi, melobesie), livelli stromatolitici planari, e rare piccole colonizzazioni di *Porites* sp., interrotti da livelli lenticolari a bioclasti (pettinidi, melobesie, spicole di spugna, foraminiferi bentonici). A questo intervallo viene riferito l'affioramento di Cala S. Antonino, non rappresentabile alla scala della carta.

Le varie litofacies poggiano sulle metamorfite migmatitiche dell'Unità dell'Aspromonte (PMA), su una superficie fortemente erosa caratterizzata da blocchi che possono superare il metro di diametro e non incrostate da epifauna (Fig. 57). Nei pressi di Puntalacci, sono presenti lembi non cartografabili di *patch reef* a dominante matrice limosa, con *Porites* sp. in posizione di vita, che passano



Fig. 57 - Breccie carbonatiche e bioliti in appoggio discordante sulle metamorfiti dell'Unità dell'Apronite (PMA). Loc.: tra Cala S. Antonio e Puntalacci.

a calcilutiti e calcareniti di facies tipicamente lagunare.

Nell'insieme l'affioramento di Capo Milazzo è organizzato in banchi di circa 5-6 m, con clinostratificazione progradante verso nord, per uno spessore complessivo di circa 40 m. I banchi sono evidenziati da passate di clasti cristallini e frammenti corallini ben cementati.

L'alternanza di breccie bioclastico-cristalline e di bioliti testimonia il succedersi di condizioni ambientali ad elevato idrodinamismo, responsabile dello smantellamento dei "patch reef" preesistenti o dell'erosione del basamento, e condizioni di acque tranquille che favorivano lo sviluppo delle scogliere. Per analisi più dettagliate circa le considerazioni paleoambientali, associazioni faunistiche ed età, si rimanda ai dettagliati lavori di FOIS (1989, 1990), PEDLEY & GRASSO (1994), GRASSO & PEDLEY (1997), solo per citare i più recenti.

L'età dei depositi di questa litofacies è Tortonian superiore-Messiniano inferiore.

6.2. – GRUPPO DELLA GESSOSO-SOLFIFERA (GS)

Si tratta delle evaporiti relative alla crisi di salinità che ha interessato il Bacino Mediterraneo durante il Messiniano superiore. La loro distribuzione lungo l'Arco Calabro-Peloritano è limitata alle zone periferiche della catena peloritana, affio-

rando sia sulle aree esterne (ioniche) sia nelle zone di retrocatena (tirreniche). Il loro contesto geo-tettonico, associato al diverso sviluppo della successione, ridotta e lacunosa, e caratterizzata da esigui spessori di carbonati e solfati, non permette di correlare le evaporiti peloritane ai corrispondenti prodotti diffusamente presenti in affioramento e in sottosuolo nel “Bacino di Caltanissetta”.

Nel territorio del Foglio la successione è rappresentata esclusivamente dai calcari evaporitici, non sempre cartografabili alla scala del rilevamento adottato. Gli affioramenti più estesi sono localizzati tra Barcellona P.G. e Pace del Mela; affioramenti minori sono presenti nel territorio di Castoreale e lungo ambedue i versanti della bassa valle del T. Mazzarrà a nord-est di Furnari.

6.2.1. – *calcare evaporitico brecciato* (GS_a)

Calcare microcristallino di colore bianco-grigiastro, talora con intercalazioni di laminiti carbonatiche (Fig. 58). La tessitura varia da massiva a laminare, generalmente si presenta brecciato e pulverulento, tipicamente vacuolare per processi diagenetici di dissoluzione. Questa litofacies è sterile.

L'unità poggia con contatto netto sulla litofacies arenaceo-pelitica (PCT_b) della formazione di S. Pier Niceto. In destra del T. Floripotema, ad est di S. Giovanni (frazione di S. Filippo del Mela) la formazione poggia su una lente spessa alcuni metri (non cartografabile alla scala della carta) di diatomiti griobiancastre (Tripoli *Auct.*).



Fig. 58 - *Calcare microcristallino bianco-grigiastro con intercalazioni di laminiti carbonatiche. Loc. la Giuliana, versante in sinistra della bassa valle del T. Mazzarrà.*

Lo spessore dei calcari, generalmente compreso tra 5 e 20 m, nella sinclinale di Serro Finata (ad ovest di Gualtieri Sicaminò) raggiunge la potenza massima di 30 m.

Ambiente evaporitico. L'età è Messiniano superiore.

7. – SUCCESIONE DEL PLIOCENE INFERIORE-PLEISTOCENE MEDIO

Nell'area del Foglio questa successione raggruppa i depositi calcareo-marnosi del Pliocene inferiore (Trubi) e calcarenitico-sabbioso-argillosi (formazione di Rometta) di età compresa tra il Pliocene superiore e il Pleistocene medio, discordanti sulle coperture sedimentarie o direttamente sul basamento.

Si tratta di unità litostratigrafiche eterogenee, caratterizzate da rapide variazioni latero-verticali di facies, in risposta ad una notevole mobilità dei bacini di sedimentazione e alle oscillazioni eustatiche.

Nell'area peritirrenica dei Monti Peloritani i sedimenti del Plio-Pleistocene si sono depositati in depocentri controllati da strutture estensionali collegate alle fasi dell'apertura del Bacino Tirrenico (LENTINI *et alii*, 1995a, 2000).

Studi biostratigrafici basati sui foraminiferi sono stati condotti da LOMBARDO (1980) per i depositi calcarenitici e argillosi pleistocenici, e da VIOLANTI (1989) che nell'area di Rometta (cfr. Foglio "Messina-Reggio di Calabria") ricostruisce una successione calcareo-marnosa, calcarenitica e argillosa estesa dal Pliocene inferiore al Pleistocene inferiore. Di STEFANO & LENTINI (1995), LENTINI *et alii* (2000), e successivamente SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (Foglio "Messina-Reggio di Calabria", approvato per la stampa), su basi geometriche e biostratigrafiche, distinguono quattro unità sedimentarie con caratteri litologici omogenei delimitati da discontinuità riconoscibili in tutta l'area peloritana, marcate da lacune temporali di estensione variabile. La successione è rappresentata da calcilutiti marnose (Trubi) del Pliocene inferiore, e da marne sabbiose (formazione di Massa S. Lucia) del Pliocene medio, entrambi discordanti su vari termini più antichi, che evolvono gradualmente a calcareniti biodetritiche, sabbie, argille sabbiose e argille grigio-azzurre (formazione di Rometta) del Pliocene superiore-Pleistocene medio. Le argille grigio-azzurre affioranti lungo il margine tirrenico, sul lato ionico passano a facies sabbioso-calcarenitiche (calcareniti di S. Corrado).

7.1. – TRUBI (TRB)

Nel territorio del Foglio la formazione affiora esclusivamente nel settore nord-est, tra gli abitati di Barcellona, Pace del Mela e a sud di Gualtieri Sicaminò (Monte S. Cono).

L'unità è costituita da marne e calcari marnosi di colore bianco-crema, in strati di 10-30 cm, talora fino a 50 cm, intensamente fratturati e con intercalazioni di lenti sabbiose, più frequenti nella parte alta.

I livelli basali dei Trubi contengono associazioni a nannofossili molto abbondanti e ben conservate, caratterizzate da *Helicosphaera carteri*, *Calcidiscus leptoporus*, *Discoaster surculus* MARTINI & BRAMLETTE, *D. pentaradiatus* TAN e *Amaurolithus* spp. Questa associazione è riferibile alla biozona ad *Amaurolithus tricorniculatus* (MNN12) (RIO *et alii*, 1990) del Pliocene inferiore. La parte alta della formazione presenta un'associazione sostanzialmente simile a quella appena descritta, ma caratterizzata dalla presenza di *Helicosphaera sellii* BUKRY & BRAMLETTE, che consente di riferire l'intervallo alla successiva biozona MNN13 (biozona a *Ceratolithus rugosus* di RIO *et alii*, 1990) del Pliocene inferiore.

In altre aree di affioramento campioni isolati indicano la presenza di nannoflore delle biozone MNN12 e MNN13, e foraminiferi dell'intervallo MPI1-MPI3 (CITA, 1975), del Pliocene inferiore con *Sphaeroidinellopsis* spp. nei livelli basali e con *Globorotalia margaritae* BOLLI & BERMUDEZ e *G. puncticulata* (DESHAYES) in quelli più alti.

La formazione è discordante sui calcari evaporitici messiniani e/o sulla litofacies argilloso-arenacea (PCT_b) della formazione di S. Pier Niceto. Lo spessore massimo è di circa 50 m.

Ambiente pelagico. L'età è Pliocene inferiore.

7.2. – FORMAZIONE DI ROMETTA (ROE)

I depositi di età compresa tra il Pliocene superiore ed il Pleistocene medio mostrano una sequenza complessivamente trasgressiva con passaggio da depositi essenzialmente calcarenitico-sabbiosi (ROE) a sabbioso-argillosi e prevalentemente argillosi (ROE_a) nella porzione sommitale.



Fig. 59 - Formazione di Rometta: calcareniti giallastre a stratificazione parallela. Loc.: versante in destra del T. Longano, a nord di Castoreale.



Fig. 60 - *Formazione di Rometta: calcareniti a stratificazione incrociata (immersione a nord) e piano-parallela. Loc.: versante in destra del T. Longano, a nord di Castroreale.*

L'unità affiora all'interno delle depressioni strutturali di Barcellona P.G.-Catalinita, di Rodì-Falcone, in prossimità della fascia costiera tra Pace del Mela e Giannoro, a sud di Oliveti, e in limitati lembi lungo la Penisola di Milazzo.

La successione è costituita da calcari biodetritici arenitico-ruditici di colore ocra a briozoi e rare alghe calcaree, con abbondante malacofauna (prevalenti ostreidi e pectinidi), echinidi e brachiopodi (**ROE**). Presenta stratificazione parallela (Fig. 59) e/o incrociata (Fig. 60), e nella parte alta *slumps* e strati di sabbie massive e locali sacche riccamente fossilifere. Le calcareniti passano verso l'alto e lateralmente ad argille sabbiose giallo ocra e ad argille micacee grigio azzurre a stratificazione accennata, talora con livelli cineritici e pomicei, con rara malacofauna sparsa (**ROE_a**) (cfr. argille di Spadafora *Auctt.*) (Fig. 61).

Lungo la costa-falesia della Penisola di Milazzo, tra Puntalacci e Punta Mazza (Fig. 62), e tra la Croce di Mare e Cala Oliva, viene riferita a questa formazione una successione spessa da pochi metri ad un massimo di 20 m, costituita da lenti discontinue di sabbie fini e silts giallastri attribuiti essenzialmente al Pliocene superiore, ma che localmente possono raggiungere il Pleistocene inferiore (VIOLANTI, 1988) con le zone a *Globigerina cariacensis* e a *Globorotalia truncatulinoides excelsa* (IACCARINO, 1985), e da limitati lembi di marne e argille marnose emipelagiche del Pleistocene inferiore, che a luoghi inglobano grossi blocchi di calcare miocenico. Faune ad ostracodi (SCIUTO, 2005) avvalorano il riferimento paleoambientale e cronologico fin qui assegnato alla formazione in



Fig. 61 - Cava nella litofacies argillosa ROE_d nei pressi del cimitero di Barcellona (sullo sfondo la dorsale di Monte S. Croce-M. Migliardo).

oggetto. Questi sedimenti poggiano in discordanza sia direttamente sulle metamorfiti di alto grado dell'Unità dell'Aspromonte, sia sulle biolititi e breccie carbonatiche PCT_d della formazione di S. Pier Niceto, e sono troncati alla sommità dalla superficie erosionale del terrazzo di età tirreniana.



Fig. 62 - Sabbie fini e silt bianco-giallastri a stratificazione parallela della formazione di Rometta (ROE), discordanti in appoggio on lap sulle biolititi e breccie carbonatiche PCT_d della formazione di S. Pier Niceto. L'unità è troncata superiormente dai depositi terrazzati sabbioso-conglomeratici gn_2 . Loc.: Punta Mazza, ad est di Capo Milazzo.

Spesso questi sedimenti vengono rinvenuti all'interno di fratture del basamento metamorfico (Fig. 63) oppure riempiono cavità paleocarsiche, da pochi centimetri a circa un metro di dimensione, nella facies calcarea miocenica PCT_d della formazione di S. Pier Niceto (Fig. 64).

Nell'area dei fogli in esame, come nel limitrofo Foglio "Messina-Reggio di Calabria", la base calcarenitico-sabbiosa della successione è riferibile al Pliocene superiore (Biozona MNN19a, e a *Globorotalia inflata*); mentre le argille sommitali contengono foraminiferi caratterizzati da *Hyalinea baltica* (SCHROETER) e *Truncorotalia truncatulinoides excelsa* e nannoflore che ricadono nella parte bassa della Biozona MNN19f (range di distribuzione di *Gephyrocapsa* sp.3, *sensu* RIO *et alii*, 1990) del Pleistocene medio.

L'unità giace in appoggio discordante e diacrono su differenti termini del substrato. Lo spessore complessivo è di circa 150 m.

Ambiente da infralitorale a spiaggia sommersa per le calcareniti e sabbie; batiale per le argille.

L'età complessiva della successione è Pliocene superiore-Pleistocene medio.



Fig. 63 – Deposito organogeno della formazione di Rometta all'interno di fratture e cavità nelle metamorfiti del basamento. Loc.: a nord di la Croce di Mare, Milazzo.



Fig. 64 – Deposito organogeno della formazione di Rometta all'interno di una cavità paleocarsica nella facies calcarea PCT_d della formazione di S. Pier Niceto. Loc.: Capo Milazzo.

8. - DEPOSITI DEL PLEISTOCENE MEDIO-SUPERIORE

Comprendono i depositi sabbiosi, sabbioso-ghiaiosi e più eccezionalmente calcarei bioclastici, di ambiente marino, presenti lungo la fascia del litorale tirrenico e nel suo immediato entroterra collinare. Tali depositi, terrazzati in più ordini e ubicati a diverse altezze sul livello del mare, solo per limitati settori mostrano livelli coevi posti alla stessa quota. Escludendo le variazioni eustatiche del livello marino, costanti a scala dell'intero Bacino Mediterraneo, la distribuzione di depositi marini terrazzati coevi a diverse quote, indica che i diversi settori sono stati interessati, in tempi di attività neotettonica, da sollevamenti differenziali.

I caratteri morfologici dei depositi terrazzati e/o delle superfici di abrasione del Pleistocene medio-superiore e la loro collocazione rispetto alle linee tettoniche di recente attività hanno permesso una ricostruzione delle modalità del sollevamento rispetto ai fenomeni tettonogenetici per entrambi i versanti della dorsale peloritana: quello ionico è di natura tettonica ed è controllato dalle faglie normali del Sistema Messina-Etna (GARGANO, 1994; LENTINI *et alii*, 2000; CATALANO & DE GUIDI, 2003; CATALANO *et alii*, 2003), quello tirrenico è caratterizzato da un pae-

saggio policiclico, prodottosi in seguito all'approfondimento recente del reticolo idrografico, conseguente all'*uplift* finale dell'area (CATALANO & CINQUE, 1995; CATALANO & DI STEFANO, 1997).

Da dati di letteratura dell'ultimo ventennio, i depositi terrazzati presenti lungo le coste dei Peloritani, contenenti *Strombus bubonius* o in generale ricchi di fauna senegalese, sono stati attribuiti al Tirreniano. Sul versante tirrenico della Sicilia nord-orientale sino a Capo Peloro i depositi a *Strombus bubonius*, o correlabili con l'Eutirreniano grazie all'aminostratigrafia, si rinvengono a quote di 85 m s.l.m. (Mortelle, ad ovest di Capo Peloro) (BONFIGLIO & VIOLANTI, 1983); a Capo Milazzo il deposito è posto a quota 40-60 m s.l.m. (HEARTY *et alii*, 1986); a Capo Tindari, lungo la falesia costituita dai marmi dell'Unità del Mela, si rinviene solo una fascia di fori di litodomi posta a circa 75-85 m s.l.m., correlabile con il deposito di Capo Milazzo (GLIOZZI & MALATESTA, 1982).

Ad est dell'area in esame (Foglio "Villa S. Giovanni"), tra il "graben di Villafranca Tirrena" e il *graben* di Messina, lungo il margine peritirrenico, CATALANO & CINQUE (1995) riconoscono quattro ordini di spianate, recanti sottili e discontinui depositi di spiaggia, disposte tra quota 450 e 70 m s.l.m., di cui il più alto è rappresentato da lembi che si raccordano ad un'originaria superficie di abrasione marina, impostata su terreni del basamento, profondamente rimodellata da un paesaggio fluviale.

Sempre sul versante tirrenico, tra l'*horst* di Naso" (Foglio "Patti") e quello di "Castanea delle Furie" (Foglio "Villa S. Giovanni"), CATALANO & DI STEFANO (1997) individuano complessivamente 6 ordini di terrazzi, dislocati tra quota 480 e 35 m s.l.m. Questi rappresentano dei lembi di un'originaria 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 (cfr. formazione di Naso, Foglio "Patti"), datata al Pleistocene medio (DI STEFANO & CALIRI, 1997). 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 II al V ordine, sono sospesi verso mare, fino alla quota di 80 m, in corrispondenza di faglie normali orientate NE-SO, le cui scarpate interessano l'apice dei sottostanti terrazzi marini di ordine superiore. L'ultimo ordine di terrazzamento (VI) è sospeso lungo le linee di faglia, che definiscono la costa attuale. La disposizione di questi terrazzi si segue con discreta continuità lungo tutto il versante tirrenico dei Peloritani.

Per l'età di tali superfici/depositi terrazzati ci si è riferiti alle datazioni effettuate da CATALANO & CINQUE (1995) e da CATALANO & DI STEFANO (1997), i quali assegnano ciascun ordine ad un intero stadio isotopico caldo. Su questa base, i tre ordini più antichi di spianamento si collocano nell'ambito dell'intervallo del Pleistocene medio, essendo esse rappresentate da piattaforme di abrasione così ampie da fare escludere l'ipotesi che possano testimoniare stasi interstadiali

del livello marino. Per questi Autori tali spianate derivano da un modellamento policiclico sviluppatosi nell'arco di un intero periodo interglaciale, compreso tra gli stadi isotopici 11 e 7 (MARTINSON *et alii*, 1987).

In merito all'età dei primi tre ordini, dal più antico al più recente, va sottolineato che la superficie di terzo ordine è modellata anche al tetto della formazione delle ghiaie e sabbie di Messina e pertanto è successiva a questa formazione, la cui età è più recente di 365 ka (BONFIGLIO, 1991) fino ad un minimo di 200 ± 40 ka (BADA *et alii*, 1991). La datazione al Tirreniano delle superfici di quota 100 (CATALANO & DI STEFANO, 1997), basata sul ritrovamento di esemplari di *Strombus bubonius* in depositi di spiaggia posti a quota 85 m nell'area di Capo Peloro e riferibili allo stadio 5.5 (MARTINSON *et alii*, 1987) della stratigrafia isotopica (BONFIGLIO & VIOLANTI, 1983; HEARTY *et alii*, 1986), ha permesso di ricostruire un tasso di sollevamento dell'ordine di 1mm/a, confrontabile con quello del lato tirrenico. Tale tasso è in accordo con quello ricavato dall'analisi degli elementi morfologici più recenti da STEWART *et alii* (1997).

8.1. – DEPOSITI MARINI TERRAZZATI (g_{n1-5})

Relativamente all'area dei fogli in esame, il deposito è costituito da sabbie di colore giallo oca talora ghiaiose, limi o cineriti rossastre (penisola di Capo Milazzo) e ghiaie a ciottoli arrotondati e appiattiti eterometrici, per lo più cristallini, in matrice sabbiosa. L'assetto è massivo o a stratificazione poco evidente. La superficie limite inferiore è modellata sulle coperture terziarie e plio-pleistoceniche, raramente su vari litotipi del basamento (promontorio di Tindari e penisola di Capo Milazzo) e si correla alle superfici di abrasione che insistono principalmente sui terreni cristallini.

Lo spessore varia da qualche decimetro a 3 m, tendendo ad ispessirsi verso le zone più prossime alla fascia costiera.

L'età radiometrica dei depositi g_{n1-5} è compresa tra 350 e 60 ka (Pleistocene medio-superiore).

8.1.1. - ordini dei depositi terrazzati

In ottemperanza alla normativa CARG, la numerazione progressiva attribuita ai depositi marini terrazzati è crescente procedendo verso le quote maggiori (dal più recente g_{n1} , al più antico g_{n5}). Per facilitare la correlazione tra i vari ordini di depositi marini riconosciuti nelle aree in esame, e quelli cui ci si riferisce in letteratura, sono stati ridefiniti gli ordini di terrazzamento delle citazioni bibliografiche.

I quattro ordini di terrazzamento differenziati da CATALANO & CINQUE (1995) sulla terminazione settentrionale della dorsale peloritana, dal più alto al più basso, sono distribuiti alle seguenti quote s.l.m.: 450-380 m (4°), 340-290 m (3°),

285-185 m (2°), 130-70 m (1°).

Nel tratto esteso tra Naso e Castanèa delle Furie i sei ordini di terrazzamento riconosciuti da CATALANO & DI STEFANO (1997), sono distribuiti alle quote di circa 550 m (6°, rappresentato da una superficie di abrasione marina), 480 m (5°), 380 m (4°), 250 m (3°), 130-80 m (2°), 40 m (1°).

Nell'area dei fogli in esame sono stati individuati cinque ordini di depositi marini terrazzati, posti tra quota 310 e 25 m, che bene si correlano con quelli riconosciuti lungo il versante tirrenico peloritano del limitrofo Foglio "Messina-Reggio di Calabria". La dispersione altimetrica registrata fra i diversi terrazzamenti è da attribuire alle strutture meridiane (*horst* e *graben*) che dissecano il versante tirrenico della dorsale peloritana e all'attività tettonica recente e attuale delle faglie a gradinata, parallele alla linea di costa, che determinano il collasso del fianco occidentale della dorsale verso il Tirreno.

V ordine (g_{n5})

I depositi riferiti a questo ordine costituiscono i due terrazzamenti dell'*horst* di Monte S. Onofrio, tra Barcellona P.G. e Castoreale, posti a quota circa 310 m, sui depositi del Pliocene superiore-Pleistocene medio (formazione di Rometta).

L'età dei depositi terrazzati e/o della spianata di abrasione relativa è stata riferita da CATALANO & DI STEFANO (1997), allo stadio isotopico 9 (MARTINSON *et alii*, 1987; SHACKLETON *et alii*, 1990).

IV ordine (g_{n4})

A questo ordine sono attribuiti i depositi distribuiti tra quota 250 e 200 m, che costituiscono i terrazzamenti di Tindari (250-230 m) e quelli localizzati a quota 200 m, tra Monte le Croci (Furnari) e Acquaficara (a sud di Barcellona P.G.). Il primo insiste su varie petrofacies del basamento cristallino (Unità del Mela), a ridosso del sistema di faglie orientato NO-SE, ed è debolmente inclinato verso NE; gli altri sono modellati al tetto della formazione di Rometta e presentano assetto orizzontale.

L'età della superficie di abrasione relativa a questo ordine è stata riferita da CATALANO & DI STEFANO (1997) allo stadio isotopico 7 (MARTINSON *et alii*, 1987; SHACKLETON *et alii*, 1990).

III ordine (g_{n3})

I depositi marini terrazzati assegnati al 3° ordine sono distribuiti tra quota 180 e 145 m nel settore occidentale dei fogli in esame e tra 180 e 90 m in quello orientale. Nel settore occidentale costituiscono i terrazzamenti di: Furnari (q. 165 m), Occelletto, a sud di Protonotaro (q. 180-175 m), S. Venera del Piano (q. 155-150 m), Cannistra, periferia est di Barcellona P.G. (q. 165-145 m). Nel settore orientale i depositi terrazzati di 3° ordine sono dislocati tra quota 180 e 90 m. Costituiscono gli ampi placconi presenti tra S. Filippo del Mela e Pace del Mela, che degradano verso la linea di costa e che si raccordano, tramite blandi gradini, a quelli di 2° ordine. In entrambi i settori i placconi sono modellati al tetto delle unità sedimentarie di età Miocene medio-Pleistocene medio (formazioni: PCT,

GS, TRB, ROE, MSS).

La dispersione altimetrica dei lembi terrazzati di terzo ordine che si registrata tra i settori occidentale e orientale, probabilmente, è da ricollegare al fatto che essi sono impostati lungo un sistema strutturale ad *horst e graben* che hanno subito differenti dislocazioni anche dopo il modellamento di queste superfici terrazzate. Tale interpretazione sarebbe avvalorata dal fatto che le differenze di quota tra i vari lembi risultano consistenti con la distribuzione degli attuali alti e bassi strutturali e che ad est della “depressione di Barcellona P.G.” i depositi terrazzati del terzo ordine determinano un’ampia superficie unica degradante verso la costa, dove è possibile riconoscere, tramite bassi gradini morfologici, la transizione al successivo ordine di terrazzamento.

Il modellamento dei depositi terrazzati del terzo ordine sin sui depositi delle ghiaie e sabbie di Messina, non più vecchi di 200 ± 40 ka (BADA, 1991) permette di riferire l’età dei depositi e della relativa superficie di abrasione allo stadio isotopico 5 (MARTINSON *et alii*, 1987; SHACKLETON *et alii*, 1990).

II ordine (g_{n2})

I depositi terrazzati del 2° ordine si sviluppano tra quota 140 e 50 m, lungo fasce parallele all’attuale linea di costa. I terrazzamenti di maggiore estensione sono preservati nel settore orientale della depressione di “Barcellona P.G.” tra gli abitati di S. Filippo e Pace del Mela, ove, come prima detto, si raccordano a quelli di 3° ordine tramite un blando gradino morfologico posto mediamente a quota 90 m.

Nel territorio di Furnari i depositi terrazzati riferiti a questo ordine sono distribuiti tra quota 135 e 55 m s.l.m. e insistono su termini del substrato rappresentato dalle formazioni PCT, ROE e MSS.

Nel territorio di Barcellona P.G. la dispersione altimetrica tra i diversi lembi terrazzati è meno accentuata, essendo i depositi distribuiti tra quota 135 e 100 m, e trovandosi prevalentemente in contatto netto su quelli della formazione ghiaie e sabbie di Messina (MSS).

Nel territorio di S. Filippo del Mela il deposito terrazzato si pone tra le quote 140 e 50 m in contatto netto sulle sabbie (ROE) e argille (ROE_a) della formazione di Rometta, e sui livelli apicali della formazione MSS.

Nella Penisola di Milazzo a questo ordine di terrazzamento viene riferita l’ampia piattaforma di abrasione, delimitata da ripide falesie, che si estende tra le quote di 50 e 85 m s.l.m., su cui poggiano lembi discontinui di sabbie e conglomerati contenenti molluschi di ambiente litorale (Fig. 65). Affioramenti particolarmente ricchi di fauna a invertebrati sono presenti alla Tonnara (a nord di M. Trinità), a Cala S. Antonio, a Punta Cirucco. Sono questi i depositi per i quali DEPERET (1918) istituì il piano Milazziano e dei quali è stata riconosciuta definitivamente l’attribuzione al Tirreniano (HEARTY *et alii*, 1986). Questi depositi sono ricoperti da un orizzonte di terre bruno-ocracee o rosse e da cineriti, di probabile origine eoliana, che si estende da Capo Milazzo fino alla periferia nord del centro abitato.

Lungo il versante ionico della dorsale peloritana omologhi depositi terrazzati sono stati riferiti da CATALANO *et alii* (2003), ai sottostadi isotopici da 5.1 a 3.3, nel range cronologico tra 80 e 60 ka.

I ordine (g_{n1})

Costituiscono modesti lembi terrazzati dislocati tra quota 50 e 25 m s.l.m. Nel settore occidentale sono presenti a sud di Falcone (q. 20 m) in appoggio netto sui terreni della formazione PCT, e ad est di Mollerino ad ovest di Terme Vigliatore (q. 40-25 m). Ad occidente di Barcellona P.G. a quest'ordine di terrazzamento è attribuito il lembo affiorante presso Termini, ubicato sulla formazione MSS. Un lembo più orientale affiora nel territorio a nord di S. Filippo del Mela (lungo l'autostrada ME-PA) a quota tra 50 e 35 m s.l.m., in appoggio netto sui terreni della formazione ROEa. Lungo la terminazione settentrionale della Penisola di Milazzo a questo ordine vengono assegnati i lembi isolati del pianoro di P. Gamba di Donna (q. 45 e 32 m), quelli di Punta Cirucco (q. 40-23 m) e di Punta Mazza (q. 34-28 m) al cui interno è presente un gradino morfologico che si attesta a q. 30 m. Per i depositi terrazzati tra P. Mazza e P. Cirucco è pure evidente un debole basculamento della superficie terrazzata verso est.



Fig. 65 – P. Mazza, versante nord-orientale della Penisola di Milazzo: A- metamorfiti dell'Unità dell'Aspromonte; B - litofacies biolititica e a breccie carbonatiche della formazione di S. Pier Niceto; C - depositi sabbioso marnosi della formazione di Rometta; D - deposito terrazzato g_{n2} .

8.2. - DEPOSITI CONTINENTALI E TRANSIZIONALI

8.2.1. - ghiaie e sabbie di Messina (MSS)

Lungo la fascia costiera dei Monti Peloritani, sia sul versante ionico che tirrenico, affiorano cospicui volumi di sedimenti ghiaioso-sabbiosi, discordanti su diversi termini del substrato e del basamento.

Note anche come “Formazione di Messina”, sono state riferite al Calabriano (GIGNOUX, 1913; JACOBACCI *et alii*, 1961), o dubitativamente al Pleistocene inferiore-medio (ASCENZI & SEGRE, 1971; OGNIBEN, 1974; BONFIGLIO, 1974; DI GERONIMO *et alii*, 1978; DUMAS *et alii*, 1978; SELLI, 1978; GHISSETTI, 1979; BONFIGLIO & VIOLANTI, 1983), e interpretati come il prodotto di antichi apparati fluvio-deltizi alimentati dalla dorsale peloritana, sviluppatasi durante le fasi di surrezione dell’area.

LENTINI *et alii* (2000) attribuiscono questi prodotti a sistemi fluviali indipendenti, a volte coalescenti, con rapporti di letto e sviluppo verticale differenti a seconda delle diverse condizioni locali, in cui si sono accresciuti. Apparati analoghi, con l’originaria geometria ancora perfettamente preservata, sono riconoscibili anche nelle aree sommerse delle due sponde della dorsale, sia da linee sismiche che da dati di perforazione (GUARNIERI *et alii*, 2004).

BARRIER (1987) attribuisce la formazione ad un sistema di tipo *Gilbert fan delta* e riconosce un *bottomset* costituito da argille epibatiali e da sabbie a *Chlamys septemradiata*, un *foreset* dato da ghiaie clinostratificate, e un *topset* formato da depositi terrazzati eutirreniani.

Secondo CATALANO & CINQUE (1995) e CATALANO & DI STEFANO (1997) la formazione è costituita da litofacies corrispondenti ad orizzonti stratigrafici distinti; le argille epibatiali sono ascrivibili al Pleistocene medio (650 ka); le ghiaie, sulla base del contenuto negli orizzonti sommitali di resti di *Elephas mnaidriensis*, rinvenuti a Capo Peloro, indicherebbero un’età non più antica di 200 ± 40 ka (BADA *et alii*, 1991; BONFIGLIO, 1991). Infine la formazione, nel settore tirrenico, è modellata dal terrazzo di quota 180 m, ascrivibile allo stadio isotopico 7, precedente ai picchi eustatici tirreniani.

Nell’area dei fogli in esame, l’unità affiora con continuità da Pizzo Fontana (Giammoro) a nord di Furnari, dove è dislocata dai sistemi di faglie normali N 40-70 e trastensivo destro orientati N-S e NO-SE. È costituita da prevalenti ghiaie di colore grigio-giallastro o rossastro nei livelli più alti, con abbondante matrice sabbiosa. I ciottoli, per lo più cristallini di vario grado metamorfico, da subarrotondati ad appiattiti, spesso embriciati, hanno diametro da 2 cm fino a blocchi di 1 m (Fig. 66). Localmente sono presenti livelli di sabbie fini e silt quarzosi. L’unità è clinostratificata, con valore medio di inclinazione di 20° - 25° verso nord, via via più basso nella parte alta.

Il contenuto faunistico è rappresentato da scarsi resti ossei e da molari fluitati di mammiferi, dispersi tra i ciottoli.

La formazione poggia con contatto netto e discordante sui depositi di età



Fig. 66 - Formazione delle ghiaie e sabbie di Messina (MSS) nella cava inattiva a sud-est del Cimitero di Barcellona P.G.

dal Miocene medio-superiore (formazione di S. Pier Niceto, litofacies PCT_b, e calcari evaporitici: area di Pace del Mela, S. Filippo del Mela, Merì) al Pliocene inferiore (Trubi: area di Barcellona P.G.-Furnari) rialzati lungo le gradinate di faglie, e si estende al tetto delle argille SPDB_{aB} (fm. di Rometta) del Pleistocene medio, conservate nelle depressioni strutturali. Nel territorio di Barcellona P.G. l'unità raggiunge lo spessore massimo di 175 m.

L'ambiente è deltizio e/o di conoide sottomarina con apporti da paleofiumare.

L'età dell'unità è Pleistocene medio.

8.2.2. - depositi alluvionali terrazzati (**b_n**)

Affiorano su tutta l'area dei fogli in lembi di estensione variabile, ma sono meglio rappresentati lungo le valli dei principali corsi d'acqua.

Sono costituiti da ghiaie poligeniche ed eterometriche, brune o giallastre a clasti prevalentemente arrotondati di diametro da 2 a 30 cm, con matrice argilloso-sabbiosa scarsa, alternate a rari sottili livelli di sabbie argillose rossastre; sabbie ciottolose a supporto di matrice argilloso-terrosa, in assetto massivo o leggermente stratoide, e limi di colore bruno o grigiastro a stratificazione

poco evidente (Fig. 67). La composizione dei clasti, relativamente omogenea, è rappresentata da tutti i litotipi del basamento metamorfico e/o delle coperture sedimentarie; la colorazione bruna o rossastra è determinata dalla presenza di ossidi e idrossidi di ferro, che formano patine sui clasti o si “spalmano” in sottili lamine. Le tessiture variano da prevalentemente ghiaiose a sabbioso-ghiaiose a sabbiose. Lungo i corsi d’acqua minori la natura dei ciottoli è funzione delle rocce affioranti nei paleo-bacini.

Lo spessore, generalmente da qualche decimetro a 1 m, raggiunge la potenza massima di 5 m a valle della piana fluviale attuale del T. Mela, ove a causa della forte incisione del torrente il deposito alluvionale terrazzato rimane sospeso sulle sponde del corso d’acqua.

I depositi alluvionali terrazzati sono ubicati ad altezze diverse sugli attuali alvei dell’intera rete idrografica, sono debolmente inclinati verso valle, e disposti in più ordini, lungo i settori di confluenza delle aste tributarie dei corsi principali. Sono stati riconosciuti sei ordini di deposito e/o spianate (b_{n1-6}), numerati da quello altimetricamente più alto e antico (b_{n6}), al più basso e recente (b_{n1}). Questo dato è coerente con quanto riconosciuto nel limitrofo Foglio “Messina-Reggio di Calabria”, tuttavia il diverso assetto morfo-tettonico tra versante tirrenico e ionico dello spartiacque della dorsale peloritana e la mancanza di precisi riferimenti cronologici non consente correlazioni certe tra i depositi e le superfici presenti lungo le due sponde, né tra quelle presenti nelle varie aree del Foglio “Barcellona P.G.”. Fa eccezione l’area alluvionale sottesa dai bacini dei torrenti Muto e Floripotema-Corriolo, dove i sei ordini di terrazzamento sono in continui-



Fig. 67 – Deposito alluvionale terrazzato (b_{n2}) ricoperto da limi e terre rosse. Loc.: in sinistra del T. Longano, lungo la strada provinciale tra Barcellona P.G. e Castoreale.

tà altimetrica e si seguono con buon grado di attendibilità.

La genesi delle superfici terrazzate più alte (b_{n6}) è dubbia, essendo rappresentate da forme subpianeggianti sospese, ubicate rispetto a b_{n5} mediamente 70-100 m più in alto, e sono riconducibili a spianate denudazionali che si attestano sui 550 m circa di quota: a un generico ordine b_n vengono attribuite tutte quelle superfici terrazzate che si pongono ad una quota superiore a quest'ultima, o alle quali non è possibile attribuire un determinato numero d'ordine.

Vengono di seguito fornite le quote delle superfici terrazzate che caratterizzano i differenti contesti morfo-strutturali dei fogli, procedendo dal settore occidentale a quello orientale:

Horst di Tindari: tra Mongiove e Basicò le diverse superfici terrazzate risultano svincolate dalla rete idrografica attuale, essendo localizzate in un'area di alto strutturale che testimonia il continuo ringiovanimento della dorsale peloritana, in risposta al sollevamento regionale in età pleistocenica. Costituiscono lembi isolati, più o meno estesi, distribuiti tra quota 540 (C.da Conche, a nord di M. Quattrofinaite) e 50 m (nei pressi di Case Nuove Malluzzo, a sud di Mongiove) non correlabili per l'estrema complicazione strutturale dell'area. In mancanza di precisi elementi cronologici e di correlazione, a queste superfici pianeggianti non è stato attribuito il relativo numero d'ordine e sono stati indicati tutti con generica sigla b_n . Gli esigui depositi sottesi da queste superfici, prevalentemente ghiaiosi in matrice sabbiosa-limosa, insistono sulle metamorfite dell'Unità del Mela, del flysch di Capo d'Orlando e sulle argille scagliose ASI.

Valli dei torrenti Faillazza, Mazzarrà e Brandino-S. Giacomo: nonostante la scarsità di affioramenti e la frammentazione dei medesimi determinata dal fitto reticolo di faglie presenti, in quest'area vengono riconosciuti cinque ordini di terrazzamento, modellati su vari termini del substrato (formazioni PCT, CFL, ASI, COD) e del basamento (PMA):

- Nella bassa valle del T. Faillazza, tra Falcone e Furnari, vengono riferite a b_{n1} le alluvioni che costituiscono i tre terrazzi di quota 20 m, di 42-35 m e di 48-40 m.

- In sinistra idrografica del T. Mazzarrà il terrazzo b_{n1} costituisce il placcone isolato di q. 85 m; a b_{n2} vengono assegnati i tre terrazzi di q. 110-100 m. In destra del medesimo torrente b_{n1} costituisce il placcone isolato di q. 50 m, a b_{n2} vengono riferiti la serie di terrazzamenti di località Nazionale Sulleria distribuiti tra q. 130 e 80 m. A b_{n3} viene dubitativamente attribuito il terrazzo di q. 300 m, su cui insiste la frazione abitata di Padre Giuseppe.

- Lungo la valle del T. Brandino, in sinistra idrografica, il deposito alluvionale b_{n2} costituisce il terrazzo di q. 230-210 m; a b_{n3} è assegnato quello di q. 250 ad est di Mazzarrà S. Andrea.

- Lungo l'alto corso del Torrente S. Giacomo (a nord dell'abitato di S. Marco) vengono attribuiti a b_{n4} e b_{n5} i due terrazzamenti di q. 400-390 m e di 490 m, rispettivamente.

Valli dei torrenti Ruzzolino, Patrì, Termini e Longano: nell'area sottesa da

questi corsi fluviali sono stati riconosciuti sei ordini di terrazzamento:

- A valle del T. Patrì, in destra idrografica i terrazzamenti \mathbf{b}_{n1} si pongono a q. 110-100 m, e a q. 180 m e 210 m rispettivamente \mathbf{b}_{n2} e \mathbf{b}_{n3} .
- Lungo l'alto corso del T. Longano \mathbf{b}_{n1} costituisce il limitato lembo di q. 200-190 m, mentre \mathbf{b}_{n2} si colloca a q. 210-200 m.
- In sinistra del T. Longano il deposito \mathbf{b}_{n2} è localizzato a q. 130-125 m, mentre in destra sono presenti i terrazzamenti di \mathbf{b}_{n2} (q. 200-180 m, terrazzo di S. Paolo), \mathbf{b}_{n3} (q. 280 e q. 260 m), \mathbf{b}_{n4} (q. 270-250 m), e \mathbf{b}_{n5} (due lembi a q. 400 e 380 m in prossimità di Casa Portovecchio, a sud di Cannistra). Lungo il versante orientale di Monte S. Croce e quello meridionale di Pizzo Scoglio, vengono riferite a \mathbf{b}_{n6} le superfici pianeggianti distribuite tra q. 600 e 500 m, caratterizzate da un esiguo deposito ghiaioso in matrice limosa, di probabile origine eluviale, modellati esclusivamente sui terreni metamorfici PMA e MLE.

Valli dei torrenti Mela, Floripotema e Muto: i depositi terrazzati presenti in quest'area sono distribuiti principalmente a ridosso delle scarpate di faglia normali a gradinata orientate mediamente ENE-OSO del sistema trastensivo destro NO-SE, e quello sub-meridiano che controllano la depressione di S. Filippo del Mela-Gualtieri Sicaminò. In questo settore sono stati riconosciuti cinque ordini di terrazzamento modellati prevalentemente sui terreni di copertura, fino ad estendersi sui Trubi (TRB) e sulla litofacies argillosa (ROE_a) medio-pleistocenica della formazione di Rometta:

- In sinistra idrografica del medio corso del T. Mela i depositi terrazzati sono dislocati a q. 190 m (\mathbf{b}_{n1}) e a q. 230 (\mathbf{b}_{n2}); in destra idrografica a \mathbf{b}_{n1} sono riferiti una serie di terrazzamenti distribuiti tra q. 150 e 100 m, e a \mathbf{b}_{n2} quello di q. 170-165 m.
- Lungo il T. Floripotema, in sinistra idrografica, viene assegnato a \mathbf{b}_{n1} l'ampio terrazzo di S. Cataldo (q. 150-130 m); in destra idrografica a \mathbf{b}_{n1} sono attribuiti i terrazzamenti di S. Giovanni (q. 100-80 m) e quello di Santa Maria (q. 190-150 m). I successivi ordini sono dislocati rispettivamente a q. 200 m (\mathbf{b}_{n2}) e a q. 300 m (\mathbf{b}_{n3}).
- Lungo il corso del T. Muto le alluvioni terrazzate costituiscono placconi isolati distribuiti a quota: 40-35 m (\mathbf{b}_{n1} , modellato sulle argille ROE_a), 45-40 m (\mathbf{b}_{n2} , modellato sulle argille ROE_a), 70-60 m (\mathbf{b}_{n3}), 200-195 m (\mathbf{b}_{n4}), 335-320 m (\mathbf{b}_{n5} , terrazzo di Monte S. Cono, modellato sui Trubi).

L'età dei depositi alluvionali terrazzati è Pleistocene medio-superiore.

9. - DEPOSITI CONTINENTALI E TRANSIZIONALI OLOCENICI

9.1. - DEPOSITI ALLUVIONALI RECENTI E DEPOSITI DI PIANA LITORALE (\mathbf{b}_b)

L'unità è costituita da sabbie ghiaiose, ghiaie e limi sabbiosi, distribuiti a varie quote lungo le valli torrentizie, talora terrazzati (\mathbf{b}_b). La componente ruditica è rappresentata da ciottoli poligenici, prevalentemente cristallini,



Fig. 68 - Alternanza di livelli ghiaiosi con clasti a disposizione embriicata, e livelli limoso-sabbiosi a stratificazione poco evidente. Loc.: Torrente S. Nicola, alta valle del T. Brandino, ad est di Mazzarrà S. Andrea.



Fig. 69 - Conoidi alluvionali reincise. Loc.: Torrente S. Nicola, alta valle del T. Brandino, ad est di Mazzarrà S. Andrea.

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 embriicata, mentre nei livelli limoso-sabbiosi la stratificazione è poco evidente (Fig. 68). Questi depositi si trovano al di sopra dell'alveo attuale ad un'altezza media di 3 m (tra una massima di 6 m e la minima di 1 m), sono fissati da vegetazione arbustiva o sono coltivati ad agrumeti; solo eccezionalmente possono essere rielaborati da piene torrentizie. Sovente si interdigitano ai corpi detritici posti alla base delle pareti rocciose, in altri casi si sovrappongono ai sedimenti alluvionali dei corsi tributari minori, da questi reincise e ormai sospese rispetto all'alveo attuale (Fig. 69).

Nel tratto terminale delle valli tali depositi si collegano, gradualmente e con limite sfumato, a quelli delle piane alluvionali attuali (Fig. 70). Alcune di queste sono molto ampie e, oltre ad essere sede di espansione urbanistica o di insediamenti industriali, rappresentano aree di interesse idrogeologico.



Fig. 70 – Deposito di conoide alluvionale in sinistra della F.ra di S. Venera che si raccorda a quello dell'alveo attuale.

L'ampiezza della piana alluvionale varia notevolmente da est ad ovest: mediamente 1 km tra S. Pier Marina e Stazione di S. Filippo-S. Lucia (Riviera di Levante della Penisola di Milazzo), 8 km tra Milazzo e Barcellona P.G. (Riviera di Ponente della Penisola di Milazzo), circa 500 m nei pressi di Stazione di Oliveri, si azzerava sotto il costone roccioso di Capo Tindari; è mal definibile in prossimità dei numerosi centri abitati posti lungo tutta la fascia litorale. L'eccessiva urbanizzazione, nonché gli insediamenti turistici ed industriali non hanno permesso il riconoscimento di forme terrazzate ascrivibili a livelli del

mare più alti dell'attuale, pertanto l'intera fascia litorale è stata riferita a fasi progradazionali del tardo Olocene. Ove la fascia litorale si riduce e/o si annulla, a ridosso si sviluppa una "falesia" frastagliata alta fino a 75 m a Punta del Tono (Penisola di Milazzo) e tra 50 e 100 m a Capo Tindari, il cui decorso, per ampi tratti rettilineo, ricalca l'andamento delle faglie bordiere.

Spessore fino a 5 m lungo i principali corsi torrentizi, indeterminabile nella piana litorale. In sottosuolo lo spessore è estremamente variabile (v. Cap. Geologia Applicata).

L'età dei depositi è Olocene.

9.2. - DEPOSITI ALLUVIONALI ATTUALI (**b_a**)

Costituiscono il deposito, sovente di notevole spessore, degli alvei attuali delle maggiori fiumare presenti nell'area del Foglio "Barcellona P.G." (Fig. 71).

Trattasi di ghiaie eterometriche di dimensione fino a grossi blocchi e poligeniche, caratterizzate da prevalenti clasti metamorfici di vario grado, bene appiattiti e arrotondati, e sedimentari a spigoli vivi, in continua elaborazione ed evoluzione da parte dei processi fluviali, in particolare durante gli eventi alluvionali più intensi (Fig. 72). Lungo anse abbandonate sono presenti sabbie limose giallastre debolmente ghiaiose. Su questi depositi non sono presenti insediamenti e coltivazioni, ad eccezione di quella arbustiva.



Fig. 71 – Deposito alluvionale attuale (**b_a**) lungo la Fra di Tripi.



Fig. 72 – Depositi alluvionali attuali (b_d), in continua elaborazione ed evoluzione da parte dei processi fluviali, lungo la Fra di Fantina.



Fig. 73 – Lungo il T. Raiù, affluente di sinistra del T. Fantina, i depositi alluvionali sono caratterizzati da materiale non selezionato costituito da grossi blocchi subspigolosi immersi in limi sabbiosi.



Fig. 74 – Lungo il T. Raiù, affluente di sinistra del T. Fantina, i depositi generati dall'alluvione del dicembre 1972 hanno superato di vari metri gli argini del torrente.

In taluni casi il deposito è caratterizzato da enormi blocchi immersi in una massa sabbioso-limosa, che testimonia eventi deposizionali massivi ed improvvisi (Fig. 73).

I fenomeni alluvionali nell'area si presentano intensi, e in concomitanza di notevoli eventi meteorici hanno generato talvolta depositi che si sono sovrapposti agli stessi argini del torrente (Fig. 74).

L'unità si sovrappone con contatto erosivo alle varie unità di basamento e alle coperture sia marine che continentali (alluvioni recenti – b_b , e alluvioni terrazzate – b_n); in alcuni tratti vallivi i limiti tra i depositi b_a e b_b , non sono chiaramente definibili.

Lo spessore del deposito, generalmente di pochi metri, nei greti delle principali aste torrentizie può superare i 10 m.

9.3. - COLTRE ELUVIO-COLLUVIALE (b_2)

Materiale detritico incoerente derivante dal disfacimento *in situ* di rocce cristalline e sedimentarie, costituito da limi, ghiaie e sabbie a supporto di matrice terroso-argillosa, e da terre rosse di alterazione. La frazione ghiaiosa è rappresentata da clasti di diametro tra 1 e 10 cm, da spigolosi a subarrotondati, la composizione è funzione del substrato su cui insiste il deposito. Sono più frequenti sui terreni privi di vegetazione o dove è stata operata un'intensa azione di disboscamento.

Spessore da qualche decimetro al metro.

9.4. - DEPOSITO DI VERSANTE (a)

È diffuso in tutto il territorio dei fogli esaminati e in particolare lungo i versanti dei corsi d'acqua impostati su direttrici tettoniche (Fig. 75). Gli affioramenti più estesi sono quelli localizzati tra S. Basilio e Novara di Sicilia, tra Basicò e Montalbano Elicona, e lungo l'alto corso della F.ra Dinarini tra Pizzo Mualio e M. Cavallo (a nord di Mandanici). Sono stati cartografati soltanto gli accumuli con spessore stimato superiore a 2 m, e/o quelli rappresentabili alla scala della carta; tuttavia coltri detritiche di minore spessore ed estensione ricoprono quasi ubiquitariamente l'area dei fogli, specialmente quei versanti resi brulli dagli incendi.



Fig. 75 – Deposito di versante lungo la faglia di Tindari in località Casale (frazione di Tripi).

Il deposito è costituito da materiale eterometrico, spesso a grossi blocchi, spigoloso, non cementato o in matrice argillosa e/o metaclastica, accumulato caoticamente, essenzialmente per gravità, alla base di versanti più o meno acclivi, o legato a processi di alterazione esogena di particolare significato. La composizione dei clasti è in relazione alle litologie dei versanti che questi fenomeni di instabilità hanno coinvolto. Gli accumuli sulle pendici a media-alta quota sono quelli più diffusi, sono molto instabili e generalmente hanno spessori più ridotti, quelli alla base dei versanti sono costituiti da masse più voluminose e vengono periodicamente asportate in occasione di eventi alluvionali particolarmente intensi.

In prossimità di incisioni vallive i depositi hanno localmente spessori consistenti e assetto stratoide, con cliniformi immergenti di parecchi gradi; ciò comporta condizioni di instabilità potenziale, che possono dar luogo a movimenti di massa specialmente in condizioni di saturazione idrica. Più facilmente essi sono soggetti a processi di erosione, talora accentuati, con rimobilizzazione di materiale lungo i versanti. Talora, 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.

Ingenti corpi di deposito di versante a grossi blocchi sono quelli che cingono il versante nord-occidentale di M. Bammina, il versante orientale di Monte S. Croce, e il settore nord-orientale del paese di Novara di Sicilia, lungo il T. San Giorgio. Il materiale è rappresentato da blocchi di svariati metri cubi delle formazioni: calcareniti di Floresta, flysch di Capo d'Orlando, conglomerato rosso e dai calcari titonici della formazione di Rocca Novara.

Lo spessore della coltre detritica, variabile tra 2 e 10 m, nella valle della F. Fra Dinarini, raggiunge la potenza massima di 30 m.

9.5. – DEPOSITO DI SPIAGGIA E DEI CORDONI LITORALI ATTUALI (g₂)

Unità litostratigrafica costituita da ghiaie a clasti mineralici di quarzo e da litici metamorfici di medio-alto grado, arrotondati, di diametro variabile da 1 a 10 cm. Nell'area del Porto di Tindari (Riserva Naturale "Laghetto di Marinello"), sabbie quarzose fini e ben cernite di colore giallastro costituiscono cordoni mobili di estensione variabile, che nell'area di retro-spiaggia fanno transizione a depositi palustri, caratterizzati da limi e silt (v. Appendice 3).

L'ampiezza delle spiagge varia da luogo a luogo e può subire modificazioni nell'arco di una sola stagione; l'azione delle correnti lungo costa e del moto ondososo impedisce la permanenza della frazione sabbiosa e/o limosa eventualmente trasportata dai fiumi in fase di piena.

Generalmente si osserva un sostanziale ritiro delle spiagge, imputabile anche agli sconsiderati interventi di cementificazione dei corsi d'acqua e a tutte quelle opere che riducono l'apporto solido delle fiumare verso la costa.

L'età dei depositi è Olocene-Attuale.

9.6. – DEPOSITO DI FRANA (**a₁**)

I fenomeni franosi dell'area del Foglio interessano meno dell'1% dell'intero territorio, con una distribuzione non uniforme; una maggiore frequenza di essi si ha nella zona sud-occidentale tra Novara di Sicilia e Montalbano Elicona.

Trattasi di accumuli gravitativi caotici di materiale eterogeneo ed eterometrico, localmente a grossi blocchi, in matrice da argillosa a sabbiosa, se in terreni sedimentari, ad argillitica e/o metaclastica se in terreni cristallini, in atto, a luoghi stabilizzati o senza indizi di evoluzione.

Le litologie maggiormente interessate sono:

- le argille scagliose ASI;
- l'alternanza pelitico-arenacea (litofacies COD_b) e i conglomerati (litofacies COD_c) del flysch di Capo d'Orlando);
- marginalmente le calcareniti di Floresta (CFL), e le filladi e metareniti di varie unità di basso grado.

Frane, smottamenti e dissesti vari presentano tutte quelle zone ove affiorano le argille scagliose ASI, a prescindere dalle fasce altitudinali. Molto spesso si tratta di smottamenti dovuti ad una plasticità diffusa delle ASI che interessa uno spessore di pochi metri, producendo una serie di deformazioni superficiali (Fig. 76), ma talora si innescano imponenti fenomeni di dissesto (Fig. 77).

Alle quote maggiori, dove affiorano litologie più resistenti all'azione di degrado di natura fisica (metamorfiti di medio-alto grado con assenza di superfici di alterazione), i fenomeni franosi sono scarsamente presenti.

Nel Foglio sono stati cartografati i corpi di frana (**a₁**) sia senza indizi di evoluzione e/o stabilizzate, sia con evidenze di movimento negli ultimi cicli stagionali o che si riattivano per le stesse cause che le hanno innescate. Le tipologie di movimento, non differenziate in campo carta geologica, sono di vario tipo (*sensu* VARNES, 1978 in CARRARA *et alii*, 1983), ma la prevalenza è rappresentata da "scorrimenti rotazionali", spesso caratterizzati da superfici di scivolamento profonde che coinvolgono, oltre la coltre detritica superficiale, anche parte del substrato con scadenti caratteristiche geomeccaniche. Altra importante tipologia ben rappresentata nell'area in esame è data da "colamenti di terra e di detrito" che interessano le coperture di alterazione per i primi metri dal piano di campagna. L'associazione delle due predette tipologie dà origine in qualche caso a "frane complesse", soprattutto su litologie parzialmente o totalmente pelitiche. Un imponente esempio di frana complessa (Fig. 78) è quella che si sviluppa sul versante nord-orientale di Monti Ritagli di Lecca (Foglio "Taormina") la cui nicchia di distacco è localizzata sulle calcareniti di Floresta (CFL). Il dissesto interessa le argille ASI e le metamorfiti di S. Marco (ESM), in contatto peraglia orientata N-S.



Fig. 76 – Fenomeni di smottamento diffuso nelle argille scagliose (ASI) all'interno del graben di Case Migliardo a sud-est di Monte S. Croce.



Fig. 77 – Frane attive nelle argille scagliose ASI nei pressi di M. Olivetta ad est di Novara di Sicilia.

“Frane di crollo” sono presenti sugli affioramenti di formazioni prevalentemente lapidee, quali i conglomerati o le arenarie del flysch di Capo d’Orlando e le calcareniti di Floresta. Uno spettacolare esempio di frana di crollo è quello rappresentato dai blocchi megalitici (di svariati m³) che cingono la base dell’affioramento di calcareniti di Floresta in località Castello di Margi (v. Fig. 50) nel territorio comunale di Milici.



Fig. 78 – Frana complessa sul versante nord-orientale di Monti Ritagli di Lecca (Foglio “Taormina”). Il dissesto si sviluppa lungo la fiamara a nord-ovest di Fondachelli-Fantina.

PROGETTO
CARG

V – TETTONICA

1. - PREMESSA

Nei fogli “Barcellona P.G.-Milazzo” è compresa una buona parte della catena dei Monti Peloritani, che caratterizza l’estremità nord-orientale della Sicilia. Essa ricade nella terminazione meridionale dell’Arco Calabro-Peloritano (ACP), che costituisce un segmento dell’intero orogene appenninico-maghrebide, che dall’Appennino meridionale si estende alla Sicilia fino a raggiungere il Nord Africa.

Nel segmento orogenico affiorante nella Sicilia orientale è possibile riconoscere la sovrapposizione di un dominio strutturale Kabilo-Calabride, originatosi a partire dall’Eocene superiore e caratterizzato da falde di basamento con resti delle loro coperture meso-cenozoiche, al disopra di un sistema a *thrust* pellicolare rappresentato dalla Catena Appenninico-Maghrebide (CAM), prodotta dalla deformazione dei bacini alpino-tetideo e ionico ad iniziare dal Miocene inferiore. La CAM risulta a sua volta sovrascorsa al disopra di un sistema a *thrust* profondo, più o meno radicato, generato dalla deformazione post-tortoniana del margine interno dell’Avampaese africano, denominato Sistema Siculo-Pelagiano (FINETTI *et alii*, 2005).

L’area in esame ha subito numerose fasi deformative, che si sono sovrapposte, creando delle strutture complesse, generate da una tettonica polifasica. Pertanto, al fine di descrivere le caratteristiche strutturali e ricostruire la prolungata e complicata evoluzione tettonica di quest’area, è necessario separare le varie strutture relative alle diverse fasi tettoniche che si sono succedute durante la costruzione dell’edificio. Infatti le fasi più antiche sono da ricondurre al Paleozoico, mentre per quelle riferite ad una generica tettonica “alpina” è necessario precisare se si tratta di quella “eoalpina” (di età cretacico-eocenica), ovvero di quella di età paleogenico-miocenica inferiore (“fase balearica”), coeva cioè alla rotazione

del Blocco Sardo-Corso. Quest'ultima ha prodotto un orogene Africa-vergente in Sicilia e Apulo-vergente in Appennino. Alle strutture relative a questa fase si sono sovrainposte quelle collisionali ascrivibili al Miocene medio-superiore e al Plio-Pleistocene e che rientrano in una "fase tirrenica" (FINETTI *et alii*, 1996, LENTINI *et alii*, 2000), fortemente condizionate dall'apertura del Bacino Tirrenico.

Le strutture di età paleozoica sono state descritte nel Capitolo Stratigrafia contestualmente alla trattazione delle unità di basamento. Per quanto concerne la fase eo-alpina, nell'area dei fogli in esame non si hanno evidenze certe di unità tettoniche riferibili a tale fase. Queste sono presenti invece nella Calabria settentrionale e limitate a sporadici lembi riconosciuti dalle linee sismiche del Progetto CROP nelle aree sommerse tra la Sicilia e la Sardegna (FINETTI *et alii*, 2005). Le successioni flyschoidi e i contatti di sovrascorrimento principale delle varie falde di basamento registrano deformazioni di età non più antica dell'Eocene superiore. Le deformazioni dovute alla "fase balearica", di età oligo-miocenica, sono responsabili della chiusura più o meno totale del Bacino della Tetide alpina e della conseguente collisione della crosta europea con quella panormide (FINETTI *et alii*, 2005, LENTINI *et alii*, 2006); quelle strutture, originate dalla "fase tirrenica", interessano maggiormente le unità appenninico-maghrebidi, ma ovviamente si sovrappongono a quelle più antiche.

Sebbene l'assetto geologico e i rapporti tra le differenti successioni affioranti si siano delineati durante tutta la storia deformativa polifasica dell'area, l'attuale configurazione regionale e in particolare l'assetto morfologico sono stati disegnati in prevalenza dalle strutture più recenti che controllano le linee di costa e l'evoluzione morfologica. Il primo aspetto è fondamentale per la ricostruzione dell'evoluzione tettonica complessiva dell'area, il secondo risulta di particolare interesse dal punto di vista della dinamica geomorfologica e della pericolosità sismica.

Considerato che l'edificio peloritano è caratterizzato da falde di basamento, separate da contatti di sovrascorrimento principali, cui si associano strutture minori, spesso dovute a fenomeni di *breaching*, si è ritenuto opportuno distinguere in carta i contatti sulla base del loro significato tettonico, che si riflette anche in una netta distinzione delle geometrie delle strutture stesse. Pertanto sono stati segnalati come **sovrascorrimenti principali** i contatti di ricoprimento tettonico, corrispondenti a superfici di *thrust* con geometria *flat*, estese arealmente decine di chilometri, lungo le quali si è realizzata una notevole entità di raccorciamento, generalmente tra falde cristalline a differente grado metamorfico, meglio ancora se marcate da resti di originarie coperture sedimentarie, che mostrino sostanziali e improvvise variazioni di facies. Tali strutture sono relative alle fasi precoci di deformazione, generalmente eo-oligoceniche, durante le quali si sono verificati fenomeni di delaminazione di ciò che viene ritenuto da molti Autori il margine europeo.

L'età dei ricoprimenti è variabile in funzione della polarità orogenica, con generale ringiovanimento degli eventi della prima deformazione verso le aree

esterne. Nella Catena Kabilo-Calabride le unità cristalline sono costituite da falde di basamento, il cui metamorfismo è complessivamente ascrivibile a fasi pre-varisiche e varisiche, mentre i ricoprimenti fra le varie falde datano a partire dall'Eocene terminale; sono cioè imputabili alle prime fasi baleariche, legate alla rotazione del Blocco Sardo-Corso e all'apertura del Bacino Balearico. Verso le aree esterne, ben al di fuori dei Fogli esaminati, le fasi tettoniche, responsabili della strutturazione della Catena Appenninico-Maghrebide, risalgono al Miocene inferiore e medio, fino a raggiungere il Pliocene-Pleistocene nell'estremo fronte dell'edificio maghrebide ed interessare il margine dell'avampese, il Sistema Siculo-Pelagiano, in contemporanea con l'apertura del Bacino Tirrenico (LENTINI *et alii*, 2006).

La datazione dei vari ricoprimenti è generalmente basata sul riconoscimento dei terreni più recenti coinvolti dalle strutture e dall'età dei livelli basali delle coperture terrigene discordanti. Nell'edificio kabilo-calabride si deve fare ricorso ai resti delle originarie coperture sedimentarie meso-cenozoiche; queste tuttavia vengono a mancare nelle unità dell'Aspromonte e del Mela e l'unico dato è offerto dall'età dei livelli basali del flysch di Capo d'Orlando, ascrivibili all'Oligocene superiore, che post-datano i ricoprimenti.

Nell'assetto attuale i contatti di sovrascorrimento principale non sempre conservano la loro giacitura originaria, ma risultano ripiegati e dislocati da strutture compressive più recenti che mostrano marcate geometrie a rampa. A questa categoria di strutture, definite **sovrascorrimenti secondari**, per similitudine geometrica, sono state assegnate anche le superfici di accavallamento tra scaglie embriciate all'interno di una medesima unità tettonica. Queste si riconoscono in quanto consistono in superfici comprese tra due contatti di ricoprimento; sono prive di radicamento in profondità e individuano strutture con tipica geometria a *duplex*. Nella maggior parte dei casi i sovrascorrimenti secondari indicano strutture che dislocano quelli principali (Fig. 79). Esse sono relative alle diverse fasi di embriciatura di tratti dell'edificio orogenico già strutturato. Il radicamento in profondità di dette strutture è prevedibile in base alla loro età. Infatti con l'accrescimento del cuneo delle unità alloctone l'attività lungo i *thrust* si è progressivamente spostata verso *flat* posti a profondità sempre più elevata, in relazione all'ispessimento del cuneo stesso. Di conseguenza con il tempo le rampe si sono originate come tagli divergenti da zone di taglio sub-orizzontali sempre più profonde. Cinematicamente e geometricamente le rampe vanno riferite alle superfici di *flat* di primo ordine, attive al momento della loro formazione. In altre parole i sovrascorrimenti relativi alle fasi di embriciatura (*breaching*) delle falde cristalline già strutturate, di età oligo-miocenica, contemporanee alla deposizione del conglomerato rosso e del flysch di Capo d'Orlando, si sono originati quando era ancora attiva la superficie di *thrust*, che mette a contatto l'edificio kabilo-calabride su quello maghrebide e ad essa si connettono geometricamente. Tali superfici sono oggi totalmente prive di radice crostale e si trovano traslate in posizione alloctona solidalmente con l'edificio che esse ritagliano.



Fig. 79 – Sovrascorrimento secondario delle metamorfiti dell'Unità di Piraino (FIP) sugli gneiss (PMA_b) dell'Unità dell'Aspromonte. L'insieme è ribassato da una faglia distensiva orientata NO-SE. Loc.: a nord-est di Mandanici.

Il *breaching* dell'orogene ha avuto anche una fase di antivergenza di età burdigaliana, cui si attribuisce la messa in posto dell'Unità Tettonica Antisicilide, di entità tale da produrre veri e propri ricoprimenti.

La tettonica di *breaching* medio-miocenica coincide con l'inizio delle fasi collisionali tra la crosta europea e la crosta continentale panormide (LENTINI & CARBONE, 2008). Quest'ultima ha subito uno scollamento delle coperture sedimentarie, prevalentemente di piattaforma carbonatica (Unità Panormide), che si trovano oggi in ricoprimento tettonico sulle successioni bacinali (unità imeresi, sicane e di M. Judica), originariamente ubicate in un braccio del paleobacino ionico, compreso tra la piattaforma panormide e le "piattaforme" dell'avampaese africano. L'esistenza di tale braccio è testimoniata da uno *slab* di crosta oceanica ionica riconosciuto dalle linee CROP lungo il margine tirrenico siciliano, più o meno consumato al disotto della crosta panormide (FINETTI *et alii*, 2005; LENTINI *et alii*, 2006).

L'insieme delle unità appenninico-maghrebidi, anche quelle interne, che nella "fase balearica" avevano ricoperto estesamente le successioni carbonatiche panormidi, ricoprono le successioni bacinali paleo ioniche (Ionidi), per raggiungere successivamente, durante la "fase tirrenica" le successioni carbonatiche esterne. Queste ultime infine vanno a costituire il Sistema a *Thrust* Esterno, ovvero Sistema Siculo-Pelagiano in Sicilia, a loro volta originatesi a spese del vecchio margine

dell'avampaese africano, a partire dal Tortoniano e cioè in concomitanza con la fase di apertura del Tirreno.

L'edificio Kabilo-Calabride, costruito durante le fasi orogenetiche paleogene, poggia sulle unità appenninico-maghrebidi ed in particolare sull'Unità di Monte Soro e sulle Argille Scagliose *s.l.* di età Cretacico-Eocene. Tenuto conto che il ricoprimento non è certamente eocenico, l'assenza di terreni cenozoici al contatto viene interpretato come l'azione combinata dello scollamento di tali orizzonti e dell'erosione del fronte. Solamente sulla costa ionica è possibile ricostruire un originario cuneo di materiale clastico di età oligocenica (formazione di Piedimonte) parzialmente scollato e embriciato, che permette la datazione delle prime fasi tettoniche responsabili dell'accavallamento della Catena Kabilo-Calabride sulla Catena Appenninico-Maghrebide. Questo, tuttavia, sembra essere sostanzialmente completato nel Burdigaliano superiore, quando cioè si verifica l'esteso ricoprimento retroergente di unità maghebidi (Unità Antisicilide) e si registra la deposizione delle calcareniti di Floresta.

L'edificio peloritano, una volta sovrapposto al tetto della Catena Appenninico-Maghrebide, viene coinvolto passivamente dalle deformazioni di quest'ultima a partire dal Miocene inferiore-medio.

Dal Serravalliano in poi esso viene interessato dalla tettonica distensiva legata all'apertura tirrenica, che si manifesta, nelle aree peri-tirreniche, in una marcata inversione delle direzioni di trasporto del materiale clastico da sud verso nord. Le successioni del Miocene medio-superiore riempiono depocentri originatisi durante energiche fasi di "stiramento" connesse ad un generale regime trastensivo, coincidente con l'attivazione delle strutture trascorrenti peri-tirreniche (LENTINI *et alii*, 1995a, 1995b).

Durante il Pliocene e il Quaternario l'apertura tirrenica si è espressa con lo sviluppo di un sistema trastensivo destro orientato NO-SE (Sistema Sud-Tirrenico, LENTINI *et alii*, 1995b; FINETTI & DEL BEN, 1986), e con faglie *en échelon*, che rappresenta la risposta superficiale alle condizioni di stato collisionale del settore tirrenico siciliano, cui si contrappone ad est la subduzione in atto della crosta ionica al disotto dell'ACP. Il quadro strutturale odierno si presenta complesso, in esso però risultano compatibili i sistemi trastensivi sinistri orientati NE-SO, quelli distensivi orientati N-S e E-O e le strutture compressive con vergenza meridionale.

Il Sistema Sud-Tirrenico non è limitato all'*offshore* del basso Tirreno, ma è ben sviluppato anche in tutto l'entroterra siciliano sia nei settori occidentali che nelle aree orientali. Ad esso si associano anche torsioni degli assi di pieghe in senso orario, come nel caso della sinclinale di Nicosia (Foglio omonimo). All'interno dell'area in esame alcuni sistemi, come quello di Tindari (v. oltre), sembrano rappresentare elementi crostali di notevole importanza, perché marcherebbero il limite tra il settore collisionale da quello della subduzione ionica al disotto dell'ACP. È probabile comunque che in superficie tali elementi di prim'ordine si disperdano in strutture minori, che vanno interpretate (v. oltre).

Di seguito vengono analizzate le strutture tettoniche pellicolari ascrivibili alla

“fase balearica” e quelle legate alla “fase tirrenica” e in particolare alle strutture neotettoniche presenti nei due fogli.

2. - STRUTTURE TETTONICHE “PELLICOLARI” PALEOGENICO-MIOCENICHE (FASE BALEARICA)

La Catena Kabilo-Calabride deriva dalla delaminazione, a partire dall'Eocene superiore, di un originario basamento proterozoico e paleozoico; su quest'ultimo si erano deposte coperture meso-cenozoiche. La posizione strutturale delle falde è tale che i termini più alti sono quelli che presentano grado metamorfico più elevato, pertanto l'edificio a falde presenta inferiormente un complesso metamorfico di basso grado (Unità di Capo S. Andrea, di Longi-Taormina, S. Marco d'Alunzio, e di Fondachelli) con coperture sedimentarie mesozoico-terziarie più o meno lacunose; esse sono databili a partire dal Lias inferiore e sono condensate negli intervalli del Giurassico medio e superiore, ma si possono presentare con piattaforme carbonatiche giurassiche, tardivamente annegate nel Cretacico (v. formazione di Rocca Novara). Al disopra giacciono in ricoprimento comunemente metamorfiti di grado da basso fino a medio (Unità di Piraino e di Mandanici), con resti di originarie coperture sedimentarie meso-cenozoiche, che iniziano con un evaporitico triassico, a loro volta ricoperte da metamorfiti di medio grado (Unità del Mela) e di medio-alto grado (Unità dell'Aspromonte), prive di coperture sedimentarie. L'analisi di facies di queste coperture è di fondamentale importanza per definire l'entità dei sovrascorrimenti principali e spesso il confronto e le correlazioni hanno indicato che si è in presenza di notevoli rigetti orizzontali tra le varie unità tettoniche. Inoltre la presenza di questi intervalli sedimentari indica che i basamenti metamorfici erano esposti alla sedimentazione già dal Triassico o dal Lias inferiore. Infine la strutturazione in falde di ricoprimento è avvenuta principalmente dopo la deposizione degli intervalli terrigeni più recenti coinvolti nella deformazione a partire dal passaggio Eocene-Oligocene. Per esempio il Flysch di Frazzanò, al tetto della successione di Taormina, rappresenta il deposito flyschoidale che precede ovvero è contemporaneo all'arrivo della soprastante falda di ricoprimento, che a sua volta precede la sedimentazione dei livelli basali del flysch di Capo d'Orlando. Analogo significato sembra avere il conglomerato rosso dell'Unità tettonica di Novara, che però avrebbe avuto una posizione ancora più interna.

Non sempre tuttavia nella pila delle falde di basamento la successione sopra descritta viene rispettata, tanto che l'Unità dell'Aspromonte può sovrapporsi alle metamorfiti dell'Unità di Piraino, senza l'interposizione dell'Unità del Mela, ma anche direttamente all'Unità di Fondachelli (v. versante nord di Montagna di Vernà), ovvero ancora sulle metamorfiti dell'Unità di S. Marco, come si osserva in un'ampia fascia meridionale del Foglio (Fig. 80). Ciò induce a ritenere che prima si siano messe in posto le varie unità metamorfiche di grado più elevato e

che le successive fasi di trasporto abbiano prodotto un avanzamento differenziale con sovrapposizione per scollamento dei termini alti direttamente sulle unità più profonde.

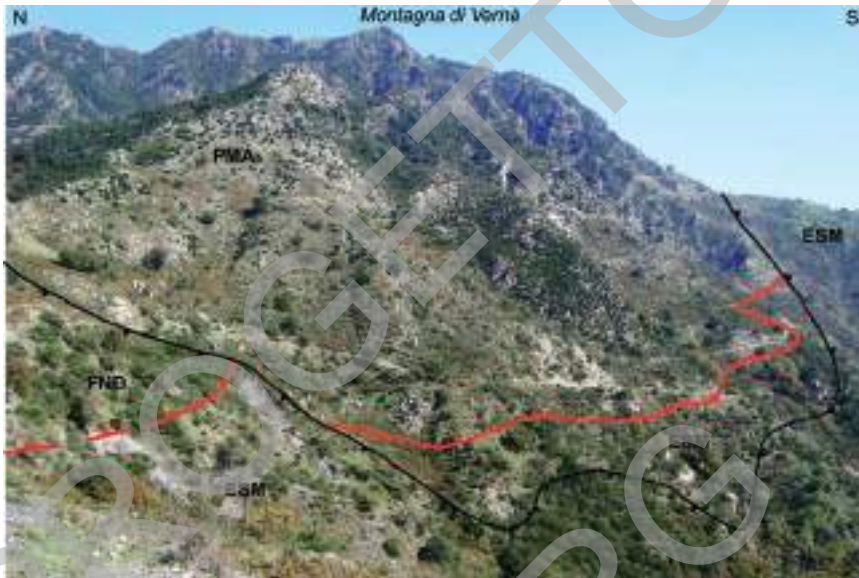


Fig. 80 - Contatto tettonico per sovrascorrimento principale (in rosso) degli gneiss occhiadini (PMA_b) dell'Unità dell'Aspromonte direttamente sugli slate dell'Unità di S. Marco d'Alunzio (ESM). Verso nord alla base del sovrascorrimento affiorano le filladi dell'Unità di Fondachelli (FND). Sul versante meridionale del monte il contatto inoltre è dislocato da un sovrascorrimento secondario antivergente (in nero). Loc.: versante meridionale di Montagna di Vernà (vista da M. Licciardi).

A volte si ha la chiusura abbastanza repentina di unità tettoniche: questo è il caso dell'Unità del Mela che verso ovest e sud-ovest sparisce del tutto. Si potrebbe ipotizzare che essa fosse delimitata da trascorrenti o da rampe laterali durante il sovrascorrimento. In alcuni affioramenti la medesima unità tende a riaccavallarsi sull'Unità dell'Aspromonte, invertendo l'originaria posizione probabilmente per fenomeni di *breaching* (Pizzo Batteddu) o perché in relazione alla messa in posto delle falde di basamento, come a Pizzo di Sughero, dove il *thrust* responsabile della risalita dell'Unità del Mela non è radicato in profondità, ma appare come uno *splay* che parte dallo stesso contatto principale tra le due falde (Fig. 81).



Fig. 81 – Contatto di sovrascorrimento secondario dei metacalcari (MLE_c) dell'Unità del Mela sugli gneiss occhiadini (PMA_b) dell'Unità dell'Aspromonte. Loc.: Pizzo di Sughero.

Per datare le fasi tettoniche responsabili della messa in posto delle falde cristalline, l'elemento più utile è rappresentato dai terreni del flysch di Capo d'Orlando, che poggia su diverse unità metamorfiche, suturando i vari contatti di sovrascorrimento principale, post-datandoli. Tale fenomeno è evidente attorno a M. Bammina, dove il flysch sutura i contatti di ricoprimento tra varie unità tettoniche. L'età dei livelli basali del flysch sono stati datati all'Oligocene superiore, anche se geometrie *on lap* possono determinare locali ringiovanimenti. Si deve tuttavia sottolineare che il flysch è interessato molte volte da faglie inverse con locali sovrapposizioni del substrato metamorfico per effetto di fasi tettoniche successive alla sua deposizione.

Sugli orizzonti del Burdigaliano inferiore del flysch di Capo d'Orlando giace in falda l'Unità Antisicilide, interpretata come un ricoprimento a vergenza opposta di terreni maghrebidi. I contatti di tale unità sul substrato flyschoidale sono suturati dalle calcareniti di Floresta, i cui livelli basali di età Burdigaliano superiore permettono di post-datare con esattezza l'arrivo delle argille antisicilidi.

Qui di seguito si analizzano i rapporti tra le varie unità di basamento dall'alto verso il basso e cioè da quelle a più alto grado metamorfico verso quelle di basso grado.

L'Unità dell'Aspromonte poggia in ricoprimento su differenti unità tettoniche. Tale unità tuttavia ricopre estesamente l'Unità del Mela in tutto il settore nord-orientale del Foglio "Barcellona P.G.", in gran parte a est della Valle del T. Mela, e sporadicamente nelle aree tra Mazzarrà S. Andrea e Milici (T. Brandino) (Fig. 82) e nella dorsale Pizzo Lando-Serra di Spadolelle con un contatto principale spesso sub orizzontale. Verso ovest la base dell'unità non affiora, ma alla



Fig. 82 - Contatto tettonico per sovrascorrimento principale delle metamorfiti dell'Unità dell'Aspromonte sui paragneiss e micascisti (MLEa) dell'Unità del Mela. È visibile anche il deposito alluvionale recente b_b . Loc.: T. San Nicola, a sud di C. Sofia.

confluenza fra il T. di Tripi e il T. di Novara il contatto principale con le metamorfite ascritte all'Unità di Piraino presenta un'ottima esposizione (Fig. 83).



Fig. 83 - Contatto tettonico per sovrascorrimento principale degli gneiss occhiadini (PMA_b) dell'Unità dell'Aspromonte sulle filladi e metareniti (FIP) dell'Unità di Piraino. Loc.: tra Pizzo Cisternina e confluenza T. di Tripi-T. Mazzarrà.

Più a sud-ovest attorno a M. Bammina e nella valle dei torrenti S. Giorgio e di Novara l'Unità dell'Aspromonte ricopre metamorfiti appartenenti a tutte le unità tettoniche, fino ad interessare direttamente l'Unità di S. Marco. Nell'area tra Novara di Sicilia e la valle del T. Fantina e attorno alla Montagna di Vernà enormi masse di gneiss occhiadini ricoprono con contatti sub-orizzontali differenti unità tettoniche costituite da metamorfiti di basso grado.

L'Unità del Mela affiora estesamente in gran parte del Foglio "Barcellona P.G." ad eccezione del settore occidentale e sud-occidentale. Essa ricopre l'Unità di Piraino, come si osserva nella zona di confluenza del T. Fantina con la F.ra di S. Venera. Nella parte alta della Valle del Mela e nell'affluente di destra T. Gerasiera affiorano in finestra tettonica, al disotto dell'Unità del Mela, metamorfiti ascrivibili all'Unità di Piraino e all'Unità di Mandanici. Queste ultime quindi costituiscono il substrato dell'Unità del Mela.

Per quanto concerne le metamorfiti di basso-medio grado, esse appartengono a differenti unità tettoniche, i cui contatti principali non sono sempre chiaramente visibili sul terreno anche a causa delle coperture vegetali e dall'assenza di contrasto morfologico. In questi casi si sono espressi in carta i contatti incerti con limite a tratteggio.

L'Unità di Piraino rappresenta la falda di metamorfiti di medio-basso grado con posizione strutturale più elevata e affiora un po' dovunque, talora in finestra tettonica (alta Valle del T. Mela), interposta tra l'Unità del Mela e quella di Mandanici, ovvero sovrapposta direttamente alle metamorfiti di basso grado dell'Unità di S. Marco d'Alunzio. Il contatto principale con l'Unità di Mandanici è marcato talora da una copertura sedimentaria, che inizia con evaporiti triassiche (v. Capitolo Stratigrafia).

L'Unità di Mandanici è rappresentata principalmente nell'area-tipo e cioè nel settore sud-orientale del Foglio, non arriva ad affiorare in tutta la parte centro-settentrionale ed è sporadicamente presente altrove. Il relativo substrato può essere rappresentato dall'Unità di Fondachelli, come nell'alta Valle della F.ra di S. Venera, versante settentrionale della Montagna di Vernà, e nell'area di Fantina, ovvero sporadicamente dall'Unità di S. Marco d'Alunzio.

L'Unità di Fondachelli è presente in tutta la Valle del T. Fantina, e con spessori notevoli nella Valle della F.ra di S. Venera. Il substrato è rappresentato in prevalenza dall'Unità di S. Marco e al tetto è ricoperta da sporadici lembi dell'Unità del Mela, che marcano il contatto di sovrascorrimento principale degli gneiss occhiadini dell'Unità dell'Aspromonte (Montagna di Vernà). Un'ipotesi sostenibile è che la sua copertura fosse rappresentata dalla successione sedimentaria di Rocca Novara, per la cui descrizione si rimanda al Capitolo Stratigrafia. Tale successione infatti si presenta ovunque rovesciata e interessata da scaglie tettoniche sud-vergenti (Fig. 84) e ricopre tettonicamente la sottostante Unità di S. Marco d'Alunzio.

Quest'ultima, infine, rappresenta la falda più profonda affiorante nel Foglio "Barcellona P.G." e pertanto è esposta, anche con notevoli spessori, in tutta la fascia meridionale. Essa è ricoperta non solo tettonicamente da varie unità cristal-

line, ma anche direttamente dal flysch di Capo d'Orlando di M. Calderone (alta Valle del T. Paratore).



Fig. 84 – Scaglie tettoniche di calcari mesozoici della formazione di Rocca Novara in sovrascorrimiento secondario sul conglomerato rosso e sul flysch di Capo d'Orlando. Loc.: Poggio Campi, ad ovest di S. Basilio.

3. - FASI TETTONICHE DEL MIOCENE MEDIO-SUPERIORE

Al tetto del flysch di Capo d'Orlando poggiano tettonicamente le Argille Scagliose (ASI) dell'Unità Tettonica Antisicilide, che costituisce una falda di ricoprimento di spessore relativamente modesto, ma estesa a tutta l'area peloritana fino alla Calabria meridionale, anche se prevalentemente distribuita in depressioni strutturali, perché risparmiata dall'erosione. Nel settore orientale del Foglio essa può anche ricoprire direttamente il basamento metamorfico, come a Case Migliardo (Monte S. Croce) a sud-est di Barcellona, oppure con modesti spessori di flysch interposto tra le metamorfite e le ASI, come a Piano di Palitti, Piano del Campo e ad est di M. Pione.

Al disopra poggiano in discordanza le calcareniti di Floresta, di età Burdigaliano superiore-Langhiano, che permettono così di limitare al Burdigaliano l'età del ricoprimento delle ASI. L'analisi di facies delle calcareniti e la loro distribuzione (CARBONE *et alii*, 1993) ha permesso di tracciare la paleogeografia del settore meridionale dell'ACP nell'intervallo Burdigaliano-Langhiano e di riconoscere una fase di sollevamento delle aree interne, legato probabilmente ad un *thrusting*

della paleocatena, e la conseguente cannibalizzazione delle calciclastiti a briozoi e litotamni, i cui resti oggi affiorano diffusamente lungo tutto il margine peritirrenico dei Peloritani e sporadicamente in quello ionico della Calabria meridionale e della Sicilia nord-orientale. L'abbondanza della frazione silicoclastica indicherebbe poi che l'erosione raggiunse ed aggredì il substrato della paleo catena in sollevamento.

In tutta l'area peloritana si riconoscono strutture compressive che interessano anche il flysch di Capo d'Orlando, insieme con i terreni dell'Unità Antisicilide e coinvolgendo anche vari termini delle unità di basamento. Ciò è osservabile chiaramente a M. Pomara all'estremità orientale del Foglio "Barcellona P.G.", dove le metamorfiti dell'Unità del Mela si accavallano su un lembo di flysch. Si tratta di sistemi di *thrust* ad alto angolo, diffusi in tutta l'area del Foglio, che possono essere legati alle fasi tardive di trasporto delle Unità Kabilo-Calabridi su quelle Maghrebidi, ma potrebbero anche ascrivere a fasi plio-pleistoceniche; per cui tali strutture, difficilmente distinguibili tra loro, verranno descritte nel capitolo successivo.

Al disopra delle calcareniti di Floresta, le marne di M. Pitò, del Langhiano superiore-Serravalliano inferiore, rappresentano la fase di transizione ad una generale inversione di drenaggio dai quadranti settentrionali a quelli meridionali, connessa alla fase di *rifting* tirrenico, che si realizzerà a partire dal Serravalliano (LENTINI *et alii*, 1995a).

I depositi silicoclastici del Miocene medio-superiore (formazione di S. Pier Niceto) presentano una distribuzione irregolare, sicuramente controllata da attività tettonica sinsedimentaria. I depositi mostrano accentuate clinostratificazioni con direzione di apporto verso nord-ovest e ovest, cioè verso il Tirreno. Talora sul versante ionico, e precisamente nell'adiacente Foglio "Messina-Reggio di Calabria" i depositi mostrano caratteri sedimentologici che indicano una provenienza da est, cioè da quei settori ionici, originariamente emersi, oggi sommersi nel *Rise* di Messina. Ciò permette anche di ascrivere al Plio-Pleistocene il sollevamento dell'attuale dorsale peloritana e lo sprofondamento del *Rise*.

4. - STRUTTURE TETTONICHE PLIO-PLEISTOCENICHE

L'analisi delle strutture neotettoniche, presenti nell'area esaminata, assume notevole interesse, considerato che nell'area del Golfo di Patti fino alla penisola di Milazzo, caratterizzata da intensa urbanizzazione, insediamenti turistici, poli industriali petrolchimici e da infrastrutture portuali, esiste un'elevata sismicità con ripetuti eventi di notevole magnitudo, registrati anche in tempi storici.

I dati raccolti nell'ambito del progetto CROP Mare (FINETTI *et alii*, 2005) permettono di conoscere meglio il quadro strutturale a larga scala, nel quale si colloca l'area dei fogli in esame. I terreni affioranti risentono di uno stadio collisionale profondo tra la crosta continentale panormide (originario basamento delle unità

carbonatiche omonime), riconosciuto nella fascia meridionale del bacino tirrenico e il margine pelagiano della placca africana (LENTINI *et alii*, 2006). A partire dal Pliocene superiore si è registrata per la maggior parte della Sicilia la totale consumazione della crosta oceanica “paleoionica” che ospitava le coperture bacinali maghrebidi (imeresi, sicane, di M. Judica) e originariamente interposta tra i due blocchi (panormide e pelagiano). Tale stadio collisionale si è realizzato soltanto per la fascia tirrenica centro-settentrionale dell’Isola, dove attualmente il processo di convergenza è inibito, mentre a est dell’area di Milazzo la crosta panormide si contrappone a quella oceanica ionica, ancora in subduzione; ne consegue che il processo risulta diacrono, ma che soprattutto debbono attivarsi strutture tettoniche di “trasferimento” verso sud-est. Alla diversa entità di migrazione del fronte collisionale, infatti, è collegabile l’attivazione delle faglie destre orientate NO-SE del “Sistema Sud-Tirrenico” (LENTINI *et alii*, 1995b; FINETTI *et alii*, 1996). Tali faglie hanno accumulato rigetti derivanti dalla differente velocità di avanzamento delle unità alloctone tra aree in collisione e aree ancora libere di migrare su settori di avampaese a crosta sottile come il Bacino Ionico. Attualmente tali faglie si collegano verso sud al fronte collisionale principale e rappresentano una zona di taglio originata da uno svincolo tra le aree nebrodiche in collisione con le aree continentali dell’avampaese africano e le aree peloritane in avanzamento verso sud-est sui settori in flessurazione del bacino oceanico ionico.

L’area dei fogli in esame ricade pertanto in un settore di svincolo di estrema importanza e pertanto l’analisi delle strutture presenti può costituire un elemento di conferma o meno dei caratteri strutturali crostali. L’elemento strutturale dominante è rappresentato dalla tettonica trascorrente, che nell’area esaminata ha la sua massima espressione nel sistema che da Tindari si estende fino a Novara di Sicilia (Fig. 85). Tale elemento strutturale era stato denominato da GHISETTI (1979) Sistema Tindari-Letojanni. Questo sistema viene considerato attivo almeno fino al Pleistocene medio con movimento trascorrente destro e rigetti sull’ordine di 6-7 km. Più in generale GHISETTI (1979) riconosce faglie destre orientate NO-SE e faglie sinistre ad andamento NE-SO, nonché faglie con direzione E-O. Lo stesso Autore però tende ad ascrivere le strutture osservate a differenti fasi di deformazione. Successivi rilievi sul terreno (CALIRI *et alii*, 1983; LENTINI *et alii*, 1995b; LENTINI, 2000) tuttavia non hanno confermato la prosecuzione di tale sistema fino alla zona di Taormina.

L’area del Foglio “Barcellona P.G.” comunque è attraversata interamente dal trend di faglie che si segue dal promontorio di Tindari fino a Novara di Sicilia. Esso appare un sistema complesso, costituito in dettaglio da faglie trasversive orientate NO-SE con una componente destra, dimostrata da strie oblique nei marmi dell’Unità del Mela (Fig. 86) e da strie orizzontali nelle arenarie del flysch di Capo d’Orlando (Fig. 87), associato a faglie orientate NE-SO e N-S. Tale sistema si può seguire fino a Casale di Tripi ed oltre fino alla zona ad est di Novara di Sicilia, e delimita, lungo l’allineamento Oliveri-Casino di Falcone-Campogrande, l’ampia depressione strutturale di Furnari ad est (Fig. 85).



Fig. 85 - La faglia di Tindari delimita ad ovest la depressione tettonica di Furnari. Si tratta di un sistema trasversivo destro che ribassa a nord-est il flysch di Capo d'Orlando (COD_b) rispetto agli gneiss occhiate diell'Unità dell'Aspromonte (PMA_b). Una ulteriore faglia dello stesso sistema ribassa le argille antiscilidi (ASI) rispetto al flysch COD. Loc.: C.da Arancia, a sud di Casino di Falcone.



Fig. 86 - Sistema di Tindari: faglia trasversiva orientata NO-SE con una componente destra, dimostrata da strie oblique nei marmi dell'Unità del Mela. Loc.: a sud-ovest di Tindari, lungo la SS 113 (quota 180 m s.l.m.).



Fig. 87 - Sistema di Tindari: faglia trastensiva destra orientata NO-SE con strie orizzontali nelle arenarie del flysch di Capo d'Orlando. Loc.: a sud-ovest di Casino di Falcone, sulla strada per Basicò (quota 248 m s.l.m.).

Ad ovest del sistema sopra citato si ha una generale culminazione con depressioni minori, occupate dal flysch di Capo d'Orlando e dalle argille ASI; esse sono controllate da sistemi di faglie ad andamento meridiano, cui si associano faglie riferibili al Sistema Sud-Tirrenico e *thrust* orientati circa E-O con vergenza a sud. Non è necessario sforzarsi di ricostruire una scansione temporale di questi elementi, poiché essi appaiono compatibili con un unico campo di stress con σ_3 da nord. Sia in questa zona che in quelle più ad est tutte queste strutture comunque non solo tagliano i contatti tettonici principali delle ASI, ma anche le calcareniti di Floresta e le marne di M. Pitò e pertanto sono certamente ben più recenti del Miocene medio. Lungo costa però ad est di Tindari i depositi del Pleistocene medio (ROE) caratterizzano la depressione di Oliveri e l'area di Casino di Falcone, e nel primo caso citato giacciono direttamente sulle ASI con un'ampia lacuna dei termini miocenici, evidentemente erosi in una serie di fasi alterne di sollevamenti e abbassamenti eustatico-epirogenetici.

Ad una fase tettonica recente vengono riferiti i sistemi di faglie che controllano l'andamento dei vari tratti del litorale tirrenico: il promontorio della Penisola di Milazzo, allungato in senso meridiano, separa il tratto di costa della Riviera di Levante, orientato circa E-O, da quello della Riviera di Ponente sino a Furnari, orientato circa NE-SO. Sistemi di faglie normali a gradinate, orientate media-

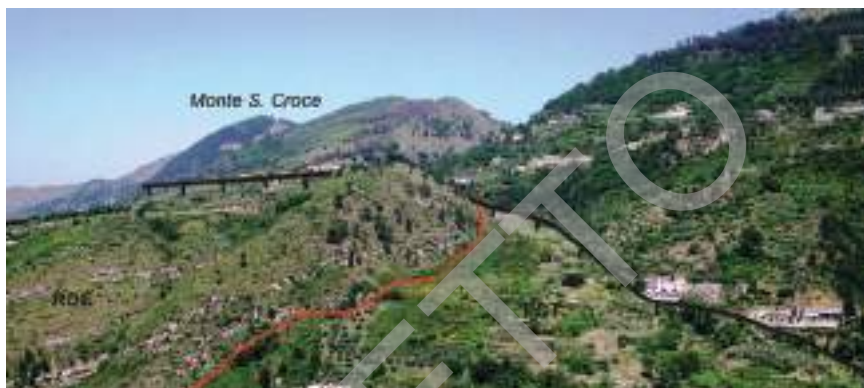


Fig. 88 – *Faglia diretta che ribassa le calcareniti e sabbie della formazione di Rometta (ROE) discordanti sulla litofacies arenitico-pelitica (PCT_b) della formazione di S. Pier Niceto rispetto all'Unità del Mela (MLE). Loc.: zona ad est di Castoreale.*

mente N50°-70° sono disposte parallelamente alla costa tra Giammoro e Furnari. In questo tratto costiero, tale sistema di faglie disloca i depositi delle ghiaie e sabbie di Messina (MSS), suturate dai depositi terrazzati continentali e marini degli ordini più bassi (b_{n1} e g_{n2}). Lungo questo sistema tettonico si osserva la maggiore deflessione del T. Mazzarà, che da un originario andamento sub-meridiano, nel tratto tra S. Ernagi e la confluenza T. Mazzarà-T. Brandino, si dispone con andamento circa NE-SO, parallelizzandosi al sistema di faglie di pari orientazione.

L'interazione tra i predetti principali *trend* tettonici è responsabile della formazione delle depressioni strutturali di Barcellona P.G. e di Furnari, di forma grosso modo triangolare aperti verso la piana costiera.

Immediatamente a sud di Barcellona si sviluppa un'ampia depressione delimitata ad ovest dagli abitati di Rodì e Milici e ad est dal sistema ad andamento meridiano di Castoreale. Quest'ultimo interessa i depositi del Miocene superiore e lambisce quelli pleistocenici (ROE), che risultano fortemente basculati (Fig. 88). Ciò fornisce una chiara indicazione sull'età delle dislocazioni, legate a fasi neotettoniche. Più ad est lembi di ASI, in ricoprimento tettonico direttamente sulle metamorfiti, risultano preservati dall'erosione in corrispondenza di depressioni strutturali, le cui faglie sono particolarmente evidenti a causa del contrasto morfologico (Fig. 89).

Ben sviluppata è anche la depressione a nord dell'allineamento Barcellona-S. Lucia del Mela, ma verso est questa viene interrotta dalla culminazione di Sicaminò, delimitata anche qui da faglie orientate N-S.

Nell'entroterra, inoltre, particolarmente evidenti sono le depressioni occupate dalle argille ASI. In alcune di esse, come nel Piano di Palitti (Fig. 90) e nella zona di M. Pione, il rilievo geologico di dettaglio ha messo in evidenza che i *graben* sono delimitati ad est da faglie dirette orientate N-S, mentre ad ovest il limite della depressione è rappresentato da *thrust* ad alto angolo anch'essi ad andamento meridiano, ma vergenti ad est.



Fig. 89 – Graben di Case Migliardo occupato dalle argille scagliose ASI, in sovrascorrimento principale direttamente sulle metamorfiti dell'Unità del Mela (MLE). Loc.: versante meridionale delle dorsali Monte S. Croce-Pizzo Tribodo.



Fig. 90 – Graben di Palitti (a sud-est di S. Lucia del Mela, in destra del T. Floripotema, vista da nord). La depressione è delimitata da una faglia diretta orientata N-S sul lato orientale e da un thrust est vergente su quello occidentale.

Sulla fascia meridionale del Foglio “Barcellona P.G.” appaiono i *trend* NO-SE riferibili al Sistema Sud-Tirrenico, che controllano l’andamento di importanti corsi d’acqua, come la F.ra Dinarini, i sistemi coniugati NE-SO e i *thrust* sud-vergenti, insieme con faglie normali orientate circa N-S. Non è semplice definire il carattere cinematico delle faglie presenti, a causa delle estreme deformazioni delle metamorfite coinvolte, eccezionalmente soltanto i marmi presentano indicatori cinematici abbastanza chiari e comunque il carattere trascorrente del Sistema Sud-Tirrenico si evince dal generale trasferimento destro delle unità della catena.

Particolarmente interessanti risultano le strutture NO-SE della zona di Novara di Sicilia e S. Marco: anche in esse non è facile osservare indicatori cinematici; tuttavia i gneiss occhiadini dell’Unità dell’Aspromonte, che formano il massiccio di Pizzo Russa-M. Catanesi con una propria copertura di flysch di Capo d’Orlando, si accavallano con una rampa laterale visibile nel fondovalle ad est di S. Marco su di un lembo dello stesso flysch, che fa da copertura alle metamorfite dell’Unità di S. Marco d’Alunzio. In questo caso l’accostamento può essere spiegato soltanto con un forte rigetto orizzontale lungo una faglia trascorrente del Sistema Sud-Tirrenico, cui può essere attribuita la rampa sopra citata.

Il settore sud-occidentale del Foglio è dominato dal flysch di Capo d’Orlando, ricoperto dalle argille ASI e dalle calcareniti di Floresta. Il *set* di faglie è ben visibile e il quadro strutturale non differisce dalle altre zone.

Riassumendo, i due fogli sono caratterizzati da faglie trascorrenti, con componente destra quelle orientate NO-SE e sinistra quelle ad andamento NE-SO; esse sono generalmente a carattere distensivo ma possono talora assumere carattere traspressivo e fungere da rampe laterali che si collegano a fronti di *thrust* sud-vergenti. A questo quadro strutturale si associano sistemi di faglie prevalentemente dirette ad andamento meridiano riconosciute in tutta la fascia settentrionale della Sicilia e denominate da BARRECA & CARBONE (2008) Sistema Medio-Tirrenico.

Durante le deformazioni recenti si sono inoltre identificate depressioni tettoniche (delle quali quella di Patti-Castroreale rappresenta probabilmente la principale) (Carta Geologica del Golfo di Patti, CALIRI *et alii*, 1993; GIUNTA *et alii*, 1998; Carta Geologica della Provincia di Messina, LENTINI, 2000) interposte ad alti morfostrutturali ad andamento N-S o NNO-SSE, che dai settori sommersi peloritani proseguono a terra limitando ampie piane costiere.

Le strutture trascorrenti neotettoniche nel complesso sembrerebbero potersi riferire ad un meccanismo di taglio semplice destrale di primo ordine, ad andamento circa O-E, che limiterebbe il margine Tirrenico meridionale (LENTINI *et alii*, 1994, 1995b, 1998; FINETTI *et alii*, 1996; GIUNTA *et alii*, 1998). Attraverso di esse inoltre si sarebbe realizzato il rapido innalzamento dell’edificio tettonico, come peraltro indicato dalla posizione altimetrica di una serie di terrazzi di ordine diverso, sviluppati in tutto il settore peloritano (CATALANO & CINQUE, 1995). Gli Autori riconoscono, nel versante tirrenico, un paesaggio policiclico in cui gran parte dell’energia del rilievo si è prodotta in seguito all’approfondimento recente del reticolo idrografico, conseguente all’innalzamento finale dell’area. Basandosi sui dati raccolti e sulle relazioni tra dislocazione altimetrica ed età, la tendenza al sollevamento dell’area è stata stimata in circa 1-1.1 mm/a.

VI – ELEMENTI DI GEOMORFOLOGIA

I tratti geomorfologici più significativi dei fogli “Milazzo” e “Barcellona P.G.” sono dati dalla dorsale dei Monti Peloritani occidentali e dall’estesa piana alluvionale che la borda sul versante tirrenico.

1. – MORFOLOGIA DEL TERRITORIO

Il territorio dei fogli in esame si colloca nel settore nord-orientale della Sicilia che è rappresentato dal sistema montuoso dei Peloritani lungo cui si sviluppa lo spartiacque principale dell’Isola fra il versante tirrenico e quello ionico.

Il paesaggio peloritano è caratterizzato da una morfologia aspra tipica di una catena montuosa costituita da falde di ricoprimento in cui prevalgono terreni di basamento di vario grado metamorfico e subordinati terreni sedimentari. L’intera area è interessata da forti tassi di sollevamento che hanno causato fenomeni di intensa erosione lungo i versanti, producendo consistenti depositi detritici ai margini di questi. Le condizioni di dissesto sono legate alle intense sollecitazioni subite dai terreni nel corso delle varie fasi tettoniche, che hanno favorito lo sviluppo di un diffuso stato di alterazione e di degradazione delle rocce, con conseguenti fenomeni di erosione accentuata, più frequenti a quote elevate. Nelle aree a valle, dove, per la brusca diminuzione della pendenza, prevalgono i processi di deposizione dei materiali detritici trasportati dalle acque di deflusso superficiale, si verificano spesso fenomeni di esondazione dagli alvei dei torrenti in occasione di eventi di piena stagionali: questi sono favoriti dalle accentuate pendenze dei *thalweg*, dovute alle forti differenze di quota che si hanno in spazi ridotti, con rilievi di notevole altezza assai prossimi alla costa (Fig. 91).



Fig. 91 - *Panoramica del Golfo di Tindari che evidenzia l'articolata morfologia del territorio peloritano caratterizzato da fasce altimetriche pianeggianti, collinari e montuose distribuite tutte nello spazio di pochi chilometri dalla costa (sullo sfondo il promontorio di Capo Calavà - Foglio Patti, in primo piano l'ampia piana alluvionale del T. Patrì, la morfologia collinare di C.da Pelato, determinata dalle argille scagliose ASI, e l'abitato di Bafia arroccato sul flysch di Capo d'Orlando).*

Nell'insieme è possibile distinguere tre fasce altimetriche: pianeggiante, collinare e montuosa.

La fascia pianeggiante si colloca a quote di pochi metri sul livello del mare e con ampiezza molto variabile lungo lo sviluppo delle coste: è massima in corrispondenza della pianura compresa tra gli abitati di Barcellona P.G. e di Milazzo, si riduce a poche decine di metri fino ad azzerarsi in corrispondenza dei promontori di Tindari e della dorsale di Milazzo. Qui predominano i depositi alluvionali dovuti ai numerosi corsi d'acqua che solcano i rilievi, il cui trasporto solido assume volumi cospicui in occasione delle forti piene stagionali. Nei tratti terminali delle valli e in prossimità del loro sbocco nelle fasce costiere si osservano generalmente ampie spianate a debole pendenza verso il mare, dovute agli alvei sovralluvionati che fanno passaggio sfumato al litorale.

La fascia collinare, estesa dai 20 m s.l.m. a circa 650 m s.l.m., presenta moderati dislivelli che soltanto localmente si accentuano in presenza di particolari condizioni litologiche o strutturali. Nell'insieme la morfologia risulta movimentata in relazione al discreto sviluppo del reticolo idrografico su affioramenti di terreni facilmente erodibili (sedimenti argillosi, sabbiosi e calcarenitici).

La fascia montuosa, situata a quote fino ad oltre 1300 m del crinale della catena (Pizzo Polo–Montagna di Vernà 1287 m; Rocca Novara 1340 m – al confine col limitrofo Foglio "Taormina"), è quella che presenta la maggiore estensione e che caratterizza pertanto l'intero territorio con la sua morfologia aspra e accidentata. I rilievi, costituiti da rocce cristalline (prevalentemente di medio e alto

grado) intensamente fratturate e spesso profondamente alterate, sono solcati da valli sempre strette e a fianchi ripidi, con profilo breve e pendenza accentuata. La loro sommità si presenta talora scoscesa, con evidenti picchi isolati, specialmente se costituiti da calcari mesozoici (Monte S. Croce 946 m, a sud di Novara di Sicilia) o dai marmi dell'Unità del Mela (p.e. Rocca del Campo 803 m, Pizzo di Sughero 1073 m; M. Cavallo 1216 m), ma anche leggermente arrotondata, in relazione a fenomeni di erosione selettiva o alla presenza di terreni di copertura e/o di alterazione (p.e. M. Pietra Rossa 1043 m, Rocca Timogna 1127 m, M. Bammina 746 m).

2. - IDROGRAFIA

Il territorio dei fogli "Milazzo" e "Barcellona P.G." ricade prevalentemente sul versante tirrenico dello spartiacque della dorsale peloritana ed in misura minore su quello ionico. Il sistema idrografico dell'area è costituito da corsi d'acqua a regime torrentizio, con lunghezza mediamente inferiore a 25 km e con bacini di modesta estensione. Tutti i corsi d'acqua presentano portate liquide e solide ridotte, con conseguente scomparsa dei lobi deltizi e con sbocchi focali per lo più rettilinei, resi tali da briglie e arginature longitudinali.

Le numerose incisioni torrentizie presentano andamento quasi rettilineo e all'incirca ortogonale alla linea di costa, lunghezza limitata, *thalweg* ad elevata pendenza per la maggior parte del loro sviluppo, alvei stretti e incassati fra alte pareti rocciose nei tratti montani, che diventano ampi e sovralluvionati nei tratti



Fig. 92 – Medio corso del T. Mazzarrà, alla confluenza in sinistra con la Fra di Tripi.

terminali (Fig. 92). I bacini imbriferi sono generalmente di estensione limitata, con ampiezza maggiore nella parte medio-alta e più ristretti nella parte terminale.

I deflussi sono modesti o mancano del tutto per diversi mesi dell'anno, in cui le precipitazioni sono scarse o assenti, mentre sono decisamente consistenti per brevi periodi della stagione piovosa, durante i quali si possono verificare forti piene in coincidenza di eventi meteorici intensi e concentrati. Caratteristica comune ai deflussi in alveo è di essere alimentati, oltre che dalle precipitazioni dirette, dalle acque di numerose manifestazioni sorgentizie, molte non captate, localizzate a diversa quota lungo i versanti dei bacini; il contributo di tali emergenze risulta più o meno significativo in relazione alla portata delle singole manifestazioni e alla loro variabilità nel tempo. Le acque sorgentizie, oltre ad alimentare i deflussi superficiali, contribuiscono all'alimentazione dei deflussi in subalveo, prolungando così nel tempo gli effetti delle precipitazioni meteoriche. Va comunque sottolineato che rispetto alle misure di portata effettuate dal Servizio Idrografico Italiano nel 1942, quelle effettuate più di recente nei diversi bacini e per le varie sorgenti dimostrano una riduzione delle portate variabile dal 32% al 62% (FERRARA, 1999).

Il profilo trasversale delle incisioni è caratterizzato da versanti acclivi e da una generalizzata forma a V e da gradini morfologici, conseguenza della forte

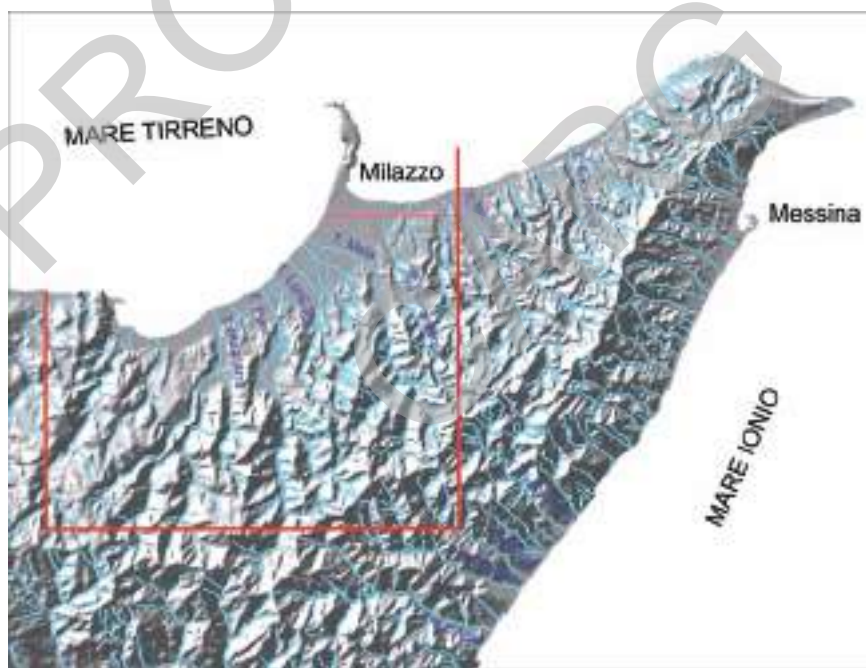


Fig. 93 – Sviluppo del reticolo idrografico del territorio peloritano. Nel riquadro in rosso l'area dei fogli "Barcellona P.G." e "Milazzo".

incisione verticale subita in epoca recente a causa dell'accentuato sollevamento regionale. I fondovalle risultano così estremamente ristretti e spesso caratterizzati da meandri incassati. I reticoli fluviali sono ben gerarchizzati nelle aree di testata di bacino, mentre forti anomalie gerarchiche si registrano nelle aree a valle, soggette a recente emersione o nelle aree disturbate tettonicamente.

Nelle incisioni delle fiumare sono riconoscibili tratti influenzati dalla tettonica, ciascuno dei quali è orientato secondo le tre direttrici tettoniche principali NO-SE, ENE-OSO e circa N-S. La rottura di pendenza fra le ripide incisioni vallive minori e le valli principali dà luogo alla formazione di conoidi alluvionali a volte coalescenti e localmente molto estesi arealmente; la maggior parte di essi è ormai stabilizzata, talora da opere antropiche.

Lungo quasi tutte le fiumare sono stati effettuati interventi consistenti in imbrigliamenti e argini artificiali ad evitare le onde di piena successive a lunghi periodi di siccità.

Sono di seguito descritti e riassunti nella Fig. 93 e nella Tab. 1, gli elementi essenziali che caratterizzano i principali corsi d'acqua che solcano il territorio in esame.

Tab. 1 – *Dati caratteristici dei principali corsi d'acqua ricadenti nel territorio del Foglio "Barcellona P.G."*.

<i>Corso d'acqua</i>	<i>Quota origine m s.l.m.</i>	<i>Lunghezza asta principale Km</i>	<i>Pendenza media del thalweg %</i>	<i>Superficie del bacino Km²</i>
T. Mazzarrà	1269	20	5,8	121
T. Patri (o Termini)	1196	23	5,1	104
T. Longano	1113	14	8,4	40
T. Idria	799	10	8,2	19
T. Mela (o Merì)	1228	22	5,8	69
T. Floripotema (o Corriolo)	1279	19	7,1	30
T. Muto (o Gualtieri)	1225	17	7,4	41

Torrente Mazzarrà - Il bacino di questo corso fluviale è esteso circa 121 km² e rappresenta il maggiore fra i bacini sia del versante tirrenico sia di quello ionico. L'asta principale si sviluppa complessivamente per 20 km, cui vanno aggiunti gli affluenti rappresentati in destra dai torrenti S. Giorgio e Brandino, e in sinistra dai torrenti Paratore e Tellarita. Nel bacino ricadono i centri abitati di Mazzarrà S. Andrea, Tripi e Novara di Sicilia con le frazioni di S. Basilio e Badiavecchia.

L'ampiezza dell'alveo varia da diverse decine di metri nella parte alta a 300 m in prossimità della foce. Il deflusso è consistente nei periodi di maggiore piovosità, con eventi di piena talora disastrosi, mentre nei periodi asciutti il deflusso si riduce considerevolmente, fino a scomparire nei mesi più caldi. In questi mesi

gran parte dell'acqua fluente nei tratti montani è derivata per usi agricoli; prelievi di acque sotterranee dal subalveo sono inoltre effettuati mediante gallerie drenanti localizzate a quote diverse. Altre risorse idriche utilizzate derivano dalle sorgenti che scaturiscono principalmente dai terreni cristallini.

Torrente Patrì-Termini - Il bacino di questo corso d'acqua si estende per 104 km² fino alle quote più elevate dei rilievi montuosi su cui corre lo spartiacque peloritano tra il versante tirrenico e quello ionico. Sviluppato per circa 23 km, lungo il suo decorso assume diverse denominazioni: T. Madridi (cfr. Foglio "Taormina"), T. Fantina, T. Ruzzolino, T. Patrì e in prossimità della foce quella del T. Termini. Il suo affluente principale in destra idrografica è rappresentato dalla F.ra di S. Venera. In questo bacino ricadono gli abitati di Rodì-Milici, Porto Salvo, Protonotaro, Bafia e Fondachelli-Fantina.

L'alveo della fiumara principale presenta sezioni superiori al chilometro nel suo tratto medio-terminale. I deflussi superficiali nei mesi autunnali e invernali sono consistenti, mentre risultano scarsi o nulli in primavera ed estate; questo aspetto è anche influenzato dalle derivazioni superficiali e dalle captazioni mediante gallerie drenanti, finalizzate all'utilizzo delle acque per scopi irrigui (COLTRO *et alii*, 1978, 1980). Nel bacino sono presenti numerose manifestazioni sorgentizie, ma di scarso significato a causa delle notevoli variazioni di portata nelle diverse stagioni.

Torrente Longano - La lunghezza dell'asta è di circa 14 km, il bacino si estende per 40 km². Prende origine dalla confluenza tra il T. Crizzina e il T. San Gaetano, subito a valle di Castoreale, e riceve in destra il contributo del T. San Giacomo, subito prima del suo sbocco nella pianura alluvionale. Nel bacino ricadono gli abitati di Barcellona P.G. e di Castoreale.

Per gran parte dell'anno non si riscontra deflusso superficiale alla foce, in particolare durante i mesi estivi, allorché le acque vengono derivate ed emunte per utilizzo agricolo.

Torrente Idria - Compreso tra i bacini dei torrenti Mela e Longano, è il corso d'acqua di minore dimensione fra quelli che ricadono nel territorio, avendo una lunghezza dell'asta di 10 km e un bacino di di 19 km², che non si attesta allo spartiacque principale. Riceve il contributo di alcuni valloncelli che hanno origine a quote inferiori agli 800 m. Nella parte più settentrionale del bacino restano compresi i quartieri orientali di Barcellona P.G.

I deflussi annui sono modesti e poco rappresentate le emergenze di acque sotterranee.

Torrente Mela - L'estensione del bacino imbrifero è di 69 km², la lunghezza dell'asta è di 22 km. Trae origine dalla confluenza del T. Gilormella con la F.ra S. Lucia che nascono dalla dorsale Pizzo Mualio-Pizzo Acqua Bianca, e riceve più a valle i contributi dei valloni Parrino e Pietralunga. All'estremità settentrionale

del bacino, al limite tra le colline e la pianura alluvionale, è ubicato l'abitato di Merì, mentre sullo spartiacque col limitrofo T. Floripotema ricade l'abitato di S. Lucia del Mela.

Durante l'anno si riscontra un discreto deflusso perenne, in parte derivato da canali consortili per scopi irrigui; il deflusso in subalveo è interessato da captazioni mediante gallerie drenanti.

Torrente Floripotema-Corriolo - L'estensione del bacino imbrifero è di 30 km², la lunghezza dell'asta è di 19 km. Lungo il suo decorso, abbastanza rettilineo, riceve i contributi di diversi piccoli valloni, e nel tratto terminale, che si svolge nella pianura costiera, prende il nome di T. Corriolo. All'estremità settentrionale del bacino è localizzato il paese di S. Filippo del Mela, mentre quello di S. Lucia del Mela è situato sullo spartiacque comune al limitrofo bacino del T. Muto.

Il deflusso alla foce è molto limitato, tranne nei periodi di piogge intense e prolungate; nel periodo estivo le acque vengono derivate in un canale in sinistra del torrente per scopi irrigui. Il deflusso di subalveo è captato mediante gallerie drenanti.

Torrente Muto - L'estensione del bacino imbrifero è di 41 km², la lunghezza dell'asta è di 17 km. Trae origine dallo spartiacque principale, dove prende il nome di T. di Gualtieri e quindi di T. Muto nel tratto terminale, subito a valle di Gualtieri Sicaminò, unico centro abitato del bacino.

Il corso fluviale si presenta generalmente asciutto, ad eccezione dei periodi particolarmente piovosi. Il deflusso, alimentato anche da emergenze sorgentizie, avviene prevalentemente in subalveo; nel tratto mediano e in quello terminale questo è in parte captato mediante gallerie drenanti.

3. - LITORALI

La fascia costiera che da ovest si estende da Mongiove alla foce della F.ra di Niceto ad est, costituisce un'unità fisiografica caratterizzata per estesi tratti da costa a spiaggia, interrotta da minori tratti a ripa rocciosa, rappresentati dallo sperone di Capo Tindari e dalla Penisola di Milazzo. In questo tratto il decorso della linea di riva, pressochè rettilineo con sporgenze appena accennate in corrispondenza delle foci dei torrenti Elicona e Mazzarà e della F.ra di Niceto, è sicuramente controllato dagli elementi strutturali che ne hanno fortemente condizionato l'evoluzione morfologica.

Le coste basse, con quanto rimane ancora della spiaggia originaria tendente a rastremarsi e localmente a scomparire, sono costituite da depositi prevalentemente ghiaioso-sabbiosi e corrispondono a piane costiere formate essenzialmente per apporti fluviali parzialmente rimaneggiati dall'azione del mare. Esse sono sottese da fiumare di breve lunghezza, con apporti solidi a granulometria ruditica, arenitico-lutitica e lutitica dati rispettivamente dai litotipi metamorfici di alto gra-

do, da quelli del flysch di Capo d'Orlando e/o della formazione di S. Pier Niceto e da scarsa frazione argillosa delle unità antiscicliidi e pleistoceniche.

Più specificatamente, nella spiaggia emersa i sedimenti del gradino di battigia sono compresi tra i ciottoli ed i ciottoli con ghiaia e sabbia, con diametro medio crescente procedendo verso est; quelli della battigia tra i ciottoli con ghiaia e sabbia e le sabbie con ciottoli e ghiaia; quelli della spiaggia tra i ciottoli ed i ciottoli con ghiaia; quelli della prima berma tra le ghiaie sabbiose con ciottoli e le sabbie con ghiaia, quelli della seconda berma tra ciottoli e ciottoli con ghiaia. La forma e la costituzione dei fondali antistanti la fascia litoranea, almeno fino all'isobata -100, bene si correla con le morfologie che caratterizzano i corrispondenti tratti a terra (AMORE *et alii*, 2003).

4. - MORFOLOGIA COSTIERA

Lungo la costa a spiaggia del litorale tirrenico è in atto un processo di arretramento riscontrabile sia attraverso una comparazione dei rilievi cartografici storici, che dagli effetti negativi sui manufatti. Questo fenomeno bene si inquadra nella tendenza generale delle coste italiane che risultano per un terzo della loro estensione in erosione, per i due terzi in equilibrio, grazie soprattutto ad interventi di difesa, e solo per un 5% in avanzamento.

Le cause principali di questo fenomeno, negativamente rilevante per il danno non solo ambientale, ma anche economico in aree turistiche, sono legate sia a processi naturali che, soprattutto, a modificazioni indotte dall'attività antropica. Fino al 1968 le variazioni della linea di costa non sono state influenzate da fattori antropici, come si è verificato negli anni successivi, in conseguenza principalmente di bonifiche idrauliche, captazioni d'acqua e sfruttamento di cave per il reperimento di materiali inerti lungo le aste fluviali, che hanno determinato l'arretramento della linea di costa nel tratto litorale tirrenico, ma più generalmente di tutti i litorali isolani.

La distribuzione lungo costa dei sedimenti viene operata dalle correnti parallele al litorale. Venti prevalenti sono il Maestrale (da nord-ovest) e secondariamente, la Tramontana e lo Scirocco (rispettivamente da nord e sud-est) che generalmente determinano direzioni di moto ondoso, correnti e *drift* litoraneo verso est e parallelamente alla costa (ISTAT, 1957-1978, stazioni di Messina e Stromboli). Le correnti costiere sono generalmente deboli e risentono dell'azione dei venti; le correnti hanno velocità anche superiore a 10 cm/s in prevalenza con direzione parallela alla costa, con frequenti rotazioni e variazioni d'intensità. La marea presenta un'escursione media di 20-30 cm.

Escludendo la delimitazione naturale determinata dalla penisola di Milazzo e le locali opere di insediamento turistico lungo il litorale in oggetto e quello industriale petrol-chimico nella periferia meridionale della cittadina di Milazzo, non essendo presenti lungo la costa particolari manufatti, le modificazioni all'equilibrio del litorale sono da imputare essenzialmente alla diminuzione

degli apporti fluviali. Tale minore apporto solido è da addebitare alle opere di regimazione dei corsi d'acqua tesi alla salvaguardia dei versanti ed alla mitigazione degli effetti di piena. Pertanto, la realizzazione di interventi lungo i corsi d'acqua, con l'obiettivo di difesa del suolo e di protezione delle zone vallive dei bacini idrografici, spesso resi necessari da interventi antropici contrari ai principi di salvaguardia dell'equilibrio ambientale, costituisce la maggiore causa dell'arretramento delle coste e del notevole impatto negativo sull'equilibrio del litorale.

PROGETTO
CARG

PROGETTO
CARG

VII - GEOLOGIA APPLICATA

1. IDROGEOLOGIA

1.1. - COMPLESSI IDROGEOLOGICI E ACQUIFERI

In relazione alle complesse condizioni stratigrafico-strutturali prima descritte, il territorio in esame risulta caratterizzato da particolari condizioni idrogeologiche, che si traducono in una distribuzione alquanto disomogenea delle risorse idriche sotterranee. I terreni affioranti presentano infatti sostanziali differenze di comportamento nei confronti dell'infiltrazione delle acque meteoriche e della circolazione idrica al loro interno, in dipendenza della litologia e delle caratteristiche strutturali che ne condizionano la permeabilità (COLTRO *et alii*, 1980; FERRARA, 1987; BARBAGALLO *et alii*, 1993).

Nelle zone a più alta quota, dove affiorano in prevalenza metamorfiti e depositi terrigeni in alternanza, la permeabilità è discontinua, dipendendo principalmente dalla frequenza, distribuzione e tipologia delle discontinuità, oltre che dal grado di alterazione superficiale degli ammassi rocciosi. Lungo le fasce collinari, caratterizzate da notevole eterogeneità litologica, le condizioni risultano molto variabili da luogo a luogo per la presenza di termini a permeabilità differente per tipo e grado. Nelle pianure costiere e lungo i fondovalle, dove più estesi e consistenti sono i depositi alluvionali, si riscontrano condizioni di alta permeabilità per porosità che favoriscono l'esistenza di falde estese e di apprezzabili risorse idriche.

Le caratteristiche di permeabilità dei terreni affioranti nell'area del Foglio rispecchiano quelle dell'intero settore orientale dei Monti Peloritani, le quali possono essere schematicamente così riassunte (Fig. 94):

- Permeabilità elevata per porosità, seppure variabile in funzione della granulometria: depositi alluvionali attuali, recenti e terrazzati di fondovalle e delle pianure costiere, conoidi di deiezione.
- Permeabilità medio-alta per porosità e/o per fessurazione: ghiaie e sabbie di Messina, calcareniti e sabbie, depositi evaporitici.
- Permeabilità media per fessurazione e/o per porosità: alternanza arenaceo-argillosa, conglomerato rosso, conglomerato basale del flysch di Capo d'Orlando, metamorfiti di medio-alto grado, successioni carbonatiche mesozoiche.
- Permeabilità medio-bassa per porosità e/o per fessurazione: depositi fluvio-marini terrazzati, alternanza argilloso-arenacea del flysch di Capo d'Orlando, metamorfiti di basso grado.
- Permeabilità da bassa a molto bassa: argille marnose azzurre, marne e calcari marnosi (Trubi), argille variegata.

In base alle caratteristiche sopra descritte e tenuto conto della giacitura e della geometria delle varie unità litostratigrafiche, nel territorio in questione si riconoscono acquiferi di diversa potenzialità, le cui risorse sono oggetto di sfruttamento, non sempre razionale e localmente eccessivo rispetto alle disponibilità, per scopi di approvvigionamento idropotabile, agricolo e industriale.

Le falde di maggiore interesse sono contenute nei depositi alluvionali di fondovalle delle fiumare, sotto forma di corpi idrici indipendenti che si unificano in corrispondenza delle più estese pianure costiere.

Le aree di alimentazione sono rappresentate dai bacini imbriferi dei vari corsi d'acqua con foce al litorale tirrenico e ionico. Essendo questi costituiti per la maggior parte da rocce con permeabilità localizzata e discontinua, gli spartiacque idrografici assumono il significato di limiti di idrostrutture indipendenti. Nella zona collinare, dove affiorano prevalenti terreni sedimentari a diversa litologia e permeabilità, questi limiti sono talora determinati da elementi strutturali che hanno condizionato anche le modalità di deposizione di tali terreni.

Alla ricarica delle falde di fondovalle contribuiscono, oltre che le precipitazioni dirette, di carattere nevoso alle quote più alte, i deflussi superficiali lungo gli alvei e le acque delle numerose sorgenti non captate, scaturenti a quote diverse lungo i versanti costituiti da terreni a permeabilità discontinua. Un ulteriore contributo all'alimentazione delle falde è rappresentato, alle quote più basse, dall'infiltrazione delle acque utilizzate per irrigazione e quelle di rifiuto dei centri abitati.

In particolare, nel semestre ottobre-marzo la ricarica è collegata principalmente alle precipitazioni meteoriche, mentre nei mesi successivi, fino ad estate inoltrata, risultano significativi i contributi delle sorgenti e delle acque utilizzate.

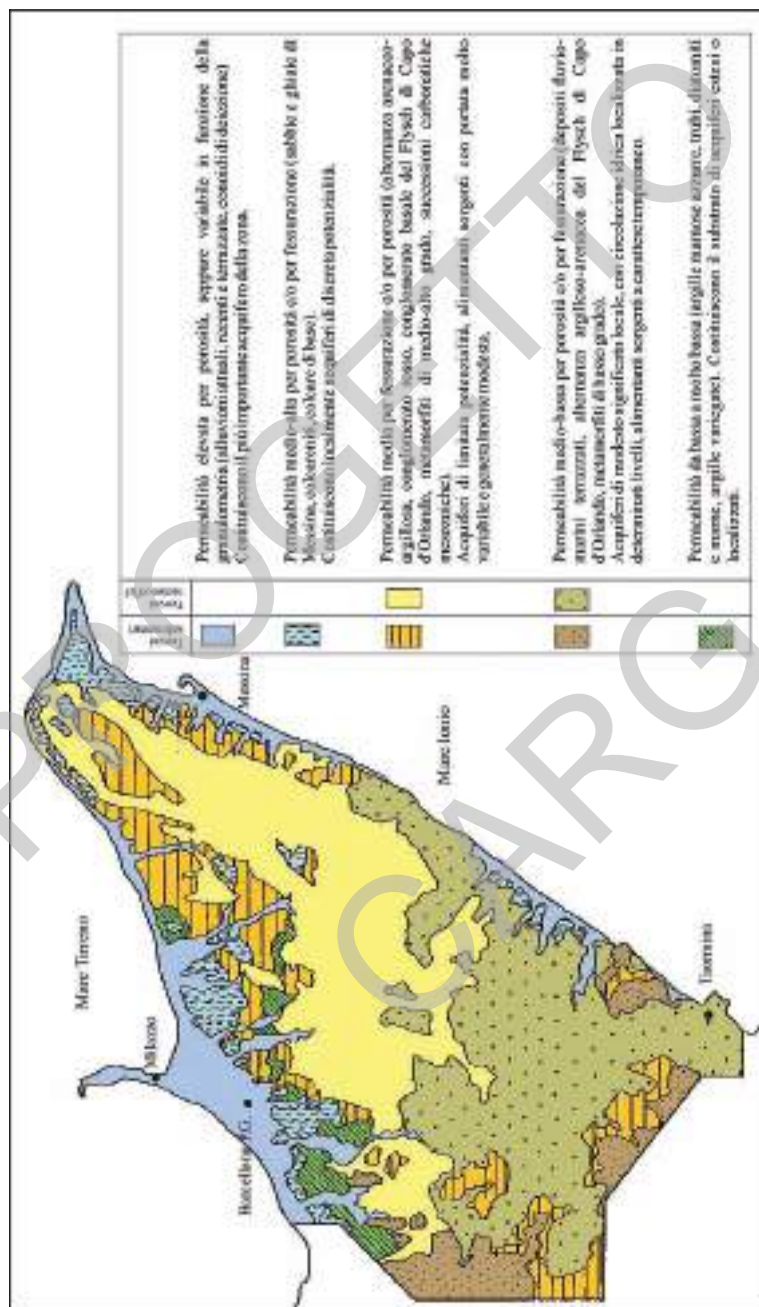


Fig. 94 - Quadro schematico della permeabilità dei terreni del settore peloritano.

1.2. - ACQUIFERI DELLE SUCCESSIONI DI CATENA

Le successioni litologiche costituenti le unità tettono-stratigrafiche della Catena Kabilo-Calabride sono sede di acquiferi di modesto significato in relazione alla netta prevalenza di rocce metamorfiche, la cui permeabilità è legata allo stato di fratturazione e al grado di alterazione, ambedue molto variabili da punto a punto e comunque limitate alla parte più superficiale degli affioramenti.

Gli altri termini litologici di tipo lapideo, di estensione e potenza sempre limitate, si comportano in maniera abbastanza simile alle metamorfiti, rivestendo un ruolo ancora più modesto come acquiferi. I depositi terrigeni, e in particolare le alternanze litologiche del flysch di Capo d'Orlando, che presentano maggiore estensione e spessore, non si discostano da questo quadro, essendo condizionati dall'esistenza di livelli pelitici a permeabilità molto bassa tra gli strati arenacei, spesso discretamente permeabili per fessurazione (FERRARA, 1990a, 1999; FERRARA *et alii.*, 1995).

1.2.1. - *Circolazione idrica nelle metamorfiti*

Nei terreni metamorfici la circolazione idrica è discontinua e frazionata, la qual cosa esclude l'esistenza di falde estese e di significativa potenzialità. La permeabilità risulta localizzata generalmente nella parte superficiale alterata e decompressa degli affioramenti, mentre l'ammasso roccioso sottostante, seppure deformato e fessurato, presenta permeabilità bassa. Fanno eccezione talune situazioni, a carattere locale, in cui la roccia è interessata da fratture estese ed in parte aperte e sono presenti livelli di calcari cristallini, anch'essi intensamente fratturati. La più elevata permeabilità consente in questi casi una maggiore capacità di immagazzinamento delle acque di infiltrazione e una circolazione più attiva, lasciando però immutato il ruolo di acquiferi modesti, dato il limitato volume del serbatoio ricettore (FERRARA, 1999).

La circolazione idrica negli ammassi rocciosi metamorfici, così come descritta, determina l'esistenza di un elevato numero di sorgenti, la cui portata presenta generalmente un'elevata variabilità in un ristretto arco di tempo ed è direttamente condizionata dalle precipitazioni meteoriche. Il rapido decremento dei valori, riscontrati nella maggior parte delle sorgenti poste sotto osservazione, dimostra sia il limitato volume dei serbatoi naturali, sia la velocità della circolazione all'interno di questi.

Le acque di infiltrazione sono restituite al deflusso superficiale dopo breve tempo, concorrendo così all'alimentazione degli acquiferi alluvionali di fondo-valle.

Questo comportamento si riscontra, oltre che nella parte superficiale alterata, fratturata e decompressa degli ammassi rocciosi, anche nelle consistenti coperture detritiche, eluviali e colluviali, presenti con alta frequenza lungo i versanti. A tali coperture, dotate di un diverso grado di permeabilità per porosità in relazione

alla granulometria, si collegano manifestazioni sorgentizie spesso effimere, che danno origine ad una diffusa circolazione di acque in superficie subito dopo gli eventi piovosi. L'esistenza in seno a questi materiali di una componente pelitica talora non trascurabile comporta in molti casi l'instaurarsi di movimenti di massa per effetto della saturazione in acqua e dell'accentuata pendenza dei versanti.

1.2.2. - *Circolazione idrica nei depositi terrigeni*

Fra i depositi terrigeni che si sovrappongono alle metamorfiti, l'alternanza del flysch di Capo d'Orlando è quella che affiora nel territorio con discreta estensione. Essendo la permeabilità localizzata nei livelli o banchi arenacei fessurati, che si alternano a strati argillosi praticamente impermeabili, la circolazione idrica è limitata agli orizzonti lapidei. Questi assumono il significato di acquiferi in dipendenza del grado di fessurazione e delle condizioni di giacitura. Ognuno di questi orizzonti ha spesso un comportamento indipendente rispetto agli altri analoghi corpi arenacei, essendo essi compresi fra strati impermeabili. In taluni casi si possono verificare interconnessioni fra orizzonti diversi per motivi tettonici, la qual cosa aumenta il volume del serbatoio e quindi la sua capacità di immagazzinamento. Anche in questo caso le acque di infiltrazione sono restituite sotto forma di sorgenti localizzate lungo i versanti, con regime sempre molto variabile, analogamente a quanto detto per le metamorfiti.

1.2.3. - *Sorgenti*

Le numerose sorgenti (Fig. 95) che scaturiscono a diversa quota dai terreni affioranti nei bacini idrografici sono espressione, come già detto, di una circolazione idrica sotterranea molto discontinua e frazionata. Le loro acque, in gran parte non captate per la modestia delle singole portate e la grande dispersione dei punti di emergenza, defluiscono lungo i versanti raggiungendo i depositi alluvionali di fondovalle dei corsi d'acqua. Esse contribuiscono pertanto all'alimentazione dei deflussi di subalveo in un arco di tempo relativamente esteso rispetto al periodo dell'anno in cui si verificano le precipitazioni meteoriche.

Il numero maggiore di sorgenti ricade sugli affioramenti di terreni cristallini e quelle con portata più significativa si collocano sulle metamorfiti di medio-alto grado (gneiss occhiadini, paragneiss e micascisti, con filoni aplitici e pegmatitici), che costituiscono le parti sommitali dei rilievi montuosi. Le sorgenti con portata più elevata e a carattere perenne sono captate mediante opere semplici e spesso rudimentali e le acque sono utilizzate per scopi potabili o irrigui. Diverse emergenze temporanee sono altresì interessate da semplici sistemi di derivazione delle acque, le quali sono utilizzate per l'irrigazione di modesti appezzamenti di terreni coltivati.

Si tratta generalmente di sorgenti per limite di permeabilità definito (CIVITA,

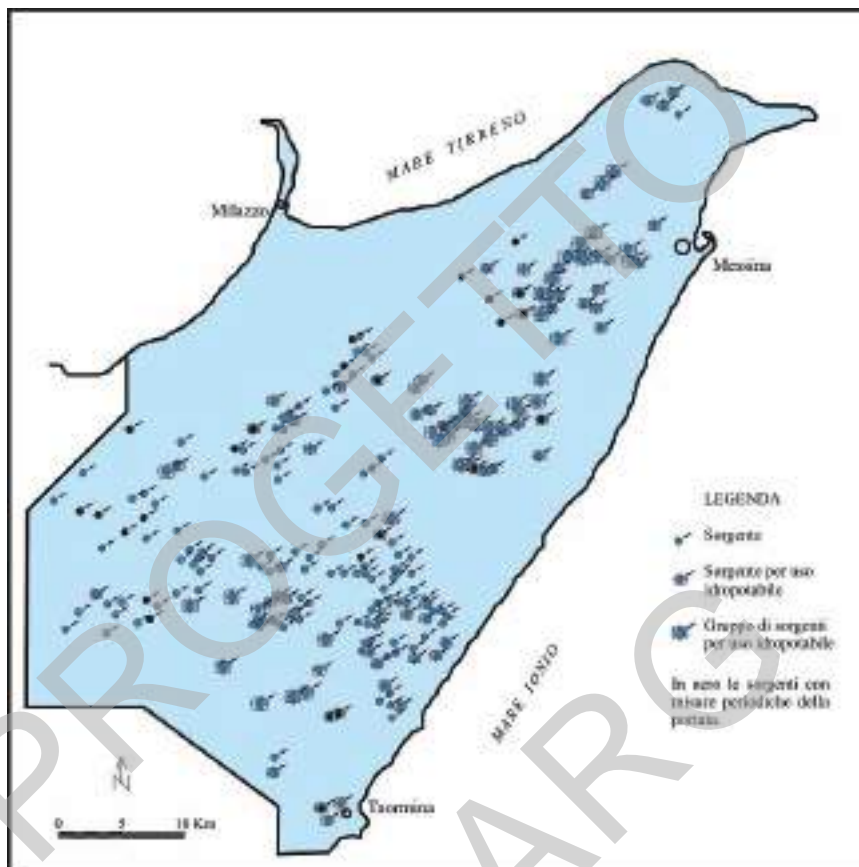


Fig. 95 – *Principali sorgenti del settore peloritano.*

1972), nel caso di emergenze localizzate al contatto tra termini carbonatici o arenacei e termini pelitici delle alternanze flyschoidi (Fig. 96). Sorgenti per soglia di permeabilità sottoposta si hanno talora al contatto tra metamorfiti di medio-alto grado e semimetamorfiti di unità tettoniche diverse. Sorgenti per limite di permeabilità indefinito si riscontrano frequentemente al contatto tra gli ammassi cristallini metamorfici e le relative coperture detritiche e di alterazione (Fig. 97).

Le sorgenti che scaturiscono da terreni cristallini presentano spesso portate iniziali non trascurabili, ma una tendenza all'esaurimento in tempi relativamente brevi per le ridotte dimensioni dei serbatoi. In taluni casi si hanno ancora portate apprezzabili, che si mantengono fino all'inizio della successiva ricarica.

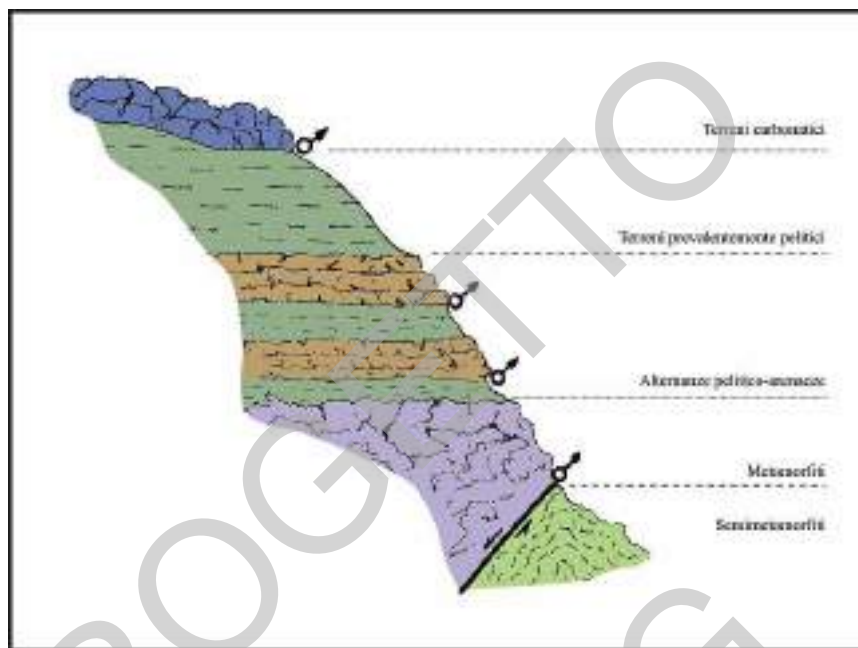


Fig. 96 – Rappresentazione schematica delle sorgenti nelle successioni di catena.

Le sorgenti collegate a depositi terrigeni in alternanza hanno in prevalenza portate modeste e poco persistenti, essendo alimentate da orizzonti acquiferi costituiti da singoli livelli o banchi arenacei più o meno fessurati, ma generalmente di scarsa estensione.

Fra le sorgenti captate per scopi idropotabili, scaturenti da metamorfiti di medio-alto grado, un folto gruppo alimenta l'acquedotto "Santissima" del comune di Messina. Si tratta di 58 sorgenti riconducibili a quattro gruppi localizzati negli alti bacini dei torrenti Fiumedinisi e Niceto, con portata complessiva media di 150 l/s. A queste si aggiungono 35 sorgenti, afferenti all'acquedotto "Frazioni Alte", riconducibili a sei gruppi localizzati nell'alto bacino del torrente Saponara, con portata media di 16 l/s. Le acque captate costituiscono soltanto un'aliquota modesta, seppure importante, delle risorse utilizzate dal comune di Messina, la maggior parte delle quali deriva da opere di captazione ubicate ai margini dell'area vulcanica etnea e che sono addotte alla città mediante due acquedotti di diverse decine di chilometri di lunghezza.

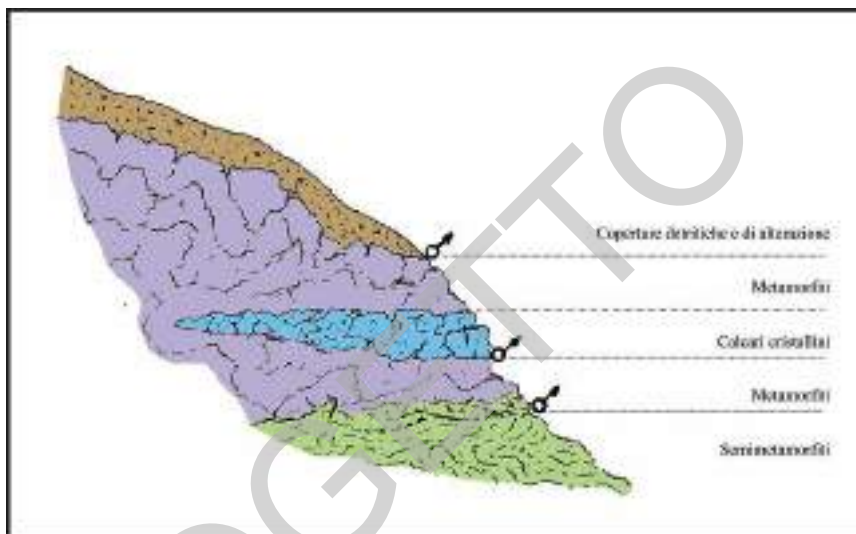


Fig. 97 - Rappresentazione schematica delle sorgenti nelle metamorfiti.

1.3. - ACQUIFERI DEI DEPOSITI NEOGENICI E QUATERNARI

1.3.1. - Acquiferi dei depositi clastici ed evaporitici

I depositi clastici sono ben rappresentati lungo le fasce collinari che bordano i rilievi costituiti da rocce cristalline. Si tratta di acquiferi complessi per la spiccata variabilità litologica che li caratterizza; ciò comporta l'esistenza al loro interno di una circolazione talora discontinua. La struttura è data da livelli permeabili per porosità e/o per fessurazione, parzialmente separati da livelli semipermeabili di limitata estensione. Le falde in essi contenute sono in parte libere ed in parte semiconfiniate, con potenzialità da discreta a mediocre.

Gli acquiferi arenaceo-argillosi con livelli conglomeratici della formazione di S. Pier Niceto presentano apprezzabile estensione e spessore, oltre che discreta continuità; sono limitati alla base da termini sia metamorfici sia sedimentari scarsamente permeabili e parzialmente al tetto da termini prevalentemente pelitici appartenenti alla stessa successione. Hanno permeabilità media per fessurazione, variabile in relazione alla frequenza delle discontinuità, localmente maggiore per tettonizzazione.

Gli acquiferi costituiti dalle calcareniti organogene plio-pleistoceniche e mioceniche mostrano condizioni strutturali analoghe a quelle dei depositi del Miocene medio-superiore, risultando limitati al tetto e al letto da sedimenti prevalentemente pelitici. La permeabilità più elevata, sia per porosità sia per fessurazione, favorisce una circolazione idrica più attiva, che si traduce nell'esistenza di falde di potenzialità non trascurabile, anche se limitata dalle dimensioni degli affioramenti. Condizioni più favorevoli si riscontrano laddove questi acquiferi ricevono alimentazione dai soprastanti depositi alluvionali o da scambi con i corsi d'acqua.

I depositi evaporitici, scarsamente rappresentati nel territorio, assumono il ruolo di acquiferi limitatamente al litotipo calcareo brecciato, presente localmente con spessore ed estensione apprezzabile; pertanto può essere sede di falde di limitata potenzialità che alimentano piccole sorgenti.

1.3.2. - *Acquiferi dei depositi alluvionali*

I depositi alluvionali presenti sul fondo valle dei numerosi corsi d'acqua e nelle aree costiere costituiscono gli acquiferi di maggiore interesse, in quanto contengono risorse idriche di notevole interesse nel quadro idrogeologico del territorio. Essi sono infatti caratterizzati da elevata permeabilità per porosità, seppure variabile in relazione alla granulometria, la quale favorisce un'alta percentuale di infiltrazione delle acque di precipitazione meteorica e di deflusso superficiale. Sono pertanto sede di un'attiva circolazione idrica che comporta un rapido trasferimento di queste acque dalle zone montuose e collinari verso le zone costiere, dove le falde presentano maggiore produttività e sono oggetto di intenso sfruttamento.

La ricarica annuale di questi acquiferi dipende principalmente dalle abbondanti piogge dei mesi autunnali e invernali, oltre che dal ruscellamento lungo i versanti dei bacini imbriferi, costituiti in prevalenza da terreni meno permeabili, e dall'infiltrazione di alte percentuali del deflusso superficiale lungo gli alvei. Un ulteriore contributo alla ricarica è rappresentato dalle acque delle numerose sorgenti non captate che, raggiungendo il fondovalle dei corsi d'acqua e infiltrandosi nei depositi alluvionali, concorrono ad assicurare una persistente alimentazione del deflusso di subalveo per diversi mesi dalla fine delle precipitazioni meteoriche.

L'importanza delle risorse idriche contenute in questi acquiferi dipende, oltre che dal regime delle precipitazioni meteoriche, dall'estensione dei bacini idrografici dei corsi d'acqua e dal volume dei depositi alluvionali. Mediante i dati di prospezioni geofisiche (180 SEV e 50 basi di sismica a rifrazione) e di stratigrafie di numerosi pozzi e sondaggi geognostici (Fig. 98) è stata ricostruita la morfologia del substrato impermeabile che ha permesso di valutare lo spessore dei depositi (FERRARA, 1999).

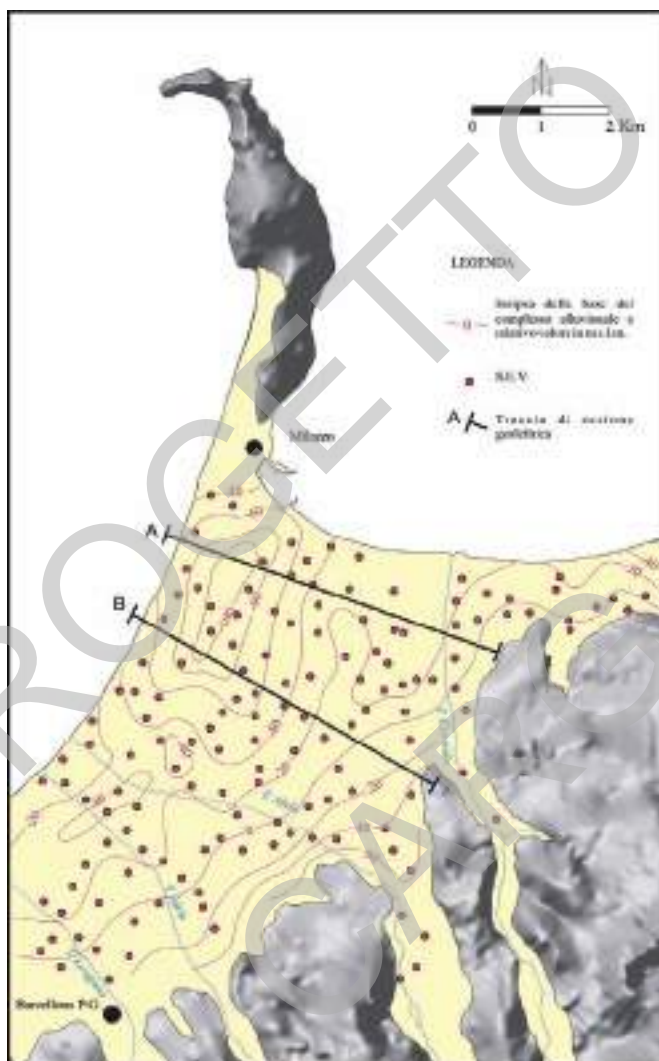


Fig. 98 – Stratigrafie di pozzi ubicati nei principali bacini idrografici.

Lungo le aste torrentizie lo spessore è mediamente sull'ordine dei 10-15 m nei tratti montani e di 40-60 m in prossimità della pianura costiera (Figg. 99 e 100). Nella pianura di Barcellona P.G.-Milazzo lo spessore raggiunge valori di 90-100 m in prossimità della costa dove la morfologia del substrato evidenzia una marcata depressione di forma ellittica con asse maggiore orientato NNE-SSO, probabilmente determinata da motivi strutturali, data l'analogia di direzione con le principali direttrici tettoniche della zona (Figg. 101 e 102).

Sulla base degli elementi anzidetti è stato valutato altresì il volume dei depositi alluvionali di fondo valle di ciascun corso d'acqua (Tab. 2).

Tab. 2 - *Volume dei depositi alluvionali di fondo valle.*

Corso d'acqua	Volume m ³ .10 ⁶
T. Niceto	79,495
T. Muto	16,548
T. Floripotema	20,201
T. Mela	78,146
T. Idria	3,178
T. Longano	26,237
T. Termini	207,507

1.3.3. - *Condizioni idrodinamiche*

Le falde contenute nei depositi alluvionali sono di tipo libero, con comportamento influenzato dalle variazioni granulometriche e dalle modalità di alimentazione. La piezometria, ricostruita in base alle misure di livello effettuate nei pozzi, mostra mediamente variazioni stagionali di diversi metri (fino a 6 m) in corrispondenza dei tratti montani e variazioni più contenute (2-3 m) nei tratti prossimi alla costa. I valori del gradiente idraulico sono generalmente più alti a monte (2-4%), sia per la pendenza dei *thalwegs* sia per la minore ampiezza della sezione di deflusso, e tendono a diminuire procedendo verso valle.

Nella pianura di Barcellona P.G.-Milazzo la superficie piezometrica (Fig. 103), ha variazioni stagionali analoghe a quelle dei corsi d'acqua che l'attraversano. Il gradiente idraulico presenta valori diversi da zona a zona, con evidente incremento ai margini occidentale ed orientale della pianura per effetto della maggiore vicinanza delle aree di alimentazione alla linea di costa, mentre valori più bassi si registrano nella parte centrale, lungo la congiungente Capo Milazzo e le retrostanti colline.

La falda è generalmente libera, mostrando tuttavia localmente condizioni di semiconfinamento, come si deduce dalla risalienza del livello idrico rilevata in fase di perforazione in numerosi pozzi, determinata da variazioni della granulometria dei depositi.

Valori di conducibilità idraulica e di trasmissività, ottenuti mediante prove di emungimento in pozzi che attingono alla falda dei depositi alluvionali, sono così sintetizzabili:

Conducibilità idraulica da $1,2 \cdot 10^{-3}$ a $3,6 \cdot 10^{-4}$ m/s

Trasmissività da $1,8 \cdot 10^{-2}$ a $5,6 \cdot 10^{-3}$ m²/s.

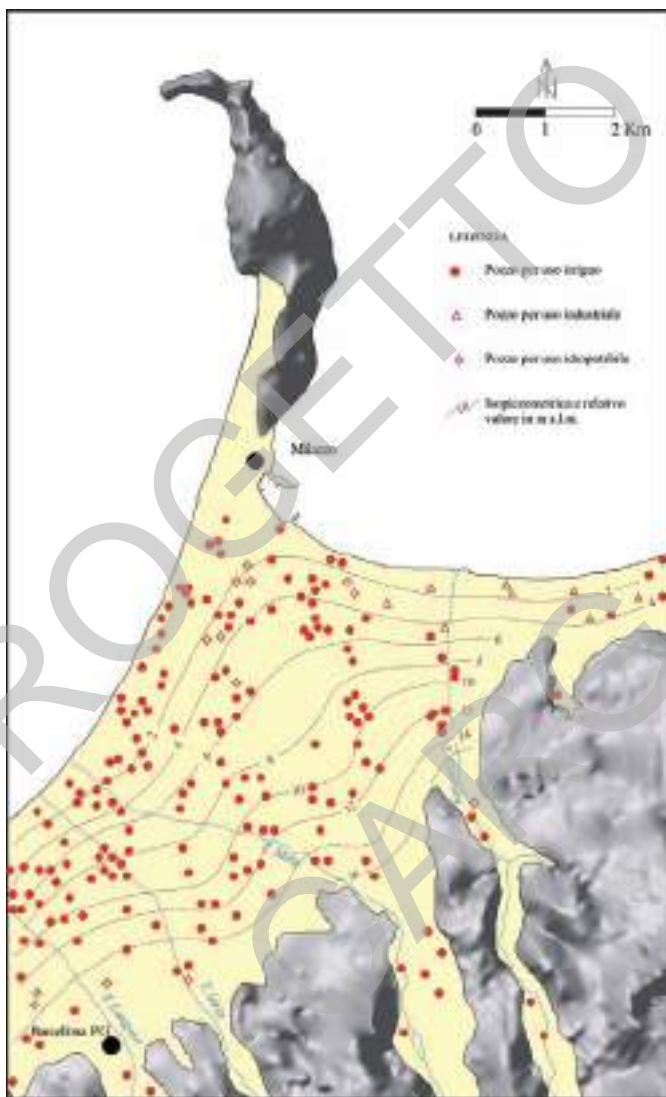


Fig. 103 – Piezometria della falda dei depositi alluvionali della pianura di Barcellona P.G.-Milazzo (1994).

Ad est di Capo Milazzo ed in prossimità della costa alcuni pozzi profondi, utilizzati per scopi industriali (ENEL, Consorzio del Tirreno), intercettano un acquifero profondo calcarenitico-sabbioso, confinato da una successione poco permeabile di argille marnose, depositi evaporitici e conglomerati sabbiosi.

L'acquifero, riscontrato da 120 m a 500 m al di sotto del livello del mare, è dotato di elevato carico piezometrico che determina fenomeni di fluenza in alcuni pozzi e un livello prossimo alla quota del livello del mare in altri.

1.4. - PRELIEVI E UTILIZZAZIONI

Le risorse idriche del territorio sono in gran parte utilizzate per scopi irrigui e potabili mediante captazione di sorgenti alle quote medio-alte e principalmente mediante pozzi nelle aree costiere pianeggianti e sul fondo valle dei corsi d'acqua.

La captazione delle sorgenti di maggiore interesse per portata e persistenza consiste in opere di modesto sviluppo, rappresentate da cunicoli drenanti di lunghezza da pochi metri ad alcune decine di metri. Le acque, convogliate in rudimentali acquedotti, sono utilizzate in massima parte per scopi irrigui e solo in pochi casi per integrare la dotazione idropotabile di abitati del territorio.

Un caso particolare è rappresentato dall'acquedotto "Santissima", che concorre all'approvvigionamento idropotabile del comune di Messina. In questo acquedotto, lungo diversi chilometri, sono convogliate le acque di un elevato numero di sorgenti ubicate sullo spartiacque principale tra i versanti settentrionale ed orientale.

Il maggior volume di prelievi di acque sotterranee è captato da pozzi, in parte scavati a largo diametro (1-3 m) e più frequentemente perforati, di profondità variabile da pochi metri ad alcune decine di metri. Le perforazioni produttive più profonde (fino a 50 m circa) si hanno nell'estesa pianura alluvionale di Barcellona P.G.-Milazzo. Le portate emunte dai pozzi utilizzati per irrigazione variano da qualche l/s a 25-30 l/s, con periodo di esercizio limitato alla stagione asciutta (circa 180 giorni l'anno).

I pozzi utilizzati per l'approvvigionamento di centri abitati della zona (Milazzo, Barcellona P.G., S. Lucia del Mela, S. Filippo del Mela, Pace del Mela, Condrò, Merì, Gualtieri Sicaminò) e per le attività industriali esistenti vicino Milazzo (Raffineria Mediterranea, Centrale termoelettrica, Acciaierie del Tirreno) hanno portate maggiori ed esercizio continuativo.

1.5. - CHIMISMO DELLE ACQUE SOTTERRANEE

Le caratteristiche chimiche delle acque che scaturiscono dai terreni cristallini e dalle successioni terrigene sono condizionate dalle modalità della circolazione idrica sotterranea, che implica generalmente brevi tempi di contatto con le rocce di questi acquiferi. Le modeste portate che caratterizzano le sorgenti e la loro accentuata variabilità in tempi ridotti sono indicative di circuiti idrologici superficiali, sviluppandosi in parte nelle coperture detritiche e di alterazione.

Le acque presentano in generale un modesto contenuto salino e una tendenza all'acidità, con limitate differenze nella composizione al diminuire della quota di

emergenza. La facies tipica è bicarbonato-alcalino terrosa, correlabile principalmente alla presenza di calcari cristallini fra le metamorfite e di arenarie a cemento calcareo nelle successioni terrigene.

Alle quote più basse, in corrispondenza delle fasce collinari, si riscontra un modesto incremento del contenuto salino totale e del pH, riferibile ai più alti valori di bicarbonati che tendono a far aumentare la durezza delle acque. Ciò può attribuirsi a circuiti sotterranei più lunghi, con maggiore sviluppo dei processi di interazione acqua-roccia. Il contenuto salino totale varia generalmente tra 250 e 430 mg/l, con valori della conducibilità elettrica specifica da poco meno di 100 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ ad oltre 700 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ e della durezza totale tra 10 e 25 °F.

Le acque contenute nei depositi alluvionali di fondo valle e delle zone costiere presentano caratteristiche chimiche influenzate da fattori connessi all'alimentazione dalle aree collinari e montuose. In generale si riscontra una frequente variabilità del chimismo, con maggiore concentrazione di alcuni parametri e conseguente incremento del contenuto salino totale man mano che ci si approssima alla costa. In vicinanza di questa l'incremento riguarda particolarmente i cloruri nei settori in cui i prelievi da parte di numerosi pozzi determinano forti depressioni nelle falde, determinando ingressione del cuneo salino e quindi commistione con le acque marine.

In corrispondenza della pianura alluvionale di Barcellona P.G.-Milazzo il chimismo delle acque è influenzato dagli scambi con i corsi d'acqua che la attraversano e dalla maggiore trasmissività dei depositi lungo i paleoalvei, che comporta ridotti tempi di contatto delle acque con i materiali alluvionali. Nelle zone più distanti dagli alvei si risente invece l'influenza del dilavamento dei terreni superficiali, dai quali vengono ceduti componenti di prodotti chimici utilizzati nelle diffuse pratiche agricole. La facies idrochimica delle acque sotterranee fino alla profondità di 50-60 m dal piano di campagna, generalmente interessata dai pozzi, è analoga a quella riscontrabile nella zona a monte, ossia bicarbonato-calcica (Fig. 104).

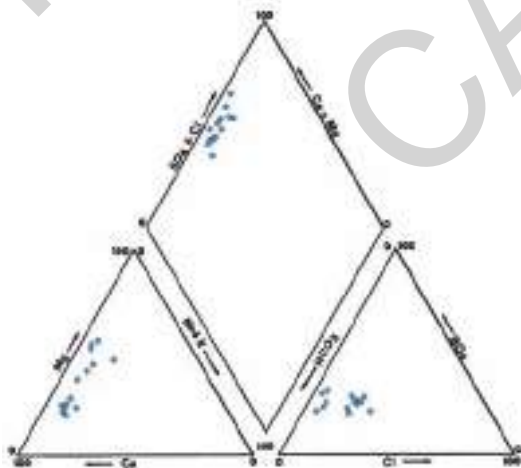


Fig. 104 – Rappresentazione del chimismo delle acque della pianura alluvionale di Barcellona P.G.-Milazzo.

Procedendo dal margine delle colline verso la costa, i valori della conducibilità elettrica mostrano un progressivo aumento, indicativo di un maggior contenuto salino (Fig. 105). Tra i componenti aumenta il contenuto di magnesio e di cloruri, questi ultimi derivanti da parziale commistione con acque salate (Fig. 106).

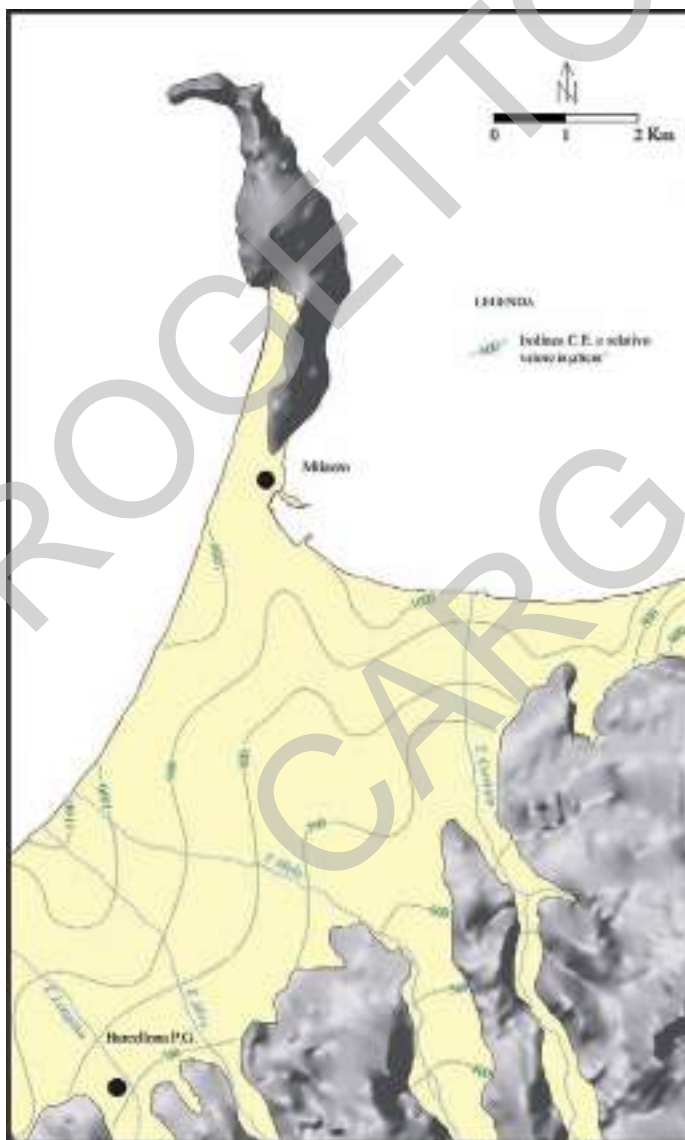


Fig. 105 – Distribuzione dei valori di conducibilità elettrica.

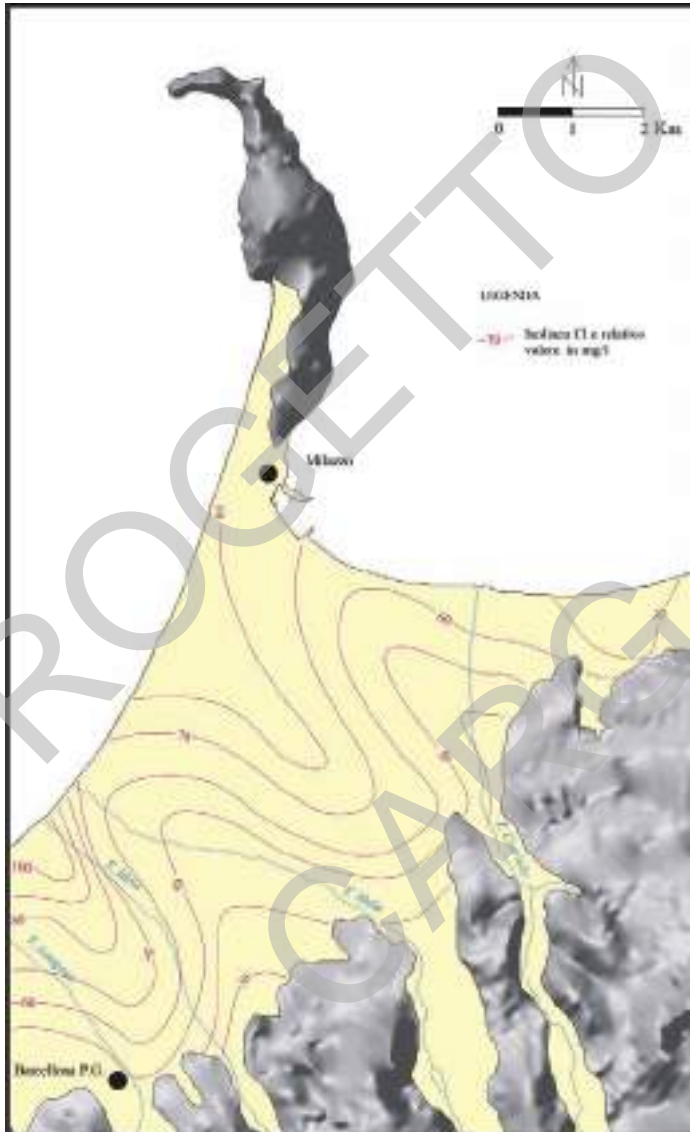


Fig. 106 – *Distribuzione del contenuto di cloruri.*

Il contenuto di questi componenti nelle acque sotterranee è tuttavia variabile nelle diverse stagioni, in relazione al diverso regime dei prelievi cui è soggetta la

falda per la prevalente utilizzazione delle acque a scopo irriguo e alla differente incidenza dei processi di infiltrazione dalla superficie del suolo connessa alle precipitazioni meteoriche.

La qualità delle acque sotterranee della pianura in relazione agli usi cui possono essere destinate, definita in base alla classificazione proposta da CIVITA *et alii* (1993) riprodotta nella Tab. 3, si desume dalla Fig. 107, che mostra la distribuzione delle classi di qualità nel territorio.

Tab. 3 - Schema di classificazione della qualità delle acque sotterranee (da CIVITA *et alii*, 1993).

Gruppo Parametri									
		1 (chimico-fisici)					2 (sostanze indesiderabili)		
Giudizio	Classe	TH °F	C.E.S. μScm ⁻¹	SO ₄ mg/l	Cl mg/l	NO ₃ Mg/l	Fe mg/l	Mn mg/l	NH ₄ mg/l
Ottimale	A	15'+30*	<1000*	<50**	<50	<10*	<0,05	<0,02	<0,05
Media	B	30*+50	1000+2000*	50**+250	50+200	10*+50	0,05+0,2	0,02+0,05	0,05+0,5
Scadente	C	>50	>2000	>250	>200	>50	>0,2	>0,05	>0,5
Note: +) valore minimo consigliato; *) valore intermedio tra Concentrazione Massima Ammissibile (CMA) e Valore guida (VG) - D.P.R. 236/88; **) valore doppio rispetto al VG									
Giudizio d'uso									
A	Acqua potabile senza alcun trattamento; idonea a quasi tutti gli usi industriali ed irrigui.								
B	Acqua potabile senza alcun trattamento; alcune limitazioni per gli usi industriali ed irrigui.								
C	Acqua non idonea ad essere utilizzata tal quale per usi potabili e con limitazioni per altri usi:								
	C1 da sottoporre a trattamenti specifici;								
	C2 da sottoporre a trattamento di ossidazione semplice o spinta.								

Al margine meridionale della pianura le acque presentano una qualità da buona a ottima (classi A1A2 e B1A2); esse tendono a un leggero peggioramento procedendo verso nord, fino alla zona centrale della pianura (classe B1B2), per aumento del contenuto salino attribuibile principalmente al contenuto di nitrati.

Nella restante area di pianura si registra in genere uno scadimento qualitativo, di origine in parte naturale e in parte antropica (classi B1C2, C1B2 e C1C2), per l'aumento del contenuto di ioni appartenenti principalmente al gruppo di parametri 1 (chimico-fisici). In particolare, la classe B1C2, che richiede trattamenti dell'acqua prima del suo impiego, si riscontra in corrispondenza di nuclei abitati sforniti di adeguati sistemi di smaltimento dei rifiuti. La classe C1B2 risulta estesamente rappresentata nella zona centro-occidentale, seppure interrotta da aree con qualità migliore (B1B2), che coincidono con le direttrici preferenziali di deflusso sotterraneo (paleovalvei).

Gran parte della zona costiera presenta infine acque di qualità decisamente scadente (classe C1C2) per l'elevata salinità derivante da alti contenuti di ioni del gruppo di parametri 1, fra cui in particolare cloruri, solfati e nitrati riconducibili all'uso estensivo di prodotti chimici in agricoltura, scarichi di acque reflue e

ingressione di acque marine.

Va notato che la maggior parte dei pozzi ad uso acquedottistico ricade nella parte meridionale della pianura, dove le acque sono dotate di qualità migliore. Condizioni diverse si hanno per le acque prelevate dai pozzi profondi ubicati in prossimità della linea di costa e utilizzati per scopi industriali.

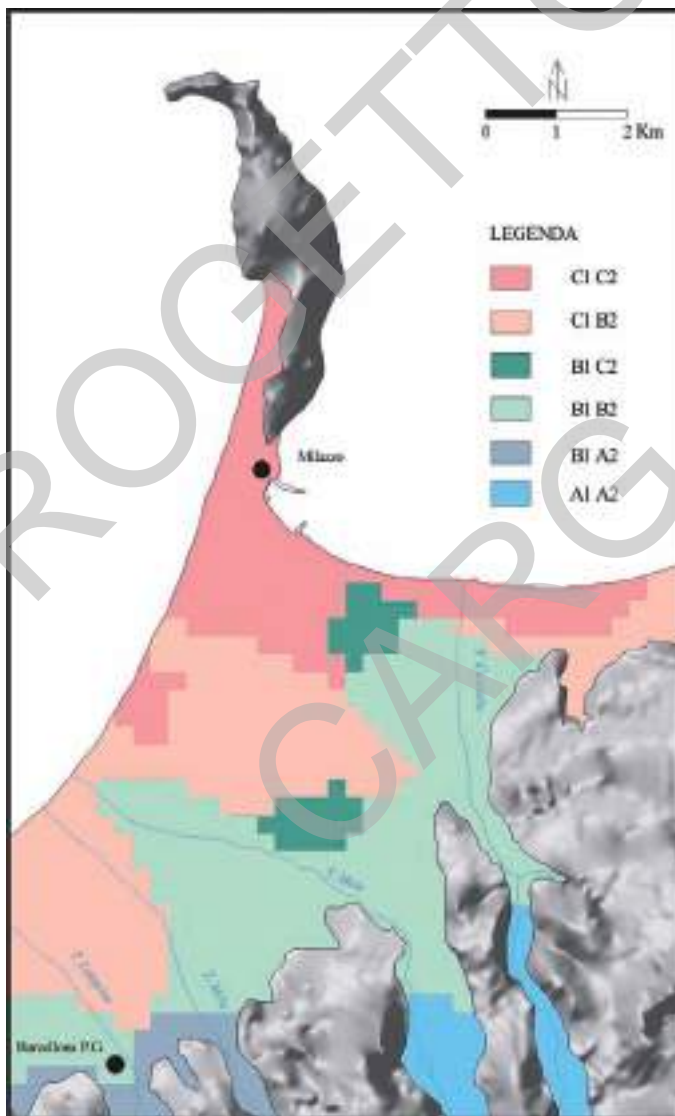


Fig. 107 – Pianura di Barcellona P.G.-Milazzo: qualità di base delle acque sotterranee.

1.6. - VULNERABILITÀ ALL'INQUINAMENTO DEGLI ACQUIFERI

1.6.1. - *Vulnerabilità naturale*

La notevole variabilità litologica che caratterizza il territorio analizzato comporta sostanziali differenze nella distribuzione delle risorse idriche sotterranee, essendo diverso il ruolo rivestito dagli acquiferi presenti in relazione alla loro capacità di immagazzinare e trasmettere le acque di infiltrazione.

Nel territorio in questione si distinguono tre principali settori, caratterizzati ognuno da condizioni morfologiche, litostrutturali e ambientali, che influenzano gli aspetti idrogeologici e di vulnerabilità all'inquinamento degli acquiferi. Questi possono essere così schematizzati:

- 1) settore montano, con accentuata pendenza dei versanti, prevalenza di terreni metamorfici molto tettonizzati, assenza di falde, circolazione idrica sotterranea molto frazionata, frequente presenza di sorgenti con portata generalmente modesta e spesso a carattere stagionale, assenza quasi completa di antropizzazione;
- 2) settore collinare, con pendenza dei versanti variabile da luogo a luogo ma nell'insieme più blanda rispetto al settore montano, presenza di terreni sia metamorfici sia silicoclastici e pelitici, talora in alternanza, circolazione idrica sotterranea localizzata in livelli o reti acquifere di estensione generalmente limitata, grado di antropizzazione variabile ma nell'insieme contenuto;
- 3) settore costiero, con prevalente morfologia blanda e a tratti pianeggiante, prevalenza di depositi clastici di tipo alluvionale, circolazione idrica sotterranea attiva con locale presenza di falde relativamente estese, grado di antropizzazione localmente elevato.

Complessivamente, l'incidenza percentuale delle diverse litologie rappresentate nel territorio vede una decisa prevalenza dei terreni metamorfici, mentre quella dei depositi clastici recenti, che costituiscono gli acquiferi più significativi, è decisamente subordinata e generalmente limitata a tratti della fascia costiera.

In tale contesto, la definizione della vulnerabilità naturale o intrinseca degli acquiferi, basata sui dati geologici e idrogeologici in precedenza illustrati, permette di distinguere le seguenti condizioni (FERRARA, 1996; 1999):

- *Falda libera senza alcuna protezione in depositi alluvionali*

La vulnerabilità è decisamente elevata in relazione all'alta permeabilità dei depositi e alla limitata soggiacenza delle falde in corrispondenza sia del fondo valle dei corsi d'acqua, sia della zona costiera.

- *Rete acquifera in calcari e calcareniti*

La vulnerabilità è elevata nelle aree di affioramento delle calcareniti organogene e dei calcari evaporitici, permeabili sia per fessurazione che per porosità, con soggiacenza delle falde generalmente limitata a poche decine di metri. Il grado di vulnerabilità si attenua laddove gli acquiferi soggiacciono a terreni scarsamente permeabili.

- *Livelli acquiferi in alternanze arenaceo-sabbiose*

Le modalità di circolazione idrica limitano generalmente il grado di vulnerabilità

dei corpi idrici presenti in tali alternanze; questo può elevarsi laddove è più frequente la fessurazione dei termini lapidei, che consente una più rapida diffusione degli inquinanti.

- *Metamorfiti di medio-alto grado*

La vulnerabilità è più alta in presenza di una maggiore fessurazione della roccia e di coperture detritiche e di alterazione, dove spesso si realizza una circolazione idrica molto superficiale. A maggiore profondità dal piano di campagna l'esistenza nell'ammasso roccioso di fratture serrate riduce notevolmente la circolazione idrica e abbassa il grado di vulnerabilità, che nell'insieme può quindi definirsi medio.

- *Corpi idrici multifalda*

Il tipo di circolazione idrica, discontinua e variabile in relazione alla diversa permeabilità dei componenti le alternanze terrigene o a queste assimilabili, comporta un grado di vulnerabilità medio-basso, tenuto conto della protezione esercitata dagli strati meno permeabili nei confronti di quelli più permeabili.

- *Complesso metamorfico di grado medio-basso*

La limitata circolazione idrica in seno a questo complesso comporta condizioni di bassa vulnerabilità dei modesti e discontinui livelli acquiferi presenti.

- *Complessi marnosi e argillosi*

Essendo questi complessi litologici praticamente privi di circolazione idrica sotterranea per le loro caratteristiche di permeabilità, gli eventuali inquinanti interessano esclusivamente le acque di deflusso superficiale.

1.6.2. – *Vulnerabilità integrata*

Per definire le condizioni di pericolosità cui sono soggette le risorse idriche sotterranee, alla vulnerabilità naturale degli acquiferi, dipendente dalle caratteristiche idrogeologiche, vanno associati i fattori antropici presenti nel territorio, identificabili come "centri di pericolo". Tra questi si riconoscono attività industriali con scarichi e/o rifiuti inorganici, attività manifatturiere in genere, discariche di rifiuti solidi urbani e misti, punti di recapito di collettori fognari, allevamenti, strade di grande traffico, autostrade, metanodotti.

Dall'analisi del territorio risulta evidente come lungo la fascia costiera siano concentrati gli insediamenti abitativi e le attività produttive da cui deriva la maggiore produzione di inquinanti. Contestualmente si osserva come in queste aree si abbiano condizioni di vulnerabilità particolarmente elevata, connesse alla presenza di acquiferi privi di protezione superficiale e con modesta soggiacenza delle falde.

Per quanto riguarda l'influenza esercitata dai predetti fattori antropici sugli acquiferi, questa è principalmente determinata dalle aree urbanizzate dove si hanno alti consumi idrici con conseguente produzione di consistenti volumi di acque reflue, immesse nell'ambiente spesso senza un preventivo trattamento. Altro fattore connesso all'antropizzazione è rappresentato dagli eccessivi

prelievi delle falde che hanno causato l'abbassamento generalizzato delle falde, determinando l'ingressione di acqua marina negli acquiferi, principalmente quelli alluvionali. Detto fenomeno, rivelato dall'alto contenuto in cloruri delle acque dei pozzi, si accentua in occasione di scarse precipitazioni meteoriche che influenzano il carico idraulico degli acquiferi, facendo variare le condizioni di equilibrio tra acque di falda e acque marine. Tali effetti si sono particolarmente risentiti nella stagione asciutta del 1991, ricadente in un periodo di accentuata siccità protrattosi per un triennio (1989-91), con forte aumento dei valori della conducibilità elettrica e del contenuto di cloruri delle acque.

1.6.3. - Valutazione della vulnerabilità

Una valutazione della vulnerabilità intrinseca all'inquinamento mediante il sistema parametrico a punteggi e pesi SINTACS (Civita & De Maio, 1997) permette di individuare le condizioni di pericolosità esistenti nell'area dei fogli. I parametri considerati nel sistema fanno riferimento alle seguenti condizioni:

Soggiacenza della falda ricostruita in base ai valori medi di livello misurati nei pozzi della pianura in condizioni stagionali diverse (aprile e ottobre). Dalla distribuzione dei valori (Fig. 108) si osserva una progressiva diminuzione procedendo dalle colline verso la costa, dove la soggiacenza si riduce a pochi metri dal piano di campagna.

Alimentazione, come infiltrazione efficace, calcolata utilizzando i dati pluviometrici e termometrici del cinquantennio 1941-1990 (Servizio Idrografico Regionale).

Acquifero, costituito principalmente dai depositi alluvionali della pianura e dei fondovalle, considerato come corpo unico data la difficoltà di effettuare distinzioni per la continua variabilità granulometrica sia in verticale sia in orizzontale, scegliendo un valore medio che dovrebbe rispecchiare il suo comportamento nei confronti della trasmissione delle acque; valori differenziati, invece, per gli altri acquiferi affioranti al margine meridionale della pianura.

Suolo, caratterizzato da condizioni tessiturali riferibili a varie classi in base alla granulometria prevalente dei depositi della pianura e degli alvei dei torrenti (SOIL CONSERVATION SERVICE, 1951, 1960). Lungo i versanti collinari la copertura di suolo è generalmente di spessore effimero e spesso assente a causa dell'elevata acclività e della scarsa diffusione delle superfici coltivate.

Topografia, caratterizzata da zone a diversa acclività, sia nell'area di pianura sia nella zona collinare retrostante, valutata mediante l'analisi dettagliata dell'acclività. In gran parte della prima la pendenza non supera il 2%, rag-giungendo un massimo del 5% nella parte restante; nella zona collinare la pendenza assume invece valori decisamente maggiori fino ad un massimo di circa il 40%, con un ampio range di variabilità.

Zona insatura, costituita dalla parte superiore dell'acquifero e quindi con analogo comportamento nei confronti della trasmissione delle acque, in relazione

alla prevalenza di una delle componenti granulometriche.

Conducibilità idraulica, caratterizzata da valori più alti nei depositi alluvionali di fondo valle dei tratti montani dei corsi d'acqua e da valori alti ma variabili nelle diverse zone della pianura, in relazione alla composizione granulometria.

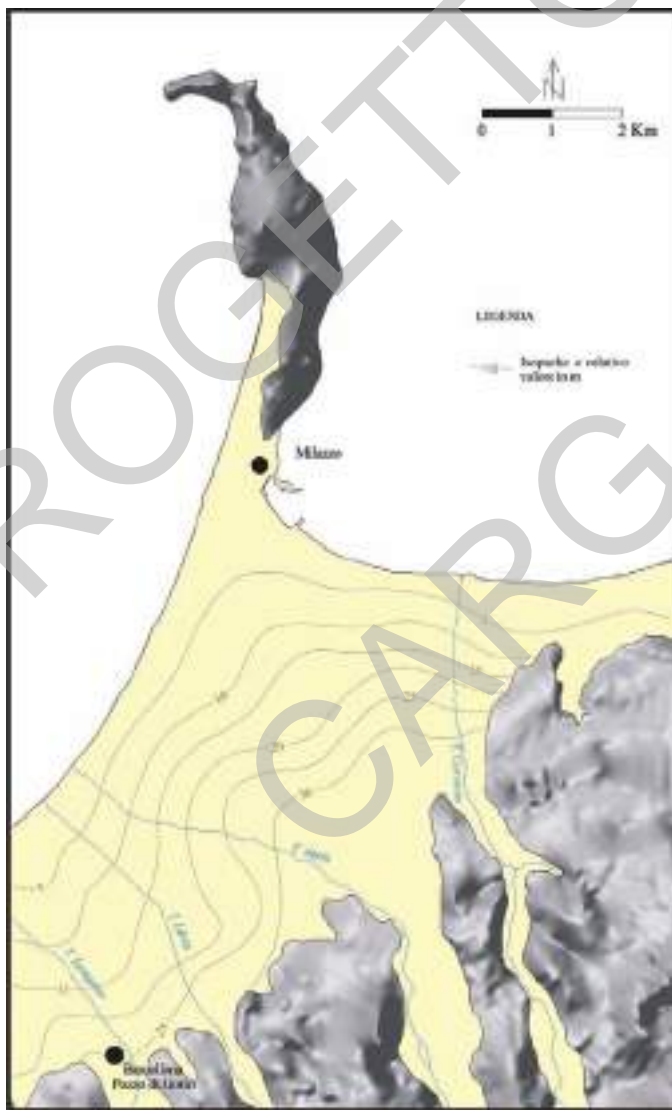


Fig. 108 – Soggiacenza della falda dei depositi alluvionali (media anno 1994).

La distribuzione del grado di vulnerabilità, caratterizzata da un indice derivante dalla sommatoria del prodotto dei punteggi attribuiti ai diversi parametri che concorrono a definire la vulnerabilità, per i pesi proposti dal metodo, mostra scenari di suscettività degli acquiferi all'inquinamento differenziati per la pianura di Barcellona P.G.-Milazzo e per le colline retrostanti (Fig. 109). Valori elevati delle classi di incidenza, distinte in base al punteggio normalizzato, si hanno nelle zone a ridosso del litorale e valori da alti a medi nell'immediato entroterra. Tenuto conto dei centri di pericolo presenti in tali aree, si desume che qui sussistono condizioni di rischio molto probabile di degrado della qualità delle acque sotterranee.

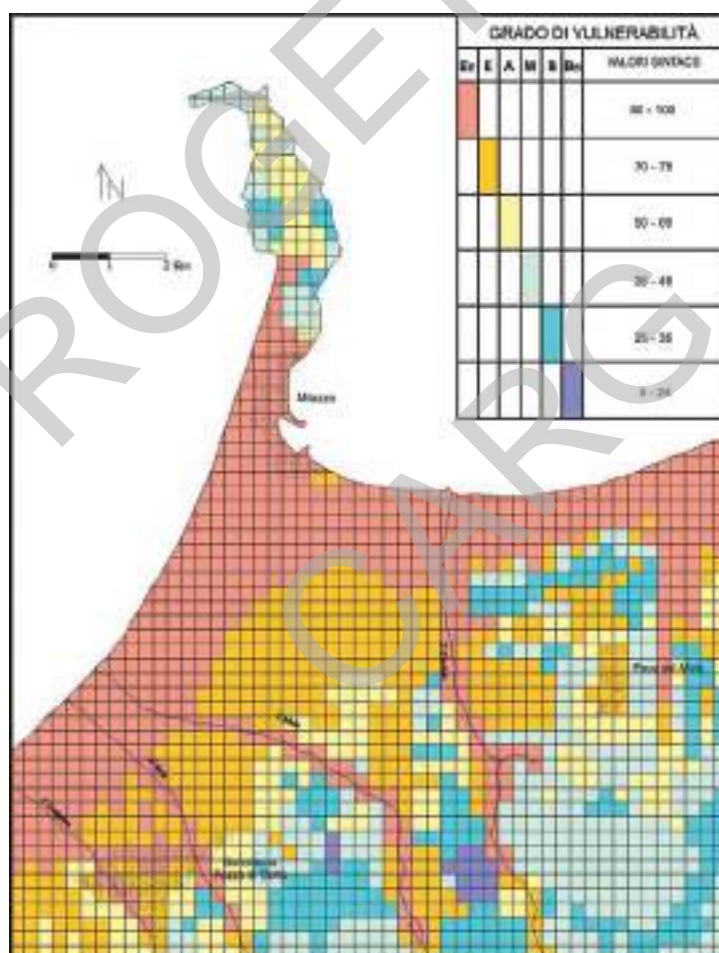


Fig. 109 – Vulnerabilità all'inquinamento degli acquiferi (metodo SINTACS).

In queste aree esiste, infatti, una pressione antropica particolarmente elevata rispetto all'intero territorio, data l'esistenza di condizioni più favorevoli, quali principalmente la morfologia dei luoghi, una maggiore disponibilità di risorse idriche e la vicinanza del mare, per attività di ogni tipo. Accanto ad un'alta densità di insediamenti abitativi, rappresentati da zone di espansione dei comuni dell'entroterra e da centri turistico-residenziali, si hanno attività industriali, artigianali e agricole servite da infrastrutture viarie di grande traffico. Il notevole sviluppo delle varie forme di antropizzazione ha comportato un forte incremento dei prelievi di acque sotterranee, con conseguente abbassamento generalizzato delle falde, che ha provocato l'impovertimento delle risorse e il loro degrado qualitativo.

VIII - ANALISI DELLA SISMICITÀ E PERICOLOSITÀ SISMICA

1. - SISMICITÀ E ZONE SISMOGENETICHE

L'area dei fogli "Milazzo-Barcellona P.G." è una delle zone a più alta pericolosità dell'Italia essendo stata colpita nel passato da diversi terremoti distruttivi (magnitudo $M \geq 6.2$).

Per stimare la pericolosità sismica dell'area sono state utilizzate metodologie classiche, come ad esempio quella di Cornell (SLEJKO *et alii*, 1998; GRUPPO DI LAVORO MPS, 2004). Questi approcci tuttavia risentono della limitazione dovuta all'assunzione di zone sismogenetiche omogenee ed estese, caratterizzate da tasso di sismicità e modello di attenuazione uniforme, che tendono a nascondere eventuali differenze nei vari siti. Per superare queste restrizioni, recentemente sono state sviluppate metodologie (MAGRI *et alii*, 1994; D'AMICO & ALBARELLO, 2007) che utilizzano le intensità osservate al sito per il calcolo della pericolosità sismica (MUCCIARELLI *et alii*, 2000; MONACHESI *et alii*, 1994). È stata quindi eseguita l'analisi di dettaglio dei terremoti che hanno interessato le località principali dell'area in studio (AZZARO *et alii*, 2000; BARBANO *et alii*, 2005; BOSCHI *et alii*, 2000) al fine di ricostruirne la storia sismica di sito.

I TERREMOTI CAPACI DI DARE UN CONTRIBUTO SIGNIFICATIVO ALLA PERICOLOSITÀ SISMICA DEL SETTORE IN STUDIO SONO LOCALIZZATI IN SICILIA ORIENTALE E IN CALABRIA MERIDIONALE (FIG. 110).

Per quanto riguarda le zone sismogenetiche della Calabria meridionale, le strutture qui certamente più attive sono le faglie del bacino del Mèsima, di Serre, di Gioia Tauro e di Cittanova, la cui attività si è protratta anche nel Pleistocene superiore e nell'Olocene (VALENSISE & D'ADDEZIO, 1994; MONACO & TORTORICI, 2000; JACQUES *et alii*, 2001). Queste strutture con direzione NE-SO sono state probabilmente responsabili dei grandi terremoti calabresi del 5, 6 e 7 febbraio e del 1 marzo del 1783 (BARATTA, 1901).



Fig. 110 - Epicentri dei terremoti della Sicilia e Calabria nel periodo 1125-2002 dal catalogo parametrico dei terremoti Italiani (GRUPPO DI LAVORO CPTI, 2004) che hanno provocato danni o sono stati avvertiti nell'area dei Fogli "Milazzo- Barcellona P.G."

In Sicilia sud-orientale la sismicità è distribuita soprattutto lungo la costa ionica, dove i terremoti hanno raggiunto $M \cong 7.0$ (AZZARO & BARBANO, 2000). La struttura probabilmente responsabile dei terremoti maggiori di quest'area (4 febbraio 1169, $I_{\max} = X$ MCS; 11 gennaio 1693, $I_{\max} = XI$ MCS; 20 febbraio 1818, $I_{\max} = IX/X$ MCS) è la Scarpata Ibleo-Maltese; tale struttura, costituita da un sistema di faglie prevalentemente normali, caratterizza la sismicità dell'area.

Nell'area etnea la sismicità è caratterizzata da eventi di bassa magnitudo e profondità ipocentrale superficiale (MONACO *et alii*, 1997; GRESTA *et alii*, 1997), per cui gli eventi di quest'area sono capaci di produrre effetti distruttivi localmente, ma vengono appena avvertiti al di fuori dell'area stessa.

Nell'area dello Stretto di Messina, l'unico terremoto storico che può dare informazioni di carattere sismogenico è il terremoto del 28 dicembre 1908 ($M \cong 7.1$; $I_{\max} = XI$, MCS), ampiamente descritto da BARATTA (1910). Poiché non vengono riportate evidenze di fagliazione superficiale e i dati strumentali

non sono molto precisi, vari Autori hanno proposto modelli diversi riguardo la collocazione spaziale, la geometria e le dimensioni della sorgente (GHISETTI, 1992; BOSCHI *et alii*, 1994; VALENSISE & PANTOSTI, 1992, 2001).

Infine, l'area in studio è localizzata al confine tra i Nebrodi e i Peloritani occidentali. I terremoti sono localizzati principalmente lungo il versante Tirrenico, in particolare lungo l'allineamento Patti-Vulcano-Salina (AZZARO *et alii*, 2000). Questa sismicità è associabile alle strutture trascorrenti destre NO-SE presenti nell'area (es. il terremoto di Patti del 1978, BARBANO *et alii*, 1979). Altre strutture presenti nell'area sono quelle connesse ai terremoti di Naso (Foglio "Patti"), i quali potrebbero essere dovuti all'attivazione di faglie normali orientate NE-SO responsabili del sollevamento della Catena, o alle strutture peritirreniche presenti in mare, cui potrebbero essere anche associati terremoti come quello del 5 marzo 1823 ($M = 6.0$) e del 6 settembre 2002 ($M = 5.6$) (AZZARO *et alii*, 2000, 2005).

2. - STORIE SISMICHE

È stata eseguita l'analisi di dettaglio dei terremoti che hanno interessato le località principali che ricadono all'interno dei fogli "Milazzo" e "Barcellona P.G." (Milazzo, Tindari, Oliveri, Falcone, Barcellona P.G., S. Lucia del Mela, Montalbano Elicona, Mandanici e Novara di Sicilia) al fine di ricostruirne la storia sismica e definirne la pericolosità al sito. La storia sismica di un sito, che è l'elenco cronologico degli effetti causati dai terremoti vicini e lontani al sito stesso, valutati in intensità macrosismica, rappresenta la base essenziale per stabilire l'impatto del terremoto con il territorio nel tempo e può anche essere utilizzata per valutare la pericolosità direttamente dai dati di intensità al sito con un metodo recentemente sviluppato (MAGRI *et alii*, 1994; D'AMICO & ALBARELLO, 2007).

Per la definizione delle storie sismiche dei siti considerati sono stati utilizzati come dati di partenza studi disponibili in letteratura, quali il *database DBMI04* (STUCCHI *et alii*, 2007) e i Cataloghi dei Forti Terremoti Italiani (BOSCHI *et alii*, 1995, 1997, 2000). La rilettura delle fonti storiche citate in questi lavori ha permesso di compilare i cataloghi di sito e, ove possibile, di migliorarli, aggiungendo nuove informazioni, specialmente per i terremoti più forti che hanno provocato danni.

Gli effetti maggiori in tutte le località analizzate sono provocati dai terremoti ubicati nel Golfo di Patti e all'attività delle faglie che si sviluppano dalla Calabria meridionale alla costa ionica siciliana; danni minori sono legati ai terremoti localizzati in Calabria Settentrionale.

In generale, se si escludono Milazzo, Montalbano Elicona e Novara di Sicilia (Fig. 111) per le quali si ha una storia sismica ben definita, per le altre località si hanno poche informazioni sui terremoti che le hanno interessate. La prima osservazione per queste località si riferisce al terremoto del 5 febbraio 1783 (Fig.

112 e 113). Milazzo è il sito che ha la storia sismica più completa (Fig. 111). Per questa località il primo terremoto di cui si ha informazione è quello dell'11 gennaio 1693, quando la città sarebbe stata moderatamente danneggiata (BOSCHI *et alii*, 1995). Non si ha conoscenza di terremoti avvenuti nell'area prima del XVII secolo.

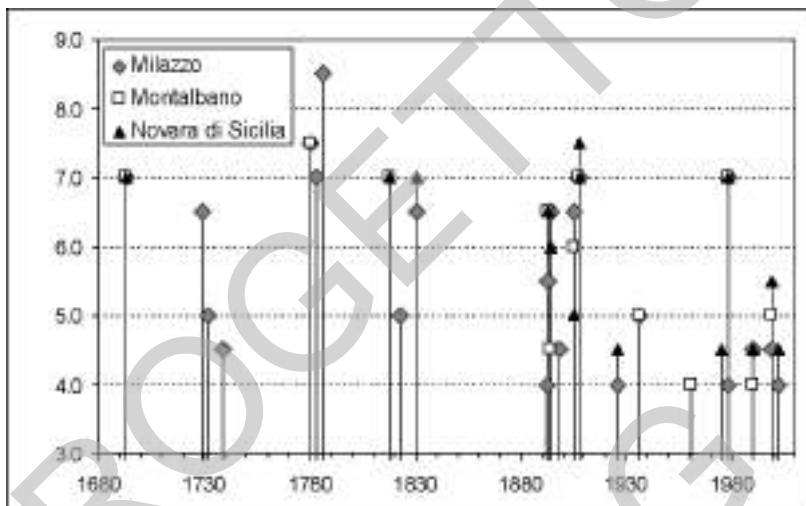


Fig. 111 - Storie sismiche di Milazzo, Montalbano Elicona e Novara di Sicilia.

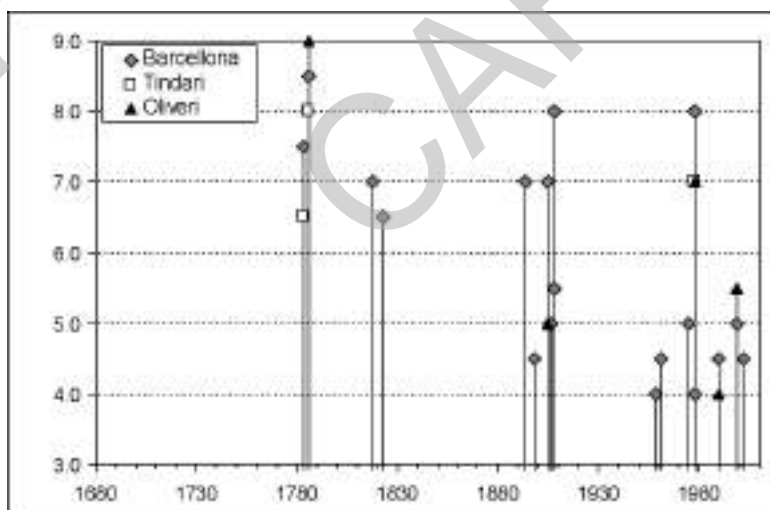


Fig. 112 - Storie sismiche di Barcellona P.G., Tindari e Oliveri.

I danni più gravi subiti dalle località analizzate (I = IX MCS e I = VIII-IX MCS) sono legati al terremoto del 10 marzo 1786 e del 15 aprile 1978, che sono gli eventi più vicini legati a sorgenti del Golfo di Patti. Danni minori sono stati provocati dagli eventi dell'11 gennaio 1693, del 5 febbraio 1783, del 20 febbraio 1818, dell'8 settembre 1905 e del 28 dicembre 1908. Montalbano Elicona e Novara di Sicilia subiscono danni anche per terremoti locali di magnitudo minore come quelli del 22 aprile 1893 e del 10 dicembre 1908, ma essendo localizzate più lontano dalle sorgenti del Golfo di Patti non hanno mai subito danni di intensità superiore a VII MCS.

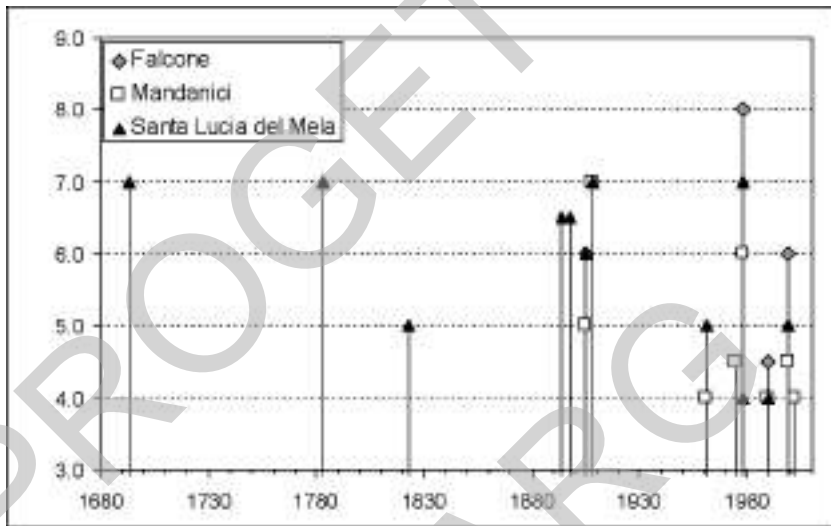


Fig. 113 - Storie sismiche Falcone, Mandanici e S. Lucia del Mela.

3. - PERICOLOSITÀ SISMICA

La pericolosità sismica è stata stimata a partire dalle storie sismiche al sito, mediante la metodologia proposta da MAGRI *et alii* (1994) e D'AMICO & ALBARELLO (2007). Questo approccio è basato sull'uso di una funzione di distribuzione discreta che descrive, per ciascun terremoto, la probabilità che gli effetti al sito siano maggiori o uguali a ciascun possibile valore di intensità della scala macrosismica adottata. Tale probabilità può essere definita usando i dati macrosismici disponibili al sito. Per esempio, se si assume che l'incertezza esista soltanto tra i due possibili valori di intensità VII e VIII, la funzione di distribuzione

potrebbe essere descritta da una stringa di dieci elementi :

$$p_s(I) = [1., 1., 1., 1., 1., 1., 0.5., 0., 0., 0.]$$

per intensità I che variano tra il II e l'XI grado MCS.

La storia sismica al sito risulta descritta da una matrice di funzioni di distribuzione che rappresenta, per ciascun terremoto, la probabilità che l'intensità al sito sia maggiore o uguale a ciascuno dei valori di intensità. Va comunque sottolineato che, per quasi tutti gli eventi, la maggior parte dei valori di intensità utilizzati nel calcolo rappresentano dati osservati quindi, specialmente per i terremoti che hanno provocato danni, il modello di attenuazione adottato è praticamente influente. Inoltre, ogni classe di intensità ha la propria soglia di completezza, calcolata applicando la metodologia di MULARGIA *et alii* (1987), ed è trattata indipendentemente dalle altre. La procedura adottata infatti non utilizza *a priori* nessun modello di distribuzione di terremoti (es. Gutenberg-Richter, *etc.*).

Nella Tab. 4 sono riportati il periodo di completezza per ciascuna classe di intensità e i relativi periodi di ritorno medi per i siti analizzati (Fig. 114).

Tab. 4 - Soglia di completezza per le varie intensità e periodi di ritorno medio (anni) per alcuni comuni dei fogli "Milazzo" e "Barcellona P.G".

Intensità	Milazzo		Barcellona		Montalbano Elicona	
	Anno di completezza	Periodo di ritorno	Anno di completezza	Periodo di ritorno	Anno di completezza	Periodo di ritorno
IV	1817	3.2 ± 0.5	1817	3.1 ± 0.5	1818	3.7 ± 0.6
V	1783	5.6 ± 1.0	1783	5.4 ± 0.9	1783	6.8 ± 0.9
VI	1638	16.2 ± 3.6	1693	13.8 ± 3.3	1693	15.4 ± 3.6
VII	1613	37.9 ± 9.2	1613	36.9 ± 8.3	1613	40.1 ± 7.7
VIII	1542	102.8 ± 31	1542	101.6 ± 30	1542	109 ± 25
IX	1321	326.4 ± 97	1321	318.2 ± 96		
Intensità	Novara di Sicilia		Tindari		Oliveri	
	Anno di completezza	Periodo di ritorno	Anno di completezza	Periodo di ritorno	Anno di completezza	Periodo di ritorno
IV	1817	3.4 ± 0.5	1817	3.3 ± 0.5	1817	3.4 ± 0.5
V	1783	5.7 ± 1.1	1783	5.8 ± 1.1	1783	5.9 ± 0.9
VI	1639	16.6 ± 3.9	1693	14.2 ± 3.1	1693	14.2 ± 3.1
VII	1613	35.4 ± 8.0	1613	35.3 ± 10.3	1613	36.0 ± 6.7
VIII	1542	95.5 ± 28	1542	87.9 ± 26	1542	89.7 ± 19.9
IX			1321	274.8 ± 68	1321	278.2 ± 69
Intensità	Falcone		Mandanici		S. Lucia del Mela	
	Anno di completezza	Periodo di ritorno	Anno di completezza	Periodo di ritorno	Anno di completezza	Periodo di ritorno
IV	1817	3.4 ± 0.5	1818	3.1 ± 0.5	1817	3.3 ± 0.5
V	1783	5.9 ± 1.1	1783	5.4 ± 1	1783	5.6 ± 1.0
VI	1693	14.1 ± 3.1	1693	13.9 ± 3.8	1639	16.5 ± 3.3
VII	1613	35.7 ± 6.7	1640	33.8 ± 8.3	1613	37.2 ± 8.3
VIII	1542	91.4 ± 20			1542	101.6 ± 30
IX	1321	287.9 ± 73				

L'analisi dei periodi di ritorno per intensità IX relativi alle località di Tindari, Oliveri, Falcone, Barcellona P.G. e Milazzo mostra valori compresi tra 274 e 326 anni (Fig. 114). Montalbano Elicona, Novara di Sicilia, S. Lucia del Mela e Mandanici non hanno mai subito terremoti di tale intensità e hanno periodi di ritorno compresi tra 95 e 109 anni per la classe d'intensità VIII, la più alta qui osservata (Fig. 114). D'altro canto, l'analisi delle storie sismiche mette in evidenza che i terremoti di magnitudo più elevata che hanno colpito le località in studio sono stati i medesimi (1786 e 1978): i siti più vicini alle sorgenti di tali eventi sono stati gravemente danneggiati, gli altri, più lontani, solo moderatamente danneggiati.

Confrontando inoltre le storie sismiche dei principali centri abitati dell'area con i dati relativi ad alcune località della Sicilia orientale (BARBANO & RIGANO, 2001; BARBANO *et alii*, 2005), risulta che rispetto a città come Catania e Messina la zona dei fogli "Milazzo" e "Barcellona P.G." presenta pericolosità sismica minore, data la notevole frequenza di eventi di media intensità, ma la loro localizzazione ad una certa distanza dagli eventi maggiori che hanno colpito la Sicilia orientale (p.e. terremoti del 1693 e 1908). La maggior parte delle località analizzate hanno periodi di ritorno confrontabili con quelli di Catania e Messina per valori di intensità IX (BARBANO & RIGANO, 2001; BARBANO *et alii*, 2005), ma non sono aspettati terremoti di intensità X o XI. Le stime di pericolosità eseguite in ambito GNDT e DPC (MELETTI *et alii*, 2000b; GRUPPO DI LAVORO MPS (2004) evidenziano, invece, valori di pericolosità meno elevati per l'area rispetto a quelli ottenuti con il metodo da noi utilizzato. Infatti, i periodi di ritorno medi ottenuti per le località in studio tramite il metodo MAGRI *et alii* (1994) sono più brevi rispetto ai valori ricavati da SLEJKO *et alii* (1998) e dal GRUPPO DI LAVORO MPS (2004) utilizzando il metodo Cornell. Queste diverse valutazioni possono essere spiegate considerando che il metodo di Cornell assume zone sismogeniche estese caratterizzate da tasso di sismicità omogeneo e leggi di attenuazione che mascherano effetti di sito.

4. - CONSIDERAZIONI CONCLUSIVE

I principali risultati di questo studio possono essere così sintetizzati:

- I cataloghi di sito mostrano che solo i terremoti del 1786 e del 1978 hanno provocato effetti distruttivi nelle località oggetto di studio, mentre invece sono molto frequenti danni gravi generati dai terremoti di magnitudo elevata localizzati in aree sismogeniche vicine, come quelle dello Stretto di Messina, della Sicilia sud-orientale e della Calabria meridionale.
- La più alta probabilità di ricorrenza di terremoti distruttivi ($I = IX$) è stata stimata per i siti di Tindari, Milazzo, Oliveri, Falcone e Barcellona P.G., mentre le località più lontane dalla costa come Montalbano Elicona, Novara di Sicilia e Mandanici non hanno mai subito danni superiori all'VIII MCS. I periodi di ritorno medi comunque sono più brevi di quelli che si ottengono con metodi classici tipo Cornell.

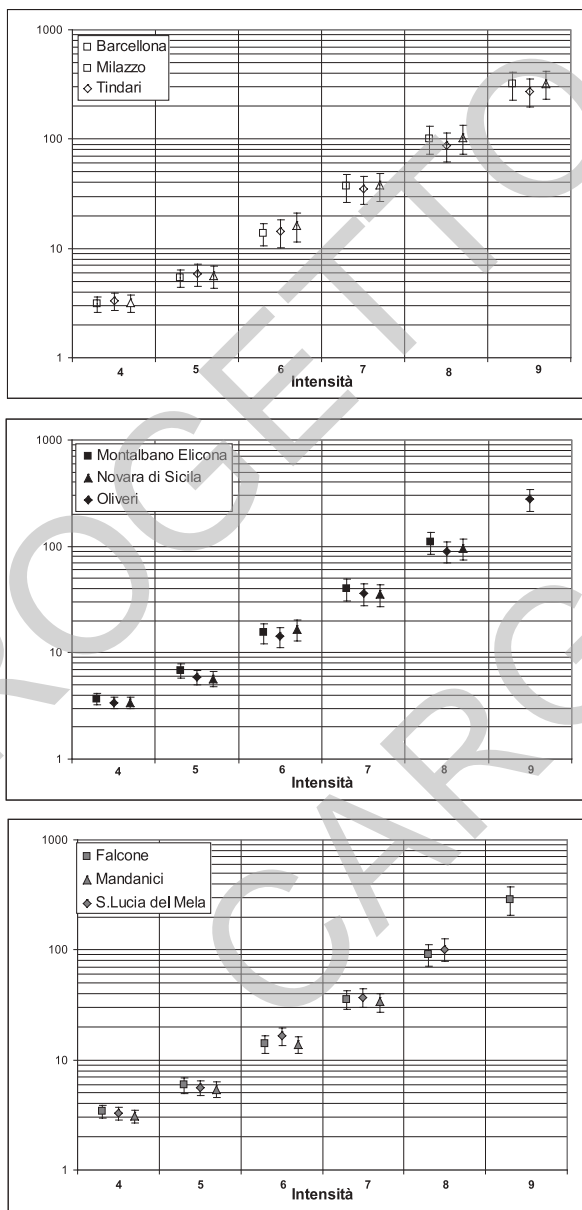


Fig. 114 - Periodi di ritorno medio (anni) con errore associato calcolati con il metodo di MAGRI et alii (1994) e D'AMICO & ALBARELLO (2007).

- La metodologia utilizzata ci ha permesso di discriminare una variabilità spaziale nei valori della pericolosità sismica. Queste variazioni, infatti, non sarebbero state evidenziate con gli approcci classici, perché essi tendono ad uniformare la pericolosità su vaste aree. Il metodo utilizzato in questo lavoro tratta prevalentemente le intensità osservate e inoltre non risente né della legge di distribuzione dei terremoti, né della forma delle zone sismogeniche. Una moderata influenza nella valutazione della pericolosità può avere, invece, la scelta della legge di attenuazione.

Una corretta valutazione della pericolosità sismica è uno dei passi fondamentali nella definizione del rischio sismico di un'area e riveste un'importanza rilevante nella gestione e pianificazione del territorio soprattutto in Sicilia orientale e in una città come Milazzo sede un importante porto industriale, che è stata colpita nel passato anche da onde di tsunami. Nell'area in studio, infatti, alla sismicità si associa una notevole vulnerabilità del tessuto urbano dovuta alla presenza di centri storici, alla introduzione di codice sismico solo recentemente (1984), alla mancanza di piani regolatori e di regolare manutenzione degli edifici, nonché al diffuso fenomeno dell'abusivismo edilizio. Ne consegue che il territorio, nonostante la non elevata frequenza di accadimento di terremoti, è estremamente esposto agli eventi sismici, anche di magnitudo non molto elevata, come osservato in occasione del recente terremoto del 14 febbraio 1999.

PROGETTO
CARG

APPENDICE I

BIOSTRATIGRAFIA DEI DEPOSITI DEL MIOCENE MEDIO-
PLEISTOCENE MEDIO

Nell'area del Foglio "Barcellona P.G.", sono state misurate e studiate 8 **sezioni stratigrafiche** per un totale di 51 campioni esaminati dal punto di vista micropaleontologico, che vengono descritte di seguito.

Marne di M. Pitò (PIO)

Sono state campionate nell'area tipo, a sud di Basicò. Le associazioni a nannofossili presenti nei campioni, mostrano abbondanza variabile, ma la conservazione è generalmente scarsa ed elevata è la percentuale delle specie rimaneggiate. L'associazione più recente riconosciuta è rappresentata da *Cyclicargolithus floridanus* (ROTH & HAY), *Discoaster moorei* BUKRY, *D. musicus* STRADNER, *D. variabilis* MARTINI & BRAMLETTE, *Helicosphaera carteri* (WALLICH), *H. walberdorffensis* (MÜLLER), *Sphenolithus heteromorphus* DEFLANDRE, *S. moriformis* (BRÖNNIMANN & STRADNER), che permette di riferire gli intervalli campionati alla biozona MNN5a di FORNACIARI *et alii* (1996), di età Langhiano.

Formazione di S. Pier Niceto (PCT)

È stata campionata a est dell'abitato di Barcellona P.G. (sezione **Bordonaro**) (Fig. 115) e a est dell'abitato di Furnari (sezione **Astri**) (Fig. 116). Si tratta di arenarie alternate a strati centimetrici di argille marnose (**PCT_b**) in appoggio discordante sulle argille scagliose dei Monti Peloritani (ASI).

I campioni per le analisi micropaleontologiche sono stati raccolti in corrispondenza dei livelli marnoso-argillosi, che contengono associazioni a nannofossili con condizioni di preservazione da mediocri a buone. Tutti i campioni contengono una certa percentuale di specie rimaneggiate. Nell'area di Furnari i

campioni sono caratterizzati da associazioni a *Calcidiscus leptoporus* (MURRAY & BLACKMAN), *C. premacintyreii* THEODORIDIS, *Coccolithus miopelagicus* BUKRY, *Discoaster variabilis* MARTINI & BRAMLETTE, *Helicosphaera carteri* (WALlich), *H. walbersdorfensis* (MÜLLER), *Geminolithella rotula* (KAMPTNER), *Reticulofenestra pseudoumbilicus* (GARTNER), che definiscono la Biozona MNN6b (FORNACIARI *et alii*, 1996) del Serravalliano inferiore. Nell'area di Barcellona P.G. le associazioni a nannofossili sono riferibili alla Biozona MNN7, per la presenza di *Calcidiscus macintyreii* (BUKRY & BRAMLETTE) e l'assenza di *C. premacintyreii*, del Serravalliano superiore.

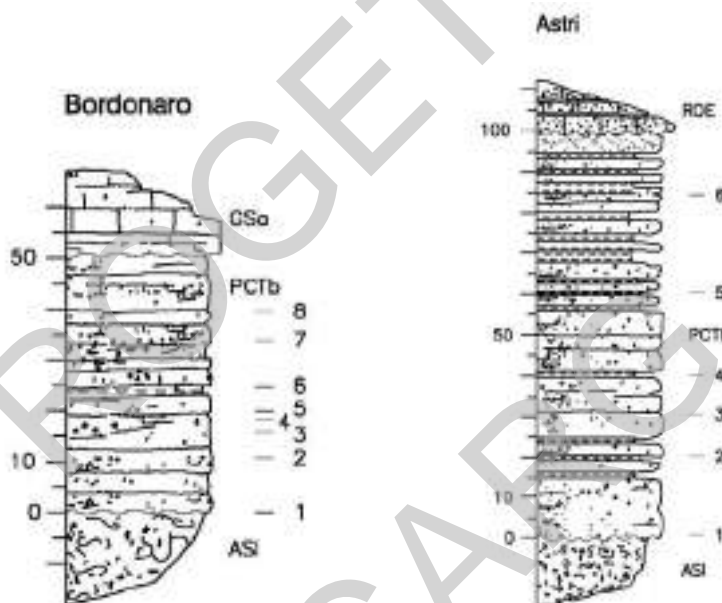


Fig. 115 - Formazione di S. Pier Niceto (PCT): sezione Bordonaro.

Fig. 116 - Formazione di S. Pier Niceto (PCT): sezione Astri.

Depositi pliocenici e pleistocenici

Nell'area del Foglio "Barcellona P.G." i depositi pliocenici sono rappresentati dai Trubi (**TRB**), mentre i depositi Pleistocenici sono costituiti da una litofacies prevalentemente calcarenitico sabbiosa (**ROE**) e una argilloso-marnosa (**ROE_a**). I Trubi sono stati campionati in località **S. Leonardo** (a est di Pace del Mela, in destra del T. Muto) (Fig. 117), dove mostrano uno spessore di circa 20 m, seguiti in discordanza da un uguale spessore di biocalcareni grossolane alternate a sabbie giallo ocra (**ROE**), con frammenti di macrofossili e clasti di Trubi, che passa

verso l'alto a 7 metri di argille marnose grigio chiaro (**ROE_a**). L'associazione a nannofossili calcarei contenuta nei campioni raccolti in corrispondenza dei Trubi è molto abbondante e ben conservata. Le percentuali più consistenti sono relative a *Dictyococcites* spp., *Coccolithus pelagicus* (WALLICH), *Reticulofenestra* spp. e *Sphenolithus neoabies* BUKRY & BRAMLETTE. Presenti in percentuale minore *Helicosphaera carteri*, *Syracosphaera* spp., *Calcidiscus leptoporus*, *Geminolithella rotula*, *Reticulofenestra pseudoumbilicus*, *Discoaster surculus* MARTINI & BRAMLETTE, *D. pentaradiatus* TAN e *Amaurolithus* spp. Questa associazione è riferibile alla Biozona MNN12 (RIO *et alii*, 1990) del Pliocene inferiore. I campioni relativi alla porzione superiore dei Trubi, presentano un'associazione sostanzialmente simile a quella appena descritta, ma caratterizzata dalla presenza di *Helicosphaera sellii* BUKRY & BRAMLETTE che consente di riferire i campioni della parte alta alla successiva Biozona MNN13 del Pliocene inferiore.

I campioni prelevati nell'intervallo sabbioso-calcarenitico contengono associazioni non molto abbondanti, caratterizzate da stato di conservazione mediocre e da un'alta percentuale di forme rimaneggiate. L'associazione è dominata da *Dictyococcites* spp. Presenti in buona percentuale individui di *Gephyrocapsa* di dimensioni superiori a $5.5 \mu\text{m}$ ("Large" *Gephyrocapsa*, *sensu* RIO *et alii*, 1990). In percentuale inferiore al 5% *Helicosphaera carteri*, *Gephyrocapsa oceanica* s.l. (*sensu* RIO, 1982 = "medium sized" *Gephyrocapsa*), *Calcidiscus leptoporus*, *Reticulofenestra* spp. Presenti, ma in percentuali molto basse, *Pseudoemiliania lacunosa* (KAMPTNER), *Coccolithus pelagicus*, *Helicosphaera sellii*. Le argille, che chiudono la successione, contengono associazioni analoghe a quanto riscontrato nei campioni provenienti dall'intervallo sabbioso-calcarenitico; si nota comunque, una maggiore omogeneità nell'associazione, con un incremento nella percentuale di "Large" *Gephyrocapsa* e di *Pseudoemiliania lacunosa*. Nell'ultimo campione, raccolto alla sommità delle argille, *Gephyrocapsa oceanica* s.l. e "Large" *Gephyrocapsa* sono del tutto assenti. Sulla base di questi dati è stata individuata la Biozona MNN19d, in corrispondenza della distribuzione di "Large" *Gephyrocapsa* (parte alta delle calcareniti-parte bassa delle argille), del Pleistocene inferiore (Emiliano) e la successiva MNN19e (parte alta delle argille) caratterizzata dall'assenza di *Gephyrocapsa* di dimensioni normali o grandi, del Pleistocene inferiore (Siciliano).

Il passaggio tra ROE e ROE_a è ben esposto a nord-est dell'abitato di Barcellona P.G., in località **Oreto** (Fig. 118), dove argille sabbiose color giallo ocra, con livelli calcarenitici, poggiano su cal-

S. Leonardo

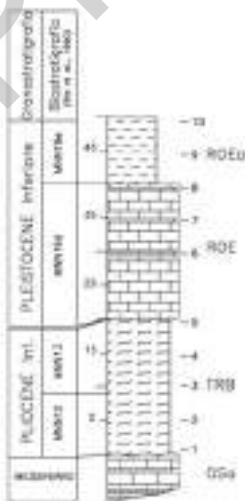


Fig. 117 – Successione stratigrafica di località S. Leonardo.

careniti organogene. Le associazioni a nannofossili sono sostanzialmente simili a quelle descritte per la sezione precedente, e riferibili alle biozone MNN19c e 19d.

Nei pressi dell'abitato di **Castroreale** si osserva una successione data da calcareniti organogene e sottili strati argilloso-sabbiosi, spesso circa 50 m, seguita da una decina di metri di argille marnose sabbiose. In base al contenuto di nannofossili calcarei, la successione è riferibile alla Biozona MNN19d del Pleistocene inferiore.

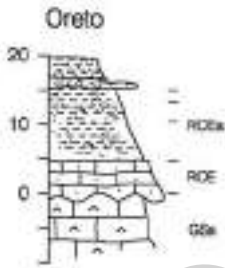


Fig. 118 - Formazione di Rometta (ROE): sezione Oreto.

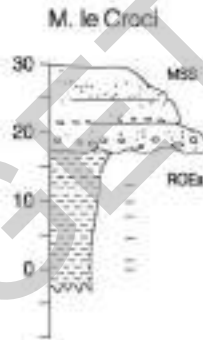


Fig. 119 - Formazione di Rometta (ROE): sezione M. le Croci.

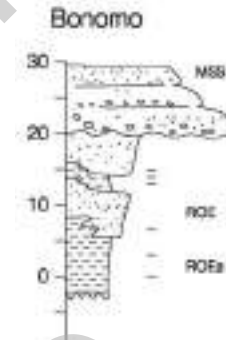


Fig. 120 - Formazione di Rometta (ROE): sezione Bonomo.

Lungo il margine tirrenico si osservano vasti affioramenti di argille di colore grigio-azzurro, largamente utilizzate nell'attività estrattiva finalizzata alla manifattura di laterizi, che raggiungono spessori superiori al centinaio di metri; si tratta di depositi marini pleistocenici, noti in letteratura con il termine di Argille di Spadafora (*Auct.*), che in base ai rapporti stratigrafici con la formazione di Rometta (ROE), rappresenterebbero la parte sommitale di ROE_a. Tali depositi argillosi sono stati campionati rispettivamente nella periferia sud-ovest (sezione **M. le Croci**, Fig. 119) e sud-est dell'abitato di Barcellona P.G. (sezione **Bonomo**, Fig. 120). L'analisi dei nannofossili calcarei ha rivelato la presenza di associazioni non particolarmente abbondanti ma discretamente conservate, con una bassa percentuale di specie rimaneggiate. Tra gli Elicoliti è presente solo *Helicosphaera carteri*. Altre specie significative dal punto di vista biostratigrafico sono *Pseudoemiliana lacunosa*, *Gephyrocapsa oceanica* s.l. e *Gephyrocapsa* sp.3 presenti lungo tutta la sezione senza particolari fluttuazioni di abbondanza. Il range di distribuzione di *Gephyrocapsa* sp. 3, che ha un'età compresa tra 0.99 e 0.59 Ma (CASTRADORI, 1995; SPROVIERI *et alii*, 1998) individua la parte bassa della Biozona MNN19f del Pleistocene medio, intervallo cui viene dunque interamente riferita la sezione in esame.

APPENDICE 2

EVIDENZE DI SOLLEVAMENTO RECENTE LUNGO LA PENISOLA DI MILAZZO

La superficie sommitale della Penisola di Milazzo, ubicata tra le quote di 50 e di 85 metri s.l.m., è costituita da un ampio terrazzo delimitato da ripide falesie da cui emergono alcuni rilievi, il maggiore dei quali è costituito dal Monte Trinità (134 m s.l.m.). Lungo questa superficie, modellata sul substrato metamorfico ricoperto in discordanza dai depositi tardo-miocenici e plio-pleistocenici, affiorano localmente (ad es. alla Tonnara, a Cala Sant'Antonio, a Punta Cirucco) sabbie e conglomerati del Pleistocene superiore, contenenti molluschi di ambiente litorale, per i quali DEPERET (1918) istituì il piano Milazziano e dei quali è stata riconosciuta successivamente l'appartenenza al Tirreniano (HEARTY *et alii*, 1986).

Lungo la fascia costiera, tra le quote di 0 e 3 metri s.l.m., OTTMAN & PICARD (1954) e MALATESTA (in LIPPARINI *et alii*, 1955) hanno segnalato depositi litorali sabbiosi e ghiaiosi che studi recenti hanno dimostrato essere di età olocenica. I caratteri ecologici e tafonomici e la struttura di questi depositi indicano che essi si sono depositi in ambiente infralitorale superiore, ma non forniscono indicazioni precise circa l'esatta posizione dell'originaria linea di costa attualmente sollevata (GRINGERI *et alii*, 2004). Tuttavia essi sono localmente associati ad indicatori morfologici, quali solchi di battente e spianate d'abrasione, a loro volta sollevati (ad es. Punta Rugno, settore orientale della penisola, a nord della cittadina di Milazzo). Inoltre, la presenza di forme mesolitorali in posto, come ad es. *Patella ferruginea* GMELIN, può dare indicazioni sulla occorrenza di paleo-linee di costa sollevate anche in assenza di chiare evidenze morfologiche.

Dall'analisi della letteratura recente si può ricostruire con estrema precisione la storia della deformazione recente dell'area della Penisola di Milazzo, rappresentata essenzialmente da movimenti verticali positivi. RUST & KERSHAW (2000)

hanno mappato due distinti solchi a 0.5 e 2 m s.l.m. e una piattaforma a ~4 m s.l.m., assegnando un'età di ~5 ka alla paleo-linea di costa intermedia in base a correlazioni regionali. GRINGERI *et alii* (2004) riportano una datazione (5919-6079 anni cal BP), effettuata con il metodo del radiocarbonio su un esemplare di *Patella* sp. proveniente da Punta Rugno e prelevato ad una quota di 2 m s.l.m. La comparazione con la curva di risalita del livello del mare calcolata da LAMBECK *et alii* (2004) per l'Olocene ha consentito agli Autori la determinazione di un tasso di sollevamento medio di circa 1.66 mm/anno negli ultimi 6000 anni.

Ricerche più dettagliate effettuate recentemente da SCICCHITANO *et alii* (2009) hanno confermato l'esistenza delle paleo-linee di costa sollevate e hanno descritto alcuni indicatori morfologici e biologici utili per la loro datazione, soprattutto lungo la costa calcarea dell'area di Capo Milazzo. L'indicatore morfologico più elevato è costituito da una piattaforma d'abrasione non datata a quota 5-6 m s.l.m. (Fig. 121). In base alla datazione delle paleo-linee di costa più recenti questa è stata attribuita ad azione marina durante distinti stazionamenti riferibili al MIS 3 e all'Olocene. Lungo la falesia sottostante affiorano due solchi di battente molto evidenti (Fig. 121). Il solco di battente superiore, rimisurato ad una quota di ~1.8 m s.l.m., secondo gli Autori è accompagnato da depositi marini datati 4-6.2 ka cal BP e da una fascia di balanidi, ubicati fino ad una quota di ~2.4 m s.l.m. nei punti più riparati e datati 3.8 ka cal BP. Il solco di battente inferiore, rilevato a 0.8 m s.l.m., è accompagnato da una piccola piattaforma d'abrasione sottostante 0.5-0.6 m e da una residua fascia a balanidi datata ~1.4 ka cal BP. Il deposito marino associato, costituito da calciruditi e calcareniti poligeniche, include frammenti ceramici di età tardo ellenistica. La comparazione con la curva di risalita del livello del mare indica che il sollevamento è avvenuto con un tasso medio di 1.4-1.8 mm/a. Tuttavia, le caratteristiche morfologiche suggeriscono che il sollevamento dei due solchi di battente sia avvenuto in modo veloce ed improvviso, probabilmente cosmico.



Fig. 121 – Indicatori sollevati di paleo-livello del mare olocenico affioranti a Punta Gamba di Donna, lungo la costa calcarea di Capo Milazzo. Si nota una piattaforma d'abrasione sommitale, e due solchi di battente lungo la falesia. Il solco inferiore, più accentuato, è associato ad una piccola piattaforma d'abrasione marina.

APPENDICE 3**LA RISERVA NATURALE ORIENTATA “LAGHETTI DI MARINELLO”****1. - DESCRIZIONE**

La Riserva Naturale Orientata Laghetti di Marinello, istituita nel 1998 (D.R. n°747/44 del 10/12/1998) e affidata in gestione alla Provincia Regionale di Messina, ricade nel Foglio “Barcellona P.G.”. Ubicata alla base del versante tirrenico peloritano, è estesa complessivamente 378,657 ha, suddivisi in Zona A, di Riserva (227,063 ha) e in Zona B, di Preriserva (151,594 ha) ricadenti interamente nel territorio comunale di Patti (Tav.1).

Nella Zona A della R.N.O. si estende il sistema costiero di Marinello, tutelato per salvaguardare ambienti naturali unici sia dal punto di vista paesaggistico che morfo-sedimentologico, e ancora, perché sede di importanti processi di dinamica costiera.

Nel distretto floristico peloritano, le caratteristiche vegetazionali della R.N.O. sono considerate tipiche di aree costiere in eccellente stato di conservazione. Lungo il litorale che orla la Riserva, è possibile osservare una vegetazione pioniera arricchita da specie particolarmente rare come il cardo-pallottola vischioso *Echinops spinosissimum* LINNÉ (Fig. 122), sui bordi dei laghetti è presente la lisca costiera, *Schoenoplectus litoralis* (SCHRAD.) (Fig. 123), e nelle acque salmastre il fieno di mare, *Ruppia maritima* LINNÉ e *Halophila stipulacea* ASCHERSON, quest'ultima specie originaria del Mar Rosso e presente nelle acque costiere del Mediterraneo dopo l'apertura del Canale di Suez. Lungo la falesia di Capo Tindari e delle coste rocciose che fanno da corona al Capo, è presente la vegetazione rupicola, ricca di specie, come il garofano delle rupi, *Dianthus rupicola* BIVONA BERNARDI, e la vedovina delle scogliere, *Scabiosa cretica* LINNÉ, che con le loro fioriture conferiscono al paesaggio colori e bellezza.

Tav. 1 – Delimitazione areale della Riserva Naturale Orientata Laghetti di Marinello.



Infine il sistema costiero, peculiare ambiente umido, è importante rotta migratoria degli uccelli diretti dall'Europa verso l'Africa, come la cicogna bianca, *Ciconia ciconia* LINNÉ, dall'apertura alare di oltre due metri e le garzette, *Egretta garzetta* LINNÉ, piccoli aironi bianchi che riposano appollaiati alla base delle falesie a picco sul mare; la Riserva rappresenta inoltre un *habitat* elitario per la costruzione di nidi da parte di numerose varietà di uccelli, quali il gheppio, il corvo imperiale, il falco pellegrino.

Fig. 122 – Esempio di cardo-pallottola vischioso (*Echinops spinosissimum*) (foto C. Martino).Fig. 123 – Esempio di lisca costiera (*Schoenoplectus litoralis*) (foto C. Martino).

2. - GEOLITOLOGIA, GEOGRAFIA E MORFODINAMICA

2.1. - GEOLITOLOGIA

La R.N.O. Laghetti di Marinello (Fig. 124) è ubicata nel contesto geologico dell'Arco Calabro-Peloritano costituito da un basamento cristallino di metamorfiti di medio-alto grado appartenenti alle Unità dell'Aspromonte e del Mela. Discordanti sul substrato affiorano le successioni miocenico- quaternarie e i terrazzi marini di Rocca Femmina, Mongiove e Grotta (tra 288 e 132 m s.l.m.) a testimonianza del sollevamento concomitante all'attività delle faglie bordiere tirreniche. I termini alluvionali recenti limoso-sabbiosi e ghiaiosi bordano i corsi d'acqua e le pianure costiere; le sabbie attuali, litorali e dunari chiudono la sequenza olocenica.

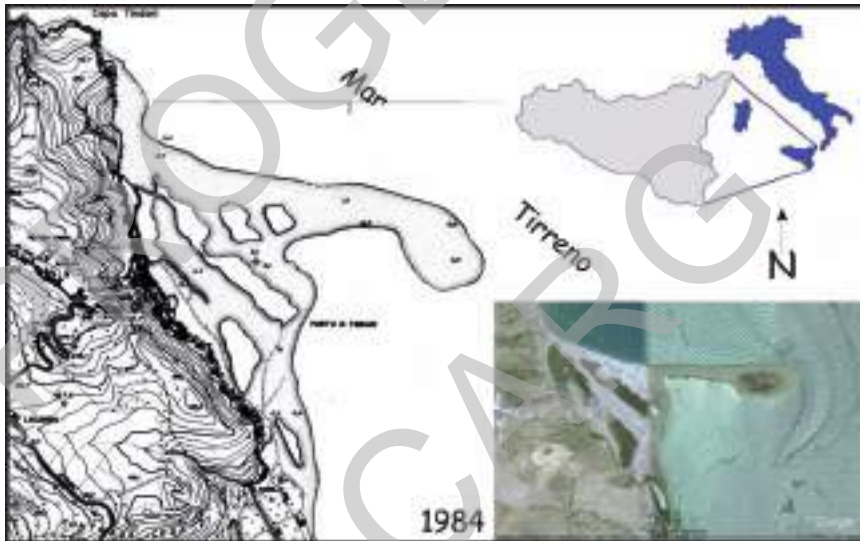
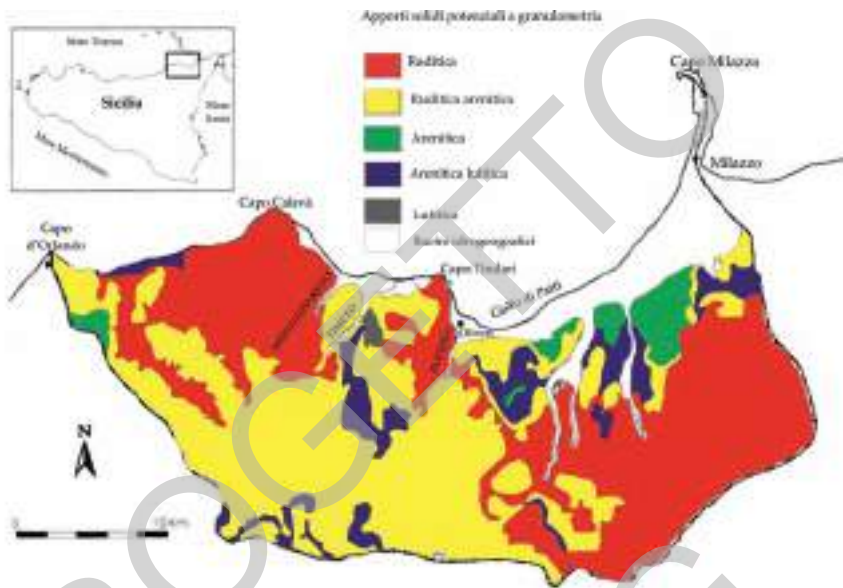


Fig. 124 – Localizzazione della Riserva Naturale Orientata Laghetti di Marinello.

Le caratteristiche geolitologiche dei bacini tributari sono state raggruppate (AMORE *et alii*, 2001) in classi tessiturali (Tav. 2), *input* sedimentari dei corsi d'acqua: il 78% del carico solido potenziale è costituito da sedimenti ruditico-arenitici derivanti dalle rocce cristalline delle Unità dell'Aspromonte-Mela, calcari mesozoici, e dai depositi alluvionali recenti; il 12% da sedimenti arenitico-lutitici, provenienti dal flysch di Capo d'Orlando e dalle calcareniti di Floresta; in particolare, i sedimenti pelitici, derivanti dalle argille scagliose ASI, non influiscono sull'alimentazione del sistema e vengono dispersi in *plumes* verso il largo.

Tav. 2 – Carta degli apporti solidi potenziali.



2.2. - GEOGRAFIA

I Monti Peloritani sono costituiti da versanti più o meno ripidi, con creste alte e sottili comprese tra i 1.000 e i 1.300 m, e dalle fiumare, corsi d'acqua a regime torrentizio con forte gradiente topografico. Il bacino tributario al sistema costiero di Marinello è alimentato da diversi corsi d'acqua, tra cui i più significativi sono il F. *Helicon* (Oliveri) che sfocia ad est di Oliveri, il *Timethos* (Timeto) o Fiume di Patti (CAPITANO SMITH, 1824) e il T. Montagnareale, con le foci rispettivamente ad ovest e ad est di Patti.

Al centro del Golfo di Patti, 38°lat. N, sul versante tirrenico peloritano, si staglia lo sperone roccioso di Capo Tindari, a picco sul mare per un'altezza di circa 280 m e per una lunghezza di circa 2,2 km; il punto più alto e sporgente è Capo Serricruci, costituito dal promontorio di Rocca Donnavilla, dove la Grotta omonima (Fig. 125) a quota 80 m, presenta fasce di fori di litodomi, indicativi di paleolinee di costa.

Alla base di Capo Tindari si attesta il sistema *beach-spit-platform* (Fig. 126) con uno sviluppo lineare di circa 3 km in direzione NO-SE, costituito da una spiaggia sabbioso-ghiaiosa che racchiude laghetti costieri con caratteristiche idrologiche diverse, e da uno *spit* in continua evoluzione. Il sistema costituisce la parte emergente, fino all'isoipsa di 5 m, di un banco sabbioso-ghiaioso con un'unghia che si estende fino all'isobata di 20-30 m ad un miglio circa dalla costa.



Fig. 125 – Grotta di Donnavilla con fori di litodomi (foto A. Zanini).



Fig. 126 – Sistema costiero Laghetti di Marinello (veduta dal belvedere di Tindari) (foto C. Martino).

In dettaglio, nel 2009, il sistema costiero è costituito da cinque laghetti, allineati secondo le direzioni NNO-SSE, subparalleli alla falesia e con profondità variabili: Lago Piccolo, Lago Fondo Porto e Lago Porto Vecchio in comunicazione tra loro, Lago Verde, Lago Mergolo della Tonnara, Lago Marinello.

I caratteri idrici del reticolo idrografico, oltre che dalle unità geologiche in affioramento sono condizionati dal clima mediterraneo, con inverni miti ed estati calde e secche, le precipitazioni medie annue hanno valori compresi tra gli 800 e i 1.000 mm/anno con periodi di siccità interrotti da brevi e violente precipitazioni.

Capo Tindari sottende un settore di traversia di 117°, compreso tra Capo Calavà (N293°) e Capo Milazzo (N50°), è esposto ai venti e al moto ondoso provenienti dai quadranti settentrionali che prevalgono su quelli provenienti dal 2° e dal 3° quadrante.

2.3. - MORFODINAMICA

La radice del sistema *beach-spit-platform* è ancorata al piede di Capo Tindari, caratterizzato da ripide falesie attive, con *pocket beaches* ad ovest del Capo, costituite da depositi ciottolosi e ghiaiosi e che vengono alimentate da materiali di frana o dalla *longshore current*. L'insieme delle falesie, in arretramento anche per l'assetto geologico, strutturale e tettonico degli affioramenti, è caratterizzato da continui fenomeni di instabilità attivi, testimoniati dalla presenza di corpi di frana, localmente formati da accumuli di grossi massi con materiali detritici di varia granulometria (Fig. 127), e di ampie nicchie di svuotamento, i cui cigli di distacco risultano ancora attivi.



Fig. 127 – Fenomeni di instabilità lungo il versante orientale del promontorio di Tindari (foto C. Martino).

Tra i 75 e i 90 m s.l.m., la falesia di Capo Tindari si presenta modellata da una fascia forata da litodomi, con lembi di un conglomerato e, tra i 6 e i 4 m s.l.m., da un *notch*, con alla base un deposito litorale di ghiaie a clasti carbonatici, ancora con fori di litodomi e strutture erosionali da impatto. Il tetto del *notch* recente di Capo Tindari è ubicato alla stessa quota di quelli segnalati a Taormina e a Sant’Alessio (cfr. Foglio “Taormina”) e datati a 5.000 anni fa; esso rappresenta il livello relativo più elevato raggiunto dal mare durante l’Olocene, attualmente è osservabile un solco di erosione alla base della falesia (Fig. 128).

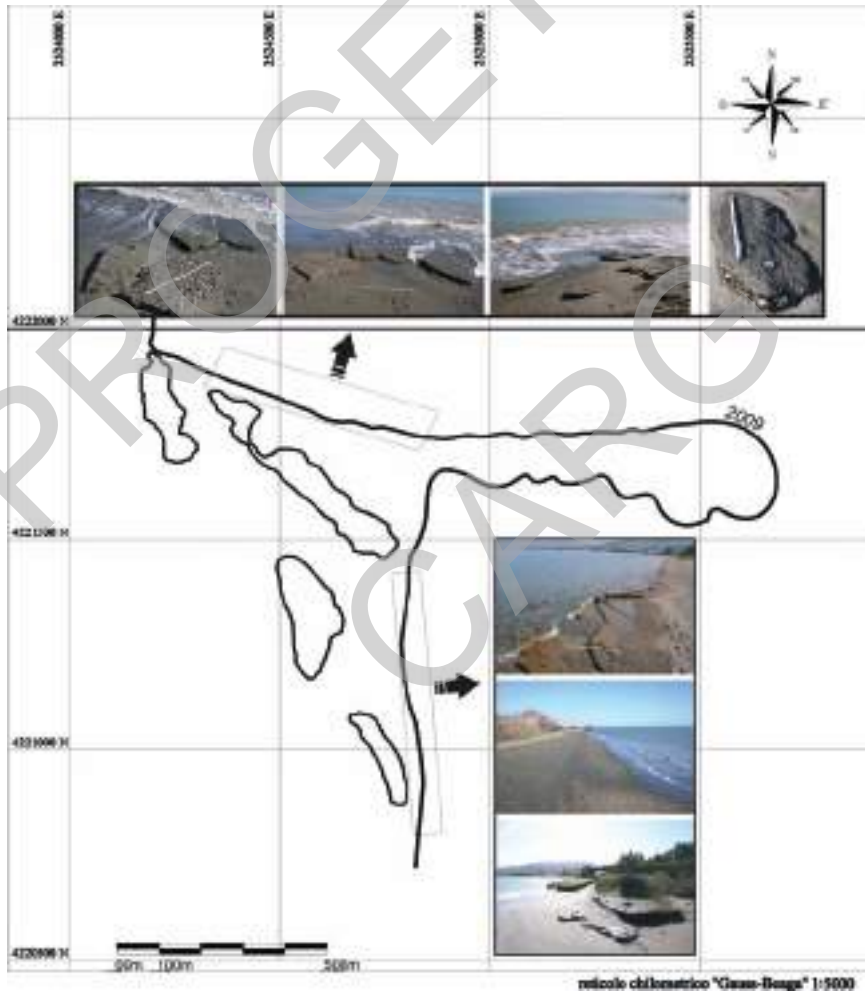


Fig. 128 – Strutture d’erosione marina alla base della falesia del promontorio di Tindari antistante il sistema dei cordoni litorali di Marinello (foto A. Zanini).

A partire dagli anni 2000, lungo il *beach-spit* del sistema costiero, sono state cartografate (MARTINO *et alii*, 2008a, 2008b) numerose *beach rock*, con granulometria compresa tra quella delle psammiti e delle psefiti e con differenti proporzioni del materiale silicoclastico o carbonatico (Tav. 3).

Le *beach rock*, esposte in modo discontinuo lungo la linea di costa (Fig. 129), sono debolmente inclinate verso mare ($<10^\circ$), con spessori complessivi delle lamine in affioramento di 32 cm, talora marcate da sporgenze parallele alla spiaggia, anche per diversi metri. La mancanza di strutture organiche fa pensare che il meccanismo responsabile della loro cementazione sia stato essenzialmente

Tav. 3 – Affioramenti di *beach rock* lungo il sistema spit-beach.



fisico-chimico (HANOR, 1978), legato all'evaporazione dell'acqua del mare intrappolata durante le mareggiate.

Le *beach rock* sono state esumate per l'azione delle onde, oblique sul lato sopraflutto del sistema e delle *longshore* e *rip currents*, e ancora per il *deficit* sedimentario dei corsi d'acqua tributari, soprattutto del Timeto, che, nel corso degli anni, ha subito drastiche riduzioni del carico solido. Le correnti intercettando anche i sedimenti costituenti la barra fociale del Timeto, hanno attivato un processo



Fig. 129 – Affioramenti di beach rock (foto C. Martino).

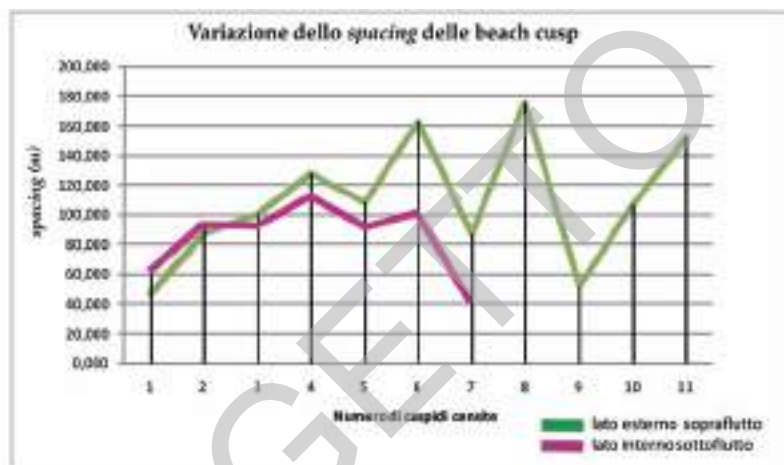
erosivo disastroso, con arretramento dell'arenile antistante il corso d'acqua, di circa 80 m rispetto alla linea di costa del 1967 (Fig. 130) e con conseguenze anche sul limitrofo sistema *beach-spit-platform*, testimoniata dall'erosione della linea di costa e dalla formazione di un solco di erosione attuale al piede della falesia. Il *drift* prevalente, diretto verso sud, impedisce di fatto la sedimentazione dello scarso materiale in transito che riesce a superare Capo Tindari, il *drift* secondario è diretto verso nord, in relazione a locali cambiamenti delle condizioni meteomarine.



Fig. 130 – Erosione costiera a sud della foce del T. Timeto, al confine con il limitrofo Foglio “Patti” (foto A. Zanini).

Lungo la battigia del sistema sono presenti motivi a cresta o *beach-cusps*, la cui origine, ancora poco chiara, è basata su due modelli, quello di GUZA & INMAN (1975), che assegna un ruolo determinante alle *edge waves*, responsabili della variazione ritmica del livello del mare in prossimità della linea di costa, e quello di WERNER & FINK (1993), che considera le *beach-cusps* il risultato di un processo di auto-organizzazione, testato in laboratorio e quantizzato da un modello numerico.

Un monitoraggio iniziale delle *beach cusp* è stato condotto nel 2009, con misure dello *spacing* (MARTINO *et alii*, 2009a), distanza orizzontale tra due creste adiacenti, e prelievo di sedimenti. Il *beach cusp system* è costituito da un'alternanza di creste, formate da ghiaia, e di cavi formati da sabbia ghiaiosa e da sabbia da grossolana a media. Lo *spacing* medio è stato misurato sia sul lato esterno sopraflutto dello *spit*, dove è prevalente l'azione del moto ondoso e delle correnti, sia sul lato interno sottoflutto, dove l'energia è minore. Esso è compreso tra 112,12 e 39,13 m sul lato sopraflutto, tra 175,21 e 46,3 m sul lato sottoflutto (Tav. 4).

Tav. 4 – *Variazione dello spacing delle beach cusp.*

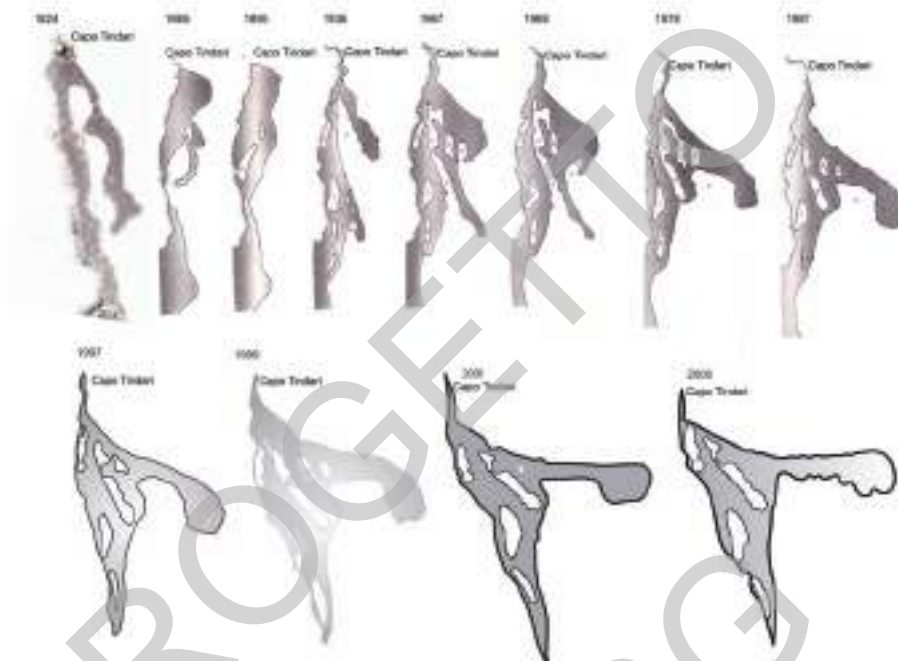
3. - EVOLUZIONE STORICA DEL SISTEMA COSTIERO

Per lo studio dell'evoluzione del sistema costiero dal 1824 al 2009 (Tav. 5 e 6) sono state digitalizzate le carte storiche dell'I.G.M. dal 1824 al 1967, le aerofotogrammetrie dal 1967 al 1997 e i rilievi condotti *in situ* a partire dagli anni '90; sono stati comparati i dati digitalizzati al fine di calcolare le variazioni dell'area emersa del sistema costiero (m²) e la variazione della lunghezza dello *spit* (Tav. 7).

Nella mappa più antica, quella del 1824, *Piano di Porto Madonna e della Baja di Olivieri*, il sistema costiero emerso (352.736 mq) è costituito dalla parte emergente di un banco sabbioso e da un unico *spit*, parallelo alla costa e vergente verso sud-est, che racchiude il Porto Madonna. In corrispondenza della foce della Fra Elicona, è cartografato un lago pericostiero, oggi insabbiato e non identificabile con gli attuali bacini lacustri.

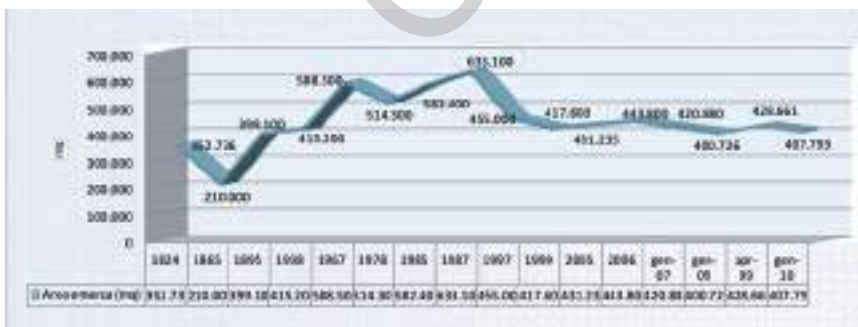
Dal 1895 al 1967 il sistema costiero emerso cresce costantemente (AMORE *et alii*, 1991). Nel 1865 è ancora costituito da un banco sabbioso emerso (210.000 mq), caratterizzato da cordoni vergenti verso sud-est e verso nor-dest; in particolare nel 1895 sono cartografati due bacini corrispondenti agli attuali Laghi Verde e Fondo Porto e la parte emersa occupa una superficie di 399.100 mq che arriva ai 415.200 mq nel 1938, lo *spit* si va accrescendo e comincia a configurarsi l'assetto attuale, con tre bacini a ridosso della Rocca di Capo Tindari, i Laghi Verde, Mergolo della Tonnara e Marinello, e con alcuni laghetti a sud-est del Mergolo e a sud di Marinello.

Tav. 5 – Evoluzione storica del sistema costiero di Marinello dal 1824 al 2009.

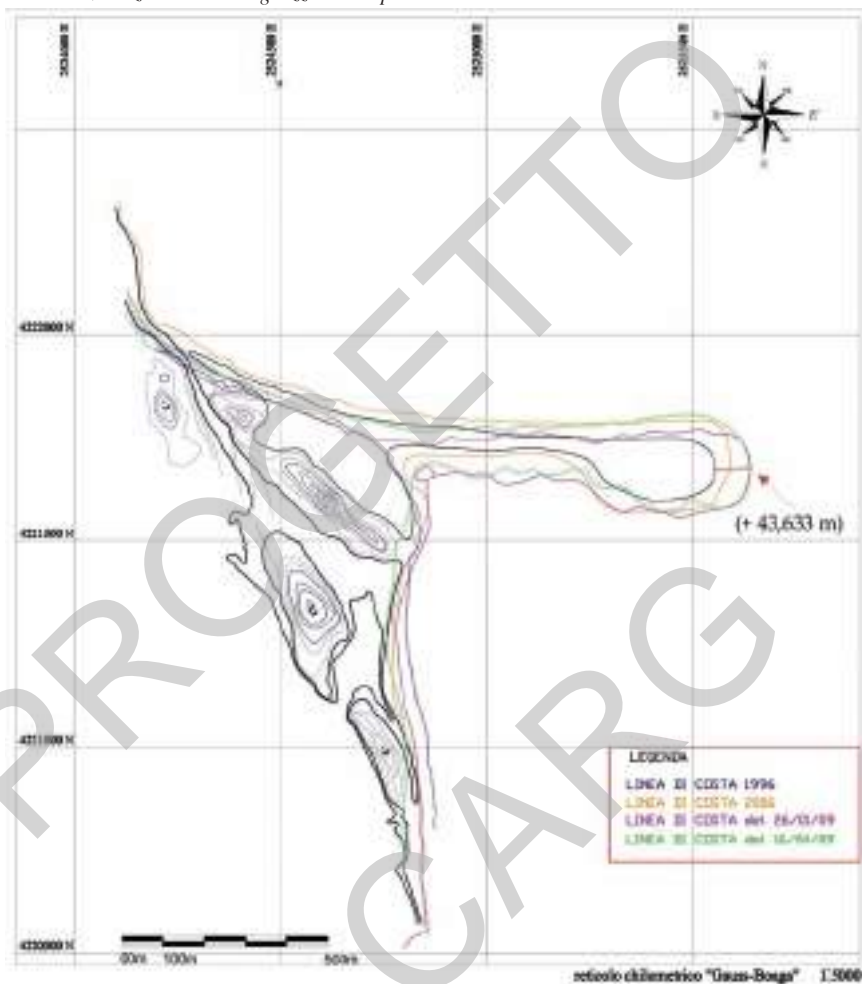


Nel 1967 il sistema emerso raggiunge la massima estensione con 588.500mq, il laghetto a sud del Marinello scompare e quelli a sud-est del Mergolo vengono inglobati nel Porto Vecchio; compare il Lago Nuovo e le frecce litorali migrano verso nord-est precludendo alla configurazione attuale del Porto Nuovo. Tra il 1967 e il 1978, l'area emersa si riduce a 514.300 mq, tra i Laghi Mergolo della Tonnara e Verde vengono scavati due canali artificiali, il primo che li mette in

Tav. 6 – Variazione della superficie del sistema costiero di Marinello dal 1824 al 2010.



Tav. 7 – Variazione della lunghezza dello spit.



comunicazione tra loro, il secondo con il mare. La punta dello *spit* a sud-est del Porto Vecchio viene sommersa ed emerge una barra sabbiosa che tende a ostruire l'imboccatura del Porto Vecchio; la parte mediana dello *spit* si assottiglia sempre più, confermandosi la più vulnerabile, si possono osservare degli accumuli di sedimenti sia lungo le sponde interne dei laghetti, forse dune embrionali, sia nell'area sottoflutto, vere e proprie difese naturali sommerse.

Tra il 1985 (582.400 mq) e il 1987 (633.100 mq) si ha la massima estensione del sistema, perché si vanno riducendo le superfici occupate dai laghetti, Porto

Vecchio e Fondo Porto hanno le imboccature sbarrate artificialmente e il Lago Nuovo non è più in comunicazione con il Fondo Porto.

Il periodo '87-'97 ben rappresenta l'evoluzione più recente del sistema costiero, per la brusca accelerazione dei fenomeni di erosione, motivata dalla continua riduzione del trasporto solido del Timeto. L'accumulo di sedimenti sottoflutto non è più sufficiente a bilanciare la perdita di materiale che colpisce il tratto di costa a nord della foce del Timeto. Il sistema emerso, nonostante si assista ad un progressivo insabbiamento dei laghetti, passa a 455.000 mq, ed è accompagnato da fenomeni spinti di ingressione marina con totale inondazione del sistema emerso.

Dal 1999 al 2009 il sistema è caratterizzato da costanti perdite (MARTINO *et alii*, 2009b), due laghetti sono progressivamente insabbiati, lo *spit* si assottiglia ulteriormente, soprattutto nella parte centrale, la più vulnerabile perchè priva di qualsiasi copertura vegetale e superata agevolmente dalle mareggiate provenienti da nord; nel 2009 l'area emersa occupa 428.661 mq.

4. - TUTELA E CONSERVAZIONE

La R.N.O. Laghetti di Marinello rappresenta un lembo di natura unico con *habitat* da tutelare e conservare; da questa premessa nasce l'importanza di aggiungere ed elaborare dei progetti di gestione integrata a quelli già in atto, coniugando le diverse competenze, scientifica, culturale, socio-economica, normativa e gestionale e i diversi livelli, regionale, provinciale e comunale.

La R.N.O. potrebbe diventare un vero e proprio laboratorio ambientale dove studiare le cause dell'erosione costiera e impostare nuove strategie di tutela e conservazione.

Gli studi di base ventennali fin qui condotti, che hanno permesso di acquisire dati geolitologici, geografici, morfodinamici e cartografici riguardanti il sistema, potrebbero essere il punto di partenza per capire le situazioni critiche in atto.

Sullo sperone roccioso di Capo Tindari, i fenomeni di instabilità morfologica, legati all'assetto strutturale e alle condizioni di fratturazione degli ammassi rocciosi, richiedono attenzione e opere di difesa, quali reti di protezione e paramassi. È importante anche la messa in sicurezza del percorso escursionistico che borda la Zona A della R.N.O. e di quello, ormai difficilmente percorribile, che permette l'accesso alla Grotta di Donnavilla, solo parzialmente esplorata.

Il *beach-spit* è caratterizzato da una perdita costante di superficie emersa, fenomeno erosivo marcato dall'esumazione delle *beach rocks*, e imputabile allo scarso trasporto *longshore* dovuto alle opere di difesa, effettuate negli ultimi decenni lungo i corsi d'acqua tributari. Tale perdita non è compensata dalla sabbia eolica proveniente dalle dune che orlano le falesie e che, immessa nel sistema, ha già provocato l'insabbiamento di due laghetti, il Piccolo e il Nuovo.

Le ondate, collegate ai venti provenienti dai quadranti settentrionali e al *fetch*, attivano le correnti *longshore* e la conseguente instabilità dello *spit*, con le

sezioni della radice e della parte mediana che tendono ad assottigliarsi, e con la punta che cambia direzione per il fenomeno della diffrazione del moto ondoso. Una risorsa per un eventuale ripascimento naturale potrebbe essere costituita dalla sabbia accumulata al largo del sistema, oltre il piede della barra sommersa; la cresta della barra, con direzione NO-SE, per una lunghezza di circa 700 m e una distanza dalla riva variabile tra i 200 e i 400 m, protegge in parte il lato sovralfutto dello *spit*, dissipando l'energia dell'onda.

In conclusione, per poter trarre informazioni progettuali, è fondamentale il continuo e regolare monitoraggio dell'intero sistema e la conoscenza dei processi dinamici in tempo reale. Ciò potrebbe essere ottenuto mediante l'installazione di stazioni di videomonitoraggio, costituite da alcune videocamere o fotocamere digitali puntate obliquamente lungo la costa e in grado di coprire un campo visivo fino a 180°; al sistema di videocamere dovrebbe essere connesso un *computer* con il compito di gestire l'acquisizione delle immagini e restituirle in tempo reale in rete.

PROGETTO
CARG

APPENDICE 4

VALUTAZIONE DEL DISSESTO IDROGEOLOGICO

Il problema e le conseguenze del dissesto idrogeologico sono diventati in questi ultimi anni argomento di dominio pubblico.

Le conseguenze più vistose provocate sul territorio, con perdita di vite umane e ingenti danni economici, hanno tuttavia in parte sensibilizzato gli organismi istituzionali preposti, ma a causa delle scarse risorse investite, il nostro paese continua a subire con periodicità le conseguenze del dissesto idrogeologico. Non meno importanti sono le scelte progettuali, a volte non confortate da studi adeguati, attuate nei piani regolatori.

Per dissesto idrogeologico si intende comunemente l'effetto di quell'insieme di processi morfologici che producono modificazioni territoriali in tempi da relativamente a molto rapidi, spesso interagendo in modo negativo o distruttivo sulla vita e le opere dell'uomo (insediamenti, infrastrutture, attività sul territorio), assumendo di conseguenza una grande rilevanza sociale ed economica.

Definire tali fenomeni come dissesto idrogeologico, associandolo al significato di "degrado" del territorio è tuttavia improprio. In realtà le frane, gli smottamenti e i processi erosivi accelerati sui versanti, i processi fluviali (erosioni di sponda, laterali, divagazioni e alluvioni) sono in fenomeni naturali, gli stessi che nel corso di centinaia di migliaia di anni hanno modellato il territorio.

La stessa influenza dell'uomo su tali processi, spesso evocata, non è ben quantificabile, sebbene alcune modifiche dirette del territorio (disboscamenti e usi del suolo non idonei) e altre indotte dal clima a scala globale, o da particolari condizioni di microclima locale, possono averne intensificato l'azione. In particolare le frane, in un territorio come quello considerato, interessato da forti tassi di sollevamento, costituiscono per diffusione e numero una caratteristica peculiare in gran parte ascrivibile all'evoluzione naturale delle formazioni affioranti,

con le loro molteplici caratteristiche meccaniche.

È un dato di fatto comunque che i costi , anche di vite umane e danni al patrimonio, a carico della collettività, sono in continuo aumento. Indispensabili sono quindi le attività di conoscenza, previsione, prevenzione e mitigazione degli effetti.

1. - PRECIPITAZIONI

È stata ricostruita attraverso il riesame delle registrazioni pluviometriche degli Annali Idrografici 1921-2003, la storia degli eventi meteorici significativi ed i loro effetti nel territorio.

La registrazione ha inizio con alcune stazioni nel 1921, diverse di queste registrano dati sino ad oggi, ma vi è da lamentare che allo stato attuale delle 11 stazioni pluviometriche considerate pertinenti nel territorio ne rimangono attive solo 8. Questo è comunque un segno di grande insensibilità e perdita della possibilità di correlazione dei dati nel tempo, dati sensibili e necessari sono comunque andati perduti.

Sono stati elaborati i dati provenienti dalle stazioni di (Tab. 4):

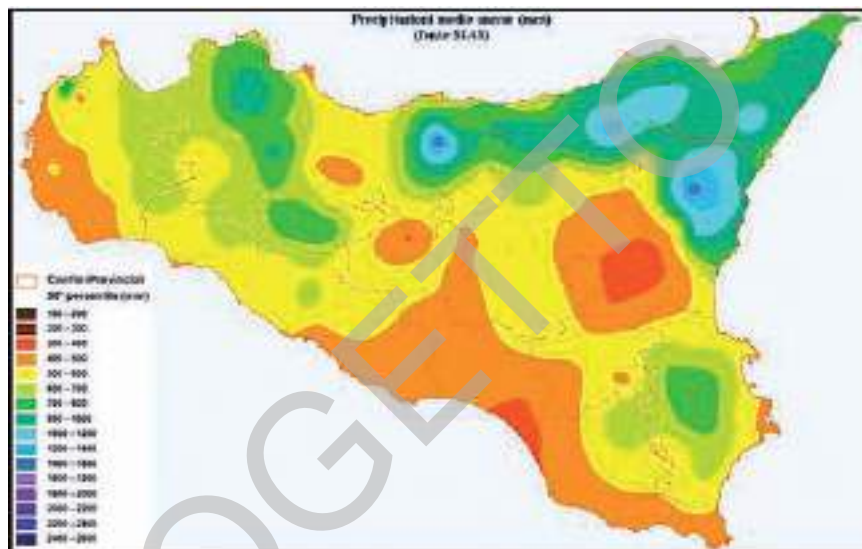
Tab. 4 - Stazioni pluviometriche considerate.

Stazione	Quota s.l.m.	Anni di registrazione
Manforte San Giorgio	320 m	1921-2002
Gualtieri	80 m	1921-1941
Santa Lucia del Mela	280 m	1921-1950
Milazzo	2 m	1921-2003
Castroreale	399 m	1921-2003
Barcellona P.G.	104 m	1921-2003
Rodi - Milici	160 m	1921-2000
Tripì	430 m	1924-1999
Antillo	480 m	1924-2001
Montalbano Elicona	907 m	1924-2003

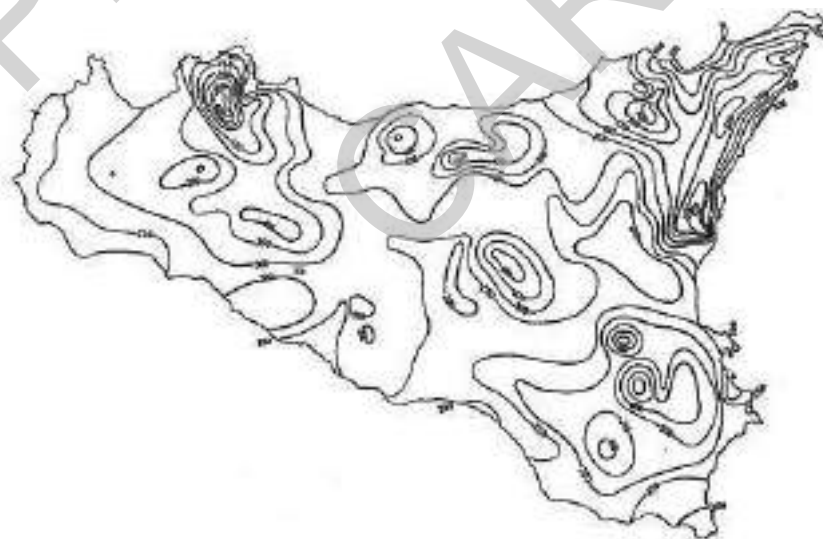
La piovosità media annua del territorio è messa in evidenza dalla Tav 8. Si nota come il picco di maggiore precipitazione rispetto all'intera isola interessi i bacini idrografici che insistono nel territorio dei fogli in esame con valori medi annui tra i **950** mm. e i **900** mm.

Nella Tav. 9 si evidenzia poi, che la piovosità media annua per i soli mesi invernali supera di oltre il 50% i valori medi annui.

Tav. 8 - Carta delle isoiete medie annue 1921- 2003.



Tav. 9 - Piovosità media della stagione invernale 1921- 2003.



2. - FENOMENI SIGNIFICATIVI

Nel valutare l'incidenza del dissesto idrogeologico e i danni causati da parte delle precipitazioni è necessario considerare in grandi linee l'andamento e i fenomeni significativi che si sono verificati dal 1921 ad oggi.

Nelle stazioni considerate è possibile prendere atto che si sono verificati episodi di particolare intensità anche se geograficamente localizzati in una sola delle stazioni vagliate ed in periodi differenti. Ad esempio le grandezze più significative, si hanno:

Monforte S. Giorgio (Foglio "Messina-Reggio di Calabria"):

Dicembre 1926, 572,9 mm

Ottobre 1951, 475,0 mm

Novembre 1958, 591,0 mm

Castroreale:

Gennaio 1933-Dicembre 1934, 873,5 mm

Gennaio 1948, 598,0 mm

Gennaio 1996, 434,0 mm

Rodi-Milici:

Dicembre 1948, 322,0 mm

Fantina:

Gennaio 1996, 699,6 mm

Antillo ("Foglio Taormina"):

Dicembre 1934, 1004,0 mm

Gennaio 1949, 906,5 mm

Montalbano Elicona:

Gennaio 1932, 636,0 mm

Particolare importanza rivestono i valori registrati nella stazione di Antillo, sia per la sequenza delle registrazioni che per la collocazione; tale stazione, infatti, è indicativa per la valutazione della intensità di precipitazioni e dei dissesti causati, nelle zone a monte dei bacini dei torrenti Mazzarrà, Patrì (o Termini), Longano e Mela (o Merì).

Tra il dicembre 1972 ed il gennaio 1973 le stazioni registrano nei due mesi considerati delle precipitazioni che superano di molto la media sia stagionale che in qualche caso annuale:

Monforte	698,5 mm
----------	----------

Santa Lucia del Mela	887,0 mm
----------------------	----------

Milazzo	321,0 mm
---------	----------

Castroreale	908,0 mm
Barcellona	370,0 mm
Rodì-Milici	449,9 mm
Antillo	1902,0 mm
Montalbano	620,0 mm

In particolare i giorni in cui sono concentrati gli eventi, che producono la maggiore quantità di precipitazioni,

sono compresi tra il 30-31 dicembre 1972, e l'1-2 gennaio 1973. Ad esempio Antillo registra **300,8** mm il 31 dicembre 1972, e **322,7** mm l'1 gennaio 1973.

Nella storia delle registrazioni, mai si sono rilevati tassi così alti in territori estesi, ma solo locali *spot* di precipitazione a volte registrati in un sola stazione e che interessano ristrette porzioni di territorio, come negli anni precedentemente analizzati e, come è avvenuto più recentemente (1 ottobre 2009) nel territorio ionico-peloritano della Provincia di Messina.

Eventi piovosi simili sono avvenuti in molte località differenti del territorio, improvvisamente, senza preavviso. I fenomeni atmosferici che li causano sono “fenomeni autoctoni” che si innescano localmente in certi periodi dell'anno (ottobre-gennaio) e in certe condizioni morfologiche e atmosferiche, ed evolvono senza la possibilità che siano individuati in tempo; a meno che non si attrezzino le strutture con radar meteorologici di prossimità o un sistema di controllo pluviometrico (almeno un pluviometro moderno collegato in rete per ogni area abitata) che in tempo reale sia in grado di individuare l'area “epicentrale” dell'evento.

I danni provocati sono, seppur gravi, sempre localizzati in una ristretta porzione di territorio. Fa eccezione l'alluvione provocata dalle precipitazioni del dicembre 1972 e gennaio 1973; come si è accertato l'evento ha interessato tutto il territorio peloritano, dal Tirreno allo Ionio: in questa occasione tutte le stazioni hanno registrato picchi inusuali.

L'intensa precipitazione concentrata nelle parti alte dei bacini ha provocato un forte aumento dell'energia cinetica delle acque ruscellanti ed una significativa portata solida. I torrenti dell'area sono tutti usciti dagli argini ed a monte, soprattutto nel comune di Fondachelli Fantina (Fig. 131), numerose frane hanno provocato anche vittime.



Fig. 131 - Fondachelli Fantina, Frazione di Raiù, danni provocati dalla frana della notte dell'1 gennaio 1973 con quattro vittime. Gazzetta del Sud del 2 gennaio 1973.

Nel Capitolo Idrografia delle presenti Note Illustrative sono state elencate le caratteristiche principali e lo sviluppo idrografico dei bacini che ricadono nei fogli “Barcellona P.G.” e “Milazzo”. Per questi bacini esiste un censimento dei fenomeni franosi di varia natura e dimensione; sul territorio considerato sono stati censiti ben 1323 dissesti, in massima parte concentrati nel bacino del T. Mazzarà.

Fermare i dissesti idrogeologici non è possibile ma è possibile far tesoro della memoria storica, in quanto in molte aree, dove oggi si manifestano dissesti, esistono le condizioni geologiche morfologiche e climatiche per il ripetersi dei fenomeni. È necessario evitare soprattutto l’interferenza delle strutture antropiche con i deflussi naturali delle acque, attuare una riconversione delle attività in alta collina e fare una forte prevenzione agli incendi.

APPENDICE 5**BENI AMBIENTALI E ARCHEOLOGICI**

L'area peloritana, su entrambi i versanti tirrenico e ionico, è stata abitata fin dall'età neolitica, grazie soprattutto alla ricchezza d'acqua delle vaste aree alluvionali della pianura e all'articolata morfologia delle coste alte, che si protendono sul mare come baluardi inespugnabili, protetti a retro da aspri rilievi attraversati da fiumare incassate tra versanti acclivi, un tempo sicuramente boschive e inaccessibili.

Il territorio dei fogli "Barcellona P.G." e "Milazzo" si inserisce nel più ampio contesto del Golfo di Patti (Figg. 132 e 133) che si estende tra Capo Calavà (in alto a sinistra), Capo Tindari e lo sperone di Rodì-Milici (settore occidentale della piana di Barcellona P.G.).



Fig. 132 – Golfo di Patti tra Capo Calavà (in alto a sinistra), Capo Tindari e lo sperone di Rodì-Milici (settore occidentale della piana di Barcellona P.G.).



Fig. 133 – Delimitazione orientale del Golfo di Patti attraverso l'estesa piana alluvionale di Barcellona P.G. e la Penisola di Milazzo. Sullo sfondo l'Isola di Stromboli dell'Arcipelago Eoliano.

pia baia che è un susseguirsi di ampie spiagge, solo a tratti interrotte dalle ripide falesie dei promontori che si protendono a mare. Questo tratto di litorale, insediato sin dall'età del Bronzo e culla di civiltà greca, romana e normanna, con la rinascita industriale successiva alla Seconda Guerra Mondiale è divenuto sede di moderni poli industriali e commerciali e, per la bellezza delle sue coste, anche di moderni complessi residenziali e turistico-balneari.

Il più grosso e importante centro urbano e commerciale del territorio è Barcellona Pozzo di Gotto, la località turisticamente più nota è Tindari, mentre il maggiore polo industriale e porto di collegamento turistico e marittimo con le isole minori dell'Arcipelago Eoliano è Milazzo. Sotto la rocca che borda il Porto di Tindari è situata la laguna di Marinello, caratterizzata da alcuni stagni ognuno dei quali vive e si sviluppa autonomamente, e che costituiscono la Riserva Naturale "Laghetti di Marinello".

In tutt'altro contesto paesaggistico si collocano i centri abitati dell'entroterra, arroccati alle pendici delle alte vette del versante tirrenico della dorsale peloritana (Montalbano Elicona, Novara di Sicilia).

Vengono di seguito tracciati i caratteri archeologici e le peculiarità architettoniche di alcuni siti che insistono nel territorio dei fogli in oggetto, scelti sia per il periodo al quale risalgono, sia per la precipua funzione che hanno svolto: di controllo del territorio, insediativa per la disponibilità di materie prime, e per scambi commerciali.

Tindari

Situata su un promontorio a strapiombo sul mare a ridosso di un'ampia spiaggia vicino all'omonimo capo (Figg. 134 e 135), fu abitata sin dalla preistoria per la sua posizione dominante, quindi difendibile. L'attività "industriale" intrapresa dagli abitanti di allora, si esplicò attraverso la creazione di manufatti che diedero luogo alla cultura di Tindari-Rodi-Vallelunga (quest'ultima è una località della



Fig. 134 – Panoramica aerea del versante orientale del promontorio di Tindari, su cui è situato il moderno Santuario della Madonna Nera, e i laghetti della “Riserva Naturale di Marinello”.



Fig. 135 – Versante orientale del promontorio di Tindari e l'ampia spiaggia di Oliveri).

si svolgono manifestazioni culturali, i ruderi monumentali greco-romani della Basilica (IV secolo a.C.) (Fig. 137), l'impianto termale (II secolo d.C.) con pavimenti e piscina a mosaici, portici e stanze decorati da figure e simboli tra cui la Trinacria e Dionisio. Sull'acropoli, a 279 m s.l.m., si trova il Nuovo Santuario della Madonna Nera, meta di pellegrinaggio: oggetto del culto è la statua lignea della Vergine Nera (Fig. 138), in stile bizantino, arrivata, si crede, dalle sponde mediterranee orientali.

provincia di Enna) nell'età del Bronzo (Eneolitico, circa 1500 a.C.). Pertanto la preistoria siciliana, grazie ai reperti qui rinvenuti sotto i ruderi romani e presso l'abitato di Rodi, si è arricchita di nuove conoscenze anche sul commercio di quel tempo.

Fondata nel 396 a.C. da Dionisio il Vecchio dopo avere sconfitto i Cartaginesi, *Tyndaris*, così chiamata in onore degli dei *Tyndaridae* o Dioscuri, protettori dei messeni, fu abitata dai profughi messeni provenienti dal Peloponneso.

Il recupero dell'area archeologica, i cui scavi sono iniziati nell'Ottocento, hanno portato alla luce una struttura viaria dell'acropoli databile al IV sec. a.C., i resti delle fognature coperte da lastroni; l'imponente Teatro Greco (fine del IV sec. a.C.) (Fig. 136), riadattato dai Romani e dove attualmente, in estate,



Fig. 136 - *Tindari: Teatro Greco.*



Fig. 137 - *Tindari: ruderi greco-romani della Basilica (IV secolo a.C.).*



Fig. 138 – Madonna Nera di Tindari.

Milazzo

Già 4000 anni fa nel territorio della penisola di Milazzo si esprimeva una cultura fra le più elevate dell'Isola, appartenente alla civiltà *Thapsos*. Da allora, attratti dalla sua particolare posizione geografica, sono "passati" per questo lembo di terra i maggiori popoli conquistatori: dai Greci che la fondarono ai Borboni. Occupata dagli svevi, venne espugnata dagli angioini, liberata dagli aragonesi e riconquistata dagli angioini e successivamente dagli austro-piemontesi, gli inglesi, i garibaldini e, infine, dalle truppe alleate durante il secondo conflitto mondiale.

Chiamata *Mylae* dai Calcidici, fu fondata sulla fine dell'VIII sec. a.C. dagli abitanti di Messina i quali ne intuirono l'importanza geografica quale punto di raccordo marittimo, nonché la posizione strategica come baluardo difensivo verso l'occidente siciliano. Coinvolta in numerose vicende belliche, dalla guerra punica (260 a.C.) a quella civile nel 36 a.C., del suo passato oggi rimane molto poco: sull'istmo di Milazzo una necropoli a incinerazione attribuibile alla tarda età del Bronzo (fine XII-XI sec. a.C.), con urne, coperchi di ciotole, manufatti in bronzo; un'altra necropoli è vicino alla cittadina, in C.da San Papino (Riviera di Ponente); una cinquantina di tombe di cultura eoliana, databili al Bronzo Medio Siciliano. Tracce di una necropoli ellenistica si trovano vicino alla stazione ferroviaria. Probabile è l'esistenza di un santuario dedicato al culto di Artemide, eretto sulla punta della penisola.



Fig. 139 – *Milazzo: Cinta Aragonese.*



Fig. 140 – *Milazzo: Torre Normanna.*

La città odierna si caratterizza per il Castello Aragonese (Fig. 139) e la magnifica Fortezza di origine normanna (Fig. 140), da dove domina il tratto marino fra la costa siciliana e le Isole Eolie e controlla la pianura a sud.

Come per altri siti della Sicilia orientale (*Megara Hjblaea*, nel Golfo di Augusta - Foglio omonimo), anche per Milazzo si evidenzia il contrasto tra un glorioso passato e il presente industriale, che la vede sede del più grande impianto petrolchimico di tutta la provincia di Messina, rimane inoltre il più importante collegamento marittimo per l'Arcipelago Eoliano. Nonostante tutto la costa milazzese, verdeggiante e con ampie varietà del litorale, è di per sé un'attrattiva.

Castroreale

Adagiata tra quota 400 e 300 m sulle pendici settentrionali di Pizzo di Sughero (1073 m), Castroreale circondata da una corona di alture degradanti verso la costa tirrenica che lasciano ampia visione sul mare (Fig. 141), dal promontorio di Milazzo a Capo Calavà (Foglio "Patti") alle Isole Eolie. Il paesaggio si compone di pendii boscosi e brulli crinali, vallate e torrenti.



Fig. 141 – Golfo di Tindari e il paese di Castroreale.

Probabilmente fondata dai Siculi nell'VIII sec. a.C., divenne subito centro d'importanza strategica per la posizione di controllo sulla pianura di Milazzo-Barcellona P.G. Tra i beni monumentali più belli si segnalano il Duomo e il SS. Salvatore con le 500esche Torri Campanarie (Fig. 142) idealmente allineate alla Torre del Castello federiciano.



Fig. 142 - Torre Campanaria allineata alla Torre del Castello federiciano col SS. Salvatore.

A Terme Vigliatore, tra le frazioni di Castoreale vanno ricordate la sede termale di Castoreale Bagni, e S. Biagio dove si trova una bellissima Villa Romana del I sec. a.C. con portico, colonne e mosaici artistici: caratteristico il mosaico in bianco e nero del pavimento del *frigidarium*, con scene di pesca ed esemplari di pesci tipici dello Stretto di Messina e dell'area marina prospiciente. La villa romana, dotata di un piccolo impianto termale, è un complesso lussuoso costruito su un precedente edificio.

Montalbano Elicona

Da decenni storici e archeologi discutono sulle origini del paese e del suo stesso nome: una possibile derivazione è dal nome latino *mons albus*, con riferimento ai monti innevati. Situato a 907 m s.l.m., l'abitato si estende sulla sommità di due rilievi contigui costituiti ad ovest (versante meridionale di Monte S. Todaro) dai terreni delle calcareniti di Floresta, e ad est dai terreni del flysch di Capo d'Orlando, è uno dei più antichi e suggestivi centri dell'area. Oggi si propone come cittadina climatica a spiccata vocazione turistica senza, tuttavia, trascurare le attività artigianali, agricole e la salvaguardia e il recupero dei suoi pregevoli tesori storico-artistici.

Le origini del primo nucleo abitativo della cittadina risalgono intorno all'anno 1000, quando faceva parte del vasto territorio della siculo-greca *Abakainon*. Caratterizzata da un impianto tipicamente medievale, presenta i resti dell'imponente Castello di Federico II d'Aragona (XIV sec.), edificato su preesistenze bizantine e arabe, e recentemente restaurato. Nella Chiesa Madre è esposta la Statua di S. Nicola di Bari (1587); nella chiesa di S. Caterina (XIV secolo) la statua di marmo della Santa.

L'economia del comune di Montalbano è basata sulla pastorizia e sulle attività di piccole aziende alimentari di trasformazione, e recentemente di quelle di imbottigliamento delle acque minerali che sgorgano dalla sorgente del T. dell'Agrimusco a sud dell'abitato nel limitrofo Foglio "Taormina".

Novara di Sicilia

Posto al limite centro-meridionale del Foglio “Barcellona P.G.”, al confine tra i monti Peloritani e i Nebrodi, il paese (Fig. 143) sorge in una pittoresca vallata cinta a sud dalla Rocca Salvatesta (odierna Rocca Novara, e dalla Rocca Leone (cfr. Foglio “Taormina”). Per la sua imponente Rocca (1340 m) è chiamata *Il Cervino di Sicilia*. Dall’alto della Rocca è possibile godere di uno dei panorami più suggestivi della Sicilia che spazia dalla Calabria al Tirreno con una visione completa delle Isole Eolie, dall’Etna allo Ionio compreso tutti i Peloritani.



Fig. 143 – *Novara di Sicilia*.

Di grande interesse, dal punto di vista culturale, appaiono i numerosi insediamenti monastici *basiliani*, le *Grange*, risalenti al periodo tra i secoli VI e IX, allorquando ebbe inizio il processo di coevangelizzazione del *Valdemone* prodotto dai monaci orientali. L’origine insediativa dell’attuale cittadina, con le sue strette vie, i vialetti del suo centro storico e le tante testimonianze di un’attività edilizia religiosa (Figg. 144, 144, 146), muove dall’area del Castello di cui restano pochi spezzoni di mura e il cui poggio si affaccia a strapiombo sul Torrente S. Giorgio. Dopo la conquista normanna Novara fu abitata da coloni lombardi che contribuirono a creare una civiltà unitaria (anni 1061-1072) da cui si sviluppò la Novara moderna e la nuova lingua, il dialetto gallo-italico, ancora oggi parlato.



Fig. 144 - Chiesa di S. Giorgio (probabile XVI secolo).



Fig. 145 - Chiesa di S. Antonio (XVII secolo).



Fig. 146 - Scorcio del Duomo "la Matrice", edificato sui resti di una chiesetta del XVI secolo.

Novara affonda le sue origini nella preistoria, infatti nelle contrade Canalini (sotto la Rocca Salvatesta) e di Sperlinga (presso S. Basilio) esistono ripari sotto roccia ove vivevano gli uomini dell'età della pietra. In Contrada *Casalini* era situata l'antica città di *Noa*, che fu fiorente in età greco-romana. Scomparve, probabilmente, in seguito al terremoto che tra il 24 e il 79 d.C. distrusse anche Tindari. Interessante anche la *Grotta* o *Riparo di Sperlinga*, vera oasi archeologico-preistorica per i resti di civiltà paleolitiche e mesolitiche che custodisce.

Infine la leggenda vuole che sulla cima di *Salvatesta* sia nascosto un tesoro che sarà della donna che *“tra una mezzanotte e l'altra avrà raccolto in sette boschi la legna per il forno, tessuto un lenzuolo al telaio, ritirata la farina dal mulino e fatto il pane, e porterà quest'ultimo, ancora caldo, entro la mezzanotte, sulla cima del monte”*.

PROGETTO
CARG

EXTENDED ABSTRACT

The sheets 587 “Milazzo” and 600 “Barcellona Pozzo di Gotto” of the Geological Map of Italy, at 1:50.000 scale, is realized on the base of a convention between the APAT – Geological Survey of Italy (*Servizio Geologico d'Italia*), the Autonomous Region of Sicily (*Regione Siciliana*) and the Department of Geological Sciences of the Catania University.

Both sheets, which interest the central-northern and central Peloritani Mts., respectively, lie entirely within the Messina Province (NE Sicily).

The geological map has been investigated and surveyed on a former map at the scale 1:10.000 (CTR – Carta Tecnica Regionale). The field survey has been coordinated by F. Lentini, directed by S. Carbone; the crystalline basement units have been investigated by A. Messina and E. Macaione.

1. - GEOLOGICAL SETTING

In the Africa-Adria-verging Mediterranean orogenic system, Sicily exhibits a complicate geological architecture involving the Orogenic Domains of the Calabria-Peloritani Arc, the Apenninic-Maghrebian Chain, the Pelagian-Sicilian Thrust System, and the Hyblean-Sciaccia Foreland Domain.

The Calabria-Peloritani Arc (CPA) is part of an orogenic belt that extends from North Africa to southern Apennines named Kabilo-Calabride Chain. The CPA is an arc-shaped belt interpreted as the effect of migration toward the south-east of an arc-trench system. It is represented by crustal fragments overriding the Apenninic-Maghrebian chain along the submerged margin of the Ionian Sea.

The CPA consists of a stack of continental and oceanic crust tectonic units. The former involve Pre-Variscan or Variscan basements, locally intruded by Late-Variscan plutonics, and remnants of their original Meso-Cenozoic cover.

The latter, derived from Tethys Ocean branches, are composed by a Jurassic volcanic sequence and a Jurassic-Early Cretaceous sedimentary cover, both affected by an Alpine metamorphism.

The Peloritani Mts. correspond to the highest structural layer and the innermost allochthonous orogenic domain of Sicily. Their geological setting involves nine Africa-verging continental tectonic units, named, from uppermost to lowermost: *Aspromonte, Mela, Piraino, Mandanici, Ali, Fondachelli, S. Marco d'Alunzio, Longi-Taormina, Capo S. Andrea Units*. The Ali, Longi-Taormina and Capo S. Andrea Units don't crop out in the studied area.

Units involve Pan-African and Variscan crystalline basements, and also remnants of Meso-Cenozoic sedimentary covers. The Pan-African basement, recognized in the Aspromonte Unit, corresponds to a Proterozoic crystalline lower crust, whereas the Variscan basements, reconstructed in the remained units, derived from Paleozoic sedimentary-volcanic sequences.

Since Late Oligocene the tectonic phases gave rise to the present stacking of Alpine units, implying cataclastic effects to localized, metamorphic re-equilibrations, recorded both in the Aspromonte Unit basement and in the Ali Unit basement and cover.

Late Oligocene-Early Miocene siliciclastic turbidites of the Capo d'Orlando flysch unconformably covered and sealed Peloritani crystalline units.

Since Early Miocene tectonic activity affected the Peloritani edifice, during the orogenic transport onto the Apenninic-Maghrebian Chain, and since Middle Miocene, as consequence of the Tyrrhenian back-arc basin development.

Middle Miocene to Recent sedimentary deposits unconformably cover both crystalline and terrigenous units, further affected by Plio-Pleistocene and Recent fault systems.

2. – TECTONIC AND STRATIGRAPHIC UNITS

Basements

On the basis of the evolutionary history of each Peloritani unit, have been recognized:

- a *Proterozoic and Paleozoic crystalline basement in the Aspromonte Unit*, lacking of Meso-Cenozoic cover;

- *Paleozoic sedimentary-volcanic sequences in the remaining units*, some of them preserving slices of originary Meso-Cenozoic covers.

The *Aspromonte Unit* (PMA and PMP) in Sicily represents the uppermost tectonic element. It consists of a Paleo-Proterozoic crystalline (plutonics and metamorphics) basement, affected by a Pan-African H-T granulite facies metamorphism, intruded by a Late-Pan-African orogenic peraluminous plutonic series, followed by a Variscan L-T granulite to L-T amphibolite facies re-equilibration, and intruded by a Late-Variscan orogenic metaluminous to peraluminous

plutonic series. Pre-Variscan and Variscan rocks were also, locally, interested by an Alpine MH-P greenschist to amphibolite facies metamorphic overprint.

The Paleo-Proterozoic plutonic event is dated on titanite of Variscan metahornblendites after Pre-Variscan meta-ultramafics. Pre-Variscan relics of Grt-metapyroxenites and of metaperidotites, partly re-equilibrated in the Variscan event, are considered coeval and more preserved. All these rocks derived from within plate Tholeiitic mantle magmas.

The Neo-Proterozoic metamorphic event, dated on amphibole cores of the above defined metahornblendites, is ascribed to the Pan-African Orogenesis and developed under H-T granulite facies conditions ($T=700^{\circ}\text{C}$, $P=1.0\text{ GPa}$).

The Neo-Proterozoic-Cambrian plutonic event is testified by the presence of calc-alkaline intermediate to acidic Variscan metaplutonic series. The augengneisses, which are the dated types, are prevailing.

The Late Carboniferous metamorphic event, dated on amphibole rims from Peloritani Variscan amphibolites and on micas from Aspromonte Massif Variscan paragneisses, is related to the Variscan Orogenesis. It affected Pre-Variscan metamorphics and plutonics, originating a polyphasic ($Dv_1 - Dv_2$) and plurifacial Bosost-type metamorphism, responsible for a ML-P retrograde zoning. The highest in grade zone realized under the granulite-amphibolite facies transition ($P=0.5\text{ GPa}$, $T=680^{\circ}\text{C}$), the lowest was typical of the beginning of the amphibolite facies conditions ($P<0.3\text{ GPa}$, $T=550^{\circ}\text{C}$).

The Late Carboniferous-Permian plutonic event is testified by several Late-Variscan metaluminous (only in Calabria) to peraluminous (dated) plutonic bodies, cropping out in different small stocks. An intersected network of felsic and rare mafic dykes constitutes the latest intrusions.

The Late Oligocene metamorphic event is ascribed to the Alpine Orogenesis. It developed along shear zones, and was responsible for a polyphasic (Da_1 to Da_4) and plurifacial Barrovian in type re-equilibration, realized in two different stages. In the pervasive overprinted zone, the first (syn- to post- Da_1) stage originated under H-T greenschist facies conditions ($T=500\pm 20^{\circ}\text{C}$, $P=0.8-0.7\text{ GPa}$), the second (syn- Da_2 to post- Da_3), was typical of L-T amphibolite facies conditions ($P=0.4-0.5\text{ GP}$, $T>550^{\circ}\text{C}$).

Further late sub-horizontal shear zones, cutting also the Fa_{2m} foliation, are present at the bottom of the Unit, along the overthrusts on the underlying units.

The Variscan metamorphic basement (**PMA**) consists of layers of paragneisses passing to gneissic micaschists (**PMA_a**) showing the Fv_1 main foliation. They include lenses of metamafics (amphibolites and gneissic amphibolites) and Pre-Variscan meta-ultramafic relics (metahornblendites, Grt-metapyroxenites and metaperidotites), interlayered by silicate marbles, Ca-silicate fels, quartzites; and of several bodies of intermediate to acidic orthogneisses, with augengneisses (**PMA_b**) prevailing. Localized migmatitic phenomena are also present.

The Late-Variscan plutonic basement (**PMP**) involves bodies of peraluminous leucotonalites to leucomonzogranites, and acidic to very rare basic dykes (**PMP_a**). In the studied areas bodies are small, whereas aplo-pegmatitic dykes

are very widespread, cutting both metamorphic basement and plutonic bodies.

The pervasive Alpine overprinted rocks are both fine-grained Alpine white mica-garnet-rich (at the mesoscale) gneissic micaschists, schists, marbles, amphibolites (*s.l.*), and amphibole/garnet -rich ultramafics, after Variscan and Pre-Variscan metamorphics, and Alpine white mica-garnet-rich leuco- and orthogneisses after Late-Variscan plutonites. These rocks show a crenulated Fa_2 main foliation, and in the rich-mica types also the Fa_3 foliation.

The **Mela Unit (MLE)**, lacking of Meso-Cenozoic cover, consists of a basement made up of a Paleozoic sedimentary-volcanic sequence interested by an Eo-Variscan eclogite facies metamorphism, and by a Variscan Barrovian-type retrograde L-T amphibolite to H-T greenschist facies re-equilibration.

The Paleozoic sedimentary sequence is represented by pelitic-arenaceous and carbonate levels. The last are the most important, for thickness and extension, of the entire CPA.

The volcanic sequence is in part ascribed to Cambrian or Middle-Late Devonian and documented by the presence of Eo-Variscan Na-alkaline picritic metabasalts of distensive tectonic environment. Variscan intermediate to acidic metavolcanics belong to a different magmatic cycle.

The Variscan metamorphic event realized in two stages. The first one, Early Carboniferous in age, is Eo-Variscan. It was prograde, from epidote amphibolite facies to eclogite facies ($P=1.6$ GPa, $T=600^\circ\text{C}$) conditions. The second stage, Late Carboniferous in age, is Variscan. It was responsible for a polyphasic (Dv_1 to Dv_4) and plurifacial retrograde Barrovian-type process, realized under amphibolite ($P<0.6$ GPa, $T<600^\circ\text{C}$) to greenschist ($P<0.4$ GPa, $T=500^\circ\text{C}$) facies conditions.

Late Oligocene shear zones, which cut the Fv_3 main foliation, were responsible for an Alpine mylonitic deformation, accompanied by grain-size reduction and pseudomorphosis of Variscan minerals, up to localized very-low P and T re-crystallization.

Further sub-horizontal shear zones originated meter-thick cataclastic to mylonitic bands, with retromorphosis and metallic deposits remobilization along tectonic overthrusts.

The Variscan metamorphic basement (**MLE**) consists of kilometer in extension fine-grained garnet-relic paragneisses passing to micaschists (**MLE_a**) showing the strongly crenulated Fv_3 main foliation, intercalated by bodies of K-feldspar-relic two mica orthogneisses and andesine-relic amphibolitic gneisses, and including concordant meter-thick K-feldspar leuco-orthogneisses. In the high portion of the unit very-thick layers of grey-whitish fine-grained two mica marbles (**MLE_c**), interlayered by several hectometer sub-horizontal levels of garnet-relic metahornblendites after Eo-Variscan eclogites (**MLE_b**) and rare quartzites, also crop out.

The **Piraino Unit (FIP)** consists of a basement defined by a Paleozoic sedimentary-volcanic sequence, affected by a Variscan metamorphic process responsible for a prograde greenschist to amphibolite facies zoning, and by a Mesozoic cover.

The Paleozoic sedimentary sequence is made up of pelitic-arenaceous levels, with intercalations of small carbonate bodies.

The volcanic sequence is testified by several lenses of not characterized amphibolite schists.

The Variscan metamorphic event, Late Carboniferous in age as in the other units, developed a polyphasic (Dv_1 - Dv_4) and plurifacial Abukuma-type process, responsible for a prograde zoning, from L-T greenschist facies (P about 0.3 GPa, T=400°C) to L-T amphibolite facies (P about 0.4 GPa, T=550°C).

The sedimentary cover, Late Triassic(?)–Middle Jurassic in age, prevalently constituted by continental clastic deposits don't crops out in the studied area.

Late Oligocene shear zones, widespread in the unit, was accompanied by Alpine mylonitic effects.

Further late sub-horizontal shear zones, cutting the Fv_2 main and the thin spaced Fv_3 foliations, characterize the Unit, along the meter-thick cataclastic bands related to the tectonic overthrusts.

The Variscan metamorphic basement (**FIP**) consists of hectometer in extension layers of dark grey graphite-garnet phyllites passing to metarenites, with intercalation of meter-thick lenses of amphibolite schists, metric bodies of quartzites and rare marbles. The last lithotypes don't crop out in the studied area.

The **Mandanici Unit (FDN)** is constituted by a Paleozoic sedimentary-volcanic sequence affected by a Variscan metamorphic process responsible for a greenschist to beginning of amphibolite facies prograde zoning, and by a Mesozoic cover.

The Paleozoic sedimentary sequence consists of pelitic-arenaceous and carbonate levels.

The volcanic sequence is Cambrian to Early Carboniferous in age; an Ordovician cycle is testified by the calc-alkaline dacite-rhyolite metavolcanic series of collisional environment.

The Late Carboniferous metamorphic event, related to the Variscan Orogenesis, developed a polyphasic (Dv_1 - Dv_3) and plurifacial process, responsible for a L-T greenschist (P<0.3 GPa, T=400°C), to greenschist-amphibolite facies transition (P>0.3 GPa, T=550°C) prograde zoning.

The Late Triassic-Cretaceous? sedimentary cover is commonly composed by evaporitic and siliciclastic carbonate deposits.

Late Oligocene shear zones are present in the unit, originating Alpine mylonites with retrocession of Variscan minerals to, localized, very-low grade recrystallizations, accompanied by remobilization of metallic deposits.

Further sub-horizontal shear zones, responsible for meter cataclastic to mylonitic bands, with new carbonate, Fe-oxide and hydroxide deposits, are

present along tectonic overthrusts.

The Variscan metamorphic basement (**FDN**) consists of kilometer in extension layers of green chlorite-, silvery muscovite- and leaden biotite-phyllites passing to metarenites, with intercalation of meter-thick lenses of actinolitic schists, metric bodies of porphyroids and quartzites, and of hectometer-thick bodies of marbles. In the studied area, marbles have not been observed.

The sedimentary cover (M. Fischerelle formation - **FIH**) consists of localized small slices of limestones, dolostones and cargneules (Late Triassic-Early Jurassic).

The **Fondachelli Unit (FND)** is characterized by a Paleozoic sedimentary-volcanic sequence, interested by a Variscan greenschist facies metamorphic process, and by a Mesozoic–Cenozoic cover.

The Paleozoic sedimentary sequence consists of pelitic-arenaceous levels with thin carbonate intercalations.

The volcanic sequence, ascribed to Cambrian or Middle-Late Devonian, is documented by Na-alkaline metabasalts of extensional tectonic environment.

The metamorphic event, Late Carboniferous in age and related to the Variscan Orogenesis, developed a polyphasic (Dv₁-Dv₄) L-T greenschist facies process (P<0.3 GPa, T<420°C).

The sedimentary cover, Upper Jurassic (Tithonian)–Oligocene? in age, consists of the Rocca di Novara stratigraphic succession.

Late Oligocene shear zones affected all the unit, originating widespread Alpine mylonites and localized very-low grade re-crystallizations and remobilization of metallic deposits.

Further sub-horizontal shear zones, marked by meter-thick cataclastic bands, were accompanied by widespread hydrothermal processes, with remobilization of metallic and carbonate deposits, in addition to Fe-oxides and Fe-hydroxides.

The Variscan metamorphic basement (**FND**) is composed by kilometer in extension layers of dark graphite phyllites passing to metarenites and quartzites, exhibiting the crenulated Fv₂ main foliation and the thin spaced Fv₃ foliations, they are intercalated by meter-thick lenses of metadiabases and very rare met-alimestones. The last lithotypes have not been observed in the studied areas.

The Rocca di Novara sedimentary cover is characterized by a sequence beginning with a platform facies of the Malm, then passing into Aptian pelagic facies and Scaglia Fm. (**NOV**). The proximal character of this sequence is confirmed by the extension of the carbonate platform facies into the Malm, which had been “drowned” elsewhere already during the Middle Lias. The Scaglia Fm. grading up and laterally into turbiditic coarse grained sandstones grading up to a red conglomerate (**GLO**) (Late Eocene-Oligocene?). The sequence is entirely exposed, overturned, only along the southern slope of the Rocca di Novara.

The **S. Marco d’Alunzio Unit (ESM)** consists of a basement defined by a Paleozoic volcanic-sedimentary sequence, affected by a Variscan greenschist fa-

cies metamorphic process, and by a thin Meso-Cenozoic cover.

The Paleozoic pelitic-arenaceous-carbonate sequence is Cambrian to Early Carboniferous in age. Volcanic cycles typify the sequence, also dated Cambrian to Early Carboniferous in age

The Late Carboniferous metamorphic event, ascribed to the Variscan Orogenesis, affected the Paleozoic sequence, originating a polyphasic (Dv₁-Dv₄) process, typical of L-T greenschist facies conditions (P<0.3 GPa, T about 350°C).

The sedimentary cover, Early Lias-Eocene in age, consists of basal continental clastic deposits, grading up to both platform and basinal successions. The cover don't crops out in the studied area.

Late Oligocene shear zones were responsible for widespread Alpine mylonitic effects.

Further sub-horizontal shear zones along the tectonic overthrusts are marked by meter-thick cataclastic bands.

The Variscan metamorphic basement (**ESM**) is made up of hectometric bodies of pinkish metavolcanics, porphyroids prevailing, with alternances of layers of grey-violet slates and metarenites, grey-pinkish quartzites and rare metalimestones, and of lenses of grey-bluish metabasalts.

Sedimentary cover

Tertiary terrigenous and carbonatic covers

The **Capo d'Orlando flysch (COD)** can be interpreted as a thrust top basin deposit, posterior to the CPA Southern Sector tectonic units emplacement, also involved in further tectonic phases. The **COD** consists of molasse-type sediments, evolving into flysch-type deposits. The Early Chattian conglomeratic interval grades upward into an arenaceous-argillaceous facies, ascribed to the Chattian-Lower Burdigalian. This deposit, characterized by variable thickness and facies distribution, unconformably rests on the CPA Southern Sector units, and was furthermore deformed by ramps, which breach the defined edifice, progressively involving younger flysch horizons from south to north. These deposits underthrust the Antisicilide Units.

The present **COD** distribution is a result of the activation, from the Tortonian onward, of impressive systems of transcurrent dextral faults of the South Tyrrhenian System, that have profoundly deformed the geometry of the Early Miocene thrust system.

Antisicilide Tectonic Unit. On the top of the Calabride Units in northeastern Sicily the Sicilide nappes, constituted of the Cretaceous **Argille Scagliose dei Monti Peloritani (ASI)** rest tectonically upon the Capo d'Orlando flysch (**COD**), and, locally, on the basement. The **ASI** have the aspect of polychromic clays with sliced texture, often with a chaotic habit, and intercalations of bituminous clayey schists alternating with variegated radiolarites, thin clayey-arenaceous strata.

The *Floresta calcarenites* (CFL), Late Burdigalian–Early Langhian in age, consist of mostly shallow-water coralgall biostromes, bioclastic calcarenites and arkose glauconitic sandstones with carbonate cement, unconformably overlie the Antisicilide Unit and sometimes seal the tectonic contact with the Capo d’Orlando flysch. The deposits are scattered over central and northern areas of the Peloritani Mts., but they were originally widely distributed before undergoing deep erosion, as their distribution in some structural depression suggests. The Floresta calcarenites deposited during the last overthrusting of the Calabride Chain onto the Apenninic–Maghrebic Chain, preceding the initial opening of the Tyrrhenian Sea.

Middle Miocene–Pleistocene deposits

The *M. Pitò marly* (PIO). Prevalently along the Tyrrhenian side of Peloritani Mts., marls and marly clays with thin lenses of sandstones overlie in a top-lapping arrangement the south-dipping foresets of the Floresta calcarenites or unconformably rest on a Langhian erosional surface. They are mostly pelagic fine-grained sediments and indicate a sudden change in the tectono-sedimentary regime, that lead to the demise of source areas that fed the clastic horizons of Floresta calcarenites, followed by an overall marine transgression over the previously emerged areas. There was a northward migration of clastic fans within newly created hinterland basins. This inversion was related to onset of the Tyrrhenian Basin and the progressive collapse of its southern margin. The areas feeding the Middle Serravallian–Early Messinian deposits, as suggested by the foreset geometry, were probably located in the modern eastern (Messina Straits and Calabria) and southern areas of the mountain belt, which did not suffer faulting and subsidence.

The *S. Pier Niceto fm.* (PCT). These Middle Serravallian–Early Messinian deposits are preserved within down-faulted areas bordering the Peloritani Ridge, along both Tyrrhenian and Ionian slopes, separated by a modern NE–SW oriented horst structure, upon which a few depositional remnants are scattered. They consist of repeated conglomeratic horizons interbedded with an arenaceous–argillaceous alternation, arranged in NW-dipping foresets and downlapping onto the substratum. The upper portion of the sequence consists of arenaceous–argillaceous alternations, forming a top-set geometry, and dates to the Upper Tortonian–Lower Messinian. The analysis of facies distribution and tectonics demonstrates that the overall geometry of the Middle Serravallian–Early Messinian sequence is that of an original fan-delta controlled by tectonics and eustasy. The conglomerate distribution reflects the arrangement of structural palaeodepressions, originated from Serravallian faulting, connected to the initial phases of Tyrrhenian opening. Along the north-facing slopes of the Nebrodi–Peloritani ridge there are a number of exposures of Upper Tortonian–Lower Messinian reefal carbonates and calcareous breccias (PCT_d).

Pliocene and Pleistocene sediments are preserved in downfaulted areas, adjacent to the modern coastline. They were deposited within structural depressions and then successively modified by Recent tectonics.

The Early Pliocene sediments are composed of white marls (*Trubi* - **TRB**), deposited during rising sea-level, following the Messinian salinity crisis (*Gessoso-Solfifera Group* - **GS**, Upper Messinian).

The Plio-Pleistocene deposits consist of shallow-water calcarenites, sands and clays, and form distinct cycles, unconformably covering the substratum and filling depocentres originated during the Messinian.

In chronological order, the following formations are recognized in the studied area:

Bioterrital calcarenites, fossiliferous sands, clays and sandy clays (*Rometta fm.* - **ROE**; Upper Pliocene-Middle Pleistocene).

The Middle Pleistocene-Olocene succession consists of marine terraced deposits (**g_n**) and active (**g₂**) strandlines (beaches); transitional to continental deposits represented by conglomerates, sands and gravels (*ghiaie e sabbie di Messina* - **MSS**, Middle Pleistocene); inactive alluvial terraced deposits (**b_n**), undergoing pedogenesis or terracing developed during different pulses of the glacial-eustatic activity; alluvial and litoral deposits (**b_p**) constitute the widely plain of Milazzo-Barcellona P.G.; active alluvial deposits (**b**) grade laterally into slope detritus and alluvial fan deposits; eluvium and colluvium (**b₂**); gravity deposits and some large and active mass-movements (**a₁**); slope debris (**a**). Numerous active quarries are localized in the area.

3. – TYRRHENIAN PHASE TECTONIC EVOLUTION

The present structural setting of the CPA Southern Sector derives from the collision tectonics affecting the area since the Serravallian, which deeply modified the pre-existing outlines. They originated from the combination of the Tyrrhenian Sea opening coupled with the Calabrian Peloritanean Arc SE-ward migration, which resulted in the activation of the South Tyrrhenian System along the northern coast of Sicily. It consists of NW-SE trending dextral faults, which drove the SE migration of the allochthonous units, and ENE-WSW oriented normal faults, which caused the progressive collapse of the orogenic units along the Tyrrhenian coast.

Middle Miocene to Recent sedimentary deposits unconformably cover both crystalline and terrigenous units. These are preserved within down-faulted areas bordering the Peloritani Mts., along the modern coasts and also extend within the mountain belt, within Recent structural depression (i.e. Furnari and Castoreale depressions). They were deposited on downfaulted blocks, mainly bordered by normal faults, which originally affected the southern margin of the Tyrrhenian Sea, and were later largely obliterated by Recent tectonics.

The studied area is characterized by a wide palaeo-erosional surface involving both crystalline basements and their terrigenous-carbonate cover; This surface correlates with the top of the mid-Pleistocene deposits.

Several wave-cut terraces are recognized in the uppermost part of the mid-Pleistocene sediments. They are marine deposits referable to the Late Pleistocene period. Such terraces are located at different altitude above present level and are locally cut by Recent faults.

BIBLIOGRAFIA

- ACQUAFREDDA P., LORENZONI S. & ZANETTIN LORENZONI E. (1988) - *La sequenza paleozoica dell'Unità di Bocchigliero*. Rend. Soc. Geol. It., **11**: 5-22.
- AFCHAIN C. (1967) - *Nature du contact entre les «Granites» des Serres et les gneiss fondamentaux de l'Aspromonte en Calabre méridionale (Italie)*. C.R. somm. Soc. Géol. France, **8**: 366-367.
- AFCHAIN C. (1969) - *Le substratum des Phillades en Calabre Méridionale: la fenêtre de Montebello Ioninco (Reggio De Calabre)*. C.R. Acad. Sci. Paris, **268**: 911-912.
- ALVAREZ W. (1976) - *A former continuation of the Alps*. Geol. Soc. Am. Bull., **87**: 891-896.
- AMODIO MORELLI G., 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.
- AMORE C., DISTEFANO R., GIUFFRIDA E. & ZANINI A. (2001) - *Analisi territoriale della Riserva Naturale Orientata di Oliveri-Tindari (Golfo di Patti, Sicilia nordorientale)*. Atti Conferenza Internazionale: "L'importanza sociale ed economica di un'efficiente gestione del sistema dei parchi e delle aree protette", Sassari, pp. 417-427.
- AMORE A., GIUFFRIDA E. & PRIVITERA S. (2003) - *Nota preliminare sugli effetti morfodinamico-sedimentologici delle opere di difesa costiera nei versanti tirrenico e mediterraneo della Sicilia*. VI Conferenza Internazionale sugli ambienti costieri mediterranei, Ravenna 7-11 Ottobre. 24 pp., Tipo-litografia Kennedy, Catania
- AMORE C., GIUFFRIDA E. & ZANINI A. (1991) - *Evoluzione temporale e dinamica litorale dell'area lagunare di Olivri-Tindari*. Boll. Accad. Gioenia Sc. Nat., **34** (337): 117-131.
- ANDREATTA C. (1941) - *Studi geologici e petrografici sul cristallino dei Monti Peloritani*. Boll. R. Uff. Geol. It., **46**: 1-91.
- ASCENZI A. & SEGRE A. (1971) - *A new Neandertal 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 Accad. Gioenia Sc. Nat. Catania, **20**: 134-172.
- ATZORI P. (1969a) - *Metamorfiti a pirosseni e wollastonite nel cristallino dei M. Peloritani (Sicilia)*. Atti Accad. Gioenia, Sc. Nat. Catania, (6) **20**: 163-178.
- ATZORI P. (1970) - *Contributo alla conoscenza degli scisti epizonali dei Monti Peloritani (Sicilia)*. Riv. Min. Sic., **21** (124-126): 1-21.
- ATZORI P. (1972) - *Le anfiboliti della zona tra Mandanici e Altolia (Peloritani)*. Period. Mineral., **41**: 511-538.
- ATZORI P., BATTAGLIA M. & LO GIUDICE A. (1982) - *Il K-feldspato degli gneiss occhadini del Messinese: studio ottico, chimico e roentgenografico*. Period. Mineral., **51**: 5-14.
- ATZORI P., CAFFO S., LO GIUDICE A. & PEZZINO A. (1988) - *Considerazioni sul significato paleogeodinamico delle anfiboliti dei M.ti Peloritani*. Miner. Petrogr. Acta, **31**: 27-32.
- ATZORI P., CARVENI P., LENTINI F., PEZZINO A. & VEZZANI L. (1977) - *Posizione strutturale dei lembi mesocenozioci 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. Mineral., **63**: 113-125.
- ATZORI P., CUTULI S. & LO GIUDICE A. (1984a) - *Le anfiboliti di Monte Antennamare (Catena Peloritana, Sicilia)*. Miner. Petrogr. Acta, **28**: 1-31.
- ATZORI P. & D'AMICO C. (1972) - *Rapporti tra gneiss occhadini e filladi a Savoca (Peloritani, Sicilia)*. Miner. Petrogr. Acta, **19**: 83-96.
- ATZORI P., DEL MORO A. & ROTTURA A. (1990) - *Rb/Sr radiometric data from medium- to high-grade metamorphic rocks (Aspromonte Nappe) of Northeastern Peloritani Mountains (Calabrian Arc, Italy)*. Eur. Jour. of. Mineral., **2**: 363-371.

- ATZORI P., IOPPOLO S., MACCARRONE E., PEZZINO A. & PUGLISI G. (1976) - *I paragneiss e micascisti della catena peloritana*. Rend. S.I.M.P., **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) - *Gli gneiss occhiadini del Messinese: caratterizzazione geotografica e petrochimica*. Period. Mineral., **51**: 15-34.
- ATZORI P. & LO GIUDICE A. (1982b) - *Il complesso occhiadino del Messinese e relative biotiti: analisi statistica delle variabilità petrochimiche e cristallogiamiche*. Rend. Soc. It. Miner. Petr., **38**: 1093-1100.
- ATZORI P., LO GIUDICE A. & PEZZINO A. (1984b) - *Le masse chiare dei Monti Peloritani (Sicilia). I: apfiliti e pegmatiti di Forte Cavalli-Serra Gallari (Messina)*. Miner. Petrogr. Acta, **28**: 155-171.
- ATZORI P., LO GIUDICE A. & PEZZINO A. (1985a) - *Peraluminous leucocratic rocks in the Calabria-Peloritani high grade metamorphic complex: a review*. Period. Mineral., **54**: 115-118.
- ATZORI P., LO GIUDICE A. & PEZZINO A. (1985b) - *The migmatitic complex of Rometta-S. Pier Niceto: study of the paragneiss-leucosome association*. Period. Mineral., **54**: 93-107.
- ATZORI P., LO GIUDICE A. & PEZZINO A. (1989) - *Geochemical features of the syn-late-Hercynian leucocratic plutonites from the Calabria-Peloritani Region (Southern Italy)*. Period. Mineral., **58**: 127-133.
- 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.
- AZZARO R. & BARBANO M.S. (2000) - *Analysis of seismicity of Southeastern Sicily: proposal of a tectonic interpretation*. Ann. di Geofisica, **43** (1): 1-18.
- AZZARO R., BARBANO M.S., CAMASSI R., D'AMICO S., MOSTACCIO A., PIANGIAMORE G. & SCARFI L. (2004) - *The earthquake of 6 September 2002 and the seismic history of Palermo (Northern Sicily, Italy): Implications for the seismic hazard assessment of the city*. Jour. of Seismology, **8** (4): 525-543.
- 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.): "Le ricerche del GNDT nel campo della pericolosità sismica (1996-1999)". CNR-GNDT, Roma, 31-38.
- BADA J.L., BELLUOMINI G., BONFIGLIO L., BRANCA M., BURGIO E & DELLITALA L. (1991) - *Isoleucine epimerization ages of Quaternary Mammals of Sicily*. Il Quaternario, **4**: 5-11.
- BALDACCI L. (1886) - *Descrizione geologica dell'Isola di Sicilia*. Mem. Descr. della Carta Geol. d'It., 1 vol. 408 pp.
- BARATTA M. (1901) - *I terremoti d'Italia*. Torino (Rist. Anst., Bologna 1979), 950 pp.
- BARATTA M. (1910) - *La catastrofe sismica calabro messinese (28 dicembre 1908)*. Roma, 2 vol., 453 pp.
- BARBAGALLO M., FERRARA V. & PENNISI A. (1993) - *Lineamenti idrogeologici e vulnerabilità all'inquinamento degli acquiferi della fascia costiera tirrenica del Messinese (versante settentrionale dei M. Peloritani - Sicilia NE)*. Atti Congr. ANDIS '93, Palermo - Torre Normanna 21-23 settembre 1993, **1**: 17-31.
- BARBANO M.S., AZZARO R. & GRASSO D. E. (2005) - *Earthquake damage scenarios and seismic hazard of Messina, North-Eastern Sicily (Italy) as inferred from historical data*. Jour. of Earthquake Engineering, **9** (6): 805-830.
- BARBANO M.S., BOTTARI A., CARVENI P., COSENTINO M., FEDERICO B., FONTE G., LO GIUDICE E., LOMBARDO G. & PATANÈ G. (1979) - *Macroseismic study of the Gulf of Patti earthquake in the geostructural frame of NE Sicily*. Boll. Soc. Geol. It., **98**: 155-174.

- BARBANO M.S. & RIGANO R. (2001) - *Earthquake sources and seismic hazard in Southeastern Sicily*. Annali di Geofisica, **44** (4): 723-738.
- BARRECA G. & CARBONE S. (2008) - *Caratteri neotettonici della Sicilia centro-settentrionale: il Sistema Medio Tirrenico*. Convegno GIGS, 24-29/02/2008, Catania. Rend. Soc. Geol. It., **6**: 20-22.
- BARRIER P. (1987) - *Stratigraphie des dépôts pliocènes et quaternaires du Detroit de Messine (Italie)*. Doc. et Trav. IGAL, **11**: 59-81.
- BEN-AVRAHAM Z., BOCCALETTI M., CELLO G., GRASSO M., LENTINI F., TORELLI L. & TORTORICI L. (1990) - *Principali domini strutturali originatisi dalla collisione nogenico-quaternaria nel Mediterraneo centrale*. Mem. Soc. Geol. It., **45**: 453-462.
- BOCCALETTI M., NICOLICH R. & TORTORICI L. (1984) - *The Calabria Peloritani Arc and the Ionian Sea in the Dynamic Evolution of the Central Mediterranean*. Marine Geology, **55**: 219-245.
- BONARDI G., AMORE F.O., CIAMPO G., DE CAPOA P., MICONNET P. & PERRONE V. (1988) - *Il "Complesso Liguride" Auct.: stato delle conoscenze e problemi aperti sulla evoluzione appenninica e i suoi rapporti con l'arco calabro*. Mem. Soc. Geol. It., **41**: 17-35.
- BONARDI G., CAGGIANELLI A., CRITELLI S., MESSINA A., PERRONE V., ACQUAFREDDA P., CARBONE G., CARERI G., CIRINCIONE R., D'ERRICO M., DOMINICI R., FESTA V., IANNACE A., MACAIONE E., MAZZOLI S., NOTARO P., PARENTE M., PERRI E., PILUSO E., SOMMA R., SONNINO M. & VITALE S. (2004) - *Geotraverse across the Calabria-Peloritani Terrane (Southern Italy)*. Field Trip Guide Book - P66, 32nd International Geological Congress IUGS, Florence, August 20-28, APAT 1-60.
- BONARDI G., CAVAZZA W., PERRONE V. & ROSSI S. (2001) - *Calabria-Peloritani Terrane and Northern Ionian Sea*. In: VAI G.B. & MARTINI I.P. (Eds.): "Anatomy of an Orogen: The Apennines and Adjacent Mediterranean Basins". 287-306. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht/Boston/London.
- BONARDI G., CELLO G., PERRONE V., TORTORICI L., TURCO E. & ZUPPETTA A. (1982a) - *The evolution of the northern sector of the Calabria-Peloritani Arc in a semiquantitative palinspastic restoration*. Boll. Soc. Geol. It., **101**: 259-274.
- BONARDI G., COLONNA V., DIETRICH D., GIUNTA G., LIGUORI V., LORENZONI S., PERRONE V., PAGLIONICO A., PICCARRETA G., RUSSO M., SCANDONE P., ZANETTIN-LORENZONI E. & ZUPPETTA A. (1976) - *L'Arco Calabro-Peloritano nell'orogene Appenninico-Maghrebide*. Guida all'escursione del 68° Congr. Soc. Geol. It., 36 pp., Giannini Ed., Napoli.
- BONARDI G., COMPAGNONI R., DEL MORO A., MACAIONE E., MESSINA A. & PERRONE V. (2008) - *Rb-Sr age constraints on the Alpine metamorphic overprint in the Aspromonte Nappe (Calabria-Peloritani Composite Terrane, southern Italy)*. Boll. Soc. Geol. It., **127** (2): 173-190.
- BONARDI G., COMPAGNONI R., DEL MORO A., MESSINA A. & PERRONE V. (1987) - *Riequilibrazioni tettono-metamorfiche Alpine nell'Unità dell'Aspromonte, Calabria Meridionale*. Rend. Soc. It. Min. Petr., **42**: 301.
- BONARDI G., COMPAGNONI R., DEL MORO A., MESSINA A. & PERRONE V. (2000) - *Rb/Sr radiometric data of the Alpine metamorphism in the Aspromonte Nappe (Calabrian-Peloritani Arc; Southern Italy): comparison with other segments of the western Mediterranean Belt*. *Evoluzione Geologica e Geodinamica dell'Appennino* - Convegno in memoria di G. Pialli. Perugia 16-18 febbraio 2000.
- 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 Conv. "Geologia del Basamento Italiano", Siena, 21-22 marzo 1991, 105-106.
- BONARDI G., COMPAGNONI R., MESSINA A. & PERRONE V. (1984) - *Riequilibrazioni metamorfiche di probabile età Alpina nell'Unità dell'Aspromonte - Arco Calabro-Peloritano*. Rend. S.I.M.P., **39**: 613-628.
- BONARDI G., COMPAGNONI R., MESSINA A., PERRONE V., RUSSO S., DE FRANCESCO A.M., DEL MORO A. & PLATT J. (1992) - *Sovraimpronta metamorfica Alpina nell'Unità dell'Aspromonte (Settore meridionale dell'Arco Calabro-Peloritano)*. In: "Guida all'escursione del Gruppo Paleozoico", 24-25 Sett. 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 VIVO B., GIUNTA G., LIMA A., PERRONE V. & ZUPPETTA A. (1982b) - *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. (1982c) - *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*. Soc. Geol. It. In: R. CATALANO & B. D'ARGENIO (Eds.): “Guida alla geologia della Sicilia Occidentale”, 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 M. (1996) - *The Calabria-Peloritani Arc field trip guidebook*. 6th Field Meeting IGCP Project n.276, “The Calabria-Peloritani Arc and its correlation with Northern Africa and Southern Europe”, Messina, 27 settembre-2 ottobre 1993, Newsletter **6**: 1-80.
- 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.
- BONFIGLIO L. (1963) – *Plutoniti, migmatiti e metamorfiti della Calabria Meridionale*. Mem. Soc. Geol. It., **85**: 91-102.
- BONFIGLIO L. (1974) - *Stratigrafia del Neogene e del Quaternario nelle regioni Reggio Calabria-Terreti*. Mem. Ist. It. di Paleont. Umana, **2**: 297.
- 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.
- BOSCHI E., FERRARI G., GASPERINI P., GUIDOBONI E., SMRIGLIO G. & VALENSISE G. (1995) - *Catalogo dei forti terremoti in Italia dal 461 a.C. al 1980*. ING-SGA, Ozzano Emilia, 973 pp.
- BOSCHI E., GUIDOBONI E., FERRARI G., MARIOTTI D., VALENSISE G. & GASPERINI P. (2000) - *Catalogo dei forti terremoti in Italia dal 461 A.C. al 1997*, *Annali di Geofisica*, **43** (4): 843-868 e CD-ROM.
- BOSCHI E., GUIDOBONI E., FERRARI G., VALENSISE G. & GASPERINI P. (1997) - *Catalogo dei forti terremoti in Italia dal 461 a.C. al 1990*. ING-SGA, Ozzano Emilia, 644 pp.
- BOSCHI E., PANTOSTI D., VALENSISE G. (1994) - *L'identificazione geologica della faglia sismogenetica*. *Le Scienze*, **310**: 36-47.
- BOUILLIN J.P., DURAND DELGA M. & OLIVIER P. (1986) - *Betic-Rifian and Tyrrhenian arcs: distinctive features, genesis and development stages*. In: C.F. WEZEL (Ed.): “The origin of the arcs”. *Developments in geotectonics*, Elsevier, **21**: 281-304.
- CAIRE A. (1970) - *Sicily in its Mediterranean setting*. In: W.ALVAREZ & K.H.A.GOHRBANDT (Eds.): “Geology and History of Sicily”. *Petroleum Expl. Soc. Libya*, 145-170.
- 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., GLANGEAUD L. & GRANDJACQUET C. (1960) – *Les grand traits structuraux et l'évolution du territoire calabro-sicilien (Italie méridionale)*. Boll. Soc. Géol. France, s. **7** (2): 915-938.

- 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. (1977) - *Le Argille Scagliose di Moio e di Floresta (Sicilia Nord-orientale)*. Geol. Romana, **16**: 113-130.
- CAPTANO SMITH (1824) - *Piano di Porto Madonna e della Baia di Oliveri*. Reale Ufficio Topografico, Napoli.
- 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*. Scala 1:25.000, S.EL.CA., Firenze.
- CARBONE S., MESSINA A. & LENTINI F. (2008) - *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla Scala 1:50.000. Foglio 601 Messina-Reggio di Calabria*. Servizio Geologico d'Italia, APAT, 179 pp. S.EL.CA., Firenze.
- CARBONE S., PEDLEY H.M., GRASSO M. & LENTINI F. (1993) - *Origin of the "Calcareni di Floresta" of NE Sicily: late orogenic sedimentation associated with a Middle Miocene sea-level high stand*. Giorn. Geologia, ser. 3, **55**: 105-116.
- CARERI G., GUERRERA F., MARTÍN-ALGARRA A., MARTÍN-MARTÍN M., MESSINA A. & PERRONE V. (2004) - *Discussion of "Petrography and geochemistry of granitoid pebbles from the Oligocene-Miocene deposits of the Internal Rifian Chain (Morocco): a possible new hypothesis of provenance and paleogeographical implications"* by L.G. Gigliuto, A. Ouazani-Touhami, D. Puglisi, G. Puglisi and M.N. Zaghoul. Geologica Carpathica, **55** (4): 341-348.
- 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. (1979) - *Caratteri petrografici delle arenarie del Flysch di Capo d'Orlando (Monti Peloritani, Sicilia nord-orientale)*. Rend. Soc. It. Min. Petr., **34** (1978): 403-424.
- CARRARA A., D'ELIA B. & SEMENZA E. (1983) - *Classificazione e nomenclatura dei fenomeni franosi*. Geol. Appl. Idrog., Bari, **20** (2): 223-243.
- CASTRADORI D. (1995) - *Calcareous nannofossil biostratigraphy and biochronology in Eastern Mediterranean deep-sea cores*. Riv. It. Pal. Strat., **99** (1): 107-126.
- 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., CORSARO R.A., MARINO M., *et alii* (2010) - *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla Scala 1:50.000. Foglio 613 Taormina*. 150 pp. Università di Catania-DSG; A.T.I.-S. EL.CA.-L.A.C.-System Cart.
- CATALANO S. & DE GUIDI G. (2003) - *Late Quaternary uplift of northeastern Sicily: relation with the active normal faulting deformation*. Jour. of Geodynamics, **36**: 445-467.
- CATALANO S., DE GUIDI G., MONACO C. TORTORICI G. & TORTORICI L. (2003) - *Long-term behaviour of the late quaternary normal faults in the straits of Messina area (Calabrian arc): structural and morphological constraints*. Quaternary International, **101-102**: 81-91.
- 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) - *Sollevarimenti 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 Raccaia-Novara di Sicilia-Capo S. Alessio nei Monti Peloritani (Sicilia nord-orientale)*. Mem. Soc. Geol. It., **51**: 165-177.

- CECCA F., CRITELLI S., DE CAPOA P., MESSINA A. & PERRONE V. (2002) - *Nouvelle datation et interprétation de la succession sédimentaire de la Fiumara Sant'Angelo (Monts Peloritains, Italie méridionale): conséquences pour la paléogéographie mésozoïque de la Méditerranée centrale*. Bull. Soc. Géol. France, **173**: 2, 77-90.
- 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.
- CIRRINCIONE R. & PEZZINO A. (1993) - *Nuovi dati strutturali sulle successioni mesozoiche metamorfiche dei Monti Peloritani orientali*. Boll. Soc. Geol. It., **113**: 195-203.
- CITA M.B. (1975) - *Studi sul Pliocene e sugli strati di passaggio dal Miocene al Pliocene. VIII Planktonic foraminiferal biozonation of the Mediterranean Pliocene deep sea record. A revision*. Riv. It. Paleont. Strat., **81**(4): 527-544.
- CITA M.B. & CASTRADORI D. (1995) - *Report on workshop "Marine sections from the Gulf of Taranto (Southern Italy) usable as potential stratotypes for the Lower, Middle and Upper Pleistocene"*. Boll. Soc. Geol. It., **114**: 319-336.
- CITA M.B., RIO D., HILGEN F., CASTRADORI D., LOURENS L. & VERGERIO P.P. (1996) - *Proposal of the global boundary stratotype section and point (GSSP) of the Piacenzian stage (Middle Pliocene)*. International Union of Geological Sciences. International Commission on Stratigraphy (Subcommission on Neogene Stratigraphy), 14 pp.
- CIVITA M. (1972) - *Schematizzazione idrogeologica delle sorgenti normali e delle relative opere di captazione*. Mem. e Note Ist. Geol. Appl., **12**.
- CIVITA M., DAL PRA A., FRANCANI V., GIULIANO G., OLIVERO G., PELLEGRINI M. & ZAVATTI A. (1993) - *Proposta di classificazione e mappatura della qualità delle acque sotterranee*. "Inquinamento", **12**.
- CIVITA M. & DE MAIO M. (1997) - *SINTACS: Un sistema parametrico per la valutazione e la cartografia della vulnerabilità degli acquiferi all'inquinamento. Metodologia e automatizzazione*. Quaderni di Tecniche di Protezione Ambientale, **60**, Pitagora Ed.
- COLTRO R., FERRARA V. & MUSARRA F. (1978) - *Studi di conservazione del suolo in alcuni bacini siciliani*. Sviluppo agricolo, **12** (suppl. 1): 1-37.
- COLTRO R., FERRARA V. & RODA C. (1980) - *Relazione tra acque superficiali e falde subalvee nelle fiumare*. Atti 4° Conv. Int. Acque Sotterranee, Acireale 17-21 febbraio 1980, **3**: 211-237.
- COMPAGNONI R., BORGHI A., MESSINA A. & NUTARELLI F. (1998) - *Metamorfismo eclogitico nell'Arco Calabro-Peloritano: un evento Varisico precoce o Pre-Varisico*. Atti 79° Congr. Naz. Soc. Geol. It., Palermo 1998, vol. **B**, 325-326.
- CORTESE E. (1895) - *Descrizione geologica della Calabria*. Mem. Descr. Carta Geol. d'It., **9**: 1-310.
- CRISCI G.M., DONATI G., MESSINA A., PERRONE V. & RUSSO S. (1983) - *L'Unità Superiore dell'Aspromonte. Studio geologico e petrografico*. Rend. S.I.M.P., **38/3**: 989-1014.
- D'AMICO V. & ALBARELLO D. (2007) - *Codice per il calcolo della pericolosità sismica da dati di sito (freeware)*. DPC-INGV S1 Project, <http://esse1.mi.ingv.it/d12.html>.
- 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*. Boll. Soc. Geol. It., **92**: 939-953.
- D'AMICO C., ROTTURA A., BARGOSSO G. M. & NANETTI M.C. (1982-1983) - *Magmatic genesis of andalusite in peraluminous granites. Examples from Eisgarn-type granites in Mondanubikum*. Rend. Soc. It. Miner. Petr., **38**: 15-25.
- DE GREGORIO S., ROTOLO S.G. & VILLA I.M. (2003) - *Geochronology of the medium to high-grade metamorphic units of the Peloritani Mts., Sicily*. Int. J. Earth Sci., **92**: 852-872.
- DERCOURT J., ZONENSHAIN L.P., RICOU L.E., KAZMIN V.G., LE PICHON X., KNIPPER A.L., GRANDJACQUET

- C., SOROKHTIN O., GEYSSANT J., LEFVRIER C., SBORSHSCHIKOV I.V., BOULIN J., BIJU-DUVAL B., SIBUET J.C., SAVOSTIN L.A., WESTPHAL M. & LAVER J.P. (1985) - *Présentation de 9 cartes paléogéographiques au 1/20.000.000 s'étendant de l'Atlantique au Pamir pour la période du Lias à l'Actuel*. Bull. Soc. Géol. France, sér. **8** (1): 637-652.
- DIETRICH D. (1988) - *Sense of overthrust shear in the Alpine nappes of Calabria (Southern Italy)*. Jour. of Structural Geol., **10**: 373-381.
- DUBOIS R. (1970) - *Phases de serrage, nappes de socle et métamorphisme alpin à la jonction Calabre-Apennin: la suture calabro-apenninique*. Rev. Géogr. Phys. et Géol. Dyn., **12** (3): 221-254.
- DUBOIS R. (1976) - *La suture calabro-apenninique crétacé-éocène et l'ouverture tyrrhénienne neogène: étude pétrographique et structurale de la Calabre centrale*. Thèse Univ. P. e M. Curie, Paris.
- DUÉE G. (1969) - *Etude géologique des Monts Nebrodi (Sicile)*. Thèse Fac. Sci., 2 voll. 221+169 pp., Paris.
- DURAND-DELGA M. (1980) - *La Méditerranée occidentale: étapes de sa genèse et problèmes structuraux liés à celle-ci*. Bull. Soc. Géol. France, **10**: 203-224.
- DURAND DELGA M. & FONTBOTÉ J.M. (1980) - *Le cadre structural de la Méditerranée occidentale*. 26^e Congr. Géol. Intern., Paris, Coll. C5 "Géologie des Chaînes alpines issues de la Téthys", 67-85.
- DEPERET C. (1918) - *Essai de coordination chronologique des temps quaternaires*. C.R. Acad. Sci., **166** (12): 480-486.
- DI GERONIMO I., GHISETTI F., LENTINI F. & VEZZANI L. (1978) - *Lineamenti neotettonici della Sicilia orientale*. Mem. Soc. Geol. It., **19**: 543-549.
- 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. & LENTINI R. (1995) - *Ricostruzione stratigrafica e significato paleotettonico dei depositi Plio-Pleistocenici del margine tirrenico tra Villafranca Tirrena e Faro (Sicilia Nord-Orientale)*. Studi Geol. Camerti, vol. spec. (1995/2): 219-237.
- DUMAS B., GUEREMY P., LHENAF R. & RAFFY J. (1987) - *Rates of uplift as shown by raised Quaternary shorelines in Southern Calabria (Italy)*. Z. Geomorph. N.F. **63**: 119-132.
- FARAONE D. (1968) - *Le Metamorfiti della Falesia di Taureana (Reggio Calabria): aspetti della formazione dioritico-kinzigitica italiana*. Period. Mineral., **37**: 399-494.
- 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. Miner. Petr., **28**: 125-151.
- FERLA P. (1974) - *Aspetti petrogenetici e strutturali del polimetamorfismo dei M. Peloritani (Sicilia)*. Period. Mineral., **43**: 517-590.
- FERLA P. (1982) - *Inquadramento geologico-petrografico delle mineralizzazioni metallifere dei M. Peloritani (Sicilia)*. Rend. S.I.M.P., **38**: 1075-1091.
- FERLA P. (1994) - *The augen-gneisses of the Peloritani mountains (Sicily-Italy); compositional and genetic aspects of a pre-Hercynian granitoid event*. Period. Mineral., **63**: 213-233.
- FERLA P. & AZZARO E. (1978) - *Il metamorfismo alpino nella serie mesozoica di Ali (M. Peloritani, Sicilia)*. Boll. Soc. Geol. It., **97**: 775-782.
- FERLA P., LORENZONI S. & ZANETTIN LORENZONI E. (1983) - *Geological constitution and evolution of the Calabro-Peloritan Hercynian range*. Rend. S.I.M.P., **38**: 951-962.
- FERLA P. & NEGRETTI G. (1969) - *Le magmatiti di Capo d'Orlando, S. Gregorio (Prov. ME)*. Univers. Palermo, Ist. Mineral. Petrogr., quaderno **2**: 1-162.
- FERLA P. & ROTOLO S. (1992) - *Augengneisses from the lower portion of the Aspromonte Nappe, Western Peloritani Mts. (Sicily)*. Newsletter **5**: 473-475.
- FERRARA V. (1987) - *Aspetti connessi alla vulnerabilità degli acquiferi alluvionali nei bacini dei corsi d'acqua minori della Sicilia nord-orientale*. Atti Conv. "I corsi d'acqua minori dell'Italia Appenninica - Aspetti ecologici e gestionali", Aulla 22-24 giugno 1987, Boll. Mus. St. Nat. Lunigiana, **6-7**: 427-430.

- FERRARA V. (1990) – *The optimal management of groundwater resources in the Peloritani Mountains area (North-East Sicily)*. Mem. 22nd Congr. IAH – *Int. Conf. on Water Resources in Mountainous Regions*, Lausanne, **22** (2): 1051-1057.
- FERRARA V. (1996) – *Carta della vulnerabilità all'inquinamento degli acquiferi dell'area peloritana (Sicilia NE), alla scala 1:50.000*. C.N.R. – Gruppo Naz. Difesa Catastrofi Idrogeologiche, S.EL. CA., Firenze.
- FERRARA V. (1999) – *Vulnerabilità all'inquinamento degli acquiferi dell'area peloritana (Sicilia nord-orientale) – Studi sulla vulnerabilità degli acquiferi*, **14**: 119 pp., 1 carta. Pubbl. CNR-GNDCI n 1946. Pitagora Ed., Bologna.
- FERRARA V., PENNISI A. & SCIACCA A.S. (1995) – *Criteri per mitigare il rischio di inquinamento degli acquiferi alluvionali del territorio messinese*. 2° Conv. Naz. *Sulla Protezione e Gestione delle Acque Sotterranee: metodologie, tecnologie e obiettivi* – Quaderni di Geologia Applicata, **1**(2): 489-496. Pitagora Ed., Bologna.
- 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.
- FINETTI I.R., LENTINI F., CARBONE S., DEL BEN A., DI STEFANO A., FORLIN E., GUARNIERI P., PIPAN M. & PRIZZON A. (2005) - *Geological Outline of Sicily and Lithospheric Tectono-Dynamics of its Tyrrhenian Margin from New CROP Seismic Data*. In: I.R. FINETTI (Ed.): “*CROP Deep Seismic exploration of the Central Mediterranean and Italy*”. Elsevier, sp. Vol., chapter **15**: 319-376.
- FOIS E. (1989) – *La successione neogenica di Capo Milazzo (Sicilia NE)*. Riv. It. Paleont. Strat., **95** (4): 397-440.
- FOIS E. (1990) - *Stratigraphy and palaeogeography of the Capo Milazzo area (NE Sicily, Italy): clues to the evolution of the southern margin of the Tyrrhenian Basin during the Neogene*. Palaeog. Palaeocool. **78**: 87-108.
- FORESI L.M., IACCARINO S., MAZZEI R. & SALVATORINI G. (1998) – *New data on Middle to Late Miocene calcareous plankton biostratigraphy in the Mediterranean area*. Riv. It. Paleont. Strat., **104** (1): 95-114.
- FORNACIARI E., DI STEFANO A., RIO D. & NEGRI A. (1996) - *Middle Miocene quantitative calcareous nannofossil biostratigraphy in the Mediterranean region*. Micropaleontology, **42** (1): 37-63.
- FRIZON DE LAMOTTE D., SAINT BEZAR B., BRACÈNE R. & MERCIER E. (2000) - *The two main steps of the Atlas building and geodynamics of the western Mediterranean*. Tectonics, **19**: 740-761.
- GARGANO C. (1994) - *Carta geologica di Messina e del settore nord-orientale dei Monti Peloritani*. Direzione F. Lentini, scala 1:25.000, S.EL.CA., Firenze.
- 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. (1992) - *Fault parameters in the Messina Straits (southern Italy) and relations with the seismogenetic sources*, Tectonophysics, **210**: 117-133.
- GIGNOUX M. (1913) – *Les formations marines pliocènes et quaternaires de l'Italie du Sud et de la Sicilie*. Ann. Univ. Lyon, n. **36**: 693 pp.
- GIUNTA G., MESSINA A., BONARDI G., NIGRO F., SOMMA R., CUTRUPA 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, **2**: 37-79.
- GLANGEAUD L., GRANDIAQUET C., BOUSQUET J.C. & AFCHAIN C. (1962) - *Sur l'origine des flyschs et des nappes de la Lucanie méridionale (Italie)*. Boll. Soc. Géol. France, **3**: 374-388.
- GLIOZZI E. & MALATESTA A (1982) – *A Megacerine in the Pleistocene of Sicily*. Geol. Romana, **21**: 311-395.

- GÖRLER K. & GIESE P. (1978) – *Aspects of the evolution of the Calabrian Arc*. In: Alps, Apennines, Hellenides (H. Closs, D. Roeder e Schmidt Eds.), I.U.C.G., **38**: 374-388.
- GRANDIAQUET 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.
- GRANDIAQUET 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.
- GRASSO M. & PEDLEY H.M. (1997) - *Upper Miocene peri-Tyrrhenian reefs of the Calabrian Arc: overview*. Guidebook Interim Colloquium R.C.M.N.S., 19-22, Catania.
- GRESTA S., BELLA D., MUSUMECI C. & CARVENI P. (1997) - *Some efforts on active faulting processes (earthquakes and aseismic creep) acting on the eastern flank of Mt. Etna (Sicily)*. Acta Vulcanologica, **9** (1-2): 101-108.
- GRINGERI G., BONFIGLIO L., DI GERONIMO I., MANGANO G. & ANTONIOLI F. (2004) - *Uplifted Holocene littoral deposits in the Milazzo peninsula*. Quaternaria Nova, **8**: 141-154.
- GRUPPO DI LAVORO CPTI (2004) - *Catologo Parametrico dei Terremoti Italiani versione 2004 (CPTI04)*, INGV, Bologna.
- GRUPPO DI LAVORO MPS (2004) - *Redazione della mappa di pericolosità sismica prevista dall'ordinanza PCM 3274 del 20 marzo 2003*. Rapporto conclusivo per il dipartimento della protezione civile, INGV, Milano-Roma, aprile 2004, 65 pp.+ 5 appendici.
- GUARNIERI P., DI STEFANO A., CARBONE S., LENTINI F. & DEL BEN A. (2004) – *A multidisciplinary approach to the reconstruction of the Quaternary evolution of the Messina Strait (scala 1:25.000)*. In “*Mapping Geology in Italy*”, APAT/Serv. Geol. d'It., p. 43-50. S.EL.CA. Ed., Firenze.
- GUERRERA F., MARTÍN-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. Petrogr. Acta, **22**: 29-54.
- GUZA R.T. & INMAN D.L. (1975) – *Edge waves and beach cusps*. Jour. of Geophys. Res., **80** (21): 2997-3012.
- HANOR J.S. (1978) – *Precipitation of beach rock cements: mixing of marine and meteoric waters vs. CO₂– degassing*. Journal of Sedimentary Petrology, **48**: 489-501.
- HEARTY P.J., BONFIGLIO L., VIOLANTI D. & SZABO B.J. (1986) – *Age of Late Quaternary marine deposits of Southern Italy determined by aminostratigraphy, faunal correlation and Uranian-series dating*. Riv. It. Paleont. Strat., **92**: 149-164.
- IACCARINO S. (1985) - *Mediterranean Miocene and Pliocene planktic foraminifera*. In: H.M. BOLLI, J.B. SAUNDERS & PERCH-NIELSEN K. (Eds.): “*Plankton Stratigraphy*”, Cambridge Earth Science Series, Cambridge University Press. **1**: 283-314.
- IOPPOLO S., LO GIUDICE A., PUGLISI G. & ROTTURA A. (1982) – *La suite granitica peraluminosa dell'Arco calabro-peloritano: indagine statistica sui caratteri geochimici*. Miner. Petrogr. Acta, **26**: 169-185.
- IOPPOLO S., PEZZINO A. & PUGLISI G. (1983) - *Indagine petrochimica sui minerali delle metamorfiti dell'area di Madonna dei Polsi (Aspromonte, Calabria meridionale)*. Period. Mineral., **52/2**: 177-202.
- IOPPOLO S. & PUGLISI G. (1986-1987a) - *Studio petrologico delle metapeliti Erciniche di Delianuova (Aspromonte, Calabria meridionale)*. Miner. Petrogr. Acta, **30**: 61-84.

- IOPPOLO S. & PUGLISI G. (1986-1987b) – *Studio petrologico degli scisti e gneiss dell'area di Delianuova (Calabria meridionale)*. Miner. Petrogr. Acta, **30**: 85-111.
- IOPPOLO S. & PUGLISI G. (1989) - *Studio petrologico di alcune metamorfiti erciniche dei Monti Peloritani Nord Orientali (Sicilia)*. Rend. Soc. It. Min. Petr., **43** (3): 643-656.
- ISTAT (1957-1978) – *Stazione di Cozzo Spadaro: Annuali di statistica meteorologica*. Roma.
- 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.
- JACQUES E., MONACO C., TAPPONIER P., TORTORICI L. & WINTER T. (2001) - *Faulting and earthquake triggering during the 1783 Calabria seismic sequence*. Geophys. Jour. Int., **147**: 499-516.
- KNOTT S. (1987) - *The Liguride Complex of Southern Italy: a Crtaceous to Paleogene Accrtionary Wedge*. Tectonophysics, **142**: 217-226.
- LAMBECK K., ANTONIOLI F., PURCELL A. & SILENZI S. (2004) - *Sea level change along the Italian coast for the past 10,000 yrs*. Quaternary Science Reviews, **23**: 1567-1598.
- 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. (2000) – *Carta Geologica della Provincia di Messina*, scala 1:50.000, 3 fogli, S.EL.CA. Ed., Firenze.
- LENTINI F. & CARBONE S. (2008) – *Ricostruzione paleogeografica e geodinamica della Sicilia sulla base dei dati geologici e geofisici*. Conv. GIGS, 24-29/02/2008, Catania. Rend. Soc. Geol. It., **6**: 95-97.
- LENTINI F. CARBONE S. & CATALANO S. (1994) - *Main structural domains of the central mediterranean region and their tectonic evolution*. Boll. Geofis. Teor. Appl., **36** (n°141-144): 103-125.
- 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. & GRASSO M. (1995b) - *Principali lineamenti strutturali della Sicilia nord-orientale*. Studi Geol. Camerti (1995/2): 319-329.
- 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.
- LENTINI F., CARBONE S., CATALANO S. & MONACO C. (1990b) - *Tettonica a thrust neogenica nella Catena appenninico-maghrebide: esempi dalla Lucania e dalla Sicilia*. Studi Geol. Camerti, Volume Speciale 1990: 19-26.
- LENTINI F., CARBONE S. & GUARNIERI P. (2006) - *Collisional and post-collisional tectonics of the Apenninic-Maghrebian Orogen (Southern Italy)*. In: Y. DILEK & S. PAVLIDES (Eds.), “*Post-collisional Tectonics and Magmatism in the Eastern Mediterranean Region*”. Geological Society of America, Special Paper, **409**: 57-81.
- LENTINI F., CATALANO S. & CARBONE S. (2000) – *Note illustrative della carta geologica della Provincia di Messina*. Scala 1: 50.000. S.EL.CA. Ed., 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. 60 pp.
- 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 t ctonique des Monts Péloritains dans les environs de Taormina (Sicile)*. Bull. Soc. Vaudoise Sc. Nat., s.5, **45**: 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. Petr. Acta, **29**: 93-117.
- LO GIUDICE A., ATZORI P. & PEZZINO A. (1988) – *Possibili protoliti pre-migmatitici nell'area Calabro-Peloritana*. Miner. Petrogr. Acta, **31**: 117-129.
- LOMBARDO G. (1980) – *Stratigrafia dei depositi pleistocenici della Sicilia nord-orientale*. Atti Accad. Gioenia Sc. Nat. Catania, **12**: 84-113.
- LORENZONI S., ORSI G. & ZANETTIN LORENZONI E. (1980) – *The Hercynian range in southeastern Aspromonte (Italy). Its relations with the Alpine Stilo Unit*. N. Jb. Geol. Paleont. Mh., **7**: 404-416.
- LORENZONI S. & ZANETTIN LORENZONI E. (1982) – *The so-called "scisti filladici" of the Fiumara La Verde in the interpretation of the geologic tectonic history of the Aspromonte (Southern Italy)*. N. Jb. Geol. Paleont. Mh, **5**: 265-271.
- LORENZONI S. & ZANETTIN LORENZONI E. (1983) – *Note illustrative della Carta Geologica della Sila alla scala 1:200.000*. Mem. Soc. Geol. Padova, **36**: 317-342.
- 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.
- MACAIONE E. (2006) - *The Calabria-Peloritani Arc: state of the art and comparisons with orogens of the Centre-Western Mediterranean Alpine Chains*. PhD Thesis, Università degli Studi di Messina, pp. 447.
- MACAIONE E., MESSINA A., GIORDANO R., TEIXEIRA J. (2010) - *Peloritani polymetamorphic ultramafic and mafic rocks as ornamental stones in the Norman-Gothic Cathedral of Messina (Sicily, Italy)*. Archaeometry (sottoposto).
- 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. S.I.M.P., **31**: 3-39.
- MAGRI L., MUCCIARELLI M. & ALBARELLO D. (1994) - *Estimates of site seismicity rates using ill-defined macroseismic data*. Pageoph, **143** (4): 617-632.
- MALATESTA A. (1955) - *Pliocene e Quaternario del Capo Milazzo in Sicilia*". In: LIPPARINI T., MALATESTA A., NICOSIA M.L. & VALDINUCCI A. Boll. Serv. Geol. d'Italia, v. LXXXVII – 4°-5° fasc., 1-26
- 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.
- MANTOVANI E., ALBARELLO D., TAMBURELLI C. & BABBUCCI D. (1996) – *Evolution of the Tyrrhenian basin and surrounding regions as a result of the Africa-Eurasia convergence*. Jour. of Geodynamics, **21**:35-72.
- MARTÍN-ALGARRA A., MESSINA A., PERRONE V., RUSSO S., MAATE A. & MARTIN MARTIN M. (2000) - *A lost realm in the internal domains of the Betic-Rif Orogen: evidence from conglomerates and consequences for Alpine geodynamic evolution*. Jour. of Geology, **108**: 447-467.
- MARTÍN-ALGARRA A., RUIZ-ORTIZ P.A. & VERA J.A. (1992) – *Factors controlling Cretaceous turbidite deposition in the Betic Cordillera*. Rev. Soc. Geol. España, **5**: 53-80.
- MARTINO C., RUTA M. & ZANINI A. (2008a) – *Primi dati sulle beach rock affioranti lungo il Sistema Costiero di Marinello (Golfo di Patti, Sicilia nord-orientale)*. Convegno su: "Coste: prevenire, programmare, pianificare". Maratea 15-17 maggio 2008. Collana dell'Autorità di Bacino della Basilicata, **9**: 389-399.
- MARTINO C., RUTA M. & ZANINI A. (2008b) - *Beach rock occurrence along Marinello coastal system (Gulf of Patti, NE Sicily)*. In: "Tethys to Mediterranean: a journey of geological discovery". Meeting in Memory of A. Di Grande and M. Grasso. Catania 3rd-5th June, 2008. Abstract book, p. 77.
- MARTINO C., RUTA M. & ZANINI A. (2009a) - *Beach-cusp spacing of spit-platform system of Tindari (North-Eastern Sicily, Italy)* Geotalia, Rimini, 9-11 settembre 2009, Epitome, pp. 418-419.
- MARTINO C., RUTA M., ZANINI A., PEPI M. & FOCARDI S. (2009b) - *Historical evolution of the Oliveri-Tindari lagoon system (Gulf of Patti, Sicily north-east) from 1824 to 2009*. III Congresso LaguNet-Orbetello 1-4 Ottobre 2009, p. 53.

- MARTINSON G., PISIAS N.G., HAYS D.J., IMBRIE J., MOORE C.T. & SHACKLETON N.J. (1987) – *Age dating and the orbital theory of the ice ages: development of a high-resolution 0 to 300.000-year chronostratigraphy*. *Quaternary Res.*, **27**: 1-29.
- 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., SLEJKO D. & VACCARI F. (2000) - *Confronti tra le stime di pericolosità sismica del territorio nazionale realizzate in ambito GNDT*. In: F. GALADINI, C. MELETTI & A. REBEZ (Eds.): “*Ricerche del GNDT nel campo della pericolosità sismica (1996-1999)*”. CNR-GNDT, Roma, 275-290.
- 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. (1997) – *La storia geologica di un lembo del nostro territorio: i Monti Peloritani*. Quaderno Museo Scienze della Terra, Università Messina, II parte, Trischitta Ed.
- MESSINA A. (1998a) - *The Alpine Peloritani Building (Calabria Peloritani Arc)*. Atti 79° Congr. Naz., Soc. Geol. It., Palermo 21-23/9/1998, vol. **B**, 565-568.
- MESSINA A. (1998b) - *Variscan tectono-metamorphic evolution of the Peloritani Mts. (Calabria-Peloritani Arc)*. Congresso Soc. Geol. It., Palermo 21-23 settembre 1998. Atti 79° Congr. Naz. Soc. Geol. It., vol. **B**: 569-572.
- MESSINA A. (2002) - *The Southern Sector of the Calabria-Peloritani Arc*. Congr. S.I.M.P., Cosenza. *Plinius*, **28**: 210-213.
- MESSINA A., CARERI G. & MACAIONE E. (2002) - *Variscan Continental Crust Terraines in the Southern Sector of the Calabria-Peloritani Orogen*. Congresso SIMP – Cosenza. *Plinius*, **28**: 216-219.
- 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. S.I.M.P., Venezia, *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., COMPAGNONI R., RUSSO S., DE FRANCESCO A.M. & GIACOBBE A. (1990) - *Alpine metamorphic overprint in the Aspromonte nappe of Northeastern Peloritani Mts. (Calabria-Peloritani Arc, Southern Italy)*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **109**: 655-673.
- MESSINA A., DONATI G. & STAGNO F. (1977) - *Gneiss granitoidi di Madonna del Tonnaro (Monti Peloritani)*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **96**: 529-548.
- MESSINA A., GIORDANO R., TEIXEIRA J., MACAIONE E., BONANNO R. & CARABETTA M.T. (2010a) - *Archaeometric study of Peloritani ornamental stones in the Norman-Gothic Cathedral of Messina, North-Eastern Sicily (Italy)*. *Mineralogy and Petrology* (sottoposto).
- MESSINA A. & IOPPOLO S. (1982-1983) - *La massa migmatitica di Scilla (Calabria meridionale)*. *Rend. S.I.M.P.*, **38**: 1051-1064.
- MESSINA A. & MACAIONE E. (2010) – *Geologia del Cristallino dell'Area dello Stretto di Messina*. In: “*La ricerca scientifica dopo il terremoto siculo-calabrese del 1908*”. *Accad. Naz. delle Scienze detta dei XL, Scritti e Documenti*, **53**: 135-201.
- MESSINA A., MACAIONE E., CARBONE S. & LENTINI F. (2010) - *Karst Phenomena in the North-Eastern Sicily (Calabria-Peloritani Arc, Italy)*. In: C.I.R.S. Centro Ibleo di Ricerche Speleo-Idrogeologiche (Ed.): “*3rd International Symposium Karst Evolution in the South Mediterranean Area*”. *Speleologia Iblea*, **14**: 191-227.
- MESSINA A., PERRONE V., GIACOBBE A. & DE FRANCESCO A.M. (1997) - *The Mela Unit: a medium grade metamorphic unit in the Peloritani Mountains (Calabria-Peloritani Arc, Italy)*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **116**: 237-252.

- MESSINA A., ROTTURA A. & RUSSO S. (1974) - *Le leucogranodioriti muscovitiche dell'entroterra di Villa S. Giovanni (Reggio Calabria)*. Period. Mineral., **43**: 51-92.
- MESSINA A. & RUSSO S. (1981) - *I graniti peraluminosi del versante meridionale dell'Aspromonte (Calabria)*. Boll. Soc. Geol. It., **100**: 3-14.
- MESSINA A., RUSSO S. & STAGNO F. (1996a) - *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-2 ottobre 1993, Newsletter **6**: 94 pp.
- MESSINA A., SACCA C. & SACCA D. (1996b) - *Scheelite in hyperstene-Ca-garnet granulite from the Aspromonte Unit of the Peloritani Mts. (Sicily)*. Plinius, **16**: 156-157.
- MESSINA A. & SOMMA R. (2002) - *Pre-Alpine and Alpine tectonics in the Southern Sector of the Calabria-Peloritani Arc (Italy)*. Congr. S.I.M.P., Cosenza. Plinius, **28**: 214-215.
- MESSINA A., SOMMA R., LIMA A.M., MACAIONE E., CARBONE G. & CARERI G. (2004a) - *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 type areas from the crystalline basements of Italy, with some geophysical and petrophysical data". Accad. Nazionale delle Scienze detta dei XL, chapter **13**: 411-450, Roma.
- MESSINA A., SOMMA R., MACAIONE E., CARBONE G. & CARERI G. (2004b) - *Peloritani Continental crust Composition (Southern Italy): Geological and Petrochemical evidences*. Boll. Soc. Geol. It., **123**: 405-441.
- MICHARD A., CHALOUAN A., FEINBERG H., GOFFÉ B. & MONTIGNY R. (2002) - *How does the Alpine belt end between Spain and Morocco ?* Bull. Soc. Géol. France, **173**: 3-15.
- MICHELETTI F., BARBEY P., FORNELLI A., PICCARRETTA G. & DELOUË E. (2007) - *Latest Precambrian to Early Cambrian U-Pb zircon ages of augen gneisses from Calabria (Italy), with inference to the Alboran microplate in the evolution of the peri-Gondwana terranes*. Int. Jour. of Earth Science, **96**: 843-860.
- MONACHESI G., PERUZZA L., SLEJKO D. & STUCCHI M. (1994) - *Seismic hazard assessment using intensity point data*. Soil Dyn. Earthquake Eng., **13**: 219-226.
- MONACO C., TAPPONIER P., TORTORICI L. & GILLOT P.Y. (1997) - *Late Quaternary slip rates on the Acireale-Piedimonte normal faults and tectonic origin of Mt. Etna (Sicily)*. Earth and Planetary Science Letters, **147**: 125-139.
- MONACO C. & TORTORICI L. (2000) - *Active faulting in the Calabrian Arc and eastern Sicily*. Jour. of Geodynamics, **29**: 407-424.
- MUCCIARELLI M., PERUZZA L. & CAROLI P. (2000) - *Tuning of seismic hazard estimated by means of observed site intensities*. Jour. of Earth. Eng., **4**: 141-159.
- MULARGIA F., GASPERINI P. & TINTI S. (1987) - *A procedure to identify objectively active seismotectonic structures*. Boll. Geof. Teor. Appl., **19** (114): 147-164.
- OGNIBEN L. (1960) - *Nota illustrativa dello Schema geologico della Sicilia nord-orientale*. Riv. Min. Sic., **64-65**: 183-212.
- 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.
- OMENETTO P., MEGGIOLARO V., SPAGNA P., BRIGO L., FERLA P. & GUION J.L. (1986) - *Prevariscan/Variscan scheelite of Calabrian-Peloritani Arc: tungsten/base metal association in southeastern Peloritani Mountains (NE Sicily)*. IGCP Project n° 5, Final Meeting Sardinia, 25-31 maggio 1986, 62-64.

- OMENETTO P., MEGGIOLARO V., SPAGNA P., BRIGO L., FERLA P. & GUION J.L. (1988) - *Scheelite bearing metalliferous sequence of Peloritani Mountains northeastern Sicily (with some remarks of tungsten metallogenesis in the Calabrian-Peloritani Arc)*. Spec. Publ. Soc. Geol. App. Min. Depos. **6**, BOISSANNAIS & OMENETTO (Eds.) Springer.
- OTTMAN F. & PICARD J. (1954) - *Contribution à l'étude du Quaternaire des régions de Palerme et de Milazzo (Sicile)*. Bull. Soc. Géol. France, 6 sér., **4**: 395-407.
- PEDLEY H.M. & GRASSO M. (1994) - *Upper Miocene peri-Tyrrhenian reefs of the Calabrian Arc: sedimentological, tectonic and palaeogeographic implications*. Géol. Méditerranéenne, **21**: 123-136.
- PERRONE V. (1996) - *Une nouvelle hypothèse sur la position paléogéographique et l'évolution tectonique des Unités de Verbicaro et de San Donato (région calabro-lucanienne; Italie): implications sur la limite Alpes-Apennin en Calabre*. Com. Ren. Acad. Sci. Paris, **322**: 877-884.
- PEZZINO A. (1982) - *Confronti petrografici e strutturali tra i basamenti metamorfici delle unità inferiori dei Monti Peloritani (Sicilia)*. Period. Mineral., **51**: 35-50.
- PEZZINO A. & PUGLISI G. (1980) - *Indagine geologico-petrografica sul cristallino dell'Aspromonte centro-settentrionale (Calabria)*. Boll. Soc. Geol. It., **99**: 255-268.
- PLATT J.P. & COMPAGNONI R. (1990) - *Alpine ductile deformation and metamorphism in a calabrian basement nappe (Aspromonte, South Italy)*. Ecl. Geol. Helv., **83**: 41-58.
- PUGLISI G. & ROTTURA A. (1973) - *Le leucogranodioriti muscovitiche della zona di Capo Rasocolmo (Messina)*. Period. Mineral., **42**: 207-256.
- QUITZOW H.W. (1935) - *Der Deckenbau des Kalabrischen Massivs und seiner Randgebiete*. Abh. Ges. Wiss. Göttingen. Mat. Phys. Kl., 3 Folge, **13**: 63-179.
- RAFFI I., MOZZATO C., FORNACIARI R., HILGEN F. J. & RIO D. (2003) - *Late Miocene calcareous nannofossil biostratigraphy and astrobiochronology in the Mediterranean region*. Micropaleontology, **49** (1): 1-26.
- RASSER M.W. & FENNINGER A. (2002) - *Jurassic Dasycladalean algal stratigraphy in the Northern Calcareous Alps: a critical review and a palaeogeographic approach using similarity indices*. In: BUCUR & FILIPESCU (Eds.): "Research advances in calcareous algae and microbial carbonates". Cluj University Press, 167-190.
- 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". **68**: 325-343.
- RIO D., RAFFI I. & VILLA G. (1990) - *Pliocene-Pleistocene calcareous nannofossil distribution patterns in the Western Mediterranean*. In: K.A. KASTENS, J. MASCLE, et alii (Eds.): "Proceeding ODP Sc. Results", **107**: 513-533.
- 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.
- ROTTURA A. (1970) - *Su una milonite della Tonnara di Milazzo (Me)*. Estr. Atti Soc. Peloritana Sc. Fis. Mat. Nat., **16** (fasc. I-II).
- ROTTURA A., BARGOSSO G.M., CAIRONI V., DEL MORO A., MACCARRONE E., MACERA P., PAGLIONICO A., PERRINI R., PICCARRETA G. & POLI G. (1990) - *Petrogenesis of contrasting Hercynian granitoids from the Calabrian Arc, Southern Italy*. Lithos, **24**: 97-119.
- ROTTURA A., CAGGIANELLI A., CAMPANA R. & DEL MORO A. (1993) - *Petrogenesis of Hercynian peraluminous granites from the Calabria Arc, Italy*. Eur. Jour. of Mineral., **5**: 737-754.
- ROTTURA A., MACCARRONE E., MESSINA A. & PUGLISI G. (1975) - *La massa migmatitico-tonalitica di Palmi-Bagnara (Calabria meridionale)*. Boll. Soc. Geol. It., **94**: 495-536.
- RUST D. & KERSHAW S. (2000) - *Holocene tectonic uplift patterns in northeastern Sicily: evidence from marine notches in coastal outcrops*. Marine Geology, **167**: 105 - 126
- SACCÀ C. & CIMINO G. (1988) - *Le mineralizzazioni delle contrade Vacco, Paparello e Cancillo (territorio di Fiumedinisi, Messina) nel quadro delle manifestazioni metallifere dei Monti Peloritani*. Miner. Petrogr. Acta, **31**: 259-271.
- SACCÀ C. & SACCÀ D. (1992) - *Composizione mineralogica e chimica di una mineralizzazione a prevalente pirite affiorante in Contrada Croce presso Fiumedinisi (Messina)*. Atti Acc. Peloritana.

- Cl. Sc. Fis. Mat. Nat., **70**: 199-210.
- SACCÀ C., SACCÀ D. & CIMINO G. (1992) - *Composizioni mineralogiche e chimiche di alcune mineralizzazioni a galena e sphalerite affioranti nei territori di Ali e Fiumedinisi*. Miner. Petrogr. Acta, **35**: 99-111.
- SACCÀ C. & TRISCARI M. (1985) - *Some chemical and mineralogical data for scheelites from the Peloritani Mts. (NE Sicily)*. Period. Mineral., **54**: 109-113.
- SCANDONE P. (1979) - *Origin of the Tyrrhenian Sea and Calabrian Arc*. Boll. Soc. Geol. It., **98**: 27-34.
- SCANDONE P. (1982) - Structure and evolution of the Calabrian Arc. Earth Evol. Sciences, **3**: 172-180.
- SCHENK V. & TODT W. (1989) - *The age of the Adriatic crust in Calabria (Southern Italy): constraints from U-Pb zircon data*. Terra Abstracts, **1**: 350.
- SCICCHITANO G., SPAMPINATO C.R., FERRANTI L., ANTONIOLI F., MONACO C., CAPANO M. & LUBRITTO C. (2009) - *Holocene uplift at Capo Milazzo, northeast Sicily*. 10.1474/Epitome.03.0560. Geitalia2009, Rimini, 9-11 settembre 2009.
- SCIUTO F. (2005) - *Ostracodi batiali pleistocenici di Capo Milazzo (Sicilia NE) ed implicazioni paleoambientale*. Rend. Soc. Paleont. It., **2**: 219-227.
- SEGUENZA G. (1873) - *Contribuzione alla geologia della Provincia di Messina: Breve nota intorno alle formazioni primarie e secondarie*. Bull. R. Com. Geol., **47** pp.
- 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.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (2005) - *Foglio 612 Randazzo della Carta Geologica d'Italia*. Scala 1:50.000. Coordinatore F. Lentini. Direttori del Rilevamento S. Carbone, R. Cristofolini, M. Grasso. Note illustrative a cura di S. Carbone, 154 pp. (approvato per la stampa).
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (2008) - *Foglio 601 Messina-Reggio di Calabria della Carta Geologica d'Italia*. Scala 1:50.000. Coordinatore F. Lentini. Note illustrative a cura di S. Carbone, A. Messina, F. Lentini, 179 pp., APAT-Regione Siciliana. S.EL.CA. (pre-stampa - parte a terra).
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (2009) - *Foglio 599 Patti della Carta Geologica d'Italia*. Scala 1:50.000. Parte a terra: Coordinatore G. Giunta, Direttore dei rilevamenti S. Carbone (approvato per la stampa).
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (2010) - *Foglio 613 Taormina della Carta Geologica d'Italia*. Scala 1:50.000. Coordinatore F. Lentini; Direttore dei Rilevamenti S. Catalano. Università di Catania-DSG; A.T.I.-S.EL.CA.-L.A.C.-System Cart.
- 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.
- SLEIKO D., PERUZZA L. & REBEZ A (1998) - *Seismic hazard maps of Italy*. Annali di Geofisica, **41** (2): 183-214.
- SOIL CONSERVATION SERVICE (1951) - *Soil survey manual*. U.S. Department of Agriculture. 503 pp.
- SOIL CONSERVATION SERVICE (1960) - *Soil classification: a comprehensive system*. 7th approximation, U.S. Department of Agriculture. 265 pp.
- SOMMA R., MESSINA A. & MAZZOLI S. (2005a) - *Syn-orogenic extension in the Peloritani Alpine Thrust Belt (NE Sicily, Italy): evidence from the Ali Unit*. C.R. Académie Sci., Geoscience, **337** (9): 861-871, Paris.
- SOMMA R., MESSINA A. & PERRONE V. (2005b) - *The Cambrian to Aquitanian geological record of the Longi-Taormina Unit (Calabria-Peloritani Arc, southern Italy): geodynamic implications*. Geodinamica Acta, **18/6**: 417-430.
- SPROVIERI R. (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.
- SPROVIERI R., DI STEFANO E., HOWELL M., SAKAMOTO T., DI STEFANO A. & MARINO M. (1998) - *Integrated calcareous plankton biostratigraphy and cyclostratigraphy at Site 964*. Proc. ODP, Sci. Res., **160**: 155-165.

- STEWART I.S., CUNDY A., KERSHAW S. & FIRTH C. (1997) - *Holocene coastal uplift in the Taormina area, northeastern Sicily: implications for the southern prolongation of the Calabrian seismogenic belt*. *Jour. of Geodynamics*, **24**: 37-50.
- STUCCHI *et alii* (2007) - *DBMI04, Il database delle osservazioni macrosismiche dei terremoti italiani utilizzate per la compilazione del catalogo parametrico cpti04*. <http://emidius.mi.ingv.it/dbmi04/> Quaderni di geofisica, **49**: pp. 38.
- TORTORICI L. (1983) - *Lineamenti Geologico-Strutturali dell'Arco Calabro*. *Rend S.I.M.P.*, **38**: 927-940.
- 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 Péloritains orientaux (Sicile)*. Thèse Fac. Sci., 2 voll., 547 pp., Paris.
- TRUILLET R. (1970) - *The geology of the eastern Peloritani Mountains of Sicily*. In: "Geology and History of Sicily". Petroleum Exploration Society of Libya, 171-183.
- VAI G.B. (1992) - *Segmento Calabro-Peloritano dell'orogene ercinico. Disaggregazione palinospastica*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **111**: 109-129.
- VALENSISE G. & D'ADDEZIO G. (1994) - *Il contributo della geologia di superficie all'identificazione della strutture sismogenetiche della Piana di Gioia Tauro*. *ING Publications*, **559**: 34 pp.
- VALENSISE G. & PANTOSTI D. (1992) - *A 125 Kyr-long geological record of seismic source repetability: in the Messina Straits (southern Italy) and the 1908 earthquake*. *Terra Nova*, **44**: 472-483.
- VALENSISE G. & PANTOSTI D. (2001) - *The investigation of potential earthquake sources in peninsular Italy: a review*. *Jour. of Seismology*, **5**: 287-306.
- VARNES D.J. (1978) - *Slope movements types and processes*. In: SCHUTER & KRIZET (Eds.): "Landslides, analysis and control". Special Report 176, National Academy of Sciences, Washington, n. 33.
- VIOLANTI D. (1988) - *I Foraminiferi plio-pleistocenici di Capo Milazzo*. *Boll. Mus. Reg. Sci. Nat. Torino*, **6** (2): 359-392.
- VIOLANTI D. (1989) - *Foraminiferi plio-pleistocenici del versante settentrionale dei Monti Peloritani: analisi biostratigrafica e paleoambientale*. *Riv. It. Paleont. Strat.*, **95** (2): 173-216.
- WENER B.T. & FINK T.M. (1993) - *Beach cusp as self-organised patterns*. *Science*, **260**: 968-971.