**ISPRA**

Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale

**SERVIZIO GEOLOGICO D' ITALIA**

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

PROGETTO CARG

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

## foglio 594 - 585

# PARTINICO - MONDELLO

A cura di:

**R. Catalano°*[1], L. Basilone°[1], C. Di Maggio°[1], M. Gasparo Morticelli°[1], M. Agate°*[1] & G. Avellone°[1]**

Con il contributo di:

**M. Mancuso*[2], A. Contino°[1], V. Valenti*[1], F. Vaccaro*[1], G. Lena°[1], A. Sulli*[1], E. Di Stefano°[1] & G. Caputo*[1]**

*Aree marine* e terrestri°*

[1]Dipartimento di Scienze della Terra e del Mare (DiSTeM), Università di Palermo

[2]IAMC-CNR, UOS di Mazara del Vallo

Ente realizzatore Regione Siciliana - Assessorato del Territorio e dell' Ambiente

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

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

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

Per il Servizio Geologico D'Italia - ISPRA:

*Revisione scientifica:*
**R. Bonomo, E. La Posta, M. Rossi** (aree emerse)
**S. D'Angelo, A. Fiorentino** (aree sommerse)

*Coordinamento cartografico:*
**D. Tacchia** (coord.), **F. Pilato**

*Revisione informatizzazione dei dati geologici:*
**C. Cipolloni, M.P. Congi, M. Rossi (ASC)**

*Coordinamento editoriale:*
**D. Tacchia, F. Pilato**

Per la Regione Siciliana:

*Coordinamento informatizzazione:*
**Nadir s.a.s.**

*Informatizzazione dei dati geologici:*
**Nadir s.a.s.**

*Allestimento editoriale:*
**L. Basilone**

Gestione Tecnico-Amministrativa del Progetto CARG:
**M.T. Lettieri** - *Servizio Geologico d'Italia - ISPRA*
**D. Greco** (dal 1999)**, R. Giordano** (dal 2009) **–** Regione Siciliana - Assessorato Territorio e Ambiente

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

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

PROGETTO CARG

**INDICE**


**I - INTRODUZIONE** ..... Pag. 7
1. - AREA TERRESTRE ..... » 7
2. - AREA MARINA ..... » 9
2.1. - CONTENUTI E MODALITA' DI RAPPRESENTAZIONE CARTOGRAFICA ... » 10
**II - STUDI PRECEDENTI** ..... » 13
**III - INQUADRAMENTO GEOLOGICO REGIONALE** ..... » 23
**IV - GEOMORFOLOGIA** ..... » 29
1. - ASSETTO GEOMORFOLOGICO DELLE AREE EMERSE .. » 29
1.1. - IDROGRAFIA ED OROGRAFIA ..... » 30
1.2. - LE FORME DEL RILIEVO ..... » 32
2. - MORFOLOGIA DELLE AREE SOMMERSE ..... » 35
2.1. - MORFOLOGIA DELLA PIATTAFORMA CONTINENTALE ..... » 36
2.2. - MORFOLOGIA DELLA SCARPATA CONTINENTALE ..... » 37
**V - INTRODUZIONE ALL'ASSETTO STRATIGRAFICO-STRUTTURALE** ..... » 41
1. - LE UNITÀ STRATIGRAFICO-STRUTTURALI ..... » 42
**VI - STRATIGRAFIA** ..... » 45
1. - LITOSTRATIGRAFIA E STRATIGRAFIA A LIMITI INCONFORMI ..... » 45
2. - BIOSTRATIGRAFIA ..... » 46
2.1. - SCHEMI BIOSTRATIGRAFICI ADOTTATI ..... » 47
3. - SISMOSTRATIGRAFIA ..... » 50
4. - SUCCESSIONI MESO-CENOZOICHE AFFIORANTI E SOMMERSE ..... » 54
4.1. - DEPOSITI DEL BACINO NUMIDICO ..... » 54
4.1.1. - *Flysch Numidico* (**FYN**) ..... » 54
4.1.1.1. - flysch Numidico–membro di Portella Colla (**$FYN_2$**) » 55
4.1.1.2. - flysch Numidico–membro di Geraci Siculo (**$FYN_5$**) .... » 57
4.1.2. - *Formazione Tavernola* (**TAV**) ..... » 57
4.2. - DEPOSITI DEL BACINO IMERESE ..... » 58
4.2.1. - *Formazione Mufara* (**MUF**) ..... » 58
4.2.1.1. - Successione di San Martino delle Scale ..... » 61
4.2.2. - *Formazione Scillato* (**SCT**) ..... » 62
4.2.2.1. - Successione di Valle Cuba ..... » 63
4.2.3. - *Formazione Fanusi* (**FUN**) ..... » 65
4.2.4. - *Calcari a crinoidi* (**MCD**) *e brecce di Altofonte* (**$MCD_a$**) ..... » 66


PROGETTO CARG

4.2.5. - *Formazione Crisanti*. . . . . Pag. 66
4.2.5.1. - formazione Crisanti - membro delle radiolariti (**CRI$_1$**). » 68
4.2.5.2. - formazione Crisanti - membro delle brecce ad *Ellipsactinia* (**CRI$_2$**). . . . . » 69
4.2.5.3. - formazione Crisanti - membro marnoso - spongolitico (**CRI$_3$**). . . . . » 69
4.2.6. - *Formazione Caltavuturo* (**CAL**). . . . . » 69
4.3. - Depositi della Piattaforma Carbonatica Panormide. . . . . » 72
4.3.1. - *Formazione Sciacca* (**SIA**). . . . . » 72
4.3.2. - *Formazione Capo Rama* (**RMF**). . . . . » 75
4.3.2.1. - Successione di Capo Rama. . . . . » 78
4.3.3. - *Calcari di Costa della Ginestra* (**RMF$_a$**). . . . . » 82
4.3.3.1. - Successione di Monte Pecoraro. . . . . » 85
4.3.4. - *Formazione Cozzo di Lupo* (**CZP**). . . . . » 86
4.3.5. - *Calcari a crinoidi*. . . . . » 91
4.3.6. - *Formazione Buccheri* (**BCH**). . . . . » 92
4.3.7. - *Bauxiti di Spinasanta*. . . . . » 94
4.3.8. - *Calcari di Pizzo Manolfo*. . . . . » 96
4.3.8.1. - Calcari a piccoli gasteropodi. . . . . » 101
4.3.9. - *Calcari di Piano Battaglia* (**PNB**). . . . . » 102
4.3.10. - *Calcari di Capo Gallo* (**AFU**). . . . . » 106
4.3.11. - *Formazione Pellegrino* (**LEG**). . . . . » 109
4.3.12. - *Formazione Amerillo* (**AMM**). . . . . » 113
4.3.12.1. - La successione meso-cenozoica di Cala Rossa. . . . . » 114
4.3.13. - *Formazione Valdesi* (**VSI**). . . . . » 117
4.4. - Zone di cerniera e correlazioni del sistema di piattaforma carbonatica-bacino durante il Mesozoico. . . . . » 119
5. - DEPOSITI SINTETTONICI DEL MIOCENE-PLEISTOCENE » 124
5.1. - Depositi miocenici. . . . . » 124
5.1.1. - *Formazione Castellana Sicula* (**SIC**). . . . . » 124
5.2. - Depositi Plio - Pleistocenici emersi. . . . . » 125
5.2.1. - *Trubi* (**TRB**). . . . . » 125
5.2.2. - *Formazione marnoso - arenacea del Belice* (**BLC**). . . . . » 126
5.3. - Depositi Plio-Pleistocenici sommersi. . . . . » 127
6. - DEPOSITI QUATERNARI. . . . . » 128
6.1. - Depositi quaternari emersi. . . . . » 130
6.1.1. - *Sintema di Marsala*. . . . . » 130
6.1.1.1. - Calcareniti e sabbie di Castellammare (**MRS$_c$**). . . . . » 131
6.1.1.1.1. - La successione di Punta Raisi. . . . . » 133
6.1.1.2. - Calcareniti di Palermo (**MRS$_d$**). . . . . » 135

PROGETTO CARG

6.1.2. - *Sintema della Piana di Partinico*. . . . . Pag. 136
6.1.2.1. - Subsintema della Piana di Sopra (**SNP$_1$**). . . . . » 136
6.1.2.2. - Subsintema di Tommaso Natale (**SNP$_2$**). . . . . » 138
6.1.3. - *Sintema di Polisano* (**BLT**). . . . . » 140
6.1.4. - *Sintema di Monreale* (**NRE**). . . . . » 144
6.1.5. - *Sintema dello Jato* (**SJT**). . . . . » 145
6.1.6. - *Sintema dell'Oreto*. . . . . » 146
6.1.6.1. - Subsintema di Aquino (**REO$_1$**). . . . . » 146
6.1.6.2. - Subsintema di Mandracchi (**REO$_2$**). . . . . » 146
6.1.7. - *Sintema di Barcarello* (**SIT**). . . . . » 147
6.1.8. - *Sintema di Raffo Rosso* (**RFR**) . . . . . » 154
6.1.9. - *Sintema di Capo Plaia* (**AFL**). . . . . » 158
6.1.9.1. - Depositi alluvionali terrazzati (**b$_n$**). . . . . » 158
6.1.9.2. - Depositi alluvionali (**b**). . . . . » 158
6.1.9.3. - Depositi torrentizi (**i**). . . . . » 159
6.1.9.4. - Depositi colluviali (**b$_2$**). . . . . » 159
6.1.9.5. - Depositi di frana (**a$_1$**). . . . . » 159
6.1.9.6. - Depositi di spiaggia (**g$_2$**). . . . . » 160
6.1.9.7. - Detriti di falda (**a$_3$**). . . . . » 160
6.1.9.8. - Depositi eolici (**d**). . . . . » 160
6.1.9.9. - Depositi palustri (**e$_3$**). . . . . » 161
6.2. - Depositi quaternari sommersi. . . . . » 161
6.2.1. - *Unità marine attuali*. . . . . » 161
**VII - GEOLOGIA MARINA. LA CARTA DEL SOTTOFONDO**. . » 163
1. - SUPERSINTEMA NOEMI. . . . . » 163
2. - DEPOSITI DELLA SEQUENZA DEPOSIZIONALE TARDO QUATERNARIA. . . . . » 164
3. - ANALISI SISMO-STRATIGRAFICA DEI DEPOSITI DELLA SCARPATA. . . . . » 169
4. - DISTRIBUZIONE DEI SEDIMENTI SUPERFICIALI. . . . . » 170
5. - BIOCENOSI A FANEROGAME MARINE. . . . . » 172
**VIII - TETTONICA ED ANALISI STRUTTURALE**. . . . . » 173
1. - CARATTERI DEFORMATIVI DELLE UNITA' - STRATIGRAFICO-STRUTTURALI (U.S.S.). . . . . » 176
1.1. - Unità derivanti dalla deformazione del Dominio Imerese. . . . » 176
1.1.1. - *U.S.S. Sagana - Belmonte Mezzagno*. . . . . » 178
1.1.1.1. - Subunità Cuccio. . . . . » 178
1.1.1.2. - Subunità Gradara. . . . . » 178
1.1.1.3. - Subunità Pizzuta - Santa Cristina. . . . . » 180

PROGETTO CARG

1.1.2. - *U.S.S. Meccini*. . . . . Pag. 183
1.1.3. - *Rapporti tettonici tra le subunità imeresi*. . . . . » 184
1.2. - Unità derivanti dalla deformazione della Piattaforma - Carbonatica Panormide. . . . . » 186
1.2.1. - *U.S.S. Gallo-Palmeto*. . . . . » 186
1.2.1.1. - Subunità Palmeto. . . . . » 186
1.2.1.2. - Subunità Gallo. . . . . » 189
1.2.2. - *U.S.S. Cozzo di Lupo*. . . . . » 192
1.2.2.1. - Subunità Vuturo. . . . . » 193
1.2.2.2. - Subunità Cala Rossa. . . . . » 195
1.2.3. - *U.S.S. Pecoraro - Colombrina*. . . . . » 197
1.2.4. - *Rapporti tettonici tra le subunità Panormidi*. . . . . » 197
1.3. - La sovrapposizione delle unità Imeresi su quelle Panormidi. » 200
1.4. - I sistemi di faglie. . . . . » 204
1.4.1. - *Settore settentrionale*. . . . . » 204
1.4.2. - *Settore meridionale*. . . . . » 207
1.5. - le pieghe nel settore meridionale. Stazioni strutturali. . . . . » 211
2. - STRUTTURE TETTONICHE SOMMERSE. . . . . » 216
3. - LA TETTONICA QUATERNARIA. . . . . » 219
4. LE DEFORMAZIONI DEL FOGLIO "PARTINICO-MONDELLO". UNA SINTESI. . . . . » 220
4.1. - Età delle deformazioni. . . . . » 221
5. - CENNI SULL'EVOLUZIONE TETTONO-SEDIMENTARIA » 222
5.1. - Introduzione. . . . . » 222
5.2. - Paleogeografia e paleotettonica. . . . . » 223
5.3. - La deformazione Neogenica. . . . . » 224
5.3.1. - *La fase collisionale*. . . . . » 224
5.3.2. - *L'assetto strutturale delle unità Panormidi: implicazioni paleogeografiche*. . . . . » 226
6. NEOTETTONICA E SISMICITA' RECENTE. . . . . » 228
**IX - SFRUTTAMENTO ANTROPICO DELLE RISORSE GEOLOGICHE**. . . . . » 231
1. - RISORSE MINERARIE. . . . . » 231
2. - TERMALISMO. . . . . » 232
3. - IDROGEOLOGIA. . . . . » 233
3.1. - Unità idrostrutturali ricadenti nel Foglio. . . . . » 233
**X - EXPLANATORY NOTES. ABSTRACT**. . . . . » 237
1. - LEGEND OF THE GEOLOGICAL MAP. . . . . » 244
**BIBLIOGRAFIA** . . . . . » 257

PROGETTO CARG

PROGETTO CARG

# I - INTRODUZIONE

Il Foglio 594-585 "Partinico-Mondello" risulta dall'unificazione dei Fogli "Partinico" e "Mondello" della Carta Geologica d'Italia in scala 1:50.000 ed è stato realizzato nell'ambito del Progetto CARG con i fondi della Legge n. 305/89 mediante una convenzione tra Servizio Geologico Nazionale (ora ISPRA) e la Regione Siciliana.

L'area del Foglio (Fig. 1) ricade nella Provincia di Palermo e ricopre la fascia marina del settore orientale del Golfo di Castellammare e una parte consistente dell'alto morfotettonico affiorante nella regione dei Monti di Palermo.

Per l'area emersa esistono rilievi ufficiali del Servizio Geologico risalenti al 1887 e contenuti nel Foglio geologico "Palermo" in scala 1:100.000 redatto da Baldacci (1886). Non sono noti precedenti rilievi delle aree sommerse.

## 1. – AREA TERRESTRE

L'intera superficie affiorante è stata rilevata alla scala 1:10.000 su sezioni topografiche della Carta Tecnica Regionale messa a disposizione dalla Regione Siciliana, Assessorato del Territorio e dell'Ambiente, che ha fornito anche rilievi aereo-fotogrammetrici sui quali sono state condotte analisi morfostrutturali. Esigenze di stampa e di sintesi hanno portato, nella stesura del Foglio al 50.000, ad alcune semplificazioni dei dati di dettaglio raccolti.

Per la realizzazione dei rilevamenti delle sezioni si è operato in conformità alle indicazioni del Quaderno n. 1 del S.G.N. (Pasquarè *et alii*, 1992).

La cartografia e la classificazione delle principali forme di dissesto geomorfologico (frane e aree inondabili) che riguardano anche i versanti in roccia interessati da movimenti gravitativi profondi di versante, sono state effettuate con cura e dettaglio. Questi elementi risultano particolarmente utili per il riconoscimento di aree soggette a condizioni di pericolosità/rischio.

Nell'area emersa del Foglio non sono disponibili dati del sottosuolo (profili sismici a riflessione o pozzi profondi).

I caratteri litologici dei terreni affioranti (carbonatici in gran parte) hanno favorito la formazione di faglie che si sono attivate sia nella fase tettonica sinsedimentaria mesozoico-paleogenica che durante la fase di strutturazione della catena oppure in risposta alla tettonica più recente, in qualche caso attuale.

Per i fruitori della carta geologica (p.es. uffici tecnici degli enti pubblici, etc.) si precisa che non sono state distinte le faglie attive/recenti che potrebbero rappresentare elemento di pericolosità geologica perché una simile distinzione richiederebbe l'integrazione di misure e rilievi specifici che esulano dallo scopo di questo lavoro.

Nel quadro del progetto CARG, pertanto, gli autori si sono preoccupati di definire le strutture tettoniche più significative (a prescindere dall'età delle faglie) considerato che un eccessivo dettaglio, a questa scala di rappresentazione (1:50.000), avrebbe comportato anche difficoltà nella lettura della carta.

PROGETTO CARG

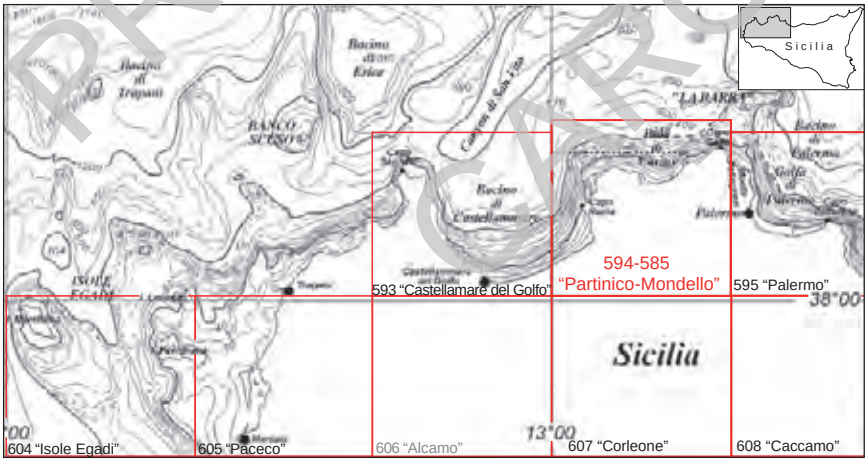



Fig. 1 - *Carta morfo-batimetrica della Sicilia nord-occidentale e quadro d'unione dei Fogli a scala 1:50.000 del progetto CARG-Sicilia.*

## 2. – AREA MARINA

La superficie del settore marino del Foglio "Partinico-Mondello" è pari a circa 130 km$^2$, corrispondente al 25% dell'estensione totale del Foglio ed include tre unità fisiografiche (Fig. 2): il settore centro-orientale del Golfo di Castellammare e la Baia di Carini, che comprendono aree di piattaforma continentale e di scarpata superiore e, per una limitatissima estensione, le aree più interne della piattaforma continentale del Golfo di Palermo, da Capo Gallo alla Baia di Mondello *p.p.*

Il rilevamento geologico della porzione marina del Foglio è stato eseguito da ricercatori del Gruppo di Geologia Marina (GGM, coordinato da R. Catalano) del Dipartimento di Geologia e Geodesia (DGG) dell'Università di Palermo che, nell'arco di alcuni anni, hanno raccolto dati eseguendo rilievi geologici e geofisici ed utilizzando dati precedentemente acquisiti in altri progetti di ricerca. Come base cartografica è stata utilizzata una carta batimetrica in scala 1:25.000 ottenuta dall'inversione dei dati batimetrici digitali forniti dall'Istituto Idrografico della Marina e da rilievi batimetrici inediti raccolti dagli AA. nel corso di campagne oceanografiche e validati dall'I.I.M. con comunicazione del 18/03/2003.

I dati, raccolti in un'area marina più estesa di quella inclusa nel Foglio, sono stati utilizzati per ricostruire la stratigrafia e l'assetto delle strutture tettoniche sommerse e per uniformare il quadro stratigrafico con quello dei Fogli adiacenti "Palermo" e " Castellammare del Golfo".

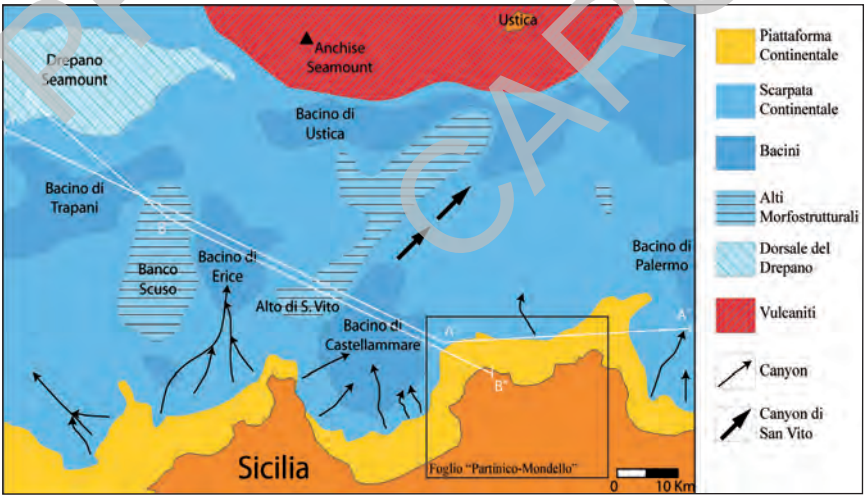



Fig. 2 - *Fisiografia del margine continentale nord siciliano. (modif. da* Agate et alii, *1993). In bianco le tracce dei profili illustrati in Fig. 13.*

PROGETTO CARG

## 2.1. – Contenuti e modalità di rappresentazione cartografica

La rappresentazione cartografica dell'area marina del Foglio rispetta le linee guida contenute nei Quaderni del Servizio Geologico Nazionale (Serie III n. 1, 1992; Serie III n. 12 (II), 2009).

E' stata redatta una carta delle tracce sismiche acquisite e differenziate per tipo di sorgenti sismiche (*sparker*, *sub-bottom profiler*, *watergun* e *CHIRP*) e per anno di acquisizione (Fig. 3). I profili acquisiti nel quadro delle indagini CARG sono stati posizionati con il sistema satellitare DGPS. I profili ad alta ed altissima risoluzione (*CHIRP, SPB*, *sparker* a 1 e 4,5 *kJ*) acquisiti dal Gruppo di Geologia Marina prevalentemente tra il 1988 ed il 2001 hanno consentito di ricostruire l'assetto stratigrafico delle successioni tardo quaternarie ed oloceniche. La profondità d'indagine di questi profili è variabile tra 100 e 1000 ms mentre il potere di risoluzione, piuttosto alto, permette di identificare corpi dello spessore compreso tra un metro e alcune decine di metri.

Mancando nel settore sud-tirrenico perforazioni significative, le sezioni sismiche sono state calibrate utilizzando i dati di: a) dragaggi recuperati lungo le scarpate sottomarine confinanti con il Bacino di Castellammare, oltre il limite settentrionale del Foglio (Selli, 1974; Catalano *et alii*, 1985; D'Argenio, 1999); b) carotaggi a gravità (ricadenti in aree limitrofe al Foglio), relativi alla porzione più superficiale della successione quaternaria.

I rilievi acustici a scansione laterale (profili *Side Scan Sonar*, Fig. 3), con frequenze di 100 e 500 khz, sono stati utilizzati per cartografare i lineamenti morfologici, i campi delle popolazioni granulometriche, le strutture sedimentarie e le biocenosi a Fanerogame marine ed alghe fotofile. Le facies acustiche rilevate dal *Side Scan Sonar* sono state opportunamente tarate grazie ai dati provenienti dai numerosi campionamenti del fondale eseguiti mediante benna e campionamenti diretti.

* * *

I rilievi geologici in terra del Foglio "Partinico-Mondello" sono stati eseguiti avendo come riferimento gli studi di Abate *et alii* (1978), Catalano & Di Maggio (1996) e la cartografia pubblicata da Caflisch (1966) e Catalano *et alii* (1979).

I rilevamenti sono stati effettuati nell'arco di tempo compreso tra il 2000 ed il 2010 da M. Agate, G. Avellone, L. Basilone, R. Catalano, C. Di Maggio, M. Gasparo Morticelli, C. Gennaro, G. Lena, G. Caputo. L'esecuzione dei rilievi è risultata difficoltosa dal punto di vista logistico a causa dell'urbanizzazione intensa e incontrollata che si è diffusa nelle regioni adiacenti ai centri urbani. I manufatti che hanno modificato paesaggio e topografia hanno spesso impedito l'accesso a luoghi che avrebbero consentito una più completa informazione.

PROGETTO CARG

I rilevatori riportati nel quadro d'unione a margine della carta sono stati coordinati dai direttori di rilevamento L. Basilone e C. Di Maggio.

Le analisi stratigrafiche e sedimentologiche delle facies carbonatiche di piattaforma e bacino sono state eseguite da L. Basilone con la locale collaborazione di G. Lena.

Per la parte a mare, M. Agate, L. Basilone, R. Catalano, D. Di Maio, M. Mancuso, M. Lucido, M. Scannavino, A. Sulli, F. Vaccaro hanno preso parte alle campagne, per la raccolta di dati, a bordo di navi oceanografiche.

Numerosi ricercatori hanno elaborato la cartografia marina restituendo i risultati delle analisi sismostratigrafiche (Agate, R. Catalano, M. Mancuso, A. Sulli, V. Valenti), batimorfologiche (M. Lucido, M. Mancuso, F. Vaccaro, G. Caputo), sedimentologiche (D. Di Maio, L. Fallo, M. Mancuso, G. Lo Cicero, M. Scannavino) e tettoniche (R. Catalano, M. Agate).

La riduzione alla scala 1:50.000 ha comportato alcune semplificazioni introdotte in modo da conservare il dettaglio rilevato senza limitare la leggibilità della carta.

PROGETTO CARG

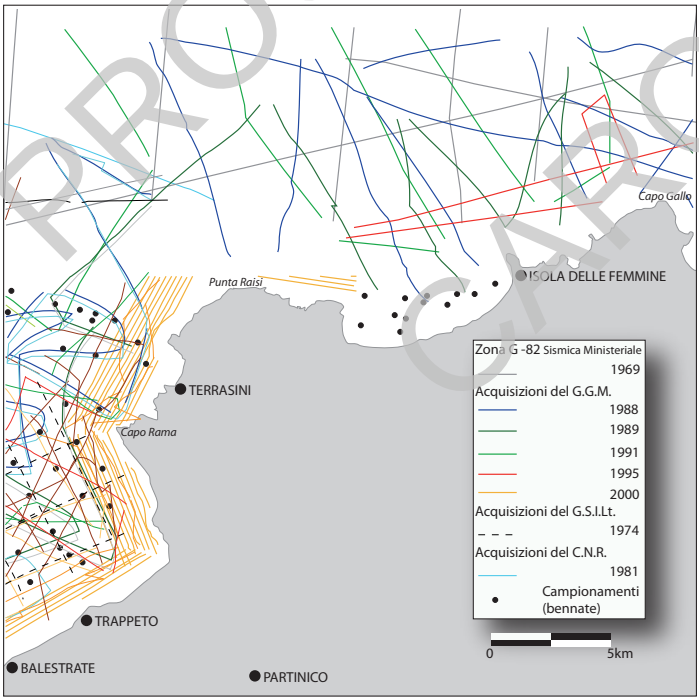



Fig. 3 - *Ubicazione delle tracce dei profili sismici, dei profili* side scan sonar *e dei campionamenti, riversati nella banca dati utilizzata per la redazione del Foglio "Partinico-Mondello"..*

La stesura delle Note è stata curata dai seguenti Autori:

Coordinamento e revisione finale del testo: R. Catalano.

Introduzione, studi precedenti (con la collaborazione di C. Di Maggio) ed inquadramento geologico regionale (**Titoli I, II** e **III**): R. Catalano.

Geomorfologia dell'area terrestre (**Titolo IV, Cap. 1**): C. Di Maggio.

Geomorfologia dell'area marina (**Titolo IV, Cap. 2**): M. Agate, M. Mancuso e F. Vaccaro.

Sismostratigrafia (**Titolo V, Cap. 3**): M. Agate, M. Mancuso, A. Sulli, V. Valenti, R. Catalano.

Stratigrafia delle successioni sedimentarie mesozoiche e cenozoiche (**Titolo VI, Cap. 1**): L. Basilone, con il contributo di R. Catalano, G. Lena.

Stratigrafia dei depositi quaternari dell'area terrestre (**Titolo VI, Cap. 3**): C. Di Maggio, L. Basilone, M. Agate, con il contributo di A. Contino.

Stratigrafia e sismostratigrafia dei depositi quaternari dell'area marina (**Titolo VI, § 3.2**): M. Agate, M. Mancuso, R. Catalano, V. Valenti, G. Caputo.

Sedimentologia dei depositi attuali (**Titolo VI, Cap. 4**): M. Mancuso con il contributo di G. Lo Cicero, F. Vaccaro, G. Caputo;

Tettonica ed analisi strutturale (**Titolo VII**): M. Gasparo Morticelli, C. Di Maggio, L. Basilone, R. Catalano e G. Avellone.

Strutture tettoniche sommerse (**Titolo VII, Cap. 2**): R. Catalano, M. Agate e V. Valenti.

Sfruttamento antropico delle risorse geologiche (**Titolo VIII**): A. Contino.

Le figure a tratto sono state curate da S. Pierini.

L'*editing* delle Note Illustrative è stato curato da L. Basilone.

PROGETTO CARG

E' noto come i Monti di Palermo rappresentino uno dei settori più complessi della catena siciliana.

La carta geologica e le memorie descrittive del Foglio "Partinico-Mondello" (e dell'adiacente Foglio "Palermo") rappresentano lo sforzo congiunto di un gruppo di ricercatori che hanno integrato i loro contributi in settori diversi della ricerca.

Pur facendo riferimento agli studi e rilievi precedenti, i due fogli contengono nuovi contributi nella cartografia oltre che nell'interpretazione dei caratteri stratigrafici e strutturali (relazioni esistenti tra i terreni in facies Panormide ed Imerese).

Studi futuri, basati soprattutto su dati del sottosuolo (sismica a riflessione e pozzi profondi), potranno verificare quanto le nostre interpretazioni e le relative ipotesi di lavoro siano state correttamente fondate.

PROGETTO CARG

## II – STUDI PRECEDENTI

Il Foglio "Partinico-Mondello" comprende buona parte dell'area dei cosiddetti Monti di Palermo, un edificio strutturale il cui assetto rimane tra quelli più complessi della catena siciliana.

Questo edificio, affiorante anche negli adiacenti Fogli "Corleone", "Caccamo" e "Palermo", risulta costituito dalla sovrapposizione tettonica di corpi rocciosi carbonatici, silico-carbonatici e terrigeni di età mesozoico-terziaria, pertinenti alle successioni di piattaforma carbonatica (unità Panormidi), di mare profondo (unità Imeresi) e di piattaforma carbonatica e carbonatico-pelagica (unità Trapanesi). Questi corpi si sono messi in posto originariamente dopo il Langhiano, con generale vergenza meridionale (Abate *et alii*, 1978).

Fin dagli inizi del secolo questo gruppo montuoso ha suscitato, per il suo complesso assetto strutturale, l'interesse di molti studiosi, alcuni sostenitori delle teorie faldiste (Lugeon & Argand, 1906 a, b; Arbenz, 1908), altri di quelle autoctoniste (Di Stefano, 1907 a, b; Gemmellaro, 1921). Nella descrizione che segue, per rendere comprensivi e confrontabili termini e significato concettuale delle interpretazioni degli Autori di quella generazione, ne abbiamo indicato sinteticamente tra parentesi la corrispondenza con i significati e le interpretazioni odierne.

Lugeon & Argand (1906 a, b) per primi mettono in evidenza la presenza in Sicilia di "*grands phénomènes de charriage*", e indicano nei Monti di Palermo le aree dove si possa dimostrare questo stile tettonico. Questi Autori sottolineano come grandi masse triassiche (in affioramento, odierne unità Imeresi) "*repose par l'intermediaire de son substratum eocene*" (odierno flysch Numidico) "*sur*

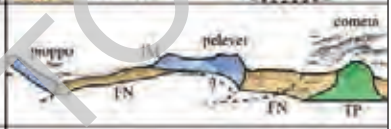
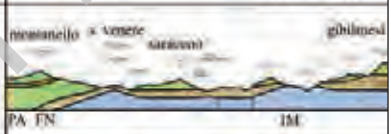
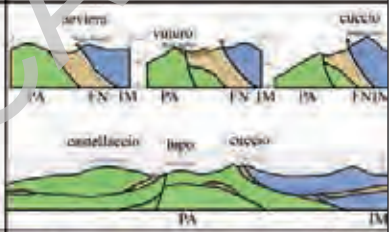
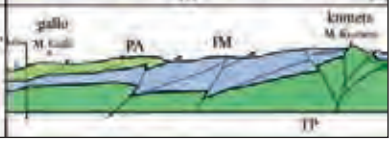
*un territoire jurassique et probabilmente cretacique*" (odierne unità Panormidi). I contatti anomali vengono descritti (vedi ricostruzione della sezione strutturale in Tav. I) a Monte Cuccio, Serra di Monte Cuccio (odierno Pizzo Vuturo) e a Cozzo Isidoro, osservati fino a Baida, Monreale, nella regione di San Martino delle Scale e nei rilievi che circondano la piana di Palermo (odierna Conca d'Oro). Le rocce giurassico-cretacee "affioranti tra Palermo e Torretta" rappresentano, secondo questi Autori, "il prolungamento degli affioramenti di Monte Pellegrino" (dove affiorano con evidenza le facies oggi ritenute panormidi) e si sovrappongono, a loro volta, sui terreni "eocenici" corrispondenti all'odierno flysch Numidico. I contatti si possono riconoscere a Torretta e verso Carini. Anche queste rocce farebbero parte "*d'une nappe de recouvrement*" come dimostrerebbero i) la presenza di un livello di marne eoceniche (odierno flysch Numidico) inserito tra il Monte Gibilforni in basso ed il Monte Castellaccio in alto e ii) l'esistenza della finestra tettonica di Tommaso Natale (flysch Numidico sottostante i calcari mesozoici della Panormide).

Sorprendente è l'interpretazione che questi Autori danno dell'anticlinale di Serra di Cometa (oggi dorsale di Monte Kumeta, Foglio "Corleone") come "*une lame réapparaissant au jour, prolongation, sous le massif triassique de San Martino-Griffone-Pelevet*" (odierne unità Imeresi) "*de la nappe Jurassique de Castellacio e du Pellegrino*" (odierne unità Panormidi). Gli Autori suggeriscono una continuità "paleogeografica" originaria tra i corpi carbonatici dell'odierna piattaforma Panormide e della piattaforma Trapanese (vedi più avanti Catalano & Di Maggio, 1996).

Arbenz (1908), rispondendo implicitamente alle tesi autoctoniste di Di Stefano (1907 a, b), condivide l'approccio faldistico di Lugeon & Argand (1906 a, b) ed introduce nuove conoscenze su stratigrafia, facies e assetto strutturale (Tav. I) distinguendo ben tre coltri (falde) che si sovrappongono da nord a sud. La più bassa delle tre è quella comprendente il Monte Cometa (attuale dorsale di Monte Kumeta, Piattaforma Trapanese, Fig. 4). L'alloctonia di quest'ultima unità verrà negata ancora negli anni '60 (Ogniben, 1960; Caflisch, 1966).

Tav. I – *Confronto fra le diverse interpretazioni dell'assetto strutturale, proposte dai vari Autori che hanno studiato l'area dei Monti di Palermo. Nell'ultima colonna sono state riportate le sezioni geologiche originali; per facilitarne la lettura e consentirne un raffronto immediato, le unità tettoniche sono state integrate dal punto di vista terminologico tenendo presenti le moderne vedute. La sezione geologica interpretativa del pensiero di Lugeon & Argand (1906 a) è stata invece da noi ricostruita sulla base delle descrizioni contenute nel loro lavoro, mancando in quest'ultimo le rappresentazioni iconografiche (in marrone chiaro flysch Numidico, azzurro Imeresi, verde chiaro Panormidi e verde scuro Trapanesi).*

PROGETTO CARG

| Autori | Assetto strutturale *unità tettoniche* dalle più alte alle più basse | | | Sezioni geologiche |
|---|---|---|---|---|
| Lugeon & Argand (1906a) | *masse triasique* (IM) | *marnes argiles éocène* (FN) | *territoire jurassique/ crétacique* (PA) - *massifs secondaires* (TP) | |
| Arbenz (1908) | *Trias-Lias* (IM) | *Eocan-Miocaen* (FN) | *Lias-Dogger-Malm* (TP) |   |
| Fabiani & Trevisan (1940) | *serie di transizione "Falde di Palermo"* (PA) | *serie di geosinclinale* (FN-IM) | *serie epicontinentale* (TP) |   |
| Pratelli (1961) | *serie marnosa, calcarea e silicea* (IM) | *serie calcareo-dolomitica rigida* (PA) | | |
| Caflisch (1966) | *zona del monte Pellegrino* (PA) | *zona di Sagana/ Piana degli Albanesi* (IM) | *zona del monte Kumeta* (TP) | |
| Abate *et alii* (1978); Catalano *et alii* (1979) | *unità panormidi* (PA) | *unità imeresi* (IM) | *unità trapanesi* (TP) | |
| Catalano & Di Maggio (1996) | *unità imeresi* (IM) | *unità panormidi* (PA) | *unità trapanesi* (TP) |   |
| Nigro & Renda (1999) | *unità panormidi* (PA) | *unità imeresi* (IM) | *unità ibleo/ pelagiane* (TP) |   |

PROGETTO CARG

Il lungo dibattito accesosi sull'interpretazione tettonica dei Monti di Palermo fu parzialmente risolto alla fine della prima metà del secolo scorso con lo studio di Fabiani & Trevisan (1940) effettuato nel settore nord-occidentale dei suddetti Monti (Fig. 5). Gli Autori riconobbero (Tav. I) l'esistenza di due "serie" sedimentarie meso-cenozoiche, una di "transizione" (corrispondente alla successione Panormide) e l'altra di "geosinclinale" (corrispondente alla successione Imerese), tettonicamente sovrapposte. Essi proposero, per le unità di transizione, il termine di "Falde di Palermo", che ebbe notevole successo nella letteratura geologica siciliana. Queste ultime "mostravano di conservare i caratteri di un unico originario dominio", definito da Trevisan (1960) "Panormide in facies recifale".

Fabiani & Trevisan (1940) avevano riconosciuto queste relazioni sulla base dell'analisi stratigrafica e dei dati di campagna relativi all'area di Montanello-Monte Venere (Fig. 5). La loro sezione geologica riportata in Fig. 6 illustra la presenza dei depositi di geosinclinale (t) nella finestra di Santa Venere, al di sotto del corpo dolomitico di Montanello.

Pratelli (1961) distingue due "serie stratigrafiche mesozoiche" sovrapposte e descrive dei "ricoprimenti locali di relativa estensione" che, nell'area fra Monreale, Pioppo, Montelepre e Monte Cuccio (Tav. I), portano i terreni della serie marnosa, calcarea e silicea (odierne Imeresi) a sovrapporsi tettonicamente sulle masse calcareo-dolomitico rigide (odierne Panormidi) lungo piani immergenti a sud e sud-est.

Caflisch (1966) estese l'area di studio verso sud (settore di Piana degli Albanesi-Monte Kumeta) riconoscendo, dal punto di vista stratigrafico e paleogeogra-

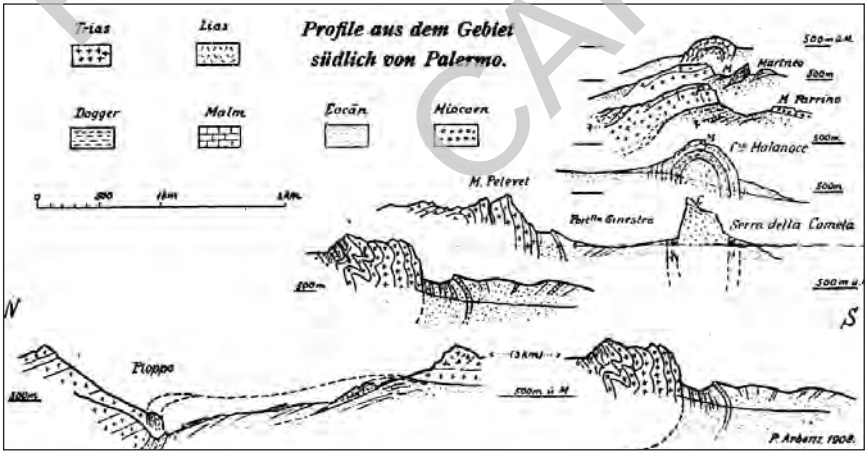



Fig. 4 – *Profili geologici ricostruiti nell'area dei Monti di Palermo (ripreso da Arbenz, 1908).*

PROGETTO CARG

fico, quattro successioni pertinenti a differenti ambienti deposizionali. Per ciò che concerne l'assetto strutturale, venne essenzialmente ribadita la sovrapposizione tettonica dei terreni della "zona di Monte Pellegrino" (in gran parte "Complesso Panormide" di TREVISAN, 1960) su quelli delle "zone di Sagana e di Piana degli Albanesi" in gran parte corrispondenti alle odierne unità Imeresi (Tav. I). L'Autore propone una ricostruzione paleogeografica che, a partire dal Triassico, colloca in posizione interna (attuale nord) i depositi di mare basso; inoltre dimostra con dati significativi la deformazione delle successioni imeresi ("Complesso Basale" di

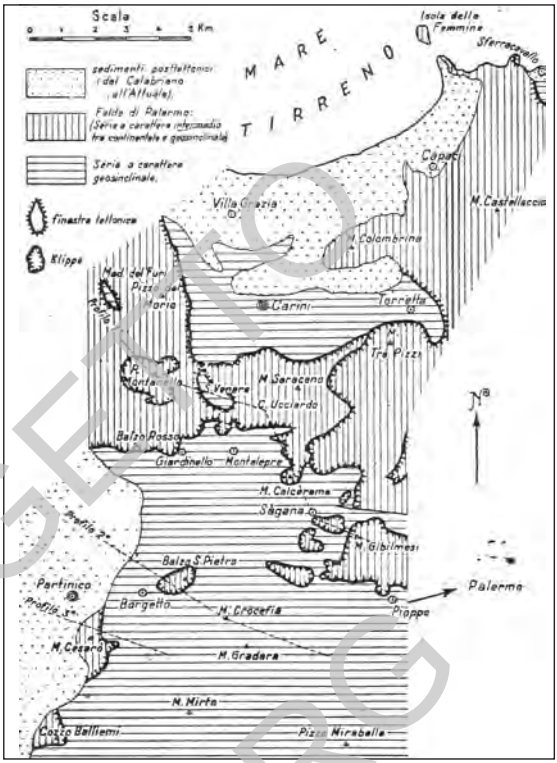



Fig. 5 – *Carta geologica del settore nord-occidentale dei Monti di Palermo, ricadente nel Foglio "Partinico-Mondello" (come elaborata da FABIANI & TREVISAN, 1940). La traccia del Profilo 1 è rappresentata nella sezione geologica di Fig. 6.*

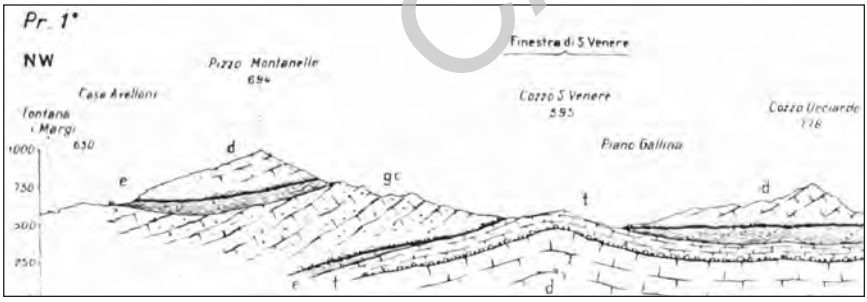



Fig. 6 – *Profilo geologico del settore di Pizzo Montanello – Cozzo Santa Venere (come disegnato da FABIANI & TREVISAN, 1940); la traccia della sezione è riportata in Fig. 5. Legenda: e, flysch paleogenico; t, calcari e brecce titoniani; g$^c$, calcari di scogliera giura-cretacei; d, dolomie triassiche.*

PROGETTO CARG

Ogniben, 1960) e la loro sovrapposizione tettonica sulla dorsale di Monte Kumeta (zona del Monte Kumeta, terreni dell'odierna Piattaforma Trapanese) ritenuta, tuttavia, una struttura radicata.

A scala regionale, il modello strutturale, proposto negli anni sessanta da Autori che avevano svolto i loro studi soprattutto nelle aree della Sicilia orientale, prevedeva l'esistenza di un edificio tettonico a falde gravitative di ricoprimento sovrapposte sul "Complesso Basale" (oggi unità Imeresi), considerato come il substrato autoctono (Ogniben, 1960). Diversamente, il modello geologico proposto dalla "scuola francese" (Broquet *et alii*, 1966; Broquet, 1968, 1972; Mascle, 1979) illustra un edificio tettonico risultante dalla deformazione di una originaria area che si estende da sud ("esterno") verso nord ("interno"), rappresentata dalla "Zona di Sclafani"(esterna) e dalla "Zona dei Flysch Interni" (Flysch di Monte Soro e parte delle Argille Variegate e della formazione Polizzi).

Una differente organizzazione della struttura tettonica della Sicilia occidentale venne descritta, anche in relazione alle nuove vedute della Tettonica delle Placche, da Catalano *et alii* (1978) e Catalano & D'Argenio (1978; 1982 a, b); questi Autori ne illustrarono i caratteri attraverso una sezione geologica profonda nord-sud nella Sicilia occidentale (da Palermo a Sciacca), e descrissero la presenza di corpi geologici di differenti facies relazionandoli ad originari domini paleogeografici che si erano sviluppati lungo il margine africano durante il Meso-Cenozoico (Fig. 7).

L'approccio stratigrafico-sedimentologico, tentato attraverso una rigorosa analisi delle facies dei singoli corpi sedimentari carbonatici e condotto durante gli anni '70-80 nei Monti di Palermo, è stato all'origine della identificazione e della cartografia di estese aree di piattaforma carbonatica, di scarpata e di bacino di età Triassico-Cretacico.

Numerosi sono stati gli studi sedimentologici effettuati sui depositi della successione triassica di piattaforma carbonatica, specialmente nei settori di Capo Rama e Cozzo di Lupo, che hanno portato al riconoscimento di specifici ambienti deposizionali della Piattaforma Carbonatica Panormide (Catalano *et alii*, 1973; Catalano *et alii*, 1974 a, b; Abate & Catalano, 1974; Abate *et alii,* 1977; Di Stefano, 1981 a, b; Di Stefano & Senowbari-Daryan, 1985; Voros *et alii*, 1987). Questi studi si rivelarono fondamentali per la ricostruzione dell'assetto strutturale dell'area dei Monti di Palermo.

Abate *et alii* (1978) e Catalano *et alii* (1979) rappresentarono dettagliati rilievi di campagna in una carta geologica in scala 1:50.000 di un'area che si estende da Palermo, nella costa settentrionale, fino alla dorsale di Monte Kumeta (Monti di Palermo). Questi Autori riconobbero un edificio costituito da unità stratigrafico-strutturali (U.S.S.) derivanti dalla deformazione dei terreni del Dominio Panormide (U.S.S. Monte Gallo-Monte Palmeto e U.S.S. Cozzo di Lupo)

PROGETTO CARG

che si sovrappongono sulle unità riferibili al Dominio Imerese (U.S.S. Sagana-Belmonte di Mezzagno e U.S.S. Piana degli Albanesi). Le unità Imeresi sono, a loro volta, sovrascorse su terreni appartenenti a domini più esterni riferibili al Dominio Trapanese (U.S.S. Monte Kumeta). Queste ultime, ritenute alloctone,

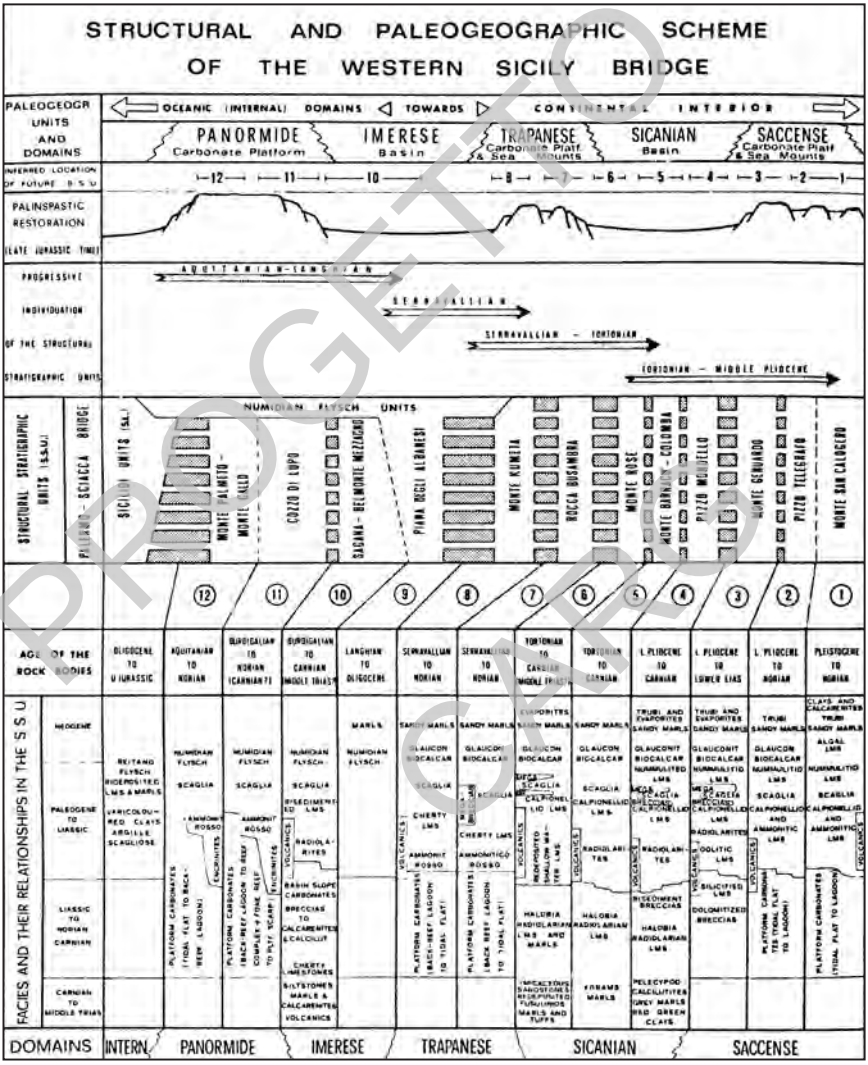



Fig. 7 - *Schema stratigrafico-strutturale e ricostruzione palinspastica della paleogeografia della Sicilia occidentale secondo* Catalano & D'Argenio *(1978).*

PROGETTO CARG

secondo gli AA. sarebbero sovrascorse, a loro volta, su unità più esterne note come unità Sicane.

La carta geologica e gli schemi strutturali confermavano, in generale, la sovrapposizione originaria delle unità Panormidi sulle unità Imeresi nel solco delle ipotesi formulate da Fabiani & Trevisan (1940).

Analisi delle facies di alcuni affioramenti (Monte Saraceno, Pizzo Montanello, settore occidentale del Foglio), rapporti strutturali (nell'area di Monte Cuccio) e ricostruzione paleoambientale vengono contraddetti da Catalano & Di Maggio (1996), che assegnano alla successione Imerese le dolomie affioranti nella fascia Pizzo Montanello-Monte Saraceno precedentemente considerati da vari AA. come depositi della Piattaforma Carbonatica Panormide.

Catalano & Di Maggio (1996) dimostrano, diversamente da quanto prima noto in letteratura, che, in particolare nell'area di Monte Cuccio,i corpi tettonici corrispondenti alle unità Imeresi si sovrappongono sulle unità Panormidi (Figg. 8, 9, e Tav. I), in generale accordo con quanto avevano ipotizzato Lugeon & Argand (1906 a, b).

L'ipotesi della sovrapposizione delle unità Panormidi su quelle Imeresi come riportato in Abate *et alii* (1978) viene ripresa da Nigro & Renda in ripetuti e frequenti articoli (1999, 2000, 2002). Questi Autori si servono di schemi stratigrafici e strutturali a grande scala senza fornire un dettagliato e giustificato supporto cartografico. Contributi alla neotettonica e sul carattere trascorrente della tettonica post-miocenica sono presenti in Nigro & Renda (2002, con bibliografia) e Giunta *et alii* (2000, con bibliografia) .

Risultati più probanti sui rapporti tettonici tra le varie unità costituenti la catena nella Sicilia settentrionale ed occidentale ed al loro interno tra unità Panormidi, Imerese e Trapanesi sono presenti in Catalano *et alii* (1998 b; 2000) che riportano i dati di interpretazione di profili sismici a riflessione di grande penetrazione tarati da pozzi profondi.

Finetti *et alii* (2005) descrivono in una carta strutturale molto schematica (Lentini *et alii*, 2006) i depositi mesocenozoici affioranti nella regione di Monreale-San Martino delle Scale, Monte Gradara, la fascia estesa da Borgetto ai Monti della Pizzuta e la regione di Monte Meccini come appartenenti alla successione di piattaforma carbonatica Panormide. Gli Autori non portano alcun dato di analisi delle facies e paleoambientale a sostegno di queste interpretazioni (e non potrebbero farlo, riuscendo molto difficile poter assegnare unità come i calcari a radiolari della formazione Scillato e le radiolariti giurassiche ad un dominio di piattaforma carbonatica). Essendo quelle menzionate aree fra le più studiate e descritte come rappresentative del Bacino Imerese (Caflisch, 1966; Abate *et alii*, 1978; Mascle, 1979; Bartolini *et alii,* 2002) nella regione, questa attribuzione appare quanto meno disinvolta e priva di fondamento.

PROGETTO CARG

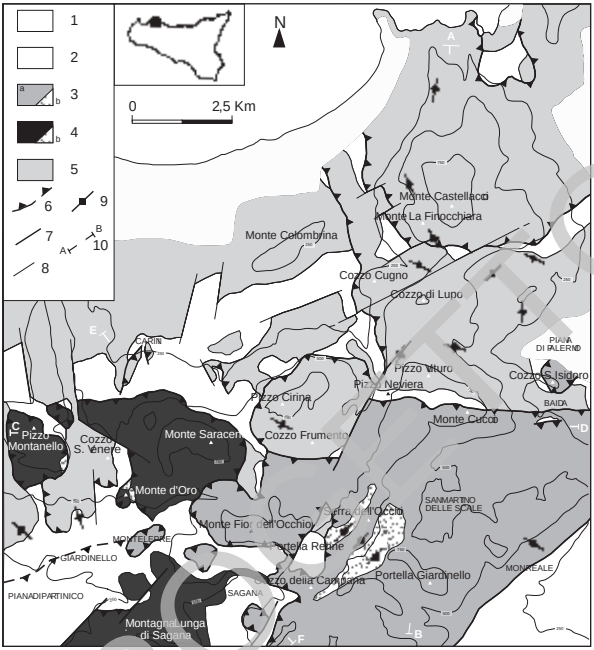



Fig. 8 - *Carta geologica semplificata del settore settentrionale dei Monti di Palermo (come elaborata da* Catalano & Di Maggio, *1996). 1) depositi pleistocenici; 2) unità deformate del flysch Numidico; 3 e 4) Unità Imeresi (subunità M. Cuccio-Saraceno 3, subunità M. Gradara 4; 5) Unità Panormidi; 6) sovrascorrimenti e faglie inverse; 7) faglie inverse con componente laterale; 8) faglie dirette; 9) assi di pieghe; 10) tracce delle sezioni geologiche di Fig. 8.*

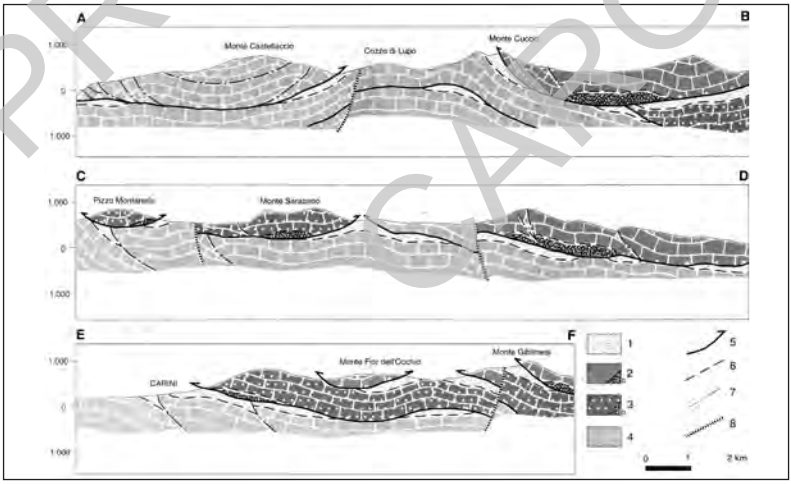



Fig. 9 - *Sezioni geologiche (come elaborate da* Catalano & Di Maggio, *1996) che attraversano l'area rappresentata in Fig. 7. Legenda: 1) unità deformate del flysch Numidico; 2) unità Imerese superiore; 3) unità Imerese inferiore; 4) unità Panormidi; 5) sovrascorrimenti; 6) superfici di scollamento; 7) faglie inverse; 8) faglie dirette.*

PROGETTO CARG

Più recentemente Barreca *et alii* ( 2010) riprendono queste attribuzioni stratigrafiche individuando le successioni triassico-cretacee affioranti nell'area di Monte Gradara-Pelavet ed Altofonte-Piana degli Albanesi come appartenenti ad improbabili paleodomini diversi. In particolare, appare priva di sostegno la differenziazione tra i calcari con selce (Triassico superiore) ed i calcari della f.ne Scillato (Triassico superiore) e la loro assegnazione rispettivamente ad un dominio Panormide-Ionico (Finetti *et alii*, 2005) e ad un dominio Imerese.

Finetti *et alii* (2005) e Lentini *et alii* (2006), non smentendo nei fatti l'esistenza della sovrapposizione delle unità Imeresi su quelle Panormidi, descritta da Catalano & Di Maggio (1996), sostengono che la stessa andrebbe riferita ad eventi tettonici successivi agli originali rapporti di sovrapposizione delle unità Panormidi sulle unità Imeresi, le cui evidenze sarebbero supportate da numerose "*field observations*", che comunque non vengono illustrate da questi Autori.

Ruggieri (1978, 1979), Ruggieri & Cicala (1962), Hugonie (1979) e Mauz *et alii* (1997) riprendono gli studi sui depositi quaternari marini di Gignoux (1913), Tongiorgi & Trevisan (1953) e Ottmann & Picard (1954).

L'area dei Monti di Palermo ed in particolare i depositi della piattaforma carbonatica diventano oggetto di più specifici studi stratigrafici e sedimentologici utilizzati nella ricostruzione della posizione paleogeografica della Panormide durante il Mesozoico (Zarcone & Di Stefano, 2010; Zarcone *et alii*, 2010).

Lavori sulla geologia marina dell'area indagata sono stati pubblicati solo di recente e riguardano la struttura tettonica del margine continentale nord-occidentale siciliano (Selli, 1974; Catalano *et alii,* 1985; Beccaluva *et alii*, 1984; Catalano *et alii*, 1993; Agate *et alii*, 1993) la geomorfologia della piattaforma continentale (Lucido, 1992; Ferretti *et alii*, 1996), la stratigrafia dei depositi plio-pleistocenici (Agate *et alii*, 1993; Agate & Lucido, 1995; Agate *et alii*, 2004), la dinamica sedimentaria (Agate *et alii*, 1998) e la stratigrafia sequenziale delle successioni tardo-quaternarie (Agate *et alii*, 2005).

PROGETTO CARG

PROGETTO CARG

## III – INQUADRAMENTO GEOLOGICO REGIONALE

Nel Mediterraneo, la Sicilia costituisce un segmento di catena che si sviluppa lungo il limite tra la placca africana e quella europea, collega le unità nord africane (Tell tunisino) con la Calabria e l'Appennino meridionale e si estende dalla Sardegna fino alla piattaforma pelagiana (Canale di Sicilia, Fig. 10).

Dopo la fase orogenica alpina paleogenica, i movimenti compressivi più importanti di questo settore del Mediterraneo sono dovuti alla subduzione della crosta adriatico-ionica (da alcuni AA. ritenuta continua fin dall'Oligocene). In questo quadro la collisione del blocco Sardo-Corso con il margine continentale africano (Bellon *et alii*, 1977; Channell *et alii*, 1979; Dercourt *et alii*, 1986) è considerata comunemente come la causa primaria per la gran parte della deformazione compressiva nella catena sudappenninica-siciliana (Catalano *et alii*, 1996 con bibliografia).

Il complesso collisionale della Sicilia e del suo prolungamento *offshore* è caratterizzato da tre elementi tettonici principali (Fig. 11):

a) un'area di avampaese, affiorante nella Sicilia sud-orientale e presente nel Canale di Sicilia (Piattaforma Ibleo-Pelagiana) e nell'*offshore* di Sciacca. La successione sedimentaria autoctona ricopre un basamento cristallino (*attenuated Panafrican basement*) ed è costituita da circa 9 km di carbonati di piattaforma e di scarpata-bacino del Triassico-Liassico, di carbonati pelagici del Giurassico-Eocene e di depositi clastici di piattaforma aperta del Terziario (Patacca *et alii*, 1979; Catalano & D'Argenio, 1982 b; Lentini, 1983; Bianchi *et alii*, 1989; Antonelli *et alii*, 1991);

b) un'avanfossa recente, localizzata nell'*offshore* meridionale della Sicilia (Bacino di Gela) e, in terra, lungo il margine settentrionale dell'avampaese dove è in parte sepolta dalle unità frontali della catena (Falda di Gela);

c) una catena complessa, vergente verso SSE, spessa a luoghi piú di 15 km, costituita (dall'interno verso l'esterno) da un elemento Europeo (Unità Peloritane), un elemento Tetideo (Unità Sicilidi) ed un elemento Africano (Unità Siciliane). Le unità più interne disposte nell'*offshore* settentrionale dell'Isola sono generalmente collassate verso nord in relazione (secondo vari AA) all'apertura del Tirreno centro-meridionale.

La catena siciliana (con esclusione dell'elemento kabilo-peloritano) è costituita da corpi pellicolari (derivanti dalla deformazione di originari domini meso -cenozoici quali Sicilide, Imerese e Sicano) che si sovrappongono su un cuneo, spesso 8-9 km, di unità tettoniche derivanti dalla deformazione di un originario

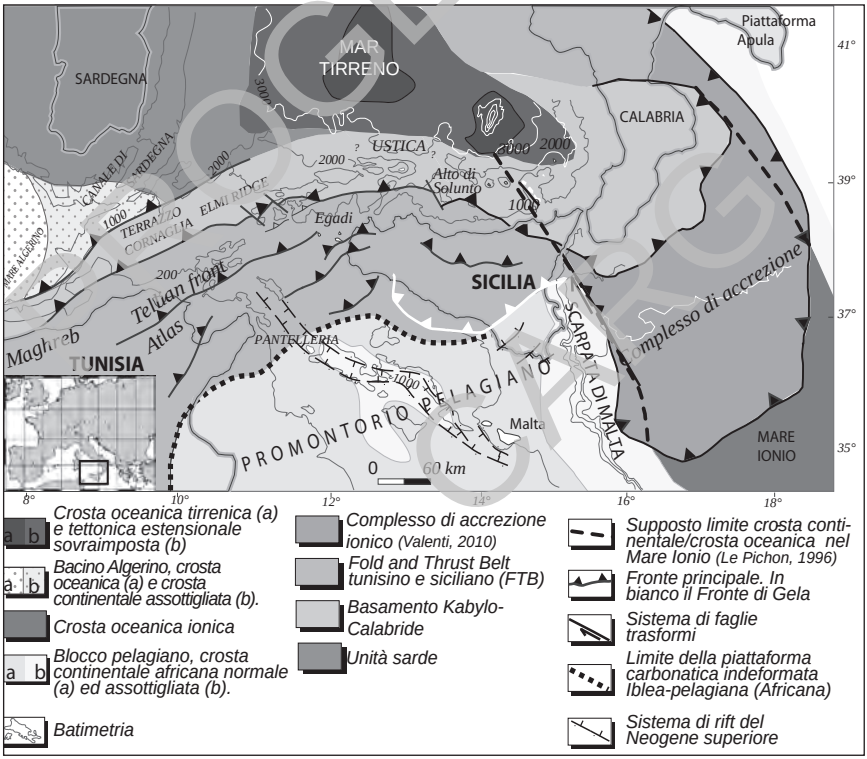



Fig. 10 – *La carta illustra i differenti settori crostali della regione centrale del Mediterraneo (modif. da* Catalano et alii*, 2002).*

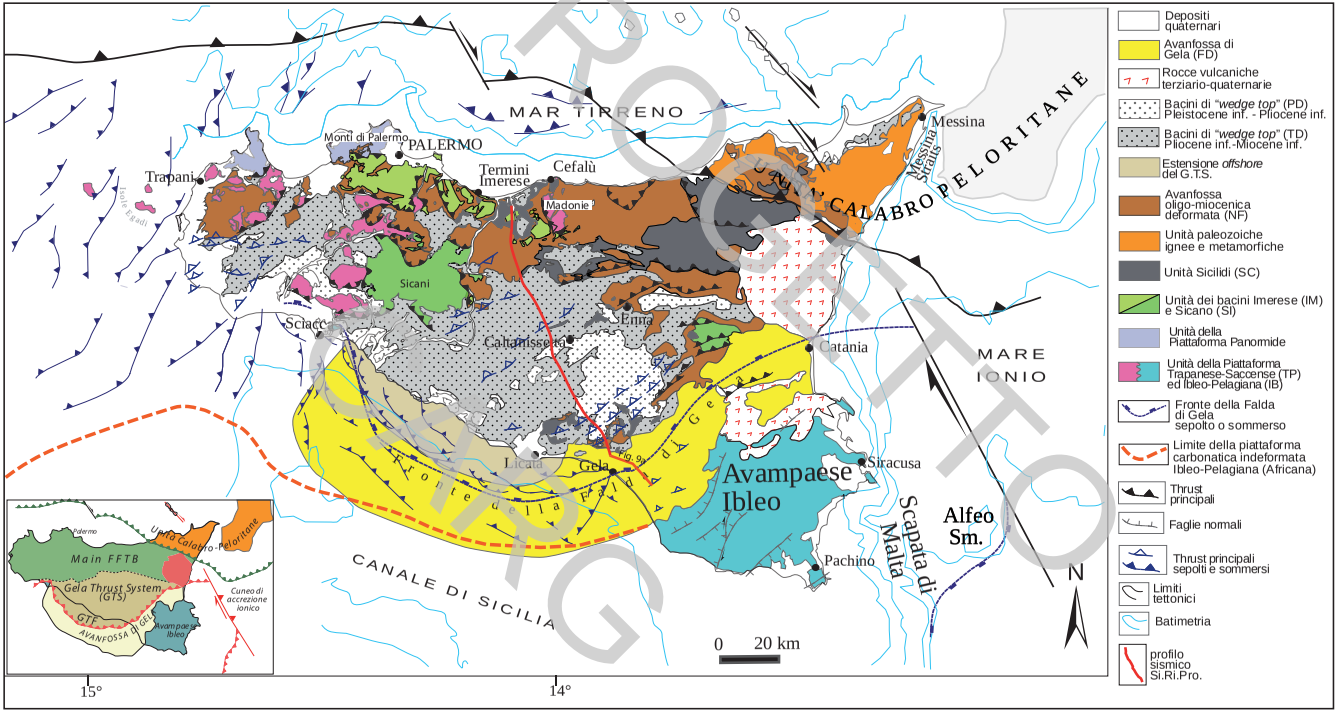



Fig. 11 - *Carta geologico-strutturale della Sicilia (modif. da* CATALANO et alii, *2004). Nell'angolo in basso a sinistra sono rappresentati i principali elementi tettonici che caratterizzano il complesso collisionale della Sicilia.*

PROGETTO

dominio di piattaforma carbonatica, nota localmente come Trapanese, Saccense, Panormide (Catalano *et alii*, 1998 b, 2000; Bello *et alii*, 2000). Il cuneo tettonico poggia a sua volta sull'avampaese non deformato che affiora nel Plateau Ibleo e si continua nel Canale di Sicilia (Avampaese Ibleo-Pelagiano).

Le unità della catena siciliana si continuano verso nord nell'adiacente *offshore* continentale sud-tirrenico dove appaiono generalmente sepolte dai depositi plio-pleistocenici. In quest'area le unità del segmento crostale africano raccorciato mostrano una generale vergenza verso i quadranti meridionale e sud-orientale e risultano tettonicamente sottoposte al più interno elemento kabilo-calabride (Catalano *et alii*, 1985; Compagnoni *et alii*, 1989) in corrispondenza del fronte di sovrascorrimento del Drepano (DTF in Fig. 12).

Il settore marino, ricadente nel Foglio "Partinico-Mondello" e Fogli adiacenti "Castellammare del Golfo" e "Palermo", appartiene al margine continentale nord-occidentale siciliano che si estende dalla Catena degli Elimi (Fig. 12) lungo una dorsale ovest-est fino al complesso vulcanico Anchise-Ustica.

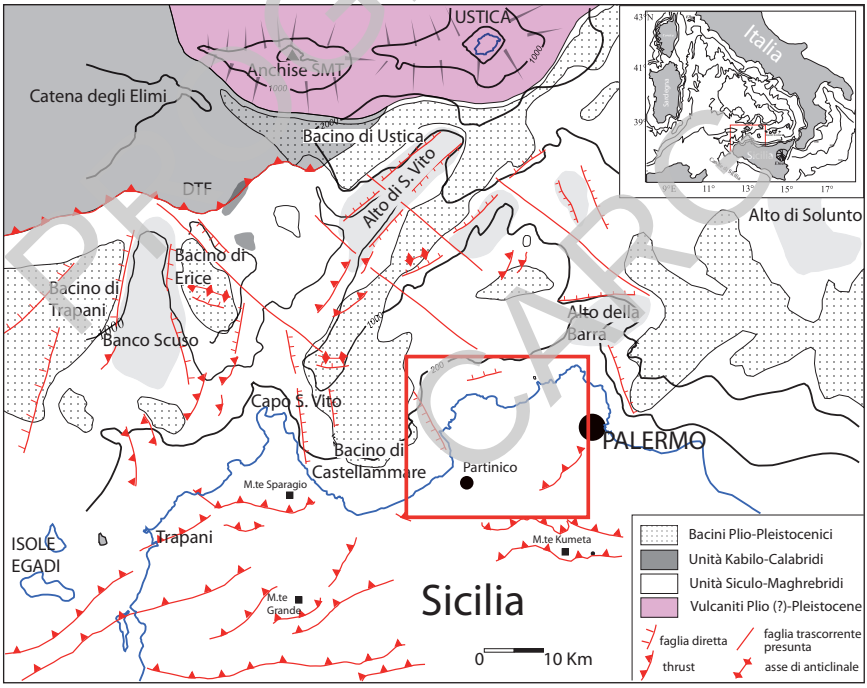



Fig. 12 - *Schema strutturale semplificato dei principali elementi morfotettonici e lineamenti tettonici riconosciuti nell'*offshore *della Sicilia nord-occidentale (dati provenienti da* Catalano et alii, *1985; Bigi* et alii, *1990; Agate* et alii, *1993; 2000). DTF: Fronte del Drepano.*

PROGETTO CARG

AGATE *et alii* (1993, con bibliografia) hanno descritto questo margine come un'area sommersa caratterizzata da una ristretta piattaforma continentale passante ad una vasta scarpata che appare tettonicamente instabile ed incisa da frequenti *canyon* (vedi Fig. 2).

Nell'area (Fig. 12) si alternano bacini profondi con alti strutturali carbonatici (Fig. 13 a), strutture antiformi di età Pliocene-Pleistocene ed edifici vulcanici di età pleistocenica (Anchise ed Ustica). Lungo una sezione composita NO-SE (Fig. 13 b) la dorsale della catena degli Elimi si sovrappone al segmento crostale africano costituito dal Bacino di Trapani, il Banco Scuso, il Bacino di Erice, il promontorio di Capo San Vito, il Bacino di Castellammare del Golfo, il "Saliente di Palermo" ed il Bacino di Palermo (Figg. 13 a, b).

La catena degli Elimi con andamento ONO-ESE rappresenta il margine esterno (meridionale) di un cuneo di unità cristalline imbricate (Unità Kabilo-Calabridi). Le unità Kabilo-Calabridi si sono messo in posto dopo il Burdigaliano.

I *thrust* carbonatici derivanti dalla deformazione dei domini di piattaforma carbonatica o di mare profondo considerati come equivalenti delle unità note in terra (SELLI, 1974; CATALANO *et alii*, 1985) mostrano vergenza sud orientale.

L'assetto strutturale esistente è stato originato da un complesso di eventi deformativi compressivi mio-pliocenici, riferibili alla collisione tra Corsica-Sardegna ed i settori del margine continentale passivo siciliano e distensivi/trastensivi plio-pleistocenici.

Lungo il Drepano *thrust front* (CATALANO *et alii*, 1985) la sovrapposizione delle Unità cristalline Kabilo-Peloritane sulle Unità Siciliane si realizza nel Mes-

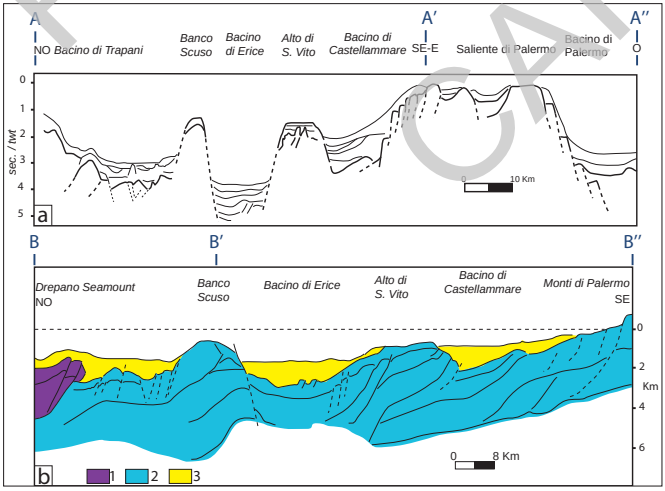



Fig. 13 - *a) Schema morfotettonico (NO-SE/O-E) che attraversa il margine continentale nord siciliano (vedi traccia AA'A" in Fig. 2); b) sezione geosismica convertita in profondità (vedi traccia BB'B" in Fig. 2) che mostra le Unità Kabilo-Calabre (1) sovrascorse sulle Unità Siciliane (2). Depositi Plio-Pleistocenici (3)..Figure riprese da* AGATE et alii *(1993).*

PROGETTO CARG

siniano; questi rapporti tettonici vengono considerati come il prodotto di una fase tettonica posteriore all'originaria messa in posto del blocco Sardo-Corso.

Il "Saliente di Palermo" è la regione che rappresenta la prosecuzione in mare della pila di unità carbonatiche affioranti in gran parte del Foglio "Partinico-Mondello".

PROGETTO CARG

PROGETTO CARG

## IV – GEOMORFOLOGIA

### 1. – ASSETTO GEOMORFOLOGICO DELLE AREE EMERSE

L'area emersa del Foglio 594-585 "Partinico-Mondello" (Fig. 14), che si sviluppa parallelamente al tratto di litorale tirrenico, è costituita da estese pianure presenti lungo la fascia costiera (da ovest verso est, rispettivamente, piane di Partinico, Punta Raisi, Carini e Palermo) e dalle vaste aree collinari e montuose dei Monti di Palermo. Le quote più elevate si raggiungono in corrispondenza dei rilievi carbonatici; fra questi, quelli con altezze superiori ai 1.000 m s.l.m. sono: Monte Gradara (1.194 m s.l.m.), Costa di Carpineto (1.188 m s.l.m.), Pizzo Garrone (1.123 m s.l.m.), Pizzo Mirabella (1.165 m s.l.m.), Monte Gibilmesi (1152 m s.l.m.), Monte Matassaro Renna (1.151 m s.l.m.), Cozzo Susino (1.012 m s.l.m.), Monte Signora (1.131 m s.l.m.), Punte della Moarda (1.078 m s.l.m.), Monte Mirto (1.076 m s.l.m.), Monte Cuccio (1047 m s.l.m.) e Pizzo Vuturo (1006 m s.l.m.).

Nel suo insieme, il rilievo mostra una generale congruenza fra alti/bassi topografici e tettonici. Lungo le aree montuose più interne questa generale congruenza è stata resa possibile dalla sovrapposizione di rocce facilmente erodibili (depositi essenzialmente argillo-sabbiosi o argillo-marnosi dei terreni tardorogeni, del dominio Numidico e dei termini più recenti delle successioni imeresi e trapanesi) su rocce più resistenti all'erosione (carbonati delle successioni panormidi e dei termini basali delle successioni imeresi e trapanesi). In questo modo, il progressivo smantellamento delle coperture "tenere" operato dai processi esogeni ha consentito l'esumazione dei blocchi carbonatici, situati in posizione di alto strutturale,

che hanno dato origine ai rilievi montuosi più elevati dell'area indagata.

Locali inversioni del rilievo possono essere invece osservate laddove affiorano i terreni delle successioni imeresi. Questi fenomeni si sono realizzati: sia per processi di forte approfondimento sviluppatisi nelle aree di alto strutturale in cui, al di sotto di coperture di rocce resistenti della f.ne Fanusi, sono stati esumati i termini basali facilmente erodibili delle formazioni Scillato e Mufara; sia per l'isolamento di rilievi nei settori di basso strutturale in cui i sovrastanti corpi carbonatici della f.ne Fanusi si sono conservati, proteggendo dall'erosione le sottostanti rocce tenere e producendo alti topografici incongruenti con la struttura.

### 1.1. – Idrografia e orografia

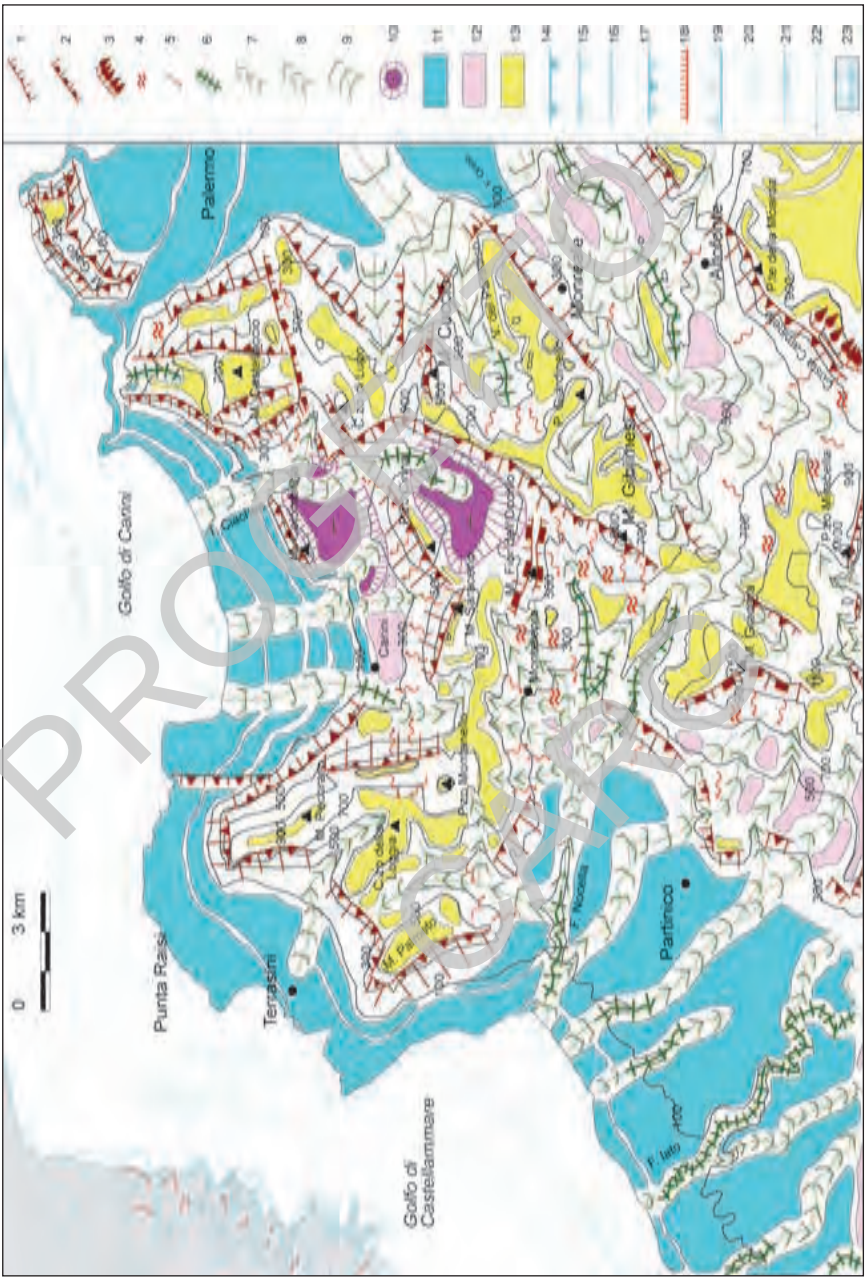
L'esistenza di un massiccio montuoso collocato nelle aree centrali e meridionali del Foglio, circondato ad ovest, nord ed est da depressioni costiere, favorisce la genesi di numerosi corsi d'acqua che si dipartono in maniera radiale centrifuga dalle aree sommitali, per riversare le loro acque nel Golfo di Castellammare a nord-ovest, nel Golfo di Carini a nord e nel Golfo di Palermo (fuori carta) ad est. Nelle aree sud-orientali del Foglio sono, invece, presenti piccoli tributari che defluiscono verso sud; questi tributari costituiscono la rete idrografica di testata dei Fiumi Jato, Eleuterio e Belice, con quest'ultimo che termina la sua corsa nel Canale di Sicilia, alcune decine di chilometri più a S-SO del Foglio.

Complessivamente il drenaggio delle acque superficiali è realizzato dalle reti idrografiche dei Fiumi Nocella e Jato (con foci situate lungo la Piana di Partinico), del Torrente Ciachea (con sbocco situato nella Piana di Carini), dei Fiumi Oreto e Eleuterio (con terminazioni nel Golfo di Palermo) e del Fiume Belice.

Fra i fiumi minori vanno segnalati: Torrente Cataldo, Vallone Corso e Fosso Carrozza, lungo la Piana di Partinico; Vallone del Furi, situato fra Cozzo Ciangio (590 m s.l.m.) e Montagna Longa (975 m s.l.m.), con foce nella pianura di Ter-

PROGETTO CARG

Fig. 14 - *Schema geomorfologico dell'area del Foglio "Partinico-Mondello". Legenda: 1. scarpata o versante di faglia/linea di faglia; 2. scarpata a controllo strutturale; 3. superficie strutturale o substrutturale, inclinata; 4. versante interessato da deformazione gravitativa profonda o da scivolamento in blocco; 5. versante interessato da frane o da forme di dilavamento; 6* canyon *fluviale o fluvio-carsico; 7. valle a V; 8. valle a conca; 9. valle a fondo piatto; 10.* polje*; 11. piattaforma di abrasione marina; 12. superficie di terrazzo fluviale o* glacis *di erosione in roccia tenera; 13. superficie di spianamento. 14. ciglio della piattaforma continentale; 15. rottura di pendio concava; 16. rottura di pendio;17. ciglio della piattaforma continentale in arretramento;18. orlo di scarpata di frana;19) testata di canyon in arretramento; 20. asse di* canyon *sottomarino; 21.* gully*; 22. lineazione erosiva da corrente; 23.* beach rock.




PROGETTO ICEPS

rasini; Vallone delle Grazie e Vallone del Ponte, che inizialmente tagliano le aree montuose di Monte Saraceno (937 m s.l.m.) e Pizzo Cirina (867 m s.l.m.), per terminare la loro corsa nella Piana di Carini; numerosi e piccoli corsi d'acqua che nascono dal massiccio di Monte Castellaccio (890 m s.l.m) e che confluiscono nella baia la Cala (area di Sferracavallo) o nel settore settentrionale della Piana di Palermo; Vallone Paradiso, che dai rilievi di Monreale-San Martino delle Scale raggiunge prima la Piana di Palermo e successivamente il Golfo di Palermo.

I divisori principali sono costituiti: a) dal piccolo tratto di spartiacque regionale situato nell'estremità sud-orientale del Foglio, che separa i bacini tributari del Canale di Sicilia da quelli del litorale tirrenico e che forma una linea arcuata e concava verso sud passante per Pizzo Garrone, Costa di Carpineto, Punte della Moarda, Skyadha (824 m s.l.m.) e, più a S-SE di quest'ultimo, per le cime di alcuni più piccoli rilievi; b) dalla linea circa S-N che unisce Pizzo Mirabella, Monte Matassaro Renda, Cozzo Susino, Monte Renda (754 m s.l.m.) e Monte Gibilmesi, quale tratto di divisione fra i bacini idrografici che defluiscono verso il Golfo di Castellammare a ovest e i bacini che si dirigono verso il Golfo di Palermo a est; c) dall'allineamento circa SSE-NNO fra Monte Gibilmesi, Monte Fior dell'Occhio (942 m s.l.m.), Monte Saraceno, Montagna Longa e Monte Pecoraro (910 m s.l.m.), quale linea di separazione fra le aree di alimentazione dei corsi d'acqua che sboccano nel Golfo di Castellammare ad ovest e le aree di pertinenza dei torrenti che convergono nel Golfo di Carini a nord; d) dal segmento SSO-NNE che collega Serra dell'Occhio (998 m s.l.m.), Pizzo Vuturo, Cozzo di Lupo (788 m s.l.m.), Monte Castellaccio e Pizzo Manolfo (763 m s.l.m.), quale elemento di divisione fra le reti idrografiche che drenano verso il Golfo di Carini a nord e i reticoli fluviali che si dirigono verso il Golfo di Palermo ad est.

Infine, i principali *pattern* idrografici sono: a) di tipo dendritico, impostato in corrispondenza degli affioramenti di rocce a componente argillosa pressoché impermeabili e facilmente erodibili, con aste ben sviluppate e ramificate in tutte le direzioni; b) di tipo parallelo e rettangolare, caratteristici degli affioramenti di rocce carbonatiche, con corsi d'acqua meno frequenti e impostati su linee di faglia o di frattura. Vanno inoltre segnalati i corsi d'acqua conseguenti delle aree costiere, sviluppatisi in corrispondenza delle linee di massima pendenza

## 1.2. – Le forme del rilievo

Nelle piane costiere di Partinico, Punta Raisi, Carini e Palermo si rinvengono estese superfici di abrasione marina posizionate a varie quote, interrotte da modeste ripe di erosione marina inattive e delimitate, verso l'interno, da grandi paleofalesie degradate e bordate da potenti falde detritiche (Fig. 14). Queste forme

PROGETTO CARG

danno luogo ad una successione di terrazzi marini che si sviluppa dal livello del mare fino a più di 200 m s.l.m. e che è stata riferita a più fasi di stazionamento alto del mare del Pleistocene medio e superiore (Hugonie, 1982; Mauz *et alii*, 1997; Di Maggio, 2000). A causa del progressivo abbassamento relativo del livello del mare, in conseguenza del generalizzato sollevamento che ha interessato l'area studiata durante il Quaternario, la successione di terrazzi appare talvolta frammentata da profonde gole fluviali, come quelle formate nei tratti terminali dai fiumi Jato, Nocella e Oreto. Sulla base delle quote a cui attualmente si trova il margine interno del terrazzo "eutirreniano", variabili fra circa 15 e 25 m s.l.m., è stato inoltre possibile desumere i tassi di sollevamento post-tirreniani; tassi che sono compresi fra 0,08 (estremità orientale della Piana di Carini) e 0,15 m/ka (Piana di Carini e settore settentrionale della Piana di Palermo).

Le aree montuose più interne (Fig. 14) sono costituite da rilievi carbonatici separati da grandi conche carsiche e da depressioni fluviali solitamente modeste, fatta eccezione per le ampie e profonde vallate dei fiumi Oreto, Nocella e Jato.

Nell'estremità nord-occidentale (Monte Gallo, 561 m s.l.m. e Monte Castellaccio) si trovano diversi lembi di superfici di spianamento, ubicati in posizione sommitale o lungo i versanti. Queste superfici si mostrano spesso carsificate e dissecate da paleovalli o *canyon* fluvio-carsici.

I pendii che delimitano Monte Gallo e i fianchi occidentali e orientali del massiccio di Monte Castellaccio costituiscono grandi versanti compositi di faglia/linea di faglia; ovvero versanti prodotti da eventi tettonici (come tutte le grandi scarpate di faglia che delimitano internamente le aree pianeggianti costiere) o erosione selettiva (come solitamente i versanti di linea di faglia delle aree montuose più interne). Le pendici meridionali di Monte Castellaccio, dove si ha la sovrapposizione tettonica di rocce meso-cenozoiche carbonatiche sulle argilliti del flysch Numidico, sono invece versanti complessi a controllo strutturale.

L'area fra Monte Castellaccio e Monte Cuccio è marcata da estese superfici di spianamento tagliate da grandi depressioni fluvio-carsiche. Più a sud nell'area di Monte Cuccio, caratterizzata da lembi di valli relitte a volte sospesi, il versante occidentale che allinea i rilievi di Cozzo di Lupo (788 m s.l.m.) e Monte Gibilmesi, per uno sviluppo di circa 8 km, costituisce un versante composito di faglia/linea di faglia.

Ad oriente di questo settore (nord-ovest di Monreale) è presente una depressione fluvio-carsica addolcita, allungata in direzione O-E, nella quale scorre il Vallone del Paradiso; più ad est la valle di questo corso d'acqua diviene prima più stretta ed approfondita (gola) e successivamente assume le sembianze di una valle a V. Questa valle è delimitata a sud da un grande allineamento montuoso carsificato, orientato in senso SO-NE che, a SO, inizia da Monte Gibilmesi e si prosegue verso Punta Giardinello (880 m s.l.m.) e ancora più a NE. L'origine di

PROGETTO CARG

questa dorsale sembra essere stata influenzata da una grande faglia SO-NE la cui espressione morfologica è costituita dal grande versante composito di faglia/linea di faglia, alto centinaia di metri, che costituisce l'intero pendio sud orientale di questo allineamento montuoso. Questa dorsale presenta frequenti relitti di superfici di spianamento posti in posizione sommitale, tagliati a SO da profonde valli a V e intaccati a NE da modeste selle. Più a sud è presente l'ampia valle del Fiume Oreto, larga mediamente 4 km circa. Anche il pendio sud orientale della valle dell'Oreto (fianchi nord occidentali della dorsale passante per Costa di Carpineto e Punte della Moarda) è un grande versante composito di faglia/linea di faglia. Va inoltre segnalato che, nella sua zona di testata più meridionale situata fra Pizzo Mirabella e Costa di Carpineto, il Fiume Oreto scorre in una grande depressione di antiforme prodottasi per fenomeni di inversione del rilievo. Le aree sommitali di Costa di Carpineto e Punte della Moarda sono invece dominate dalla presenza di estese superfici di spianamento carsificate e incise da valli relitte.

Verso occidente, la stretta valle del Torrente Ciachea separa il gruppo montuoso di M.te Castellaccio da Monte Fior dell'Occhio, Pizzo Cirina e Monte Saraceno e dalla cima isolata di Monte Colombrina (438 m s.l.m.). Questi rilievi sono a loro volta divisi da due *polje* aperti situati fra Monte Fior dell'Occhio e Pizzo Cirina e fra P.zo Cirina e M.te Colombrina; verso sud profonde gole fluvio-carsiche dissecano le superfici di spianamento poste fra Montelepre e M.te Gradara. Il settore nord-occidentale è contrassegnato dalla dorsale N-S fra Pizzo Montanello (964 m s.l.m.) e M.te Pecoraro, il cui fianco orientale è un versante di faglia/linea di faglia. Questa dorsale ed i rilievi posti più ad O (Cozzo della Loggia, 614 m s.l.m.; M.te Palmeto, 624 m s.l.m.) sono caratterizzati da estese superfici di spianamento poste alla sommità e lungo i versanti. Queste aree sono, inoltre, contraddistinte dalla presenza di grandi depressioni fluvio-carsiche addolcite (valli a conca), profonde valli a V o, più a sud, gole fluvio-carsiche (in un tratto del Fiume Nocella).

L'evoluzione dei versanti vallivi costituiti da rocce a componente argillosa è dovuta prevalentemente a processi di ruscellamento ed a movimenti gravitativi superficiali che sono responsabili dell'origine di un paesaggio caratterizzato da pendii debolmente inclinati con frequenti ondulazioni e aree in contropendenza. Questo paesaggio è tipico del settore compreso fra Pizzo Montanello e Cozzo della Loggia, dell'area di Carini, del tratto inferiore dei pendii sud-occidentali e meridionali del massiccio di Monte Castellaccio, delle pendici settentrionali di Monte Cuccio, dell'area di Montelepre, delle porzioni meridionali di Monte Fior dell'Occhio, del versante occidentale di Monte Gibilmesi e dell'area di Monreale-Altofonte. In queste aree sono state riconosciute per lo più frane di modeste dimensioni e, raramente, movimenti gravitativi aventi uno sviluppo dell'ordine chilometrico (frane del versante settentrionale di Monte Saraceno, dell'area di Montelepre e del settore meridionale di Monreale). Si tratta generalmente di feno-

PROGETTO CARG

meni franosi complessi del tipo scorrimento-colata, essenzialmente quiescenti e periodicamente soggetti a riattivazioni più o meno estese in relazione all'intensità degli eventi meteorici. Sempre in queste aree sono riconoscibili più ordini di *glacis* di erosione in rocce tenere, conservatisi in modesti lembi relitti.

Fra i processi gravitativi, i fenomeni di deformazione gravitativa profonda di versante, presenti laddove si ha la sovrapposizione di rocce a comportamento fragile (carbonati) su rocce a comportamento plastico (argille e marne), sono osservabili lungo i versanti a nord-est di Monte Castellaccio, versanti occidentali di Monte Gibilmesi e Monte Gradara, aree a nord di Pizzo Mirabella).

## 2. – MORFOLOGIA DELLE AREE SOMMERSE

La definizione della morfologia delle aree marine e la caratterizzazione granulometrica delle facies sedimentarie attuali ha consentito di disegnare il quadro attuale della dinamica sedimentaria di questo settore del margine continentale siciliano, in funzione degli apporti sedimentari provenienti dall'entroterra e della loro dispersione ad opera delle correnti marine. La porzione marina del Foglio "Partinico-Mondello" rappresenta un'area di transizione tra due importanti bacini di infrascarpata del margine tirrenico meridionale, il Bacino di Castellammare ad ovest ed il Bacino di Palermo ad est. Tra questi si dispone, come elemento di separazione, l'alto morfostrutturale del "Saliente di Palermo" (Agate *et alii*, 1993) che rappresenta il prolungamento sommerso dei Monti di Palermo.

Nell'area compresa nel Foglio ricadono tre elementi fisiografici contigui, il settore centro-orientale del Golfo di Castellammare (Fig. 15), i fondali della Baia di Carini e per una ridotta estensione il settore nord occidentale del Golfo di Palermo. I primi due elementi includono sia aree di piattaforma sia aree di scarpata continentale, mentre il terzo elemento comprende solo una limitata porzione della piattaforma continentale, da Capo Gallo alla Baia di Mondello.

La batimorfologia dei fondali permette di suddividere, complessivamente, il sistema della piattaforma continentale in due principali zone morfodinamiche: una zona di piattaforma interna, compresa tra la linea di costa e l'isobata dei -40/-60 m, di ampiezza variabile, con un'acclività dei fondali compresa tra 0,7° e 3°, influenzata dalle onde e dalle correnti litorali, indotte dai venti provenienti da NO, O e SO, che contribuiscono a creare strutture sedimentarie trattive; più al largo, la zona di piattaforma esterna, che si estende fino al ciglio della piattaforma, tra i –120 m ed i –160 m, appare più regolare per estensione, ma non per l'acclività dei fondali, inclinati verso il mare aperto di 1-2°, con alcune soluzioni di continuità in corrispondenza di terrazzamenti o piani di faglia sepolti.

PROGETTO CARG

## 2.1. – Morfologia della piattaforma continentale

La piattaforma continentale si estende mediamente dai 5 agli 8 km, riducendosi significativamente al largo del promontorio di Capo Rama. I suoi fondali sono caratterizzati da alcuni lineamenti morfologici di notevole continuità laterale: rotture di pendio concave e convesse allungate in direzione NE-SO ed E-O, terrazzi d'abrasione marina, falesie sommerse, *beach rock,* affioramenti rocciosi (Fig. 16). Nelle zone intertidali, lungo la costa rocciosa, si individuano solchi di battente, *reef* a vermetidi (Fig. 17) e marmitte d'abrasione. Strutture sedimentarie effimere (ma riconosciute durante i rilievi del Foglio) quali cuspidi litorali (Fig. 18), campi di dune sommerse (Fig. 19 a) o di *megaripple* (Fig. 19 b), e piccoli vulcanetti di fango (Fig. 20), movimentano la superficie dei fondali sud-occidentali.

La piattaforma interna è delimitata verso mare da una scarpata erosiva, posta intorno ai -35/-50 metri di profondità, di altezza variabile: inferiore ai 2 m nelle zone antistanti l'abitato di Trappeto e la foce del Fiume Nocella; 2 e 5 m tra Capo Rama e Punta Molinazzo e 5 e 7 m, tra Punta Raisi e Torre Muzza. Terrazzi d'abrasione marina più recenti, delimitati da rotture di pendio convesse che formano anfiteatri semicircolari, sono presenti a profondità minori (-35/-45 m) nelle fasce costiere di Capo Rama-Punta Molinazzo e di Punta Raisi.

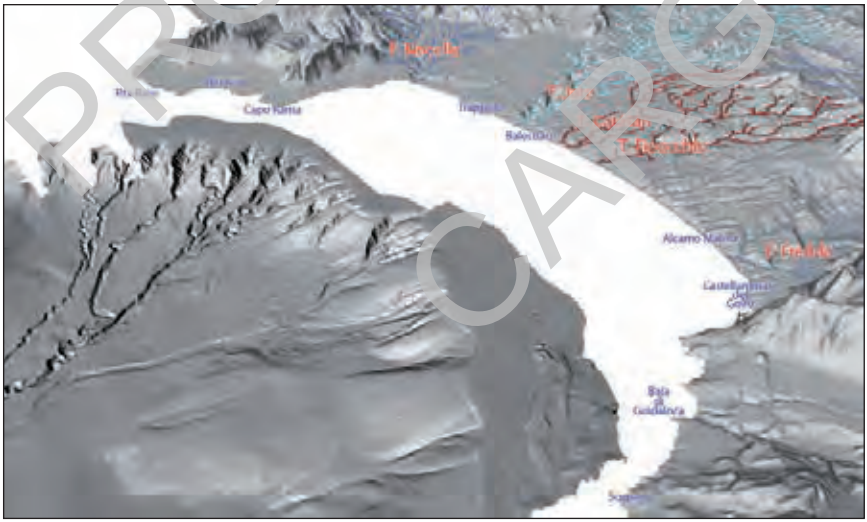



Fig. 15 - *Veduta prospettica dei fondali marini della piattaforma esterna e della scarpata superiore del Golfo di Castellammare. La morfologia dei fondali è stata restituita mediante l'elaborazione dei rilievi* "multibeam"*. Si noti l'articolazione delle testate dei* canyon *ed il diverso grado di approfondimento dei canali erosivi, tra i settori orientale ed occidentale del Golfo di Castellammare.*

PROGETTO CARG

La piattaforma esterna mostra una morfologia abbastanza regolare caratterizzata da un terrazzo d'abrasione marina in gran parte sepolto, delimitato verso terra da una serie di rotture di pendio concave, poste a profondità comprese tra i – 90 m ed i –132 m.

Nella Baia di Carini, a monte di tali rotture, il fondale (-65/-75 m) mostra un rilievo più accidentato (Fig. 21) per la presenza di marmitte d'abrasione, incisioni sottomarine, e di *beach rock* (Lucido, 1992) che si dispongono come rilievi nastriformi allungati parallelamente alla linea di costa (Fig. 21).

Il limite esterno delle zone di piattaforma continentale è rappresentato da un bordo prevalentemente deposizionale e, di natura erosiva, solo laddove è interrotto dalle testate dei *canyon* o dai numerosi piccoli *gully*.

## 2.2. – Morfologia della scarpata continentale

Le aree di scarpata continentale comprese nell'area del Foglio "Partinico-Mondello" sono caratterizzate dalla presenza di numerose morfologie, deposizionali ed erosive, quali condotti torbiditici (*canyon, gully*), nicchie di frane sot-

Fig. 16 - *Piattaforma di abrasione sui calcari dolomitici della Formazione Sciacca (SIA), alla profondità di - 12 m.. Capo Gallo (da Lucido, 1999).*

PROGETTO CARG

tomarine, complessi torbiditici canalizzati, *slump* e debriti.

I *canyon* mostrano un condotto singolo, di larghezza compresa tra 50 e 200 m, che si dipartono dall'isobata dei -120 m. In questi condotti lineari, convergono tutti i piccoli *gully* che incidono il ciglio della piattaforma. L'acclività media dei *thalweg* raggiunge gli 8° nei settori più acclivi, per poi mantenersi sui 3° in prossimità della base della scarpata. I *canyon* del settore occidentale sono caratterizzati da un singolo punto di entrata, che inizia a profondità comprese tra i –120 ed i –135 m. L'acclività dei canali assiali è molto variabile: tra 1 e 2,5° fino ai 400 m di profondità; tra 1,3°

Fig. 17 - *Il* trottoir *a vermetidi in prossimità della costa.*

Fig. 18 - *Le cuspidi litorali (frecce bianche) ed i delta litorali (frecce rosse), individuati lungo la spiaggia di Balestrate. Sono strutture lanceolate, costruite dall'azione delle onde, la cui forma finale dipende dalla granulometria media dei sedimenti, dalla pendenza della spiaggia e dall'escursione di marea. Nelle cuspidi di spiaggia i sedimenti più grossolani si concentrano in corrispondenza delle creste mentre quelli più sottili si accumulano all'interno degli ingolfamenti tra le cuspidi.*

PROGETTO CARG

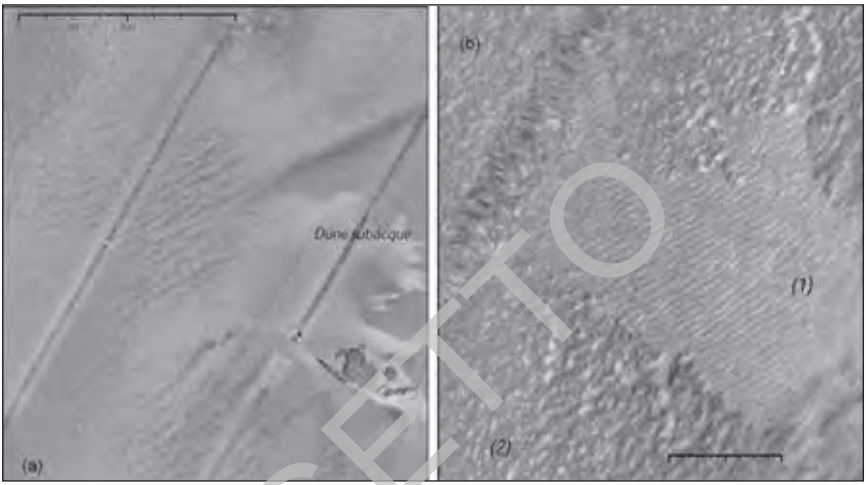



Fig. 19 - *Campi di dune (a) e* megaripple *(b) al largo della costa rocciosa tra Terrasini e Punta Raisi riconosciuti nei profili* side scan sonar. *Le creste delle dune sono orientate in direzione NE-SO; i campi di* megaripple *(1) occupano le radure all'interno delle praterie a Fanerogame marine (2).*

e 1,6°, tra i 400 ed i 500 m di profondità, per tendere all'orizzontalità a partire da 700 m.

I *canyon* hanno un decorso lineare di 25 – 30 km e mostrano una discreta sinuosità, indice di un elevato rapporto fango/sabbia dei materiali veicolati.

La scarpata continentale della Baia di Carini (compresa nelle aree del Foglio "Partinico-Mondello") è attraversata da alcuni condotti torbiditici, aventi direzione Nord-Sud, che dal ciglio della piattaforma raggiungono la base della scarpata superiore. In questo settore, la scarpata superiore è molto acclive (9-

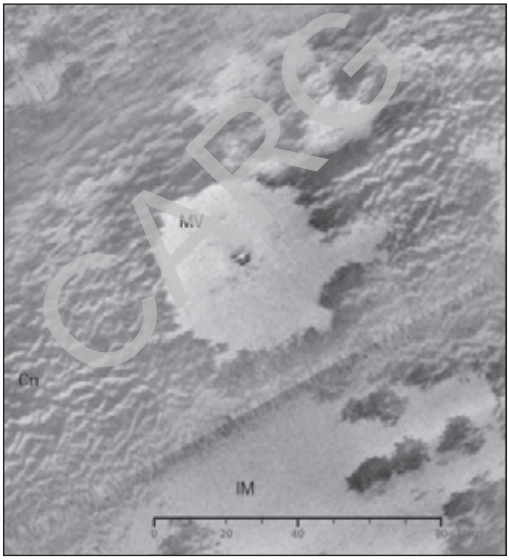



Fig. 20 - *Immagine acquisita al side scan sonar di un diapiro di fango (MV), o "*mud volcano*", individuato nelle zone intramatte (IM) della prateria a* Cymodocea nodosa *(Cn), di fronte la spiaggia del centro abitato di Trappeto.*

PROGETTO CARG

10°) e sono numerosi gli indizi di fenomeni di rimobilizzazione dei sedimenti o di franamenti retrocessivi.

Le nicchie di distacco delle frane sottomarine individuano profondi piani di taglio nei depositi del margine attuale della piattaforma ed, in pianta, vistose strutture ad anfiteatro, che interrompono la continuità laterale del ciglio della piattaforma.

*Slump* e debriti cartografate nel Foglio, sono stati riconosciuti, nel settore occidentale del Foglio, in corrispondenza della scarpata superiore.

Le strutture erosive create dalle debriti (*chutes* e *mega-chutes*) possono mimare la morfologia dei *canyon*, mantenendo una maggiore linearità del contatto lungo la scarpata e trasformandosi in strutture a V dai fianchi molto ripidi. Talora prive di depositi al loro interno, possono essere interrotte da piccole dorsali o da accumuli trasversali, legati ai fenomeni di franamento dei fianchi, che determinano deflessioni dei flussi ed incisioni laterali dei depositi più antichi.

PROGETTO CARG

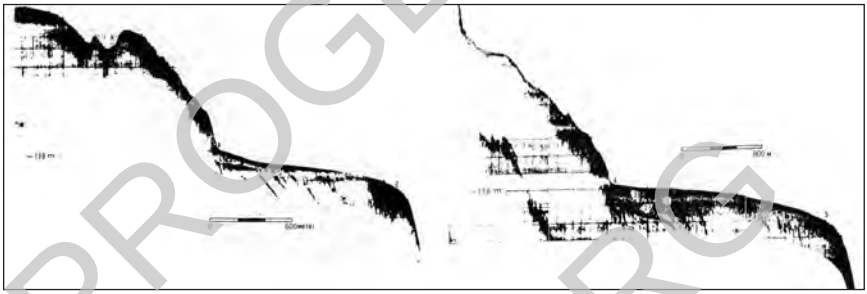


Fig. 21 - *Profili S.B.P. 3,5 Khz. Terrazzo di abrasione marina al margine esterno della piattaforma continentale. Verso costa il terrazzo è in parte sepolto da depositi olocenici spessi pochi metri (da* Lucido, *1992).*

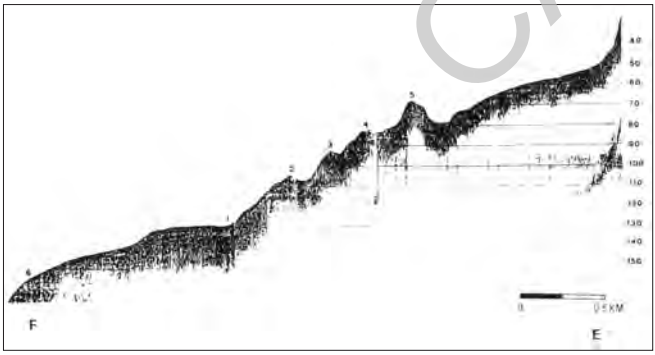



Fig. 22 - *Profilo S.B.P. 3,5 Khz acquisito al largo di Isola delle Femmine. 1) rottura di pendio concave; 2, 3, 4, 5) alti morfologici paralleli alla costa, separati tra loro da strette depressioni (probabili* beach rocks*); 6) bordo della piattaforma continentale (da* Lucido, *1992).*

PROGETTO CARG

## V – INTRODUZIONE ALL'ASSETTO STRATIGRAFICO-STRUTTURALE

I terreni affioranti nel Foglio "Partinico-Mondello" costituiscono alcune delle unità tettoniche che caratterizzano il settore settentrionale della catena siciliana (Catalano *et alii*, 1978; 1996, con bibliografia); sono rappresentati, principalmente, da successioni carbonatiche meso-cenozoiche di piattaforma carbonatica (Panormidi) che costituiscono l'ossatura del settore più settentrionale dei Monti di Palermo e da successioni meso-cenozoiche, carbonatiche e silico-carbonatiche di mare profondo (Bacino Imerese) e clastico-terrigene (terreni del Bacino del flysch Numidico). Depositi calcarenitici detritico-organogeni plio-quaternari costituenti la Piana di Partinico e parte della Piana di Palermo ricoprono stratigraficamente l'edificio strutturale.

La definizione delle unità litostratigrafiche ha tenuto conto dell'analisi di facies delle rocce carbonatiche e dei depositi terrigeni, sviluppata precedentemente (Catalano & D'Argenio, 1978). Questo criterio aveva permesso il riconoscimento dei grandi corpi geologici meso-cenozoici (unità paleogeografiche) formatisi in specifici e differenti ambienti sedimentari (domini paleogeografici) prima che questi ultimi venissero raggiunti dalla deformazione e dal raccorciamento dovuto alla tettogenesi. Lo studio delle facies dei terreni affioranti ha consentito di riconoscere successioni appartenenti a differenti domini paleogeografici già noti nella letteratura geologica siciliana (Catalano *et alii*, 1996, con bibliografia).

Le più importanti successioni litologiche esposte nella regione sono rappresentate da depositi carbonatici di piattaforma e di mare profondo di età triassico-

liassica, depositi di piattaforma carbonatica e di bacino-scarpata di età giurassico-oligocenica (successioni di margine passivo) e depositi clastici e terrigeni dell'Oligocene-Miocene inferiore. Su questi, in discordanza, seguono depositi terrigeni e clastico-carbonatici mio-pleistocenici (successioni di margine attivo).

Le associazioni mesozoico-paleogeniche rappresentano il riempimento sedimentario di differenti domini paleogeografici (Panormide e Imerese) che si svilupparono sul margine continentale africano prima dell'instaurarsi della deformazione compressiva (Catalano & D'Argenio, 1978, 1982 b; Montanari, 1989; Catalano *et alii*, 1996; Di Stefano *et alii*, 2002 a).

Le sovrastanti rocce mio-pleistoceniche si sono depositate durante e dopo la deformazione del margine continentale in bacini di avanfossa (*wedge-top, foredeep basins*).

In seguito allo scollamento dal loro basamento i corpi rocciosi sono oggi esposti nella catena siciliana a formare una pila di unità tettoniche. Per la definizione spaziale di queste unità e per la loro caratterizzazione interna è stata utilizzata la categoria delle unità stratigrafico-strutturali (U.S.S.) definite (D'Argenio & Scandone, 1970; Catalano & D'Argenio, 1978) come grandi corpi geologici, corrispondenti a porzioni di domini paleogeografici, tettonicamente deformati e/o rimossi dal loro originario basamento crostale, caratterizzate da limiti tettonici ben tracciabili e contraddistinti le une rispetto alle altre da litologie omogenee a grande scala e medesimo assetto strutturale. Corrispondono alle "unità tettono-stratigrafiche" di De La Pierre *et alii* (1997).

## 1. – LE UNITÀ STRATIGRAFICO-STRUTTURALI

Nell'edificio tettonico affiorante nel Foglio "Partinico-Mondello" abbiamo distinto varie unità stratigrafico-strutturali meso-cenozoiche. Le U.S.S. sono state a loro volta separate, localmente, in subunità tettoniche identificate in superficie. Per facilitare la lettura delle note le varie unità distinte (vedi avanti, Tav. II) e descritte in dettaglio nel Titolo VII, vengono qui di seguito elencate a partire da quelle geometricamente più alte e brevemente illustrate.

a) U.S.S. derivanti dalla deformazione del Dominio Imerese e del Bacino del flysch Numidico: affiorano nella fascia centro-meridionale del Foglio, costituite, oltre che dal substrato carbonatico mesozoico-paleogenico, anche dai depositi silico-clastici oligomiocenici del flysch Numidico, generalmente solidali con il substrato carbonatico. Sono state assegnate all' U.S.S. Meccini e all'U.S.S. Sagana – Belmonte Mezzagno. Quest'ultima, che si estende anche nei Fogli adiacenti ("Palermo" e "Corleone", vedi Fig. 1), è stata suddivisa in tre subunità, sulla

PROGETTO CARG

base della presenza di superfici di sovrascorrimento (a medio e basso angolo) che evidenziano il raddoppio di parte o dell'intera successione: la subunità Cuccio (geometricamente più alta) presente nell'area centro-settentrionale del Foglio, la subunità Gradara e la subunità Pizzuta-Santa Cristina che occupa le regioni più meridionali del Foglio. La subunità Pizzuta-Santa Cristina, la più bassa geometricamente, sovrascorre sulle unità di piattaforma carbonatica (Trapanese) come osservabile nell'area di Monte Kumeta-Monte Rossella ricadente nel più meridionale Foglio "Corleone" (Fig. 1 e Tav. II).

b) U.S.S. derivanti dalla deformazione del Dominio Panormide e del margine del Bacino del flysch Numidico. Sono costituiti dai carbonati meso-cenozoici di piattaforma e dai depositi del flysch Numidico. Questi ultimi si rinvengono scollati o in contatto disarmonico con i sottostanti carbonati. Vengono distinte tre principali Unità S.S.:

• U.S.S. Gallo-Palmeto, che si compone delle due Subunità di Monte Palmeto e di Monte Castellaccio, localizzate in corrispondenza delle aree dominate dai rilievi montuosi omonimi;

• U.S.S. Cozzo di Lupo, geometricamente sottostante alla precedente e rappresentata dagli affioramenti più meridionali dei corpi di Piattaforma Panormide. Nella stessa si possono separare a) la subunità Cala Rossa, rappresentata dagli affioramenti della fascia costiera ricadente nell'abitato di Terrasini, b) la subunità Vuturo affiorante nelle aree montuose comprese tra il settore periferico più occidentale della città di Palermo (Tommaso Natale) e l'abitato di Torretta.

• Unità S.S. Pecoraro-Colombrina. Affiora nel settore centro-settentrionale del Foglio nei rilievi di Monte Pecoraio, Montagna Longa, Monte Colombrina, Cozzo Muletta, Torre Pozzillo e l'abitato di Carini.

L'attuale assetto strutturale è il risultato di un'evoluzione tettonica caratterizzata da due eventi deformativi principali (con caratteri compressivi e transpressivi) che vengono qui brevemente anticipati per chiarezza di lettura:

Durante il primo evento (Miocene medio-superiore), si sono determinate i) la deformazione dei terreni del flysch Numidico (coperture del Dominio Imerese); ii) la loro sovrapposizione sulle successioni Panormidi (non ancora deformate) a partire dalla fine del Langhiano; iii) la deformazione delle successioni Imeresi e la loro sovrapposizione sulle successioni Panormidi in sollevamento; iv) la deformazione delle successioni Panormidi. Questo cuneo formato da Unità Panormidi ed Imeresi si sovrappone, durante il Tortoniano (parte media), sulle successioni di piattaforma carbonatica Trapanese probabilmente ancora radicate, lungo contatti a basso angolo.

Nel secondo evento (Miocene superiore-Pleistocene inferiore), prodottosi a livelli strutturali più profondi, si completa la deformazione della piattaforma carbonatica Trapanese. I terreni di quest'ultima, presenti nel sottosuolo del Foglio, sono

PROGETTO CARG

affioranti qualche km a sud nell'adiacente Foglio "Corleone" (dorsale di Monte Kumeta); questo evento è collegato alla tettonica transpressiva (responsabile di pieghe e di faglie inverse ad alto angolo) e transtensiva. I contatti ad alto angolo producono localmente l'anomala sovrapposizione delle unità di piattaforma carbonatica su quelle di mare profondo, invertendo gli originari rapporti di sovrapposizione ereditati dal primo evento deformativo. I caratteri strutturali di ciascuna unità e l'evoluzione cinematica delle strutture verranno descritti più avanti nel Titolo VII, Tettonica e analisi strutturale.

PROGETTO CARG

PROGETTO CARG

## VI – STRATIGRAFIA

In questo capitolo vengono illustrate le caratteristiche stratigrafiche delle successioni sedimentarie affioranti e sommerse nell'area del Foglio, riconosciute sulla base dell'analisi litostratigrafica e di facies, biostratigrafica e sismostratigrafica.

### 1. – LITOSTRATIGRAFIA E STRATIGRAFIA A LIMITI INCONFORMI

I criteri principali usati nel raggruppare i vari terreni sono quelli litostratigrafici come univocamente stabilito per i Fogli Carg del territorio nazionale.

La tabella in cornice riporta le unità litostratigrafiche ed i loro rapporti verticali e laterali, inseriti in un quadro cronostratigrafico oggi diffusamente accettato (Basilone, 2012). Lo schema comprende: a) unità litostratigrafiche già descritte (Rigo & Barbieri, 1959; Schmidt di Friedberg, 1964–65; Patacca *et alii*, 1979) e in questa sede emendate nei loro caratteri litologici, biostratigrafici, cronostratigrafici e modificate nelle sezioni tipo in attesa di formalizzazione dalla CIS (Commissione Italiana di Stratigrafia); b) unità litostratigrafiche in via di formalizzazione; c) unità "storiche"; d) unità litostratigrafiche informali. Di alcune delle unità "formali", sebbene revisionate, sono stati mantenuti i nomi di origine, come suggerito nella "Guida Stratigrafica Internazionale" (Salvador, 1994).

Per i depositi plio-quaternari è stata riportata la più recente suddivisione cronostratigrafica (Tab. I) ratificata dallo IUGS (Gibbard *et alii*, 2010) che viene affiancata alla suddivisione precedentemente in uso.

I depositi quaternari marini e continentali sono stati cartografati secondo i criteri delle unità a limiti inconformi (UBSU, *sensu* Salvador ed., 1994) applicando le norme del SGN (ISPRA) come indicato nei relativi Quaderni (Fig. 23). Di ciascuna unità sono state indicate le caratteristiche litologiche, i limiti stratigrafici e le variazioni tessiturali, specialmente per i sedimenti sciolti e sono state individuate unità di vario ordine gerarchico (supersintema, sintema e subsintema).

Queste unità, sono limitate da superfici di discontinuità o, comunque, dal limite di una successione sedimentaria, sui quali poggiano, in chiara discordanza o in paraconcordanza, depositi appartenenti ad altre unità. Tali superfici sono correlabili anche ad ampia scala. Le discontinuità, marcate a volte da paleosuoli, sono rappresentate da superfici di erosione subacquea o subaerea, da superfici di non deposizione o, nel caso del limite superiore, dall'attuale superficie topografica più o meno pedogenizzata.

Le osservazioni stratigrafiche, paleontologiche e geomorfologiche, integrate da dati di letteratura, suggeriscono che molti dei depositi affioranti sono direttamente o indirettamente collegabili a fasi climatiche fredde (es. detriti stratificati e cementati tipici di ambienti periglaciali o di climi comunque freddi) o calde (es. depositi di terrazzi marini relativi a stazionamenti alti del livello del mare). Questi caratteri hanno permesso di datare e correlare i corpi sedimentari e i limiti di inconformità con le curve delle variazioni degli stadi isotopici del $\delta^{18}O$ (*OIS*, *oxygen isotope stage*, Shackleton, 1995).

Sono stati introdotti adattamenti nella definizione delle UBSU in relazione alla specificità dell'area siciliana. Una sintesi relativa ai sintemi quaternari affioranti in Sicilia nord-occidentale è riportata in Di Maggio *et alii* (2009).

Analoga terminologia è stata adottata per una parte dei depositi sommersi del Pliocene superiore-Pleistocene inferiore, ricadenti nel Foglio.

Per i depositi sommersi più recenti sono stati adottati criteri di stratigrafia sequenziale, distinguendo la Sequenza deposizionale tardo quaternaria (SDTQ) ed i relativi *system tract*.

## 2. – BIOSTRATIGRAFIA

Lo studio di biostratigrafia integrata a plancton calcareo su numerose sezioni neogeniche ha permesso di proporre una biostratigrafia di dettaglio e di riconoscere con accuratezza la distribuzione stratigrafica, basata su analisi quantitative, dei principali *marker* (Tabb. I e II). Inoltre, la presenza di numerosi GSSP (*Global Stratotype Section and Point*, lettera D nelle Tabb. I e II) dalla base del Serravalliano al Pleistocene inferiore ha reso possibile la correlazione tra le unità cronostratigrafiche, quelle biostratigrafiche e con gli eventi biostratigrafici più rilevanti.

PROGETTO CARG

## 2.1. – Schemi biostratigrafici adottati

Per la biostratigrafia dei depositi argilloso-marnosi e carbonatici dell'intervallo Carnico-Retico sono state utilizzate le biozonazioni di Kozur (1989) per i conodonti, di Cafiero & De Capoa Bonardi (1982) per gli halobidi e di De Wever *et alii* (1979) per i radiolari.

Per la classificazione biostratigrafica dei depositi del Giurassico sono stati adottati gli schemi biozonali ad Ammoniti di Wendt (1963; 1969), Warmann & Arkell (1954), utilizzati per i calcari della formazione Capo Rama e della formazione Buccheri; le bio-cronozone proposte da Hantzpergue *et alii* (1991) e Geyssant & Enay (1991), soprattutto per la formazione Buccheri. Gli schemi standard a calpionelle (Allemann *et alii*, 1971) sono stati utilizzati per le successioni del Giurassico superiore-Cretacico inferiore in facies di mare profondo.

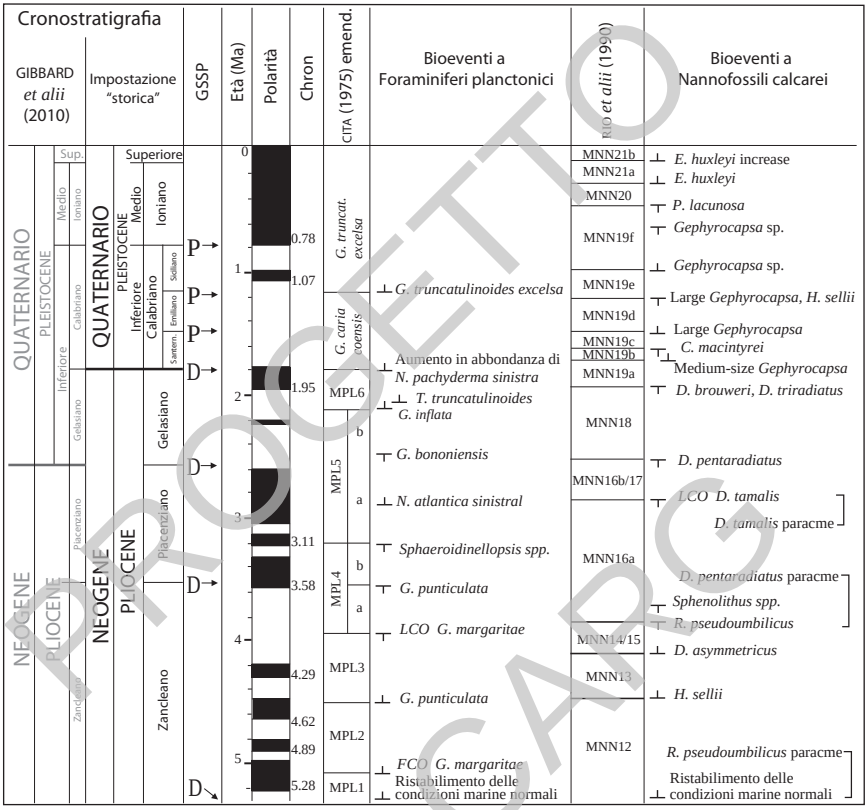
Per i terreni di piattaforma carbonatica e di margine mesozoici sono stati adottati gli schemi biozonali di Chiocchini & Mancinelli (1977), De Castro (1991) e Chiocchini *et alii* (1994) tenendo in conto le datazioni e le biozonazioni locali (Montanari, 1965; Catalano *et alii*, 1974 a; Abate *et alii*, 1977; Di Stefano & Senowbari-daryan 1985). Per i nannofossili calcarei dell'intervallo relativo al Giurassico superiore-Cretacico si è utilizzato lo schema biostratigrafico di Sissingh (1977), anch'esso ben noto e ampiamente utilizzato a livello internazionale. La generale cattiva preservazione delle forme ha sovente impedito una puntuale indicazione biozonale. Per le pelagiti del Cretacico è stato adottato lo schema biozonale a foraminiferi planctonici di Caron (1985) e quello a nannofossili di Sissingh (1977). La ben nota trattazione sui nannofossili calcarei di Perch-Nielsen (1985 a, b) è stata utilizzata circa il significato cronostratigrafico dei vari *taxa*. Lo schema di Martini (1971) è stato utilizzato per il Paleocene-Eocene e l'Oligocene. Tuttavia, in molti casi, il generale cattivo stato di preservazione dell'associazione a nannofossili calcarei ha limitato una puntuale indicazione biozonale. Per quanto riguarda i foraminiferi planctonici dell'intervallo eocenico si è utilizzato lo schema biozonale a foraminiferi planctonici proposto da Toumarkine & Luterbacher (1985). Lo schema proposto da Bolli & Sounders (1985) è stato utilizzato per i sedimenti oligocenici.

Per i macroforaminiferi bentonici dell'intervallo Paleocene-Miocene sono stati presi in considerazione gli schemi biozonali di Cahuzac & Poignant (1997) e Serra-Kiel *et alii* (1998).

Per il Miocene inferiore si è utilizzato lo schema di Iaccarino (1985). Per il Langhiano si è fatto riferimento allo schema biozonale di Foresi *et alii* (2001). Per l'analisi biostratigrafica a foraminiferi planctonici dei sedimenti medio-alto neogenici sono stati consultati gli schemi biostratigrafici più recenti (Cita, 1975, emendato da Sprovieri, 1993, Tab. I; Di Stefano, 1998, per il Plio-Pleistocene,

PROGETTO CARG

Tab. I - *Biostratigrafia a plancton calcareo adottata per il Plio–Pleistocene, correlata con la cronostratigrafia e con le inversioni di polarità (modif. da* Di Stefano, *1998). Sono indicati i GSSP approvati (D) e quelli proposti (P). Per l'inquadramento cronostratigrafico è stata adottata l'impostazione storica. Per completezza di informazione è stata riportata la più recente suddivisione cronostratigrafica ratificata dalla IUGS (*Gibbard et alii*, 2010).*



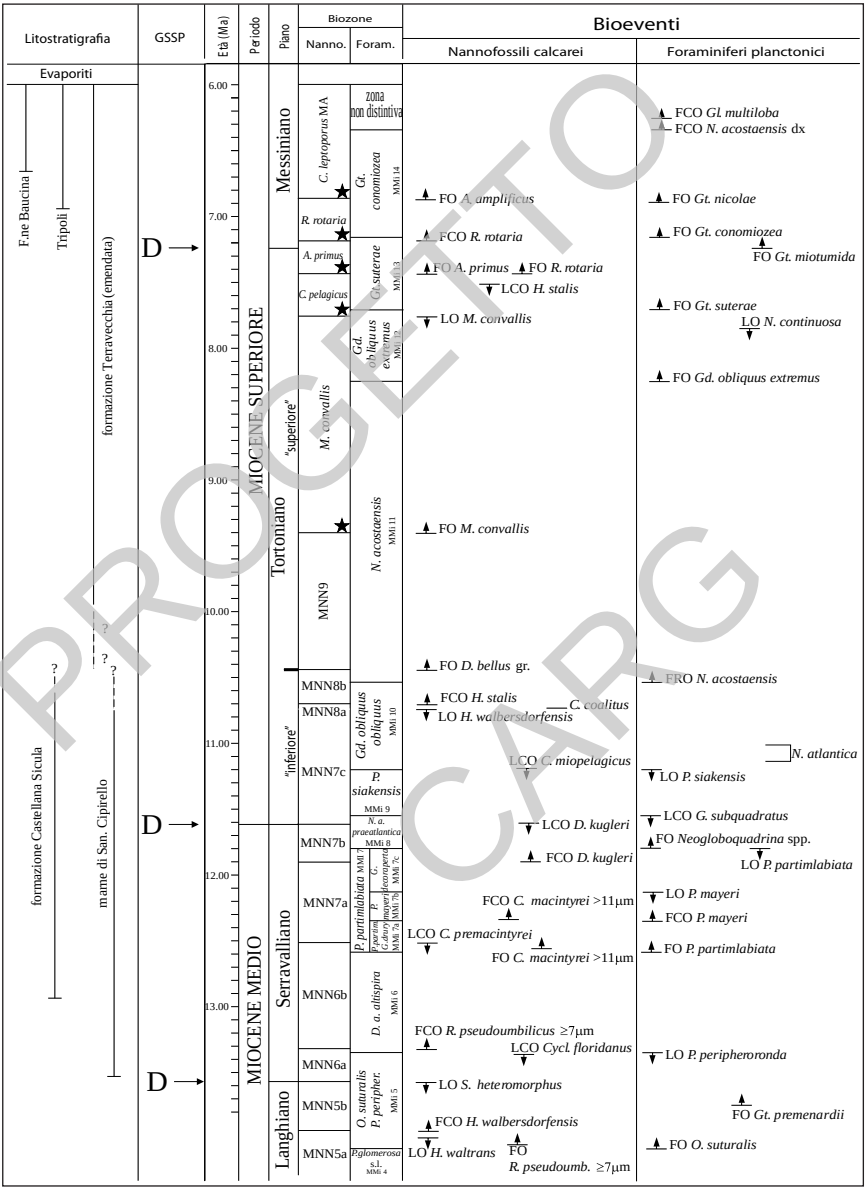

PROGETTO CARG

Tab. I; Sprovieri *et alii*, 1996; 2002, per il Serravalliano-Messiniano, Tab. II).

Per le considerazioni biostratigrafiche basate sui nannofossili calcarei dell'intervallo Miocene–Pleistocene, sono state utilizzate le zone di Fornaciari & Rio (1996) e Fornaciari *et alii* (1996) emendate in parte in Sprovieri *et alii* (2002); per l'intervallo stratigrafico relativo alla parte alta del Tortoniano – Messiniano inferiore e le zone di Theodoridis (1984) con relativo emendamento di Sprovieri *et alii* (1996).

Per il Pliocene-Pleistocene si è fatto riferimento al sistema biozonale di Rio *et alii* (1990).

Tab. II - *Schema biostratigrafico a plancton calcareo del Miocene medio e superiore (da* Sprovieri et alii, *1996 e* Sprovieri et alii, *2002). Nella colonna di sinistra sono riportate le principali formazioni individuate. D indica i GSSP ratificati.*




PROGETTO CARG

## 3. – SISMOSTRATIGRAFIA

Le conoscenze del settore marino del Foglio "Partinico-Mondello" provengono della interpretazione sismostratigrafica di profili sismici a riflessione che lo attraversano. L'analisi sismostratigrafica si giova anche dell'integrazione dei risultati ottenuti nell'area marina dell'adiacente Foglio "Castellammare del Golfo" a cui si rimanda per una più dettagliata interpretazione delle unità sommerse. Vengono pertanto indicati (Figg. 23 a, b) gli orizzonti più significativi ed una suddivisione del pacco dei riflettori compresi tra la superficie messiniana e la base della Sequenza Deposizionale Tardo Quaternaria (SDTQ) in una sequenza PL (depositi prevalentemente pliocenici) ed una sequenza PQ (depositi pleistocenici).

Le unità stratigrafiche cartografate nelle aree marine del Foglio sono state riconosciute sulla base di caratteri distintivi quali: a) attributi del segnale sismico (ampiezza, frequenza e continuità laterale); b) terminazione laterale dei riflettori (*onlap, downlap, toplap*, troncatura erosiva); c) configurazione interna e geometria esterna dell'unità.

PROGETTO

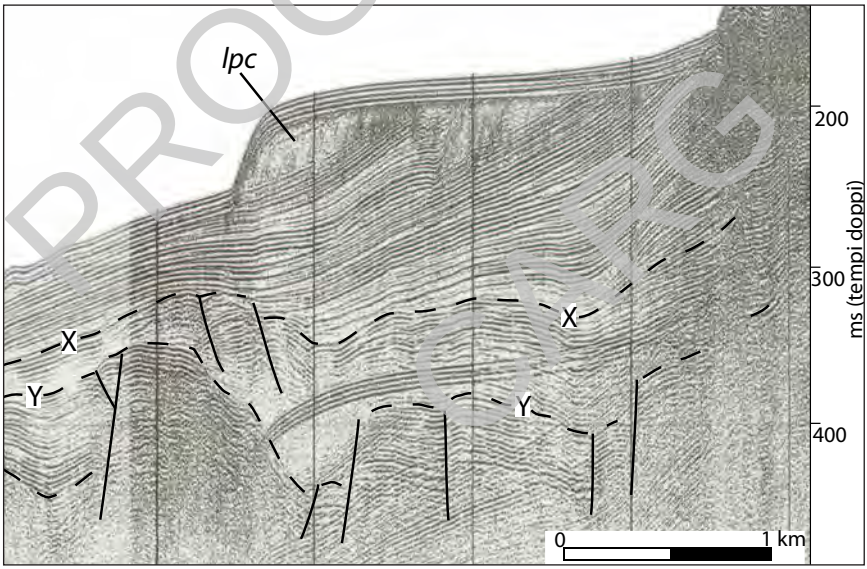



Fig. 23 a - *La sezione sismica monocanale (*sparker 1 kJ*) mostra i rapporti tra le unità sismostratigrafiche individuate nelle successioni sedimentarie sepolte in corrispondenza della piattaforma continentale e della scarpata superiore al largo della Baia di Carini. Il pacco di riflettori racchiuso tra gli orizzonti Y ed X (depositi pliocenici ?) appare piegato e fagliato. Y, orizzonte "tetto del Messiniano"; X, limite inferiore dell'unità sismica correlabile con la base del supersintema Noemi; lpc, complesso progradante di stazionamento basso (Pleistocene superiore) appartenente alla SDTQ.*

Alcune di queste unità, in base alla peculiare facies sismica, alla posizione stratigrafica all'interno della successione sommersa ed alle possibili correlazioni con i terreni affioranti lungo la fascia costiera, sono state interpretate come unità a limiti inconformi e comparate con le unità stratigrafiche affioranti (Fig. 24); altre, quelle più recenti, per le quali si dispone di immagini sismiche ad elevata risoluzione verticale e laterale, sono state interpretate come associazioni di sistemi deposizionali contemporanei (*system tract*: Vail, 1987; Van Wagoner *et alii*, 1988) facenti parte della SDTQ, la Sequenza Deposizionale depostasi in concomitanza della più recente fluttuazione glacioeustatica del IV ordine, occorsa durante gli ultimi 100.000 anni circa (Catalano *et alii*, 1998 a; 2000).

L'orizzonte riflettente, particolarmente evidente e agevolmente riconoscibile per i suoi peculiari attributi sismici (ampiezza variabile ma quasi ovunque elevata, buona continuità laterale, marcato contrasto di facies sismica tra orizzonti sovrastanti e sottostanti con a luoghi troncatura erosiva di quelli sottostanti, Figg. 23 a, b) è quello che, denominato "tetto del Messiniano", individua la ben nota discontinuità erosiva al tetto della serie miocenica, diffusamente riconosciuta

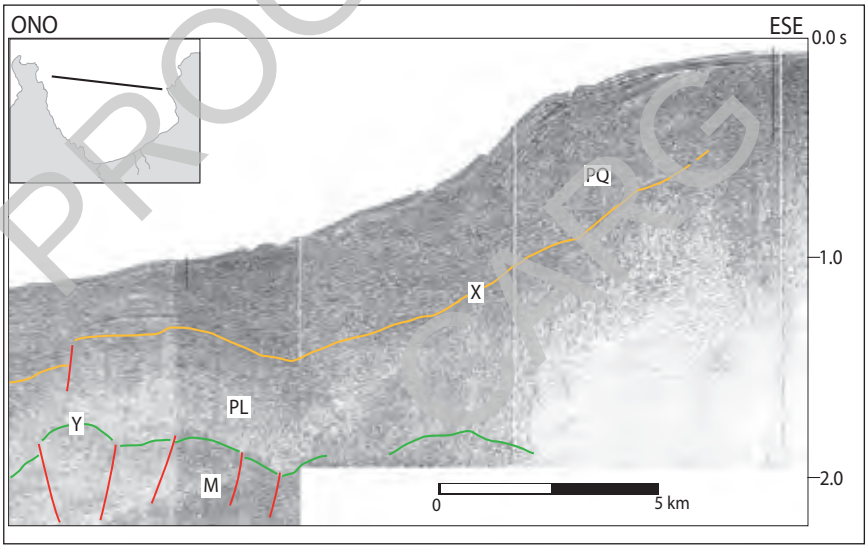



Fig. 23 b - *La sezione sismica monocanale (*sparker *16 kJ) mostra i rapporti tra le unità sismostratigrafiche individuate nelle successioni sedimentarie sepolte, in corrispondenza della piattaforma continentale e della scarpata superiore, nel settore orientale del Golfo di Castellammare. Il pacco di riflettori racchiuso tra gli orizzonti Y ed X (depositi pliocenici?) appare piegato e fagliato. Y, orizzonte "tetto del Messiniano"; X, limite inferiore dell'unità sismica correlabile con la base del supersintema Noemi; PL, depositi pliocenici correlabili con i Trubi e la f.ne marnoso arenacea del Belice; PQ, depositi correlabili con i sintemi plio-quaternari; M, riflettore multiplo).*

PROGETTO CARG

nell'area mediterranea sia in affioramento che nelle aree oggi sommerse (Fabbri e Curzi, 1979; Fabbri *et alii*, 1981). Questa superficie, la cui natura ed età è confermata anche dalla correlazione con profili sismici calibrati da pozzi profondi in aree limitrofe, rappresenta la base della successione plio-quaternaria.

Al di sotto di questo orizzonte, la risposta sismica del substrato pre-messiniano non è molto soddisfacente, anche a causa dell'intensa deformazione tettonica subita.

I pochi dati disponibili indicano comunque una continuità laterale con i corpi sismici meso-cenozoici riconosciuti nel settore centro-orientale del Golfo di Castellammare e descritti nelle NI del Foglio 593 (Catalano *et alii*, 2011 a).

PROGETTO CARG

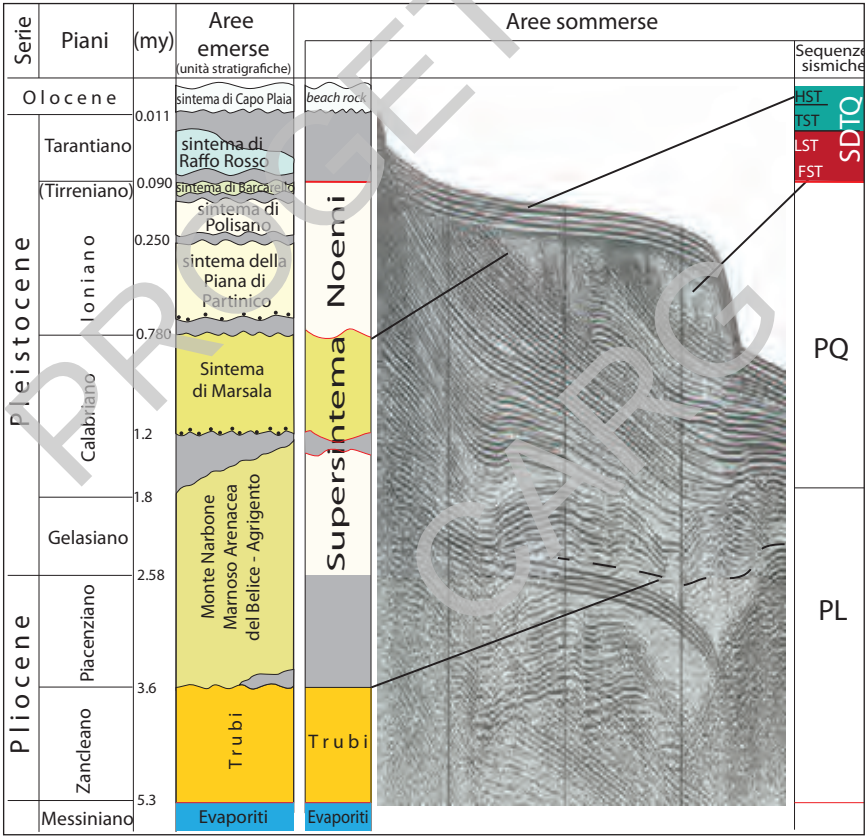



Fig. 24 - *Schema stratigrafico dei sintemi quaternari affioranti e delle unità sommerse ad essi correlabili, ricadenti nel Foglio "Partinico-Mondello" e comparazione con le sequenze sismiche riconosciute (dall'alto verso il basso SDTQ, PQ e PL), nell'*offshore.

La sequenza sismica soprastante la superficie messiniana ha fornito immagini sismiche di accettabile qualità con un buon livello di risoluzione sia laterale che verticale. Essa è stata suddivisa in due unità principali separate da una superficie di discontinuità particolarmente evidente e continua (Figg. 23 a, b ).

Il corpo riflettente sommerso qui descritto è compreso tra un riflettore corrispondente ad una superficie di discontinuità a carattere erosivo ed il fondo marino.

L'unità inferiore (*PL*) presenta riflettori a bassa e media ampiezza, frequenza e continuità laterale variabile, nella cui porzione inferiore si interdigitano facies sismiche lentiformi semitrasparenti. Nei settori di piattaforma continentale della Baia di Carini l'unità PL mostra geometrie da tabulari a cuneiformi, con pacchi di riflettori ondulati (indizio di un successivo evento deformativo) e rotazione delle terminazioni laterali. Nella sequenza sismica si evidenzia verso l'alto un progressivo aumento dell'ampiezza e della continuità dei riflettori; questi ultimi sono a luoghi interrotti da strutture erosive con riempimenti in *onlapping fill*.

L'insieme dei caratteri sismici permette di ipotizzare che l'unità PL rappresenti depositi a granulometria fine riconducibili ad ambienti deposizionali di scarpata e base di scarpata, con una tendenza graduale all'approfondimento. Il limite superiore è rappresentato dalla superficie di troncatura erosiva (Figg. 23 a, b); quest'ultima è deformata da faglie inverse ad alto angolo e blandi piegamenti.

L'unità sismica sovrastante (*PQ*) mostra una geometria complessivamente sigmoidale che controlla l'attuale fisiografia del margine sia nella Baia di Carini che nel settore orientale del Golfo di Castellammare. L'unità è suddivisibile in sequenze di ordine minore separate da limiti discordanti che assumono differenti aspetti: superfici erosive associate a canalizzazioni fluviali e condotti torbiditici, in corrispondenza dei margini meridionali del settore orientale del Bacino di Castellammare e della Baia di Carini; superfici di *downlap* nei settori di scarpata superiore; superfici di paraconcordanza nei settori bacinali presenti ai margini dall'area marina compresa nel Foglio. La più recente di queste sequenze corrisponde alla SDTQ che verrà descritta dettagliatamente nel Titolo VII.

Nell'analisi dei depositi sommersi, compresi tra la superficie del *top* del Messiniano ed il Pleistocene, le unità sismostratigrafiche sono state correlate (Fig. 24) con le unità litologiche affioranti (unità litostratigrafiche ed unità a limiti inconformi).

Sulla base delle correlazioni effettuate con le superfici di discontinuità e le unità sismostratigrafiche individuate nelle aree adiacenti, le unità PL e PQ, del presente Foglio, corrisponderebbero rispettivamente alle unità PC 1 e PC 2 e alle unità PC 3 e PC 4 del Foglio "Castellammare del Golfo".

Sulla base di tali correlazioni e dei caratteri delle facies sismiche, l'unità PL risulterebbe costituita (vedi Fig. 24), nella porzione inferiore, da depositi pelagici ed emipelagici tipo "Trubi" (Pliocene inferiore) e nella parte superiore da depositi

PROGETTO CARG

clastici di scarpata superiore-piattaforma esterna correlabili probabilmente con i depositi più recenti della f.ne marnoso-arenacea del Belice (Pliocene superiore).

La parte medio-inferiore dell'unità PQ viene qui comparata con il litosoma del sintema di Marsala; in particolare, i riflettori progradanti che terminano in *down-lap* sull'orizzonte X (Fig. 23 b) potrebbero rappresentare la prosecuzione distale delle porzioni più recenti delle calcareniti e sabbie di Castellammare (MRSc) affioranti lungo la costa. A luoghi, sono visibili, discordanti sui primi, pacchi di riflettori correlabili ai depositi di età più recente affioranti in terra.

## 4. – SUCCESSIONI MESO-CENOZOICHE AFFIORANTI E SOMMERSE

### 4.1. – Depositi del Bacino Numidico

Il bacino originario Numidico era un dominio orientato O-E (Guerrera *et alii*, 2005), compreso tra la catena AlKaPeKa a N e il margine passivo africano a S (Elter *et alii*, 2003). I depositi del bacino del flysch Numidico in Sicilia sono rappresentati da argille e argilliti di color tabacco e rossastro con scarsi foraminiferi planctonici e con intercalazioni di prevalenti quarzoareniti in banchi dello spessore decametrico (formazione del flysch Numidico) e da marne argillose e peliti grigio-verdastre glauconiose con intercalazioni di banchi di quarzoareniti ricche in glauconite (formazione Tavernola).

L'area di deposizione del flysch Numidico è un bacino di *foreland* che rappresenta l'unità tettono-stratigrafica più ampia del Mediterraneo occidentale (Wezel, 1970 a, b; Dejong, 1975) e che si estende dal Marocco all'Italia meridionale lungo il margine settentrionale africano (Thomas *et alii*, 2010).

I depositi del flysch Numidico affiorano diffusamente in Sicilia centro-settentrionale dai Monti di Palermo fino ai Monti delle Madonie (vedi Fogli "Corleone", "Caccamo" e "Termini Imerese-Capo Plaia").

#### 4.1.1. – *Flysch Numidico* **(FYN)**

La formazione del flysch Numidico comprende peliti e peliti argillose con sottili livelli arenacei, biocalcareniti e megabrecce ad elementi carbonatici, quarzoareniti ($FYN_a$) e siltiti argillose con microconglomerati passanti in discordanza a marne, peliti verdastre ed arenarie quarzose con glauconite. E' datata all'intervallo Oligocene superiore (Chattiano) – Miocene inferiore (Burdigaliano).

Le facies comprendono peliti emipelagiche e una varietà di depositi di flussi gravitativi e densità, spesso confinati in strutture canalizzate (Johansonn *et alii*,

PROGETTO CARG

1998). Gli ambienti di sedimentazione sono di mare profondo spaziando dalla scarpata alla piana bacinale alimentata da flussi torbiditici (Wezel, 1970 a, b; Johansonn *et alii*, 1998).

Nella formazione vengono distinti il membro di Portella Colla ($FYN_2$), di età Oligocene superiore - Miocene inferiore (Aquitaniano basale) ed il membro di Geraci Siculo ($FYN_5$), difficilmente databile e generalmente compreso nell'intervallo Oligocene superiore - Miocene inferiore (Burdigaliano). Le giaciture non ben preservate, anche per gli effetti della deformazione tettonica, rendono, a luoghi, oscuro e difficilmente tracciabile il limite tra i membri del flysch Numidico (in questo caso indicato con il simbolo di limite incerto). Laddove non è stato possibile cartografare i singoli membri, si è convenuto di usare la sigla della formazione indifferenziata (FYN).

La formazione o parte di essa si rinviene: a) generalmente solidale o in locale disarmonia con il substrato carbonatico meso-paleogenico imerese e panormide (in particolare i livelli del membro di Portella Colla); b) in totale contatto disarmonico con il substrato, giungendo a costituire un corpo tettonico indipendente, limitato in basso da una superficie di *décollement* (scollamento).

### 4.1.1.1. – flysch Numidico-membro di Portella Colla **($FYN_2$)**

Argille, marne sabbiose ed argilliti color tabacco, spesso a struttura scagliettata, peliti brune (Fig. 25 a), talora manganesifere a laminazione pian-parallela, cui si intercalano strati centimetrici di siltiti ed arenarie a grana fine (Fig. 25 b), prevalentemente quarzose e banchi metrici di quarzoareniti ben cementate e

Fig. 25 - *a) argilliti silicee e peliti brune del membro Portella Colla ($FYN_2$). Versante settentrionale di Monte Saraceno. A queste litologie si alternano (b) banchi arenacei e siltitici a composizione quarzosa, laminati e gradati ($FYN_{2a}$). Punta Matese.*

PROGETTO CARG

conglomerati con ciottoli di quarzo ($FYN_{2a}$). Intercalate nella porzione superiore della successione, biocalcareniti risedimentate a macroforaminiferi (*Lepidocyclina* spp.), non differenziate in carta, e lenti di megabrecce carbonatiche ($FYN_{2c}$). Queste brecce, i cui elementi derivano dalla frantumazione della piattaforma carbonatica mesozoica, contengono anche foraminiferi bentonici paleogenici (nummulitidi, orbitoididi) immersi nella matrice carbonatico-arenacea.

L'unità affiora, con spessori compresi tra poche decine di metri e 300 m, nel settore della Piana di Partinico, a ridosso dei rilievi montuosi carbonatici, lungo l'alta valle dell'Oreto, tra i centri abitati di Monreale e Altofonte e nei settori di Carini, Torretta e Monte Cuccio, dove si rinvengono le intercalazioni plurimetriche delle megabrecce carbonatiche. Tra Tommaso Natale e Sferracavallo e a Punta Matese, al margine nord-occidentale del Foglio, questi depositi mostrano spessori affioranti di alcune decine di metri e sono discordanti sul substrato mesozoico di piattaforma carbonatica (Fig. 25 c).

I campioni riferibili alla formazione sono spesso di difficile attribuzione su base biostratigrafica, in quanto l'associazione micropaleontologica è assente o rappresentata solo da individui di foraminiferi agglutinanti più o meno mal conservati, rotti o schiacciati. Lo scarso contenuto fossilifero, tra cui rari foraminiferi planctonici (*Globorotalia opima opima* Bolli) e nannofossili calcarei (*Sphenolithus distentus* (Bramlette & Wilcoxon)), permette di datare questo membro all'Oligocene superiore-Aquitaniano inferiore.

PROGETTO CARG

Fig. 25 c - *Contatto erosivo e discordante tra le arenarie quarzose oligo-mioceniche di colore giallo-rossastro del flysch Numidico ($FYN_{2a}$) e i calcari giurassico-cretacici di Pizzo Manolfo, (CTI). Punta Matese.*

I depositi della formazione, originariamente paraconformi sul substrato carbonatico imerese e più precisamente sui depositi della formazione Caltavuturo (CAL), appaiono oggi scollati dal loro substrato. Il limite inferiore, quando affiorante, è anche una superficie di discordanza erosiva sulla formazione Amerillo (AMM) o su termini più antichi della successione Panormide.

L'analisi delle facies arenacee e clastico-carbonatiche, frequentemente interessate da strutture da laminazione e gradazione e geometrie canalizzate con base erosiva (vedi Fig. 25 c), consente di riferire questi depositi ad ambienti di sedimentazione di scarpata deposizionale.

#### 4.1.1.2. – flysch Numidico-membro di Geraci Siculo **(FYN$_5$)**

Il membro è caratterizzato dalla presenza di quarzareniti di spessore decametrico con intercalazioni di argille e peliti brune. Nei banchi quarzarenitici si distinguono livelli microconglomeratici con elementi quarzosi. Lo spessore complessivo affiorante è di 50 m circa. Si rinviene a sud-ovest di Pizzo Belliemi (propaggine occidentale dei Monti della Fiera), dove si osserva il passaggio stratigrafico, contrassegnato da un limite paraconforme, alle litologie del membro di Portella Colla. Il membro di Geraci Siculo mostra maggiori spessori ed estensione areale nell'adiacente Foglio "Corleone", cui si rimanda per una più dettagliata descrizione dell'unità litostratigrafica.

Le intercalazioni argillitiche contengono radiolari e foraminiferi planctonici (*Globigerina angulisuturalis* Bolli; *Globigerinoides* spp., *Globoquadrina dehiscens dehiscens* (Chapman, Parr & Collins) e rare *Praeorbulina* spp.); verso l'alto si riscontrano rari *Globigerinoides trilobus* (Reuss).

Queste forme datano il membro all'intervallo compreso tra l'Oligocene sommitale ed il Miocene inferiore (Burdigaliano).

L'ambiente deposizionale dei depositi descritti è riferibile a quello di una conoide sottomarina alimentata da apporti di correnti torbiditiche.

### 4.1.2. – *Formazione Tavernola* (**TAV**)

Marne argillose e peliti grigio-verdastre con un notevole contenuto in glauconite. La formazione si rinviene con spessori ridotti (alcune decine di metri) solamente a sud di Pizzo Mirabella, dove si osservano rapporti di paraconcordanza con le sottostanti facies del flysch Numidico (FYN). I litotipi meglio conservati affiorano estesamente a sud nell'adiacente Foglio "Corleone" a cui si rimanda per una più approfondita descrizione della formazione. Il contenuto paleontologico

PROGETTO CARG

degli intervalli marnoso-argillosi è dato da radiolari, spicole di spugna, foraminiferi planctonici, bentonici ed arenacei, rari nannofossili calcarei. Pochi campioni contenenti una rara associazione caratterizzata da *Catapsydrax dissimilis* Cushman & Bermudez, *Globoquadrina dehiscens dehiscens* (Chapman, Parr & Collins) e *Globigerinoides* spp. (forme ricadenti nella biozona a *Globoquadrina dehiscens dehiscens-Catapsydrax dissimilis*) sono riferibili all'Aquitaniano superiore. Più frequenti sono i campioni che determinano il Burdigaliano inferiore con rari individui di *Globigerinoides* spp. (tra questi, pochi individui di *Globigerinoides altiaperturus* Bolli), *Glq. dehiscens dehiscens*, *C. dissimilis* (biozona a *Globoquadrina dehiscens dehiscens-Catapsydrax dissimilis*). Alcuni campioni contenenti associazioni a *Globoquadrina altispira* (Cushman & Bermudez) e *Globigerinoides trilobus* (Reuss), senza la presenza di *C. dissimilis* (biozona a *Globigerinoides trilobus*) datano il Burdigaliano superiore. Pochi campioni risultano databili al Langhiano inferiore (biozona a *Praeorbulina glomerosa* s.l.) per la presenza dei *marker*.

Tra i nannofossili calcarei, presenti in rarissimi campioni, sono stati riconosciuti i *taxa* relativi alle biozone MNN 1c-d, MNN 4a, MNN 5a che individuano l'intervallo Aquitaniano superiore-Langhiano parte media.

Ambienti di deposizione di scarpata-conoide torbiditica.

### 4.2. – Depositi del Bacino Imerese.

I terreni appartenenti al Bacino Imerese (Abate *et alii*, 1978) affiorano nelle zone più meridionali del Foglio. La successione tipo (Fig. 26) è data da argilliti, marne e calcilutiti (F.ne Mufara, Carnico), calcilutiti con selce (f.ne Scillato, Carnico superiore-Retico), brecce dolomitiche, dolomie farinose e calcari dolomitizzati mal stratificati (f.ne Fanusi, Liassico inferiore), calcari e marne a crinoidi e brecce di Altofonte (Liassico medio-superiore), argilliti silicee a radiolari, diaspri e radiolariti con intercalazioni di calcareniti e calciruditi risedimentate (f.ne Crisanti, Liassico superiore-Cretacico), calcilutiti e marne argillose a foraminiferi planctonici (f.ne Caltavuturo, Paleocene - Oligocene inferiore). Seguono in paraconcordanza o in discordanza i depositi del flysch Numidico.

#### 4.2.1. – *Formazione Mufara* **(MUF)**

Alternanze regolari di calcilutiti (Fig. 27 a) e marne siltose bruno-giallastre e calcilutiti laminate grigio scure con intercalazioni di brecce carbonatiche ($MUF_d$) con elementi di derivazione neritica, contenenti alghe calcaree, spugne (*Tu-*

PROGETTO CARG

*biphytes* sp.), idrozoi. Le calcilutiti sono *mudstone-wackestone* a radiolari, conodonti, lamellibranchi pelagici (halobidi). Localmente, nella porzione sommitale della successione si riscontrano intercalazioni dello spessore metrico di basalti a composizione alcalina (Fig. 26). Le marne contengono ostracodi e resti di pesce insieme a granuli di quarzo, pirite e mica.

La cronologia di questi depositi è definita da fossili caratteristici quali ammonoidi e conodonti (*Paragondolella polygnathiformis* Budurov & Stefanov,

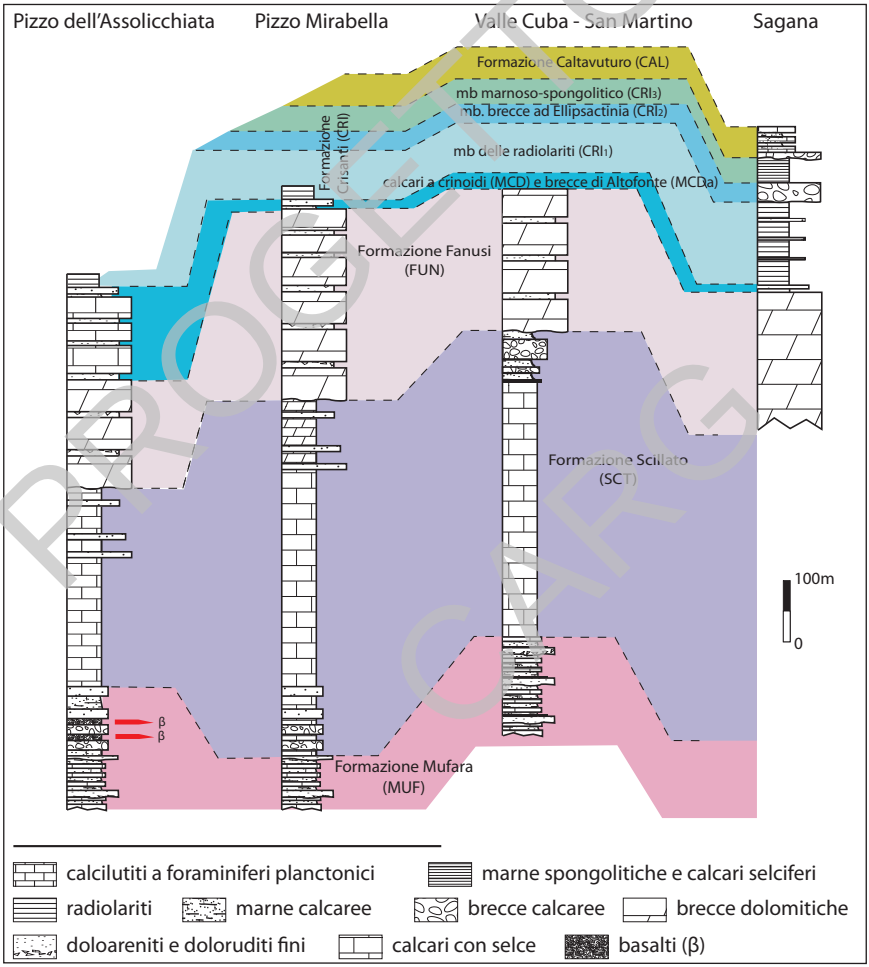



Fig. 26 - *Correlazione tra le unità litostratigrafiche di alcune sezioni del Bacino Imerese affioranti nel Foglio "Partinico-Mondello".*

*P. carpathica* Mock, *Gladigondolella tethydis* Huckriede), non sempre presenti. Sulla base della biostratigrafia a conodonti (biozone a *Gladigondolella tethydis* e a *Paragondolella polygnathiformis*) rinvenuti nei campioni prelevati dall'affioramento di Serra dell'Occhio viene riconosciuta un'età ascrivibile al Carnico medio-superiore (Gullo *et alii*, 1997).

Il limite inferiore, generalmente non affiorante, è rappresentato da una superficie tettonica (sovrascorrimento e/o scollamento) a scala regionale che limita inferiormente le unità tettoniche imeresi (vedi Titolo VII, Tettonica ed analisi strutturale e Fogli "Corleone" e "Caccamo", Catalano *et alii*, 2010 a, b e Foglio "Termini Imerese-Capo Plaia", Catalano *et alii,* 2011 b).

La formazione affiora in lembi ridotti nel settore più settentrionale e più estesamente, in successioni ettometriche, nel settore meridionale del Foglio. Negli affioramenti più settentrionali i ridotti lembi di Mufara si ritrovano in rapporto anomalo (contatto disarmonico) con i depositi dolomitici della formazione Fanusi come osservabile ai piedi del Pizzo Montanello, al Monte Saraceno e nei pressi di Carini. Sono stati cartografati a Valle Cuba-San Martino delle Scale, a Serra dell'Occhio, nei dintorni di Pioppo e nell'alta Valle dell'Oreto (ad ovest di Monte Lastri, a nord-est di Pizzo Assolicchiata tra Matassaro Renna e Pizzo della Nespola, presso l'abitato di Giacalone), nella regione orientale dell'alta Valle dell'Oreto (a Cozzo Paparina, Vigna d'Api, Cozzo Ferrera e Portella del Pozzillo). Nella regione di Punta della Moarda i depositi appaiono più marnosi, a Portella del Pozzillo sono stati misurati 100 m di spessore. Negli affioramenti più meridionali si incontrano in continuità con i calcari della soprastante formazione Scillato.

I corpi carbonatici risedimentati sono stati riconosciuti a Valle Cuba, ad est di Monte Gradara e a Cozzo Paparina (Fig. 27 b). In quest'ultimo affioramento nei

Fig. 27 a - *Calcilutiti e marne giallastre della formazione Mufara. Cozzo Paparina.*

PROGETTO CARG

frammenti di depositi di scogliera risedimentati è stata riconosciuta una associazione fossile (tra cui *Meandrospira cheni* (Ho), *Meandrospira dinarica* Kochansky-Devidè & Pantic), indicativa dell'intervallo Anisico-Ladinico (Senowbari-Daryan & Abate, 1986; Senowbari-Daryan & Di Stefano; 2001).

Le strutture sedimentarie indicano ambienti deposizionali di bacino-scarpata.

### 4.2.1.1. – Successione di San Martino delle Scale

Nella sezione naturale di Valle Cuba la Formazione Mufara presenta 150 m di calcilutiti e marne giallo-brunastre a lamellibranchi pelagici in cui si distinguono *mudstone-wackestone* grigio-giallastri con radiolari, halobidi e spicole di spugne in strati sottili, con laminazione piano-parallela e incrociata e strutture da *slumping*, alternate a marne e marne argillose giallo-brunastre contenenti ostracodi, radiolari, bioclasti. Detrito fine costituito prevalentemente da granuli di quarzo è presente in alcuni livelli. A questi litotipi, si intercalano brecce calcaree e calcareniti in banchi di *floatstone-rudstone* grigio-scuri (i cui elementi provengono dallo smantellamento di calcari di piattaforma di età Carnico e Ladinico) e *grainstone* in strati sottili con allineamento dei granuli e laminazioni piano-parallele. I corpi risedimentati clastico-carbonatici, che si presentano con giacitura discordante e geometrie tabulari con buona continuità laterale, sono organizzati in sequenze *thinning* e *fining upwards* e spesso mostrano al tetto dei singoli banchi stratali livelli mm-cm di croste arrossate per ossidi di Fe-Mn (*hardground*).

PROGETTO CARG

Fig. 27 b - *Megabrecce carbonatiche ad elementi di piattaforma, intercalate nelle calcilutiti e marne della Formazione Mufara. Cozzo Paparina.*

### 4.2.2. – *Formazione Scillato* **(SCT)**

Calcilutiti grigiastre con liste e noduli di selce e calcareniti laminate (Fig. 28 a) cui sono intercalati doloruditi e conglomerati (*pebbly conglomerates*, Fig. 28 b). La porzione più alta della successione presenta intercalazioni marnose in livelli decimetrici, di colore giallastro, caratterizzate da laminazione piano-paral-

Fig. 28 a - *Calcari a stratificazione sottile, liste e noduli di selce e, a luoghi, laminazioni piano-parallele della formazione Scillato. Pizzo dell'Assolicchiata.*

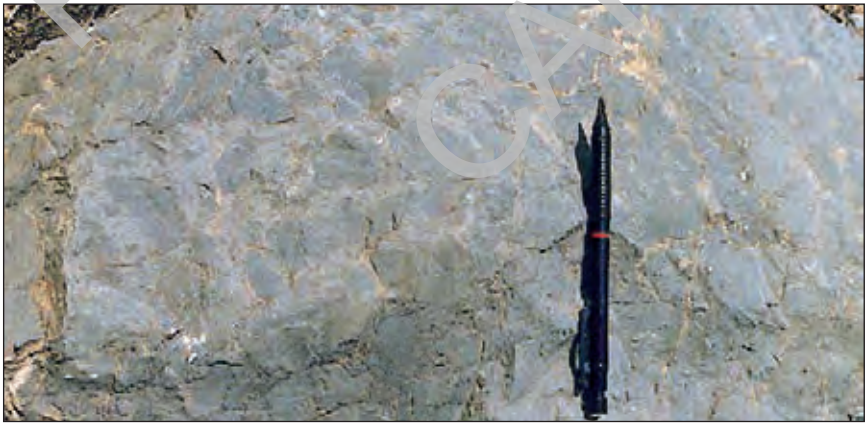


Fig. 28 b - *Conglomerati (*pebbly conglomerates*) ad elementi di micriti pelagiche, intercalati nella porzione sommitale della successione dei calcari con selce della formazione Scillato. Valle Cuba.*

PROGETTO CARG

lela evidenziata dalla concentrazione di ossidi ferrosi e manganesiferi dalla tipica colorazione rosso-nerastra. Limite inferiore netto e continuo sulle marne della Formazione Mufara, a luoghi con contatti disarmonici.

Questi depositi, contengono lamellibranchi pelagici (halobidi), radiolari, calcisfere, conodonti (*Paragondolella polygnathiformis* Budurov & Stefanov, *P. carpathica* Mock, *Epigondolella pseudodiebeli* Kozur, *Metapolygnathus communisti* Hayashi). La formazione è datata all'intervallo Carnico superiore-Retico sulla base della distribuzione stratigrafica delle halobie (Cafiero & De Capoa Bonardi, 1982), dei radiolari (De Wever *et alii*, 1979) e di associazioni a conodonti ricadenti nello schema biozonale di Kozur (1989).

La formazione affiora estesamente nel settore centro-meridionale del Foglio e precisamente nell'area del Monte Gradara, alla base della Montagna di Monreale, a Monte Renda, Altofonte, Punta della Moarda, Costa del Carpineto (riva destra dell'Oreto). La formazione è riconoscibile anche in un'ampia fascia NO-SE a Cozzo Busino, Pizzo della Nespola, Monte Matassaro Renna (particolarmente indicato per uno studio petrografico) e nel Vallone della Chiusa (Pizzo Mirabella) ove Caflisch (1966) misura spessori dell'ordine di 500 m. Lo stesso Autore distingue questi depositi dagli equivalenti affioranti nelle Madonie grazie al maggiore contenuto dolomitico (soprattutto nella parte alta della successione) e preferisce definire una nuova unità con il nome di formazione Mirabella. In realtà questi depositi rientrano nella variabilità litologica espressa dalla f.ne Scillato.

Nella regione di Altofonte la porzione superiore è rappresentata da calcilutiti grigio-biancastre contenenti gasteropodi e da dolomie grigio-verdi ben stratificate in strati e banchi, affioranti a Costa del Carpineto con spessori di 250 m.

Ambiente di sedimentazione di mare profondo.

Barreca *et alii* (2010) attribuiscono gli affioramenti della f.ne Scillato del settore di Pelavet (immediatamente a sud del Foglio) ad una non documentata "unità di transizione panormide-ionide". La scelta appare arbitraria considerato che non esiste alcuna soluzione di continuità tra gli affioramenti di calcari con selce triassici (tutti appartenenti alla f.ne Scillato) di Pelavet, e quelli presenti a Monte Gradara, Costa del Carpineto, etc. (settore meridionale del Foglio "Partinico-Mondello"). Le due sezioni sono fisicamente continue e correlabili lateralmente.

#### 4.2.2.1. – Successione di Valle Cuba

Nell'area di Valle Cuba-San Martino delle Scale affiora, con buona esposizione, una successione (Fig. 29), valida come sezione di riferimento per la definizione delle caratteristiche litostratigrafiche della formazione (Basilone, 2012). Ivi si riconoscono due porzioni litologicamente distinguibili: i) quella inferiore mostra

PROGETTO CARG

dei calcari selciosi, fittamente stratificati con poche intercalazioni marnose, localmente dolomitizzati con laminazioni piano-parallele e talora oblique, strutture da *slumping*. Questa porzione della successione culmina con un livello, distribuito irregolarmente, di una crosta di colore rosso-violetto di ossidi di Fe-Mn (*hardground*). Le calcilutiti sono *wackestone-packstone* con rari halobidi, spicole di spugna, ostracodi e conodonti che si alternano con *mudstone* a radiolari ed *Halobia* sp. Sulla base della biostratigrafia a conodonti (Kozur, 1989) la porzione inferiore è databile all'intervallo Carnico superiore-Norico inferiore; ii) nella porzione superiore calcilutiti grigie si intercalano a doloareniti rosse, marne giallastre e conglomerati grano-sostenuti che diventano fango-sostenuti verso l'alto. Le marne e le doloareniti contengono radiolari e conodonti bruni risedimentati solo localmente. Gli elementi dei conglomerati intraformazionali sono frammenti di carbonati pelagici, spesso arrotondati, che provengono da vari livelli stratigrafici: i più antichi hanno un'età ladinica, documentata dal ritrovamento dei conodonti *Gondoletus hailei* Rafek e *Gladigondolella tethydis* (Huckriede). Anche la matrice contiene conodonti neritici di età Ladinico - Carnico inferiore.

Povero risulta invece il contenuto fossilifero della porzione superiore che non permette una sua precisa datazione; quando correlata litostratigraficamente con la successione della vicina area di Santa Caterina, nell'adiacente Foglio "Palermo," potrebbe essere assegnata al Norico superiore.

Lungo la sezione descritta si osservano sia il limite stratigrafico inferiore, che è una superficie di continuità con caratteri di transizione alle marne e calcilutiti della F.ne Mufara, sia quello superiore rappresentato da una superficie di erosione sottomarina su cui seguono in discordanza i litotipi dolomitici della f.ne Fanusi.

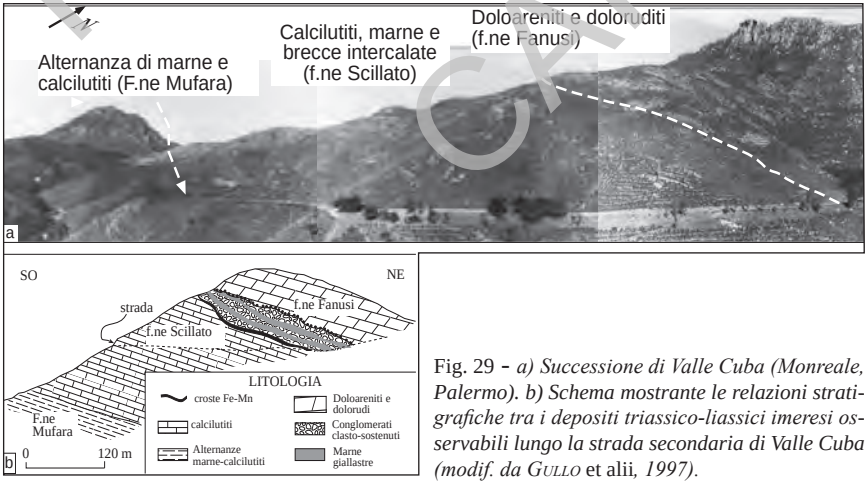



Fig. 29 - *a) Successione di Valle Cuba (Monreale, Palermo). b) Schema mostrante le relazioni stratigrafiche tra i depositi triassico-liassici imeresi osservabili lungo la strada secondaria di Valle Cuba (modif. da Gullo* et alii*, 1997).*

PROGETTO CARG

4.2.3. – *Formazione Fanusi* **(FUN)**

Brecce dolomitiche, doloruditi e doloareniti bianco-grigiastre gradate e laminate, dolosiltiti laminate e marne giallo-verdastre a giacitura lenticolare. Tali depositi si presentano anche come dolomie massive, farinose e mal stratificate. L'età, Liassico inferiore, è generalmente desunta dalla posizione stratigrafica.

Nella successione di Valle Cuba sono ben individuabili i caratteri diagnostici riconosciuti anche nella regione tra Monte Fior dell'Occhio, Montagna Lunga di Sagana, Monte Renda, Monte Gibilmesi (Catalano & Di Maggio, 1996). Nella regione a NE di Monreale, ad Altofonte, lungo il fronte di Monte Mirabella e nell'area di Gradara-Monte Mirto, si misurano spessori significativi della formazione (fino a 300 m).

Il limite inferiore della formazione è una superficie di erosione sottomarina che evidenzia uno iato erosivo nei calcari con selce della formazione Scillato. L'appoggio in discordanza (*downlap*) erosiva, è osservabile a Valle Cuba, lungo il versante orientale della Valle dell'Oreto (Altofonte), Punte della Moarda, Costa del Carpineto e Vallone della Chiusa. Il limite è difficilmente discernibile dove l'effetto della dolomitizzazione interessa i livelli della porzione sommitale della formazione Scillato. Il limite superiore della formazione è localmente definito dalla superficie di discordanza sulla quale poggia l'unità dei calcari a crinoidi e brecce di Altofonte (di età Liassico medio-superiore).

I depositi della formazione Fanusi sono interessati da un'intensa dolomitizzazione che non sempre consente di distinguere i materiali risedimentati. Questi ultimi, quando visibili, indicano la provenienza da aree di margine-scogliera e/o bacinali. Per lo stesso motivo non sono riconoscibili i fossili. Questi depositi sono stati attribuiti ad ambienti di scarpata (Scandone *et alii*, 1972; Abate & Catalano, 1974) o base di scarpata di tipo *apron* carbonatico (Basilone, 2009 a).

Le litologie di Monte Saraceno e Pizzo Montanello sono dolomie, brecce dolomitiche e calcari dolomitici gradati e mal stratificati, talvolta vacuolari, spesso farinosi alla base. I caratteri delle facies corrispondono a quelle dei depositi inseriti nelle successioni triassico-giurassiche di mare profondo, tipiche del Bacino Imerese, osservabili ad esempio nel settore di S. Martino delle Scale, dove poggiano sui calcari pelagici dolomitizzati della formazione Scillato e nell'area di Monte Cuccio-Monreale, dove sono ricoperti stratigraficamente dai termini giurassici della formazione Crisanti. Le dolomie affioranti a Monte Saraceno e Pizzo Montanello, precedentemente attribuite e cartografate come terreni della piattaforma Panormide (Abate *et alii*, 1978; Catalano *et alii*, 1979; Nigro & Renda, 1999), mostrano i caratteri sedimentologici di una scarpata, equivalenti alle dolomie inserite nella successione Imerese, ed attribuite alla formazione Fanusi (Catalano & Di Maggio, 1996; Catalano *et alii*, 2000).

PROGETTO CARG

### 4.2.4. – *Calcari a crinoidi* **(MCD)** *e brecce di Altofonte* **($MCD_a$)**

Calcareniti grigiastre a frammenti di crinoidi alternate a marne argillose encrinitiche grigio-verdastre ed intercalazioni plurimetriche lentiformi di biocalcareniti giallastre e calciruditi risedimentate prevalentemente litoclastiche del Liassico medio-superiore. Il litosoma si presenta come un'alternanza di marne e calcareniti in strati medio-sottili (Figg. 30 a, b). Le marne contengono oltre ai frammenti di crinoidi, spicole di spugne e radiolari. Nei livelli calcarei si riconoscono abbondanti piastrine di crinoidi dal tipico contorno pentagonale (*Pentacrinus* sp.).

I corpi clastico-carbonatici ($MCD_a$) presentano frammenti spigolosi di piattaforma carbonatica con spugne, alghe, crinoidi, brachiopodi (Figg. 30 c, d). A luoghi, si rinvengono brecce gradate, calcareniti laminate dello spessore metrico, rappresentanti una sequenza torbiditica (Fig. 31). Spessori complessivi 10-80 m. Sono ben osservabili lungo la strada per Piana degli Albanesi dove la base della successione è stata attribuita al Sinemuriano sulla scorta di foraminiferi bentonici (Bartolini *et alii*, 2002).

Nell'affioramento di Pizzo dell'Assolicchiata (settore meridionale del Foglio) le brecce calcaree poggiano direttamente sui calcari con selce della f.ne Scillato. Gli elementi, costituiti da calcareniti con frammenti di scogliera (biofacies a spugne) o micriti con lamellibranchi (*Megalodon* sp.), derivano dalla frammentazione di un'adiacente area di piattaforma carbonatica del Mesozoico inferiore.

L'unità è quasi sempre compresa tra il tetto della formazione dolomitica Fanusi e le successioni radiolaritiche della formazione Crisanti. Limite inferiore discordante, raramente, anche sui calcari della formazione Scillato.

### 4.2.5. - *Formazione Crisanti*

Argilliti silicee, radiolariti (*bedded cherts*), calcari selciferi, marne spongolitiche, marne calcaree con intercalazioni di potenti corpi di calcari risedimentati e brecce carbonatiche, derivanti dalla frantumazione di un'originaria piattaforma carbonatica e del suo margine (piattaforma carbonatica Panormide secondo differenti Autori).

Nell'area del Foglio e in generale nei Monti di Palermo la formazione Crisanti è rappresentata da tre dei 4 membri della successione completa (Basilone, 2000; 2012), cartografati nei Monti delle Madonie e nei Monti di Termini Imerese e Trabia (Sicilia centro-settentrionale) ricadenti nei Fogli "Termini Imerese-Capo Plaia" (Catalano *et alii*, 2011 b) e "Caccamo" (Catalano *et alii*, 2010 b). I tre membri affioranti nell'area del Foglio "Partinico-Mondello" ricadono nell'intervallo Giurassico-Cretacico inferiore.

PROGETTO CARG

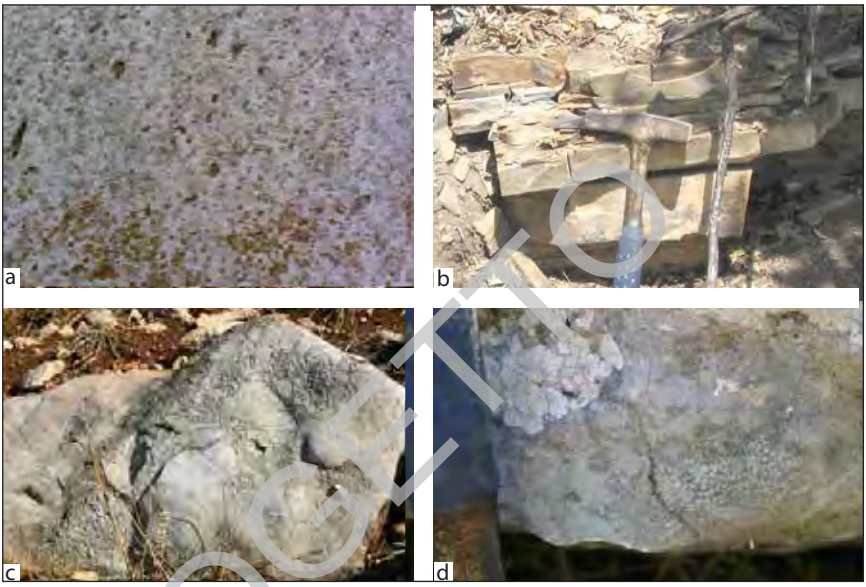



Fig. 30 - *Litofacies dei "calcari a crinoidi e brecce di Altofonte", affioranti rispettivamente nell'area di Altofonte e Pizzo dell'Assolicchiata. a) calcareniti encrinitiche e b) calciruditi grigie alternate a marne e marne argillose grigio verdastre (MCD). C.zzo Meccini; c), d) brecce calcaree e calcareniti bioclastiche ($MCD_a$) con elementi di piattaforma carbonatica (frammenti di spugne, coralli e gasteropodi) provenienti dallo smantellamento del margine della Piattaforma Panormide.*

Fig. 31 - *Strato torbiditico dello spessore metrico caratterizzato da strutture gradate (Ta) e laminate (Tc), nei livelli a crinoidi di $MCD_a$. Piana degli Albanesi.*

PROGETTO CARG

Le litofacies riferibili alla formazione affiorano a nord dell'abitato di Altofonte (Cozzo Meccini) e a sud-ovest (tra Punte della Moarda e Costa del Carpineto), nella regione di Pioppo e a Monte Gradara; ridotti affioramenti si rinvengono nell'area a sud di Pizzo Mirabella (Masseria Procura) e di Sagana. Nel complesso le potenze affioranti non superano i 250 metri.

La base della formazione può essere osservata nella regione a nord di Piana degli Albanesi dove le radiolariti del membro inferiore poggiano in discordanza (*onlap*) sui calcari a crinoidi e brecce di Altofonte.

Il limite superiore è rappresentato dal passaggio stratigrafico del membro marnoso-spongolitico ai calcari marnosi della formazione Caltavuturo. Questo limite corrisponde ad una lacuna comprendente buona parte del Cretacico superiore.

I tre membri riconosciuti sono di seguito descritti.

### 4.2.5.1. – formazione Crisanti – membro delle radiolariti **(CRI$_1$)**

Radiolariti e argilliti silicee nere e giallo-verdastre, a luoghi laminate (Fig. 32). Il contenuto fossilifero è rappresentato quasi esclusivamente da radiolari, spicole di spugna e foraminiferi bentonici (*Lenticulina varians* Bornemann, *Nodosaria fontinensis* Terquem, *Dentalina mucronata* Neugeboren). Nei pressi di Ntor Mitsi (Piana degli Albanesi) sono stati misurati circa 80 m di radiolariti, mentre a Monte Dingoli, le stesse raggiungono spessori visibili di 30 m. Il membro delle radiolariti viene riferito all'intervallo Liassico superiore (Toarciano superiore)-Malm (Titonico inferiore).

Fig. 32 - *Successione di radiolariti e argilliti silicee nere del membro inferiore della formazione Crisanti (CRI$_1$). Piana degli Albanesi.*

PROGETTO CARG

### 4.2.5.2. – formazione Crisanti – membro delle brecce ad *Ellipsactinia* **(CRI$_2$)**

Brecce calcaree e biocalcareniti grigie in banchi metrici (Figg. 33 a, b) a luoghi alternati a livelli marnosi centimetrici. Il corpo roccioso, generalmente con geometrie lenticolari è potente mediamente circa 30 m, fino agli 80 m.

La componente fossilifera è costituita da bioclasti di *Ellipsactinia* sp. (Fig. 33 c), lamellibranchi, crinoidi, alghe (*Clypeina jurassica* Favre) e coralli (Fig. 33 d). Talora nella scarsa matrice presente si riconoscono foraminiferi (*Trocholina alpina* Leupold) e tintinnidi (*Calpionella elliptica* Cadisch). L'età di questo corpo risedimentato ricade nell'intervallo Titonico superiore-Neocomiano.

Il membro CRI$_2$ affiora estesamente nel settore compreso tra Altofonte e Pioppo e si rinviene a Sagana, Skjadha, Vernace. Il limite inferiore è una superficie di erosione e discordanza (*downlap*) sulle radiolariti giurassiche (CRI$_1$).

Ambiente deposizionale di scarpata in cui i materiali di derivazione neritica venivano trasportati verso il bacino mediante processi gravitativi tipo *debris flow* (Basilone, 2009 a).

### 4.2.5.3. – formazione Crisanti – membro marnoso-spongolitico **(CRI$_3$)**

E' rappresentato da argilliti silicee di color oliva o policrome, alternate a marne silicee rosso-vinaccia, calcari selciosi stratiformi e radiolariti in livelli centimetrici (Fig. 34). Calcareniti risedimentate spesso in corpi tabulari o lenticolari (Fig. 34 b) con base erosiva, contenenti frammenti di alghe, coralli, rudistidi ed orbitoline (*Orbitolina paronai* Raineri), si intercalano nella parte alta della successione. Lo spessore del membro varia tra 20 e 60 metri.

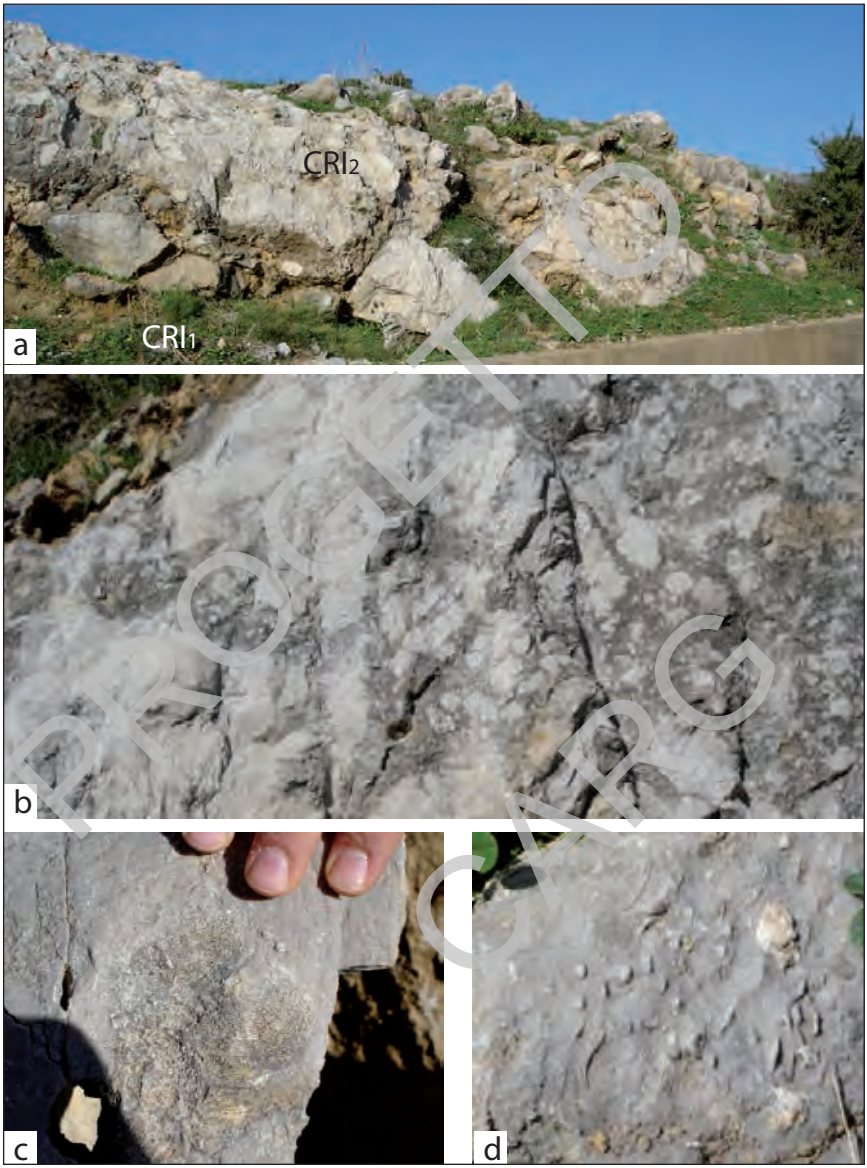
Questi depositi contengono biofacies a spicole di spugne, radiolari, ostracodi e foraminiferi planctonici (*Ticinella primula* Luterbacher) e bentonici (*Dorothia gradata* Berthelin, *D. filiformis* Berthelin, *D. oxycona* Reuss, *Marginulina planiscula* (Reuss), *Saracenaria* cf. *forticosta* Bettenstaedt) e sono riferibili al Cretacico inferiore (Hauteriviano-Albiano).

Limite inferiore discordante (*onlap*) sulle brecce ad *Ellipsactinia* (CRI$_2$). Ambienti di scarpata deposizionale-bacino.

### 4.2.6. – *Formazione Caltavuturo* **(CAL)**

Calcilutiti e calcari marnosi alternati a marne argillose rossastre che passano verso l'alto ad alternanze di marne e calcari marnosi, dal rosso al bianco, in strati

PROGETTO CARG




PROGETTO CARG

Fig. 33 - *Membro delle brecce ad* Ellipsactinia *($CRI_2$) della formazione Crisanti. a) calcari a tessitura brecciata ($CRI_2$) in contatto erosivo sulle marne radiolaritiche del membro inferiore ($CRI_1$); b) dettaglio della tessitura delle brecce calcaree ad* Ellipsactinia *($CRI_2$); elementi bioclastici delle brecce: c) grosso frammento di* Ellipsactinia *sp., d) frammenti di coralli coloniali. Sagana (Montelepre).*

centimetrici con laminazioni piano-parallele. Intercalazioni di biocalcareniti lenticolari a macroforaminiferi (*Nummulites partschi* De La Harpe, *N. praelucasi* Douville, *Lepidocyclina* spp.). Le principali litofacies descritte sono state campionate a C.zo Ferrera, Pioppo, Alta Valle dell'Oreto, a sud di Monte Renda. Lo spessore massimo affiorante è di circa 130 metri.

E' stata riconosciuta una fauna a foraminiferi planctonici (*Globigerina* sp., *Morozovella velascoensis* (Cushman), *M. subbotinae* Morozova, *M.* gr. *formosa gracilis* Bolli, *Turborotalia cerroazulensis* Toumarkine & Bolli) e nannofossili calcarei (*Fasciculithus tympaniformis* Hay & Mohler, *Discoaster multiradiatus* Bramlette & Riedel, *Discoaster saipanensis* Bramlette & Riedel, *Discoaster barbadiensis* Bramlette & Riedel, *Sphenolithus predistentus* Bramlette & Wilcoxon), radiolari e spicole di spugna. In particolare, l'analisi biostratigrafica a foraminiferi planctonici (biozone a *Morozovella subbotinae,* a *Morozovella formosa formosa*, a *Morozovella aragonensis*, a *Turborotalia cerroazulensis*) individua l'intervallo Paleocene - Eocene; la biostratigrafia a nannofossili permette di datare la base ed il tetto affioranti di questa formazione rispettivamente al Paleocene superiore (biozona a *Fasciculithus tympaniformis,* NP 5 e a *Discoaster multiradiatus*, NP 9) ed all'Oligocene inferiore (biozona a *Sphenolithus predistentus*, NP 23); le altre forme riconosciute ricadono nelle biozone a *Nannotetrina sublodensis* (NP 14), a *Nannotetrina fulgens* (NP 15), a *Sphenolithus pseudoradians* (NP 20), indicative dell'intervallo Eocene medio-superiore. Permangono incertezze sull'età della base della formazione ritenuta senoniana da alcuni Autori (Caflisch, 1966) e paleogenica nella presente stesura.

Fig. 34 - *Argilliti, radiolariti e spongoliti con intercalate calcareniti (particolare in b) con frammenti di rudistidi e foraminiferi bentonici; membro marnoso spongolitico della f.ne Crisanti ($CRI_3$). Sagana.*

PROGETTO CARG

Limite inferiore di discordanza con i sottostanti terreni della f.ne Crisanti (membro marnoso-spongolitico). Ambiente di bacino e scarpata deposizionale.

### 4.3. – Depositi della Piattaforma Carbonatica Panormide

I terreni riferibili al Dominio Panormide affiorano estesamente nel settore settentrionale del Foglio "Partinico-Mondello", dove costituiscono i principali rilievi dei Monti di Palermo e sono riconoscibili lungo il settore costiero compreso tra Mondello e Terrasini e nel suo *offshore* (Fig. 2).

Le successioni della piattaforma carbonatica Panormide (Fig. 35) sono costituite da dolomie, calcari dolomitici con megalodontidi e calcari stromatolitici passanti con rapporti di eteropia di facies a biolititi a spugne, alghe e coralli del Triassico superiore-Liassico inferiore; biocalcareniti silicizzate e calcareniti a crinoidi del Liassico superiore, calcilutiti a pelecipodi pelagici, calcari nodulari ad ammoniti e belemniti del Dogger-Malm; calcari ad alghe e molluschi e calcari loferitici, passanti lateralmente a calcareniti e brecce ad *Ellipsactinia* del Malm-Neocomiano; biocalcareniti a requienidi e calcareniti oolitiche del Cretacico inferiore; calcari a rudiste e foraminiferi bentonici e biolititi a caprinidi del Cretacico superiore; calcilutiti e marne a foraminiferi planctonici (globotruncane e globorotalie) del Cretacico superiore-Eocene; calcareniti a macroforaminiferi e briozoi dell'Eocene medio-superiore. Su queste successioni si rinvengono, spesso con un contatto di scollamento, i terreni oligo-miocenici del flysch Numidico.

Sulla base degli studi di facies precedentemente pubblicati (Catalano *et alii*, 1974 a, b; Abate & Catalano, 1974; Abate *et alii*, 1977, 1978; Di Stefano, 1981 b; 1990; Di Stefano *et alii*, 2002 a), che avevano consentito di differenziare depositi carbonatici di diverso ambiente deposizionale triassico (Figg. 36, 37) e delle analisi di facies e litostratigrafiche estese all'intero intervallo Triassico superiore-Eocene, sono state distinte varie successioni tipo (Fig. 35). Queste ultime conservano, dal punto di vista ambientale, le caratteristiche di una piattaforma interna (laguna di retroscogliera, piana tidale) e di aree di scogliera della originaria Piattaforma Carbonatica Panormide.

Dalle più antiche sono state distinte le seguenti unità (Fig. 35):

#### 4.3.1. – *Formazione Sciacca* (**SIA**)

Dolomie e dolomie calcaree biancastre vacuolari e farinose o a stratificazione massiva, dolomie stromatolitiche e livelli decimetrici di marne giallastre generalmente sterili. In taluni settori (successione di Monte Gallo) si riconoscono

PROGETTO CARG

dolomie massive con rari Megalodontidi anche di grosse dimensioni, fantasmi di gasteropodi, alghe e coralli alternate a laminiti stromatolitiche.

L'unità litostratigrafica affiora alle pendici di Monte Gallo, lungo il litorale tra Mondello e Sferracavallo e nelle adiacenti aree sommerse (vedi Fig. 16), con spessori compresi tra 50 e 200 m. Affiora, inoltre, lungo il versante orientale di Pizzo Manolfo, a Cozzo di Paola e Cozzo San Rocco, con spessori che raggiungono i 300 m e nel settore di Monte Palmeto e Vallone delle Fastuche.

Il limite inferiore dell'unità non è affiorante: quello superiore corrisponde ad una superficie di paraconcordanza con i calcari della formazione Capo Rama o ad una superficie irregolare di erosione con rapporti di discontinuità e discordanza geometrica (*angular unconformity,* Basilone, 2009 a) con i depositi giurassici bauxitici o con i calcari di Pizzo Manolfo (Monte Gallo, Fig. 38).

PROGETTO CARG

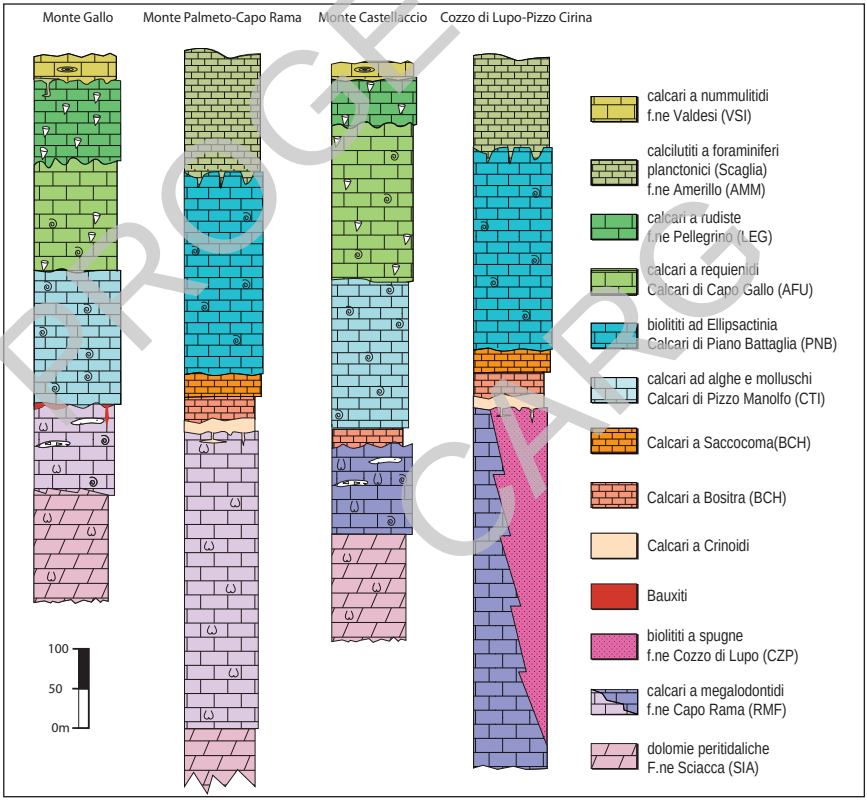



Fig. 35 - *Sezioni colonnari delle successioni tipo Meso-Cenozoiche della Piattaforma Carbonatica Panormide affioranti nei Monti di Palermo.*

L'età di questi depositi, sulla base della scarsa fauna fossile ritrovata e degli studi paleontologici a carattere regionale (Gemmellaro, 1880), viene riferita al Triassico superiore (Norico-Retico *p.p.*).

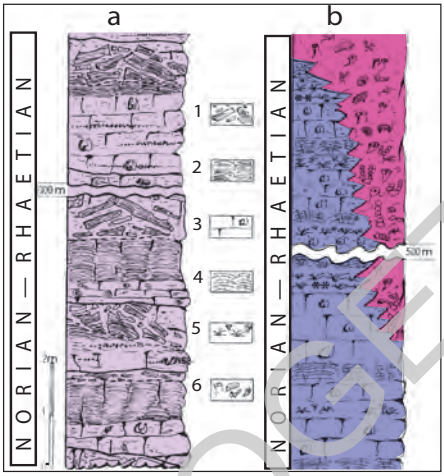



Fig. 36 - *Sequenze cicliche di facies nei depositi triassici della Piattaforma Carbonatica Panormide: a) cicli peritidali nella formazione di Capo Rama (RMF); b) cicli di laguna esterna (calcari di Costa Ginestra, RMF ) con transizione latero-verticale ai depositi di scogliera (formazione Cozzo di Lupo, CZP). Legenda: 1) brecce loferitiche e stromatolitiche; 2)* boundstone *stromatolitici: 3)* grainstone-packstone *ad alghe e megalodontidi; 4)* bafflestone *a cianoficee porostromata; 5)* boundstone *a coralli; 6)* boundstone *a spugne (modif. da* Abate et alii, *1977)*

Fig. 1. Facies map of the upper Triassic carbonate deposits (Panormide Carbonate platform) in the Palermo Mountains

| *Environment* | *Lithofacies* |
|---|---|
| Tidal flat | A) Algal mat dolomitic limestones |
| | B) Loferitic breccias |
| Back reef lagoon | C) Dolomitic limestones and calcareous dolomites with Megalodonts |
| | D) Coral biolithites |
| | E) Algal biolithites |
| Reef complex | F) Dolomitized spongid biolititthes |
| | G) Dolomitic biocalcirudites and biocalcarenites |
| | H) Intrabioclastic dolorudites |
| Slope | I) Slope deposits |

Fig. 37 - *Distribuzione delle facies dei depositi triassici Panormidi nei Monti di Palermo (da* Abate et alii, *1977).*

PROGETTO CARG

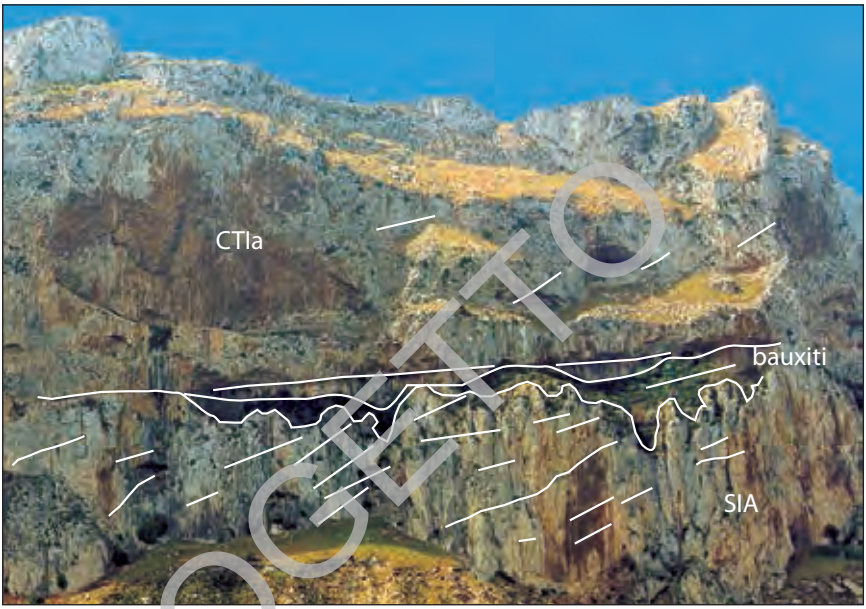



Fig. 38 - *Rapporti stratigrafico-fisici lungo il versante settentrionale di Monte Gallo dove è osservabile la superficie di* angular unconformity *situata tra le dolomie della F.ne Sciacca (SIA) e i calcari di Pizzo Monolfo (CTI). Nelle conche erosive depositi bauxitici (da* Basilone, *2009 a).*

Gli ambienti di sedimentazione sono quelli di una piattaforma carbonatica (piana tidale e laguna di retroscogliera) interessata saltuariamente da apporti terrigeni da probabili aree continentali.

### 4.3.2. – *Formazione Capo Rama* **(RMF)**

L'unità è costituita da calcari e calcari dolomitici grigio-biancastri a megalodontidi (Fig. 39 a) in banchi metrici con, a luoghi, numerose cavità paleocarsiche colmate da siltiti giallo-rossastre; dolomie stromatolitiche e loferitiche e brecce loferitiche (strutture a *tepee*). Locali intercalazioni di biolititi a coralli (Fig. 39 b) e livelli di pisoliti vadose (Fig. 39 c). Questi depositi risultano organizzati in cicli *shallowing upwards* (cicli peritidali e subtidali). Spessori affioranti 400-500 m.

La successione tipo della formazione di nuova istituzione è ben esposta lungo la falesia di Capo Rama (Terrasini) dove è stata studiata in dettaglio da Catalano *et alii* (1974 a, b).

Il contenuto fossilifero è rappresentato da gasteropodi, grossi esemplari di

PROGETTO CARG

megalodontidi (*Megalodon* cf. *gumbeli* Stoppani, *M.* cf. *gemmellaroi*, *Dicerocardium* cf. *curioni* Stoppani) in posizione di crescita o localmente rielaborati (Fig. 39 a), ammoniti (*Rhabdoceras suessi* Hauer, *Pinacoceras* sp.), gasteropodi, coralli (*Retiophillia paraclatrata* Roniewicz, *Astreomorpha confusa* Winkler), foraminiferi bentonici (*Alpinophragmium* sp., *Aulotortus* sp., *Glomospira* sp., *Triasina* sp.) ed arenacei, microproblematici (*Bacinella irregularis* Radoicic, *Lithocodium* sp., *Aeolisaccus* sp., *Tubiphytes* sp.). Il contenuto algale è dato da *Cayeuxia* sp., *Ortonella* sp., *Zonotrichites* sp., alghe rosse (solenoporacee ramose, talli nodulari di *Solenopora styriaca* Flügel, *Parachetetes maslovi* Flügel) e rare dasycladacee tra cui *Griphoporella curvata* Gümbel, *Diplopora tubispora* Ott, *D. borzai* Bystricky, *Heteroporella macropora* Di Stefano & Senowbari-Daryan, *H. micropora* Di Stefano & Senowbari-Daryan, *H. zankli* Ott, *Teutloporella* cf. *T. echinata* Ott e rare *Diplopora adnetensis* Flügel (Abate *et alii*, 1977 e Di Stefano & Senowbari-Daryan, 1985).

Sulla base della fauna a molluschi, dell'associazione ad ammoniti (biozona a

PROGETTO CARG

Fig. 39 – *Litofacies della formazione Capo Rama (RMF) affioranti a Monte Gallo. a) calcari grigiastri dolomitizzati con grandi megalodontidi in posizione di crescita; b) calcari grigiastri dolomitizzati con livelli di biolititi a coralli (*patch reef*); c) livelli centimetrici di pisoliti vadose disposte parallelamente ai piani di strato; d) calcari dolomitici grigiastri con livelli di brecce nere.*

*Rhabdoceras suessi* del Norico superiore) e della flora ad alghe (*Giroporella vesiculifera* Gümbel *Griphoporella curvata*, *Diplopora adnetensis* Flügel, *Heteroporella zankli* Ott) e di idrozoi (*Heterastridium conglobatum*) la formazione è stata riferita all'intervallo Norico – Retico *p.p.* Il riconoscimento, nei livelli sommitali della successione affiorante nell'area di Monte Gallo, di alcune forme fossili, quali *Involutina liassica* Jones e *Thaumatoporella parvovesiculifera* (Raineri), permette di estendere l'età dell'unità fino al Liassico inferiore.

A Cozzo Cugno (nei pressi del centro abitato di Torretta, a NO di Cozzo di Lupo, settore nord orientale del Foglio) si rinvengono calcari con una ricca fauna a brachiopodi (Fig. 40) al tetto di questi depositi. Le collezioni raccolte da G.G. Gemmellaro (1872-82) e conservate al Museo di Geologia dell' Università di Palermo sono state studiate da Tricomi (1939) e successivamente utilizzate da Voros *et alii* (1987) per datare al Pliensbachiano inferiore (Carixiano) la porzione sommitale della successione di piattaforma carbonatica.

L'unità litostratigrafica affiora alle pendici del rilievo di Pizzo Impiso e Pizzo Vuturo nel versante occidentale di Monte Gallo con spessori variabili tra 0 e circa 150 m (Fig. 41) e più estesamente, al Monte Castellaccio, Monte Palmeto, Capo Rama (area tipo), Monte Pecoraro, dove gli spessori raggiungono i 500 metri.

Limite inferiore paraconcordante con le dolomie della Formazione Sciacca. Il limite superiore può essere una superficie irregolare di erosione subaerea che mostra una troncatura erosiva discordante di almeno 10° rispetto alla stratificazione e su cui giacciono argille rosse bauxitiche e *mudstone* micritici grigio-rossastri a gasteropodi di età Giurassico superiore (Monte Gallo); alternativamente può corrispondere ad una superficie di *drowning unconformity* caratterizzata da croste ferro-manganesifere (*hardground*) su cui poggiano in discordanza (*onlap*) i depositi di mare profondo appartenenti ai depositi giurassici della formazione Buccheri, quali i calcari nodulari ad ammoniti (successione di Monte Palmeto), o i calcari peritidalici di Pizzo Manolfo (successioni di Monte Castellaccio e di Monte Gallo).

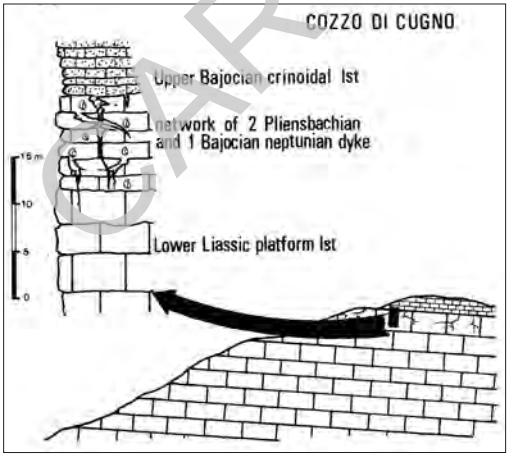



Fig. 40 - *Sezione interpretativa dei calcari del Liassico superiore e Dogger di Cozzo Cugno (da Voros* et alii*, 1987). Nel testo i dettagli.*

Il tetto dell'unità è carat-

PROGETTO CARG

terizzato da una fitta rete di dicchi nettuniani colmati da calcareniti a crinoidi e brachiopodi (Cozzo Cugno, Monte Gallo, Monte Pecoraro), brecce intra-formazionali e calcari rossi ad ammoniti (Monte Palmeto, Costa della Ginestra-Cozzo di Lupo). A Cozzo Cugno sono stati riconosciuti numerosi filoni sedimentari organizzati in un reticolo con fessure orizzontali e verticali (Fig. 40). Il materiale di riempimento, costituito da calcilutititi e calcareniti a crinoidi, viene datato al Pliensbachiano e al Bajociano sulla base delle determinazioni di Voros *et alii* (1987).

Le facies sedimentarie di questa unità litostratigrafica sono indicative di un ambiente di piattaforma carbonatica interna costituita da un'ampia laguna di retroscogliera, dove proliferavano abbondanti *patch reef*, bordata da una piana tidale progradante i cui depositi erano soggetti ciclicamente ad erosione ed alterazione *in situ* per esposizione subaerea.

La successione stratale è organizzata in banchi con spessore regolare che racchiudono sequenze di facies con *trend* regressivi. Le configurazioni geometrico-stratali dell'intera successione mostrano andamenti aggradanti e progradanti.

#### 4.3.2.1. – Successione di Capo Rama

La successione tipo della formazione è ben esposta lungo la falesia di Capo Rama (Fig. 42 a) dove è stata studiata nel dettaglio da Catalano *et alii* (1974 a, b).

L'area di Capo Rama è stata oggetto di tutela fin dal 1968 da parte del Comune di Terrasini come "Biotopo di inestimabile valore". Successivamente, in attuazione del Piano Regionale dei Parchi e delle Riserve della Regione Siciliana, è stata istituita la Riserva Naturale Orientata Capo Rama, ad oggi censita anche tra le aree protette europee. Più recentemente il promontorio di Capo Rama (contrassegnato in carta con il simbolo ▲10) è stato inserito nell'elenco dei "Geositi" italiani e dichiarato, dall'Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale (ISPRA), meritevole di tale riconoscimento per la presenza di un'importante facies geologica del Triassico superiore.

Lungo la successione affiorante sono state distinte diverse litofacies, tra loro organizzate in ciclotemi loferitici, così distinte dal basso di ogni ciclo:

a) calcari e calcari dolomitici a megalodontidi (litofacies subtidalica); questa litofacies, il cui spessore varia tra i 50 e i 150 cm per ogni ciclo, è caratterizzata dalla presenza di grossi lamellibranchi (Fig. 42 b), oncoliti (Fig. 42 d), *coated grains* e strutture diagenetiche vadose (Fig. 42 f). Sono dei *wackestone-packstone* e subordinatamente *grainstone* i cui granuli carbonatici risultano costituiti principalmente da bioclasti, rappresentati da frammenti e gusci interi di lamellibranchi, gasteropodi, coralli, ammoniti, alghe (Fig. 42 e), peloidi (soprattutto *pellets* fe-

PROGETTO CARG

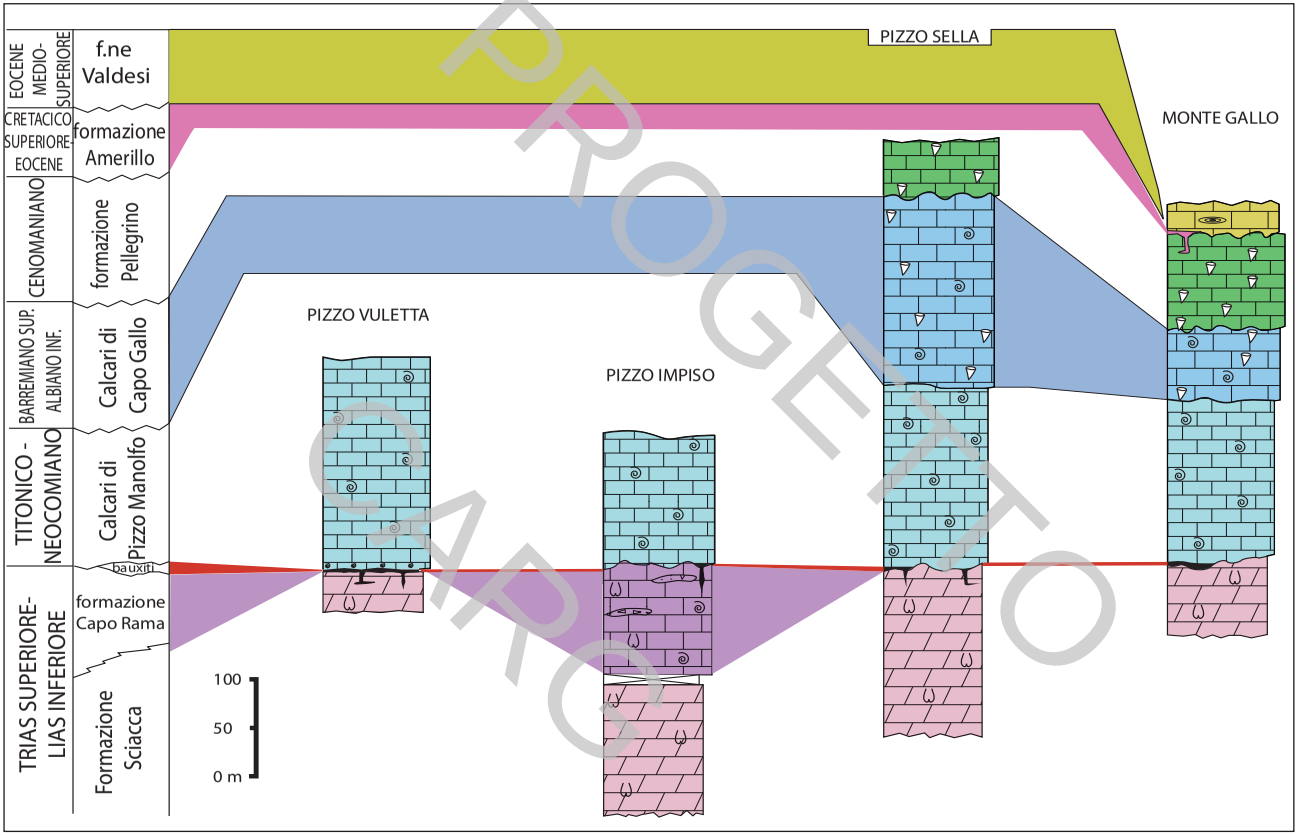



Fig. 41 - *Sezioni colonnari della successione Meso-Cenozoica di Piattaforma Panormide, misurate e correlate dagli affioramenti a Monte Gallo.*

cali), intraclasti (per lo più subarrotondati che testimoniano la rielaborazione del sedimento ad opera di un moto ondoso sempre di modesta energia) ed oncoliti (particelle di forma irregolare a sezione subcircolare, costituite da un nucleo orlato da lamine micritiche derivanti dal ricoprimento biogenico ad opera di alghe incrostanti e foraminiferi bentonici). Queste ultime, molto diffuse nella roccia, assieme ai grossi lamellibranchi (Fig. 42 d), sono elementi caratteristici della litofacies. Localmente, si riconoscono ammassi di coralli coloniali (vedi Fig. 39 b) in limitate estensioni e con geometrie tabulari e/o lentiformi costituenti scogliere isolate (*patch reef*).

L'ambiente deposizionale è quello di una laguna di retroscogliera, a moderata energia del moto ondoso, interessata da occasionali eventi di tempesta.

Studi petrografici e sedimentologici (Lo Cicero, 1987; Catalano *et alii*, 1974 b) evidenziano la presenza di numerose forme diagenetiche, tra cui:

- pisoliti vadose: granuli con dimensioni > 2 mm costituiti da lamine concentriche siltitiche in alternanza a lamine microspatitiche che si avvolgono attorno ad intraclasti e bioclasti (Fig. 42 b); si presentano generalmente con forma subsferica, a contorno ellissoidale o "a goccia"; in quest'ultimo caso evidenziano la polarità degli strati;

- cavità fenestrali occluse o ridotte da cementi calcitici;

- cavità da dissoluzione e/o paleocarsiche riempite da cementi calcitici e/o da silt vadoso rossastro (Fig. 42 f);

- croste di *caliche:* sono degli ispessimenti planari variamente localizzati che si producono per diagenesi meteorica;

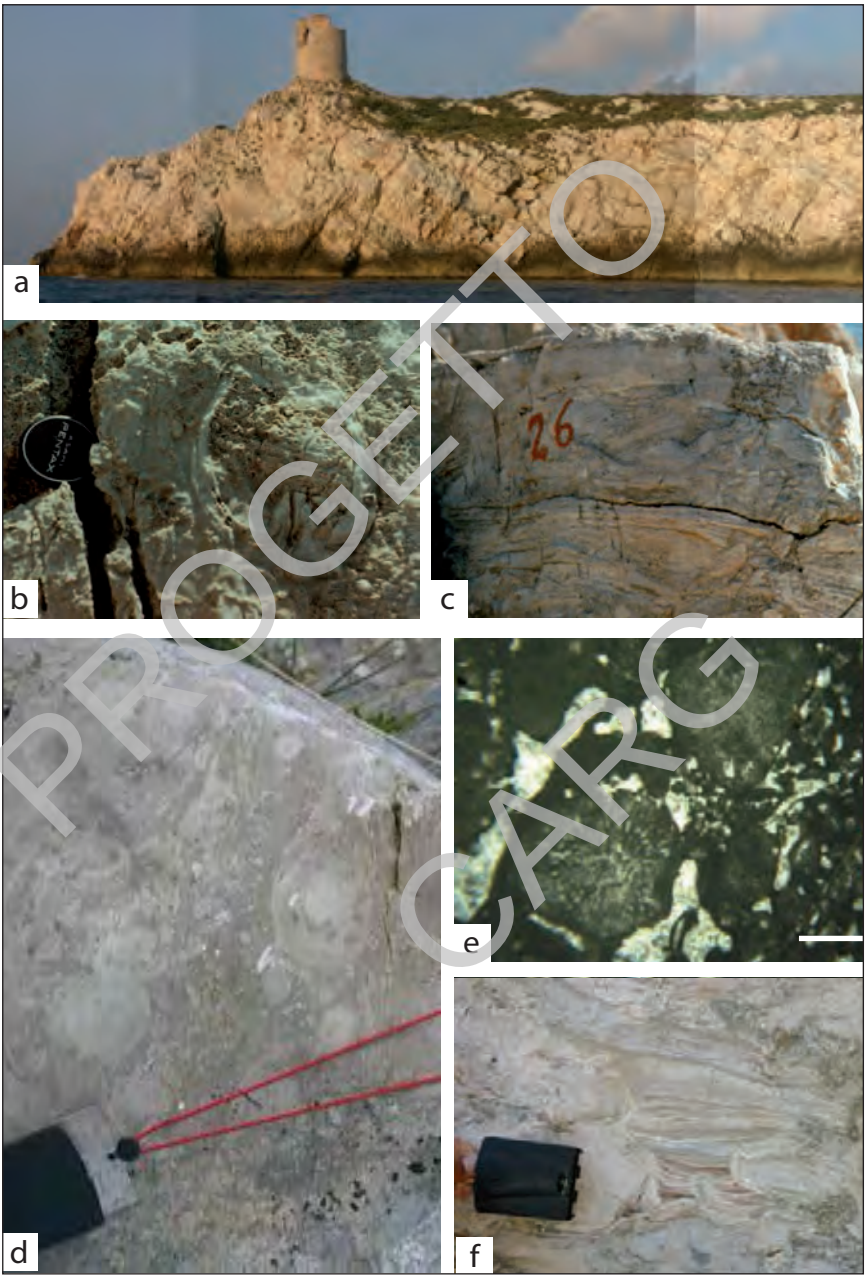
- cementi a festoni che si presentano costituiti da varie generazioni di precipitati micritici alternati a precipitati cristallini che incrostano le superfici di separazione tra i granuli;

- cementi a menisco, prodotti dalla diagenesi meteorica in ambiente vadoso.

b) La litofacies delle dolomie stromatolitiche e loferitiche (litofacies infratidalica) è costituita da pacchi di lamine stromatolitiche del tipo LLH (*sensu* Logan *et*

PROGETTO CARG

Fig. 42 - *Formazione Capo Rama (RMF): a) i ciclotemi triassici di Capo Rama. La successione sud immergente risulta organizzata in potenti banchi ciascuno dei quali é composto da più sequenze di facies, limitate da superfici di ingressione marina; b) dolomie e calcari dolomitici a megalodontidi (litofacies subtidalica). Si notano un grosso esemplare di* Megalodus *spp. in posizione fisiologica e livelli di pisoliti vadose; c) dolomie stromatolitiche e brecce loferitiche con strutture a* "tepee"*; d) calcari e calcari dolomitici con noduli algali (oncoliti) di grosse dimensioni, caratteristici della litofacies subtidale (Monte Palmeto); e) sezione sottile della litofacies dei calcari a megalodontidi dove è possibile osservare un* packstone-grainstone *ad alghe e bioclasti (Capo Rama, unità di misura 1 mm); f) cavità paleocarsiche colmate da silt vadoso giallo e rossastro e da cementi calcitici secondari, caratterizzanti la litofacies dei calcari a megalodontidi.*




PROGETTO CARG

*alii*, 1964) dello spessore medio di 10-40 cm massimo 60 cm, alternate, in alcuni casi, a livelli di sedimento bioclastico di taglia arenitico-ruditica (Fig. 42 c). Molti livelli presentano strutture fenestrali, allineate lungo il piano di strato e riempite da calcite spatica o da silt vadoso. I dati suggeriscono un ambiente deposizionale infratidalico dominato dalla presenza di tappeti algali stromatolitici e interessato saltuariamente da onde di alta energia che avrebbero provocato accumuli di materiale bioclastico grossolano (livelli tempestitici).

c) La litofacies delle brecce loferitiche (litofacies supratidalica) si presenta in banchi decimetrici (massimo 60 cm) di brecce ruditiche grossolane i cui elementi generalmente sono frammenti delle loferiti sottostanti disposti caoticamente e sostenuti da una matrice di taglia arenitica (*rudstone - floatstone*). Si osservano strutture antiformi a "*tepee*" dovute all'inarcamento di frammenti, rottisi in seguito all'alterazione esogena, del deposito stromatolitico parzialmente litificato o ancora, elementi embriciati uno sull'altro (Fig. 42 c). Fra gli elementi ruditici, spesso si rinvengono *grainstone* intra-bioclastici con frammenti di alghe, ammoniti e idrozoi, interpretabili come tempestiti di ambiente sopratidale. L'interpretazione ambientale considera tale litofacies prodottasi in un ambiente supratidale, dove gli agenti esogeni provocavano l'alterazione *in situ* dei depositi sottostanti, rappresentati per lo più dai livelli stromatolitici.

### 4.3.3. – *Calcari di Costa della Ginestra* **(RMF$_a$)**

L'associazione di facies dei calcari di Costa della Ginestra (RMF$_a$), costituita da alternanze cicliche (Fig. 43 a) di calcari algali, calcari a megalodontidi e calcari a coralli, affiora con buona esposizione lungo il versante settentrionale di Cozzo di Lupo-Costa della Ginestra (area tipo), lungo il versante nord-orientale del Monte Pecoraro, al Piano delle Tavole-Cozzo della Loggia e, con minori differenze, al Monte Palmeto (Basilone, 1995). Essa viene considerata come una variazione eteropica delle litofacies rappresentative della formazione Capo Rama.

L'associazione di facies manca dei potenti e continui orizzonti stromatolitici e delle brecce loferitiche presenti invece nella successione di Capo Rama. A questi litotipi si sostituiscono:

a) calcari ad alghe e molluschi caratterizzati da *grainstone* e, subordinatamente, *packstone* bioclastici con gasteropodi e grossi megalodontidi, per lo più in posizione fisiologica (Figg. 43 b, c). Il materiale bioclastico è costituito prevalentemente da talli arrotondati di alghe calcaree, in particolare dasycladacee (Figg. 44 a, b), frammenti di gusci di lamellibranchi, gasteropodi, radioli di echinidi. Foraminiferi bentonici, fra i quali *Aulotortus* sp. e *Glomospira* sp., sono presenti in associazione con *Thaumatoporella parvovesiculifera* (Raineri) ed abbondanti

PROGETTO CARG

oncoliti. Nei *grainstone*, le cavità risultano parzialmente ridotte da cementi fibrosi (fase diagenetica precoce freatico-marina) e successivamente occluse da cementi granulari. Le associazioni ad alghe dasycladacee (*Diplopora tubispora, Heteroporella macropora* ed *Heteroporella micropora* Di Stefano) risultano di particolare interesse. La prima specie è ben nota nei depositi di piattaforma del Norico-Retico delle Alpi oltre che della Sicilia, mentre le altre due specie sono state rinvenute finora soltanto in Sicilia (Di Stefano & Senowbari-Daryan, 1985).

b) Calcari dolomitici grigi costituiti da litosomi tabulari o cupoliformi di *framestone* a coralli (Fig. 43 b); hanno spessore variabile da 15 a 40 cm ed estensione areale apparentemente limitata. Le cavità intrabiolititiche risultano colmate da *grainstone* bioclastici con peloidi, intraclasti e granuli aggregati.

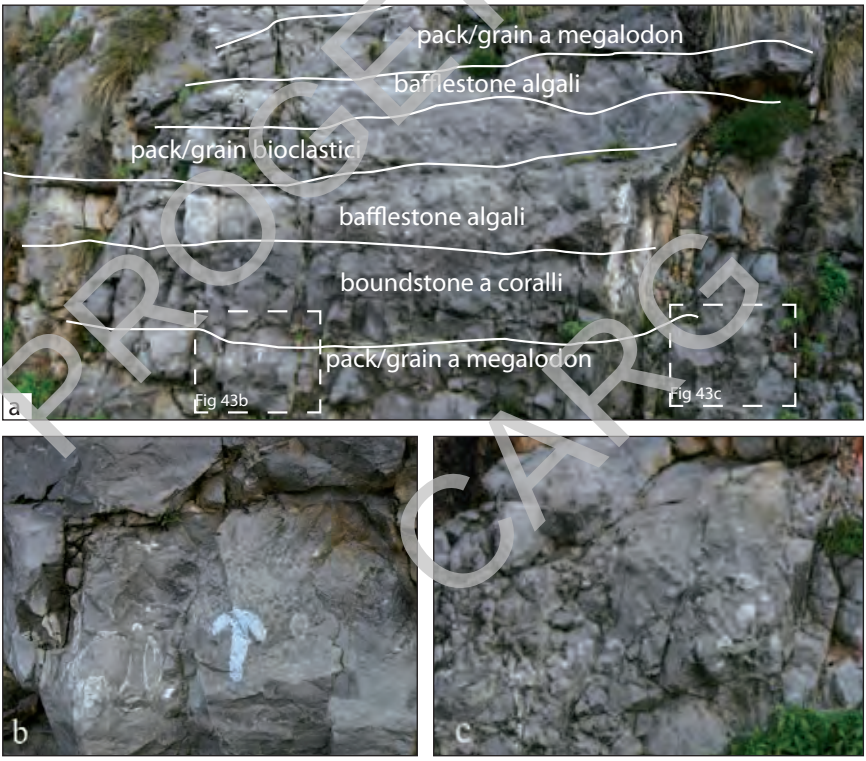



Fig. 43 - *a) Organizzazione ciclica delle litofacies nei calcari di Costa Ginestra (RFMa) caratterizzante la zona di laguna esterna della Piattaforma Carbonatica Panormide, affiorante nell' area tipo di Costa della Ginestra, Cozzo di Lupo. b) dettaglio mostrante i caratteri delle litofacies dei calcari a megalodontidi e dei* boundstone *a coralli (parte alta dello strato); c) livello gremito di gusci di megalodontidi in posizione fisiologica.*

PROGETTO CARG

c) Biolititi tabulari di spessore decimetrico costituiti per lo più da *bafflestone* ad alghe cianoficee del gruppo "Porostromata". In associazione si osservano colonie centimetriche di solenopore ramificate. Le cavità intrabiolititiche sono, anche in questo caso, colmate da *grainstone* bioclastici. Questi livelli si intercalano alla litofacies delle biolititi a coralli e presentano, a volte, una dolomitizzazione più spinta rispetto ai livelli circostanti assumendo una colorazione biancastra. Essi sono interpretabili come depositi biocostruiti controllati da oscillazioni ad alta frequenza del livello del mare.

Il contenuto fossilifero è rappresentato da foraminiferi bentonici (*Alpinophragmium* sp., *Aulotortus* sp., *Glomospira* sp., *Triasina* sp.), microproblematici (*Bacinella irregularis* Radoicic, *Thaumatoporella parvovesiculifera* Raineri, *Lithocodium* sp., *Aeolisaccus* sp., *Tubiphytes* sp.), coralli (*Retiophillia paraclatrata* Roniewicz, *Astreomorpha confusa* (Winkler), gasteropodi, pelecipodi (*Megalodus* sp., *Dicerocardium* sp.), alghe porostromata Cianoficee (*Cayeuxia* sp., *Ortonella* sp., *Zonotrichites* sp.), solenoporacee ramose, talli nodulari di *Solenopora styriaca* Flügel, *Parachetetes maslovi* Flügel, Fig. 44 a).

Per la fauna presente, soprattutto lamellibranchi (*Megalodon* sp.), ammoniti (*Rhabdoceras suessi* (Hauer)) e le associazioni a dasycladacee (*D. tubispora* Ott, *H. zankli* Ott), l'età di quest'unità è ascrivibile al Norico-Retico *p.p.*

Questi depositi, che risultano spesso organizzati in cicli *shallowing upwards* (cicli subtidali, Fig. 43), sono tipici di una laguna di retroscogliera a moderata turbolenza, prossima alle aree di scogliera, come indicato dai caratteri sedimentari e dai contenuti fossiliferi e confermato dai rapporti stratigrafici di eteropia di facies con le biolititi a spugne della formazione Cozzo di Lupo (Abate *et alii*, 1977; Di Stefano *et alii*, 1997).

Spessori massimi misurati intorno ai 400 m nel settore di Pizzo Manolfo e

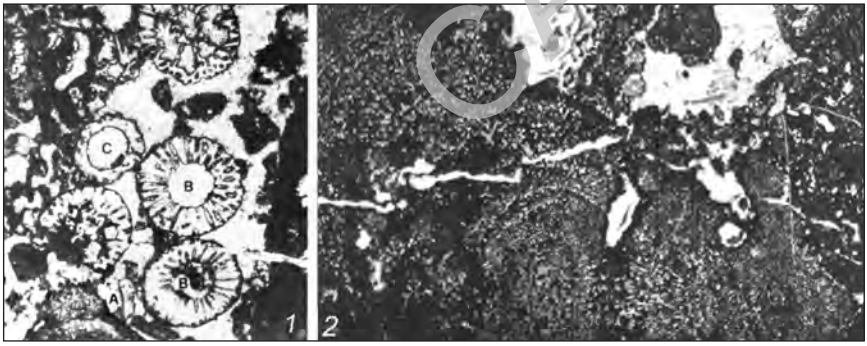



Fig. 44 a - *Calcari ad alghe e megalodontidi della litofacies di Costa della Ginestra (RMF$_a$). In sezione sottile: 1)* grainstone *a dasycladacee: A)* Heteroporella micropora*; B)* Diplopora tubispora*; C)* Diplorora borzai*; 2)* bafflestone *ad alghe. Cozzo di Lupo (tratto da Di Stefano* et alii*, 1997).*

PROGETTO CARG

a Costa della Ginestra (Torretta), dove è chiaramente visibile la transizione ai coevi calcari di scogliera della formazione Cozzo di Lupo. Si riconoscono, inoltre, nel settore di Monte Palmeto e Vallone delle Fastuche per uno spessore di circa 350 m e in piccoli lembi nel settore di Torre Paternella (spianata di Capo Rama). Vengono riferiti a questa unità anche i calcari affioranti a Monte Pecoraro (Cinisi), di seguito descritti, che presentano minori variazioni di facies

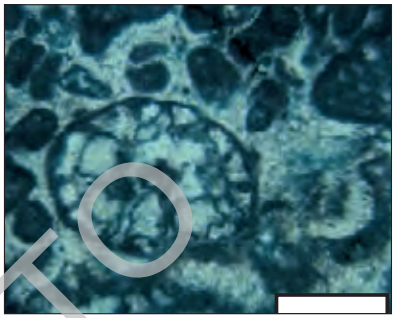


Fig. 44 b - Grainstone *bioclastici ad alghe; si riconosce un tallo usurato di* Heteroporella *sp. (unità di misura 0,5 mm). Calcari di Costa della Ginestra (RMF$_o$). Monte Palmeto.*

4.3.3.1. – Successione di Monte Pecoraro

Lungo il versante nord-orientale e settentrionale del Monte Pecoraro (Fig. 45 a) sono stati analizzati circa 250 m di calcari e calcari dolomitici a megalodontidi, con coralli, biolititi algali e brecce nere in cui sono state riconosciute le seguenti litofacies:

a) calcari grigi dolomitici a megalodontidi e coralli, rappresentati da strati dello spessore metrico (100 - 350 cm), costituiti da *wackestone* e *packstone* bioclastici con un'abbondante fauna a lamellibranchi (*Megalodon* sp., *Dicerocardium* sp.) con forme di notevoli dimensioni (15-40 cm di diametro), abbondanti coralli coloniali, gasteropodi, a volte laminiti algali con lamine piano-parallele, oncoliti e livelli di *grainstone* dello spessore centimetrico ricchi in bioclasti ben selezionati e i cui assi maggiori spesso sono orientati parallelamente alla stratificazione; questi ultimi vengono interpretati come il prodotto di eventi tempestitici. I caratteri della diagenesi precoce sono rappresentati da orizzonti di pisoliti vadose, riempimenti di cavità da dissoluzione con silt giallo e bianco-nocciola, cementi calcitici che rilevano strutture geopetali, piccoli filoni sedimentari;

b) micriti grigie e nerastre con allineamento di cavità riempite da cementi calcitici (*birdseyes*). Queste, sempre in spessori abbastanza ridotti (non superiori ai 30 cm), si riconoscono saltuariamente lungo la successione;

c) brecce nere in strati dello spessore decimetrico, a struttura brecciata e nodulare, i cui elementi, costituiti da *mudstone-wackestone* di colore nero, sono per lo più spigolosi o subangolari (vedi Fig. 39 d). Questa litofacies poggia sulle micriti grigie attraverso superfici irregolari di erosione e/o alterazione subaerea in cui i fenomeni paleocarsici sono evidenziati da minuscoli filoni sedimentari.

L'unità nel complesso è caratterizzata dall'alternanza ciclica delle litofacies

PROGETTO CARG

descritte, con *trend* di tipo *shallowing upwards*. Dal punto di vista ambientale, le litofacies si depositavano in ambienti di laguna a bassa energia e di ambienti palustri o lagunari in condizioni fortemente riducenti. Interpretazioni simili vengono riportati in Bosellini (1991) con esempi provenienti dalle successioni triassiche alpine, comparabili con quelle siciliane.

Lungo la stessa successione (Fig. 45 a) sono stati riconosciuti, per uno spessore di circa 30 m, calcari laminati in strati sottili rappresentati da i) *bafflestone* algali laminati con *birdseyes* di colore rosso e giallo, laminiti carboniose di colore nero e *grainstone* grigi a peloidi con croste Fe-Mn (Figg. 45 b-e); cementi a menisco e brecce loferitiche indicano diagenesi meteorica; ii) *mudstone* e *wackestone* ad ammoniti, crinoidi, foraminiferi bentonici.

Litotipi simili sono stati descritti da Zarcone & Di Stefano (2010) nell'area di Punta Raisi e datati al Liassico inferiore.

I calcari laminati, inseriti tra i calcari triassici dell formazione Capo Rama e i calcari a *Saccocoma* della formazione Buccheri (Fig. 45 a), non differenziati in carta, vengono compresi in $RMF_a$.

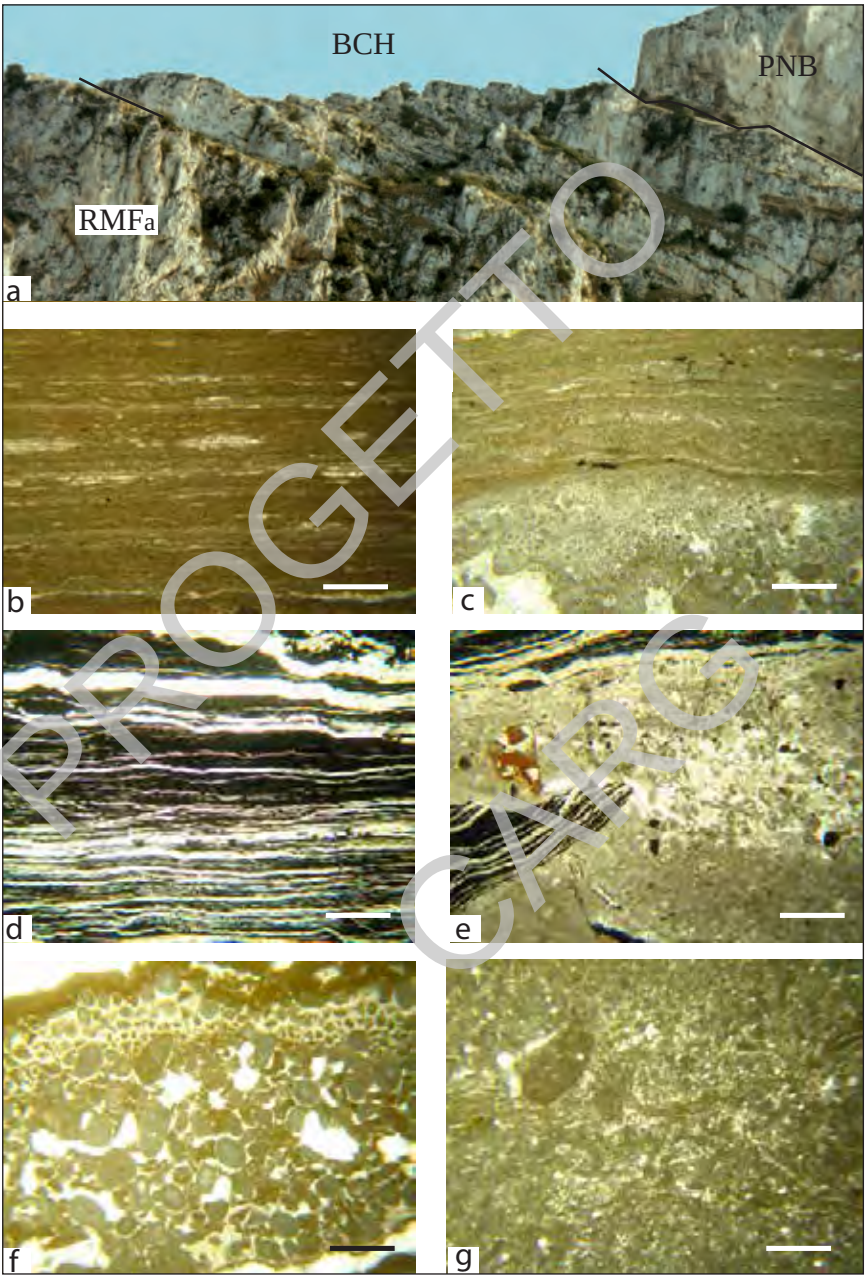
### 4.3.4. – *Formazione Cozzo di Lupo* **(CZP)**

Biolititi a spugne ed alghe (Figg. 46 c, d), biolititi a idrozoi e coralli (Fig. 46 a), biocalcareniti e biocalciruditi passanti a brecce calcaree e calcareniti con elementi angolosi derivanti dalla frantumazione della litofacies reefoide adiacente. Questa unità comprende i depositi affioranti nel settore di Cozzo di Lupo, Pizzo Cirina, Pizzo Vuturo e nei rilievi montuosi di Cozzo Palombaro e Cozzo Sciuscia, a ridosso dei centri abitati di Giardinello e Montelepre.

Queste litofacies sono caratterizzate da ricche associazioni in spugne calcaree (*Amblysiphonella* sp., *Paravesicocaulis* sp., *Cryptocoelia* sp., *Panormida* sp., *Cheilosporites tirolensis* Wähner, vedi anche Senowbari-Daryan, 1980; 1984 a; b), in associazione con "*Tabulozoans*", coralli (*Montlivaultia* sp.), idrozoi (*Disjectoporids* sp.), foraminiferi bentonici (*Pseudocucurbita* sp., *Galeanella panticae*

PROGETTO CARG

Fig. 45 - *a) successione triassico-giurassica di Monte Pecoraro; $RMF_a$ - calcari di Costa della Ginestra (formazione Capo Rama, Triassico superiore-Liassico inferiore), BCH - formazione Buccheri (Malm), PNB - calcari di Piano Battaglia. Microfacies (unità di misura 1 mm) dei litotipi della $RMF_a$: b) laminiti a* birds eyes *e c) con livelli di* grainstone *oolitici, in cui si riconoscono prodotti della diagenesi vadosa; d) laminite e loferite carboniosa, passante ad un livello di brecce loferitiche associate ad esposizione subaerea (e); f) grainstone oolitici e strutture a* fenestrae*. Microfacies dei litotipi della BCH: g) calcareniti bioclastiche (*grainstone-packstone*) a* Saccocoma *sp., radiolari e foraminiferi bentonici (unità di misura 1 mm).*




PROGETTO CARG

PROGETTO CARG

Fig. 46 - *Litofacies di scogliera dei depositi della formazione Cozzo di Lupo del Triassico superiore; a) biolititi a coralli coloniali in posizione di vita; b) sviluppo di cementi fibrosi (in rilievo) che incrostano gli organismi biocostruttori (principalmente spugne) e bordano cavità riempite da micriti e calcareniti bioclastiche; c) biolititi a spugne in cui gli elementi biocostruttori sono contornati da cementi calcitici di origine marina; d) strutture biogeniche, rappresentate principalmente da spugne ed alghe, costituenti il* framebuilding *della roccia; e) spessi e pervasivi cementi calcitici che riempiono le cavità intrabiolititiche del settore centrale della scogliera; f) cementi fibrosi e granulari in cavita di* intrareef *che caratterizzano la tessitura della litofacies di scogliera rappresentativa del nucleo del* reef.

Zaninetti & Brönnimann), microproblematici (*Microtubus communis* Flügel, *Radiomura cautica* Schäfer & Senowbari-Daryan, *Baccanella floriformis* Pantic, *Aeolisaccus* sp. *Lamellitubus cauticus* Ott, *Tubiphytes obscurus* Maslov). Il contenuto algale è rappresentato da abbondanti chetetidi, cianoficee e da rare dasycladacee tra cui *Diplopora adnetensis* Flügel e *D. decastroi* Di Stefano & Senowbari-Daryan, *D. tubispora* Ott ed *Heteroporella zankli* (Ott).

L'età, stabilita sulla base del contenuto fossilifero, è circoscritta all'intervallo Norico-Retico.

Gli organismi biocostruttori sono frequentemente rivestiti da numerose generazioni di organismi incrostanti (spugne, alghe, foraminiferi) e microbialiti (Figg. 46 c, d). Cementi calcitici di diagenesi precoce si sviluppano intorno agli organismi biocostruttori e riempiono le cavità intrabiolititiche (Figg. 46 e, f). Si riconoscono diverse generazioni di cementi tra cui spesse croste di calcite fibrosa disposta attorno ai granuli biogenici e ai bordi delle cavità e calcite equigranulare, successiva, che riempie i restanti spazi delle cavità. In alcune cavità da dissoluzione, presenti nella porzione più alta della successione, si riconosce del silt vadoso rossastro di riempimento la cui formazione e probabilmente legata all'evento di esposizione subaerea cui è soggetta la piattaforma carbonatica alla fine del Retico.

Spessori affioranti da 300 a 400 m. Ambienti deposizionali di scogliera e avanscogliera (Fig. 47).

Il limite inferiore dell'unità, generalmente non affiorante, localmente è stato osservato essere un limite di paraconcordanza con i litotipi dolomitici della formazione Sciacca (vicino Carini, falde orientali di Pizzo Montanello).

PROGETTO CARG

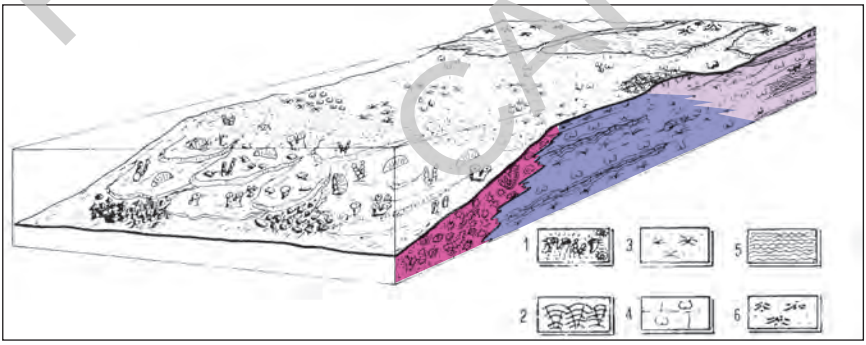



Fig. 47 - *Modello deposizionale dei depositi di piattaforma carbonatica del Triassico superiore affioranti nei Monti di Palermo (modificato da Di Stefano, 1981 b). 1)* boundstone *a spugne e chetetidi, 2)* bafflestone *a Cyanophycee Porostromate, 3) framestone a corali e Solenoporacee, 4) grainstone-packstone ad alghe e megalodontidi, 5) boundstone stromatolitic, 6) brecce loferitiche. I diversi colori corrispondono alla suddivisione litostratigrafica riportata in carta e nelle Figg. 35-37.*

Il limite superiore dell'unità è caratterizzato da una densa rete di dicchi nettuniani. Un reticolo di filoni sedimentari si rinviene a Cozzo S. Calogero (Bellolampo), dove gli strati sommitali dei depositi di scogliera della formazione Cozzo di Lupo vengono riferiti all'intervallo Liassico medio (Wendt, 1969; Voros *et alii,* 1987). Sugli stessi affiora un orizzonte condensato di calcari rossi alla cui base una crosta ferro-manganesifera dello spessore di pochi centimetri è stata riferita all'intervallo Toarciano-Aaleniano (Gemmellaro, 1886; Wendt, 1969). Nella stessa località Voros *et alii* (1987) vi riconoscono un livello di una decina di metri di brecce carbonatiche (Fig. 48), i cui elementi derivano dai calcari sottostanti di piattaforma carbonatica. Tali brecce sono stratigraficamente sottoposte a livelli di pochi centimetri di spessore di calcilutiti gialle e rossastre con ricca fauna ad ammoniti (*Calliphylloceras* sp., *Lytoceras* sp., *Harpoceras* sp., *Paltarpites* sp., *Dactylioceras s.l.* sp.). Queste faune, ricadenti nella biozona a *Tenuicostatum*, datano al Toarciano inferiore i litotipi descritti.

La successione prosegue verso l'alto con calcilutiti a *Bositra* sp. databili sulla base di ammoniti della biozona a *Sauzei*, al Bajociano inferiore e con i calcari grigi massivi gradati a crinoidi e brachiopodi (*Terebratulidae*) tra cui "*Dictiothyris*" *drepanensis* Di Stefano indicativa del Bajociano superiore. I depositi fin qui descritti sono stati accorpati nella formazione Buccheri che, come già detto, nella successione Panormide si presenta con litofacies differenti da quelle presenti nelle successioni di Piattaforma Carbonatica Trapanese della Sicilia centro-occidentale. A Cozzo S. Calogero i litotipi della formazione Buccheri sono limitati al tetto dai calcari di Piano Battaglia (PNB).

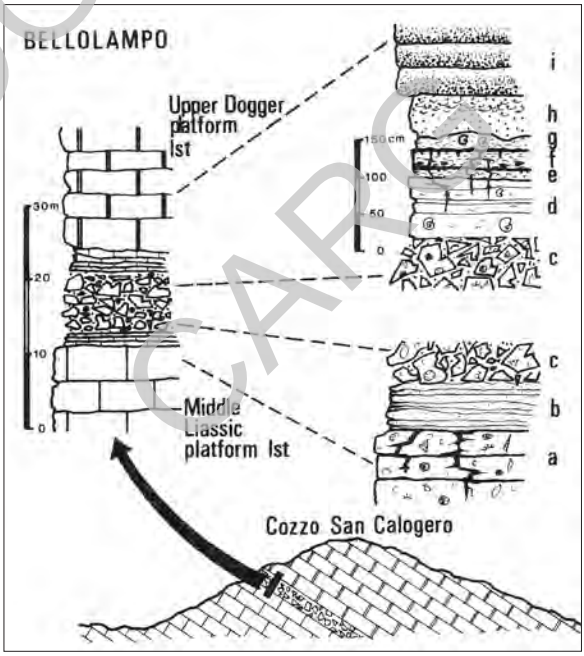
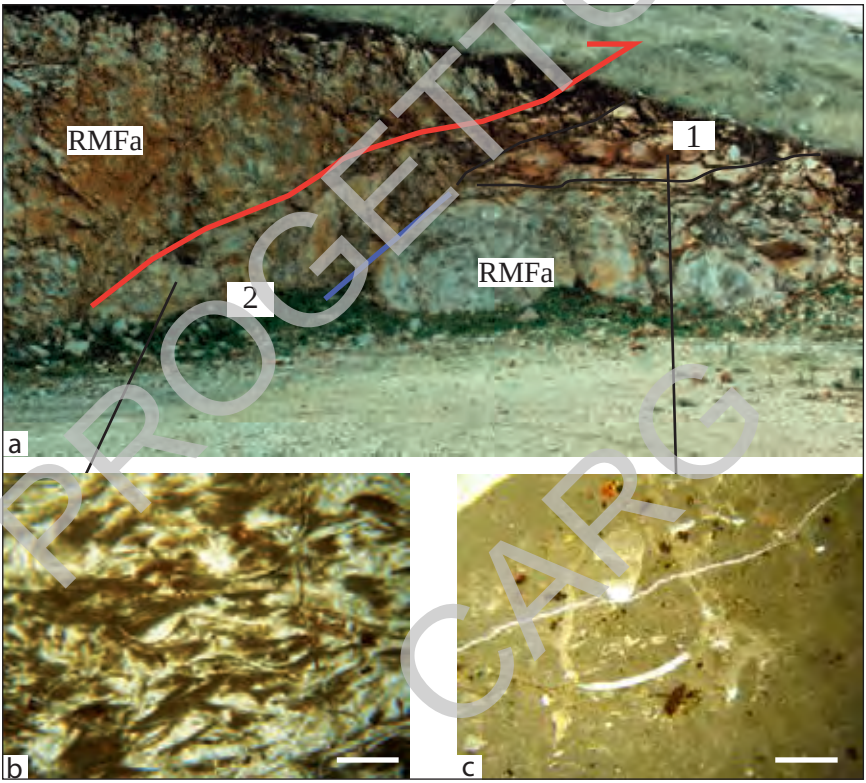



Fig. 48- *Sezione interpretativa dei calcari Giurassici di Cozzo San Calogero (Bellolampo), tratto da* Voros et alii *(1987). Per i dettagli vedasi il testo.*

PROGETTO CARG

4.3.5. - *Calcari a crinoidi*

Calcareniti (*grainstone-packstone*) grossolane con abbondanti resti di articoli di crinoidi e radioli di echinidi immersi in una matrice micritica grigio-rossastra e calcilutiti a brachiopodi (Fig. 49 a). L'unità mostra spessori non superiori ai 3 m. Il limite inferiore è rappresentato da una superficie di erosione subaerea che incide i sottostanti calcari triassico-liassici di piattaforma carbonatica (formazioni




PROGETTO CARG

Fig. 49 - *a) Faglia inversa (in rosso) nei depositi triassico-giurassici panormidi di Monte Pecoraro. Legenda: RMF$_a$ calcari di Costa Ginestra (Triassico superiore); 1, calcilutiti a brachiopodi; 2 - calcareniti a crinoidi e lamellibranchi pelagici (calcari a* Bositra *sp.). Il tetto dei calcari di RMF$_a$ é caratterizzato da una debole superficie di erosione, da cavità paleocarsiche colmate dai depositi soprastanti e da rapporti stratali di tipo* buttress unconformity *(in blu). Si notino i caratteri di discordanza (*onlap *e* buttress unconformity*) tra i depositi della formazione Buccheri e i calcari di piattaforma. Il dettaglio delle microfacies permette di distinguere: b)* grainstone-packstone *rossi con gusci di pelecipodi pelagici (*Bositra *sp.) e frammenti di crinoidi (unità di misura 1 mm); c)* mudstone *ad ammoniti, brachiopodi, radiolari, crinoidi, molluschi a guscio sottile (unità di misura 1 mm).*

Capo Rama e Cozzo di Lupo), in cui si riconoscono processi paleocarsici (cavità da dissoluzione, filoni sedimentari, brecce in situ, cementi a palizzate). Le calcilutiti a brachiopodi, studiate (Tricomi, 1939 e Voros *et alii*, 1987) lungo le successioni di Cozzo Cugno (Fig. 40) e Bellolampo (Fig. 48) sono *mudstone* rossi e giallo-nocciola o *packstone* grigiastri ricchi in gusci di brachiopodi, radiolari, alghe, aptici, bioclasti, radioli di echinoidi e litoclasti nei livelli inferiori a contatto con i calcari triassici. Sono organizzati in strati dello spessore decimetrico e caratterizzati da geometrie tabulari e, localmente, terminazioni *pinch-out*.

Calcilutiti e calcareniti a brachiopodi e crinoidi affiorano con spessori compresi da poche decine di cm a pochi metri, nei settori di Bellolampo, lungo la successione di Cozzo di Lupo, a Portella Mircene e Cozzo della Loggia (successione di Piano delle Tavole), nell'isolotto di Cala Rossa (Terrasini) e a Monte Pecoraro. Sono stati datati al Pliensbachiano-Toarciano per la presenza di numerosi *taxa* tra cui *Rinchonellina* (?) *renevieri* Haas, *Phimatothyris carasulum* Zittel (Tricomi 1939; Voros *et alii*, 1987).

Dati gli esigui spessori, l'unità è stata cartografata con i depositi della formazione Buccheri e contrassegnata con la sigla BCH.

Nella regione di Piano Margi e Piano delle Tavole, a sud-est dell'abitato di Cinisi, si riconoscono brecce calcaree e calcareniti con rapporti di discordanza geometrica e discontinuità sui calcari a megalodontidi e coralli del Trias superiore. La successione è riferibile al Liassico superiore e misura complessivamente circa 25 m. Al suo interno sono state distinte le seguenti litofacies: a) *floatstone* con elementi scuro-nerastri di origine neritica contenenti coralli, gasteropodi, bioclasti; b) *packstone-grainstone* grigi con strutture da gradazione diretta e laminazione.

### 4.3.6. – *Formazione Buccheri* **(BCH)**

Calcilutiti massive, calcilutiti nodulari rosso-grigiastre, calcilutiti a *Bositra* sp., calcareniti a *Saccocoma* sp. alternate a marne verdi e calcilutiti con selci a radiolari e tintinnidi primitivi; livelli condensati con croste manganesifere (*hardground)*. L'unità viene datata all'intervallo Liassico superiore-Malm.

La formazione affiora a Cozzo di Lupo, Monte Pecoraro (Figg. 45 a, g, Figg. 49 b, c), Monte Palmeto, Piano delle Tavole, lungo la falesia di Capo Rama (settore di Paternella-Muso di Porco (vedi avanti Fig. 120) e nell'isolotto di Cala Rossa (non mappabile). Spessori affioranti da pochi metri fino ad un massimo di 40-50 m; i valori medi si aggirano intorno ai 15 m.

Nelle successioni panormidi le litofacies ricadenti nella formazione Buccheri (Rossi Ammonitici *l.s.*) presentano caratteri sedimentari diversi rispetto alle litofacies della formazione Buccheri come riconosciuta nella successione di piatta-

PROGETTO CARG

forma Trapanese e ben affiorante in regioni adiacenti (Monte Inici, ricadente nel Foglio "Castellammare del Golfo", Catalano *et alii*, 2011 a; Monte Kumeta, Foglio "Corleone", Catalano *et alii*, 2010 a; Di Stefano *et alii*, 2002 b; Rocca Busambra, Foglio "Caccamo", Catalano *et alii*, 2010 b; Basilone, 2009 b, 2011 a).

Nella successione panormide, generalmente condensata, si riconoscono due dei tre membri (quello inferiore e il superiore) caratteristici dalla formazione e manca generalmente il membro radiolaritico intermedio. L'esiguità degli spessori non consente la rappresentazione cartografica dei singoli membri che sono stati cartografati con un unico contrassegno (BCH).

Il limite inferiore dell'unità è una superficie di discordanza, con rapporti geometrici di *onlap* e con giaciture da riempimento di filoni sedimentari, sui calcari delle formazioni Capo Rama e Cozzo di Lupo. In particolare lungo la successione giurassica si riconoscono:

a) calcareniti (*packstone-grainstone*) rossastre a crinoidi e lamellibranchi pelagici (*Bositra* sp.) di esiguo spessore e databili, sulla base della fauna fossile, al Liassico superiore-Dogger; sono riferibili ad ambienti di piattaforma aperta (*open shelf*). Affiorano nell'area di Monte Palmeto e Monte Pecoraro;

b) calcilutiti nodulari più o meno marnose bianco-grigiastre e rosate ad ammoniti, belemniti, radiolari con abbondanti lamellibranchi pelagici. Livelli condensati con croste ferro-manganesifere e orizzonti di selci stratificate si alternano localmente a calcareniti grossolane grigie silicizzate con articoli di crinoidi e subordinatamente radioli di echinidi. Queste litofacies, relative dell'intervallo Dogger-Malm, sono riferibili ad ambienti di altofondo pelagico. Affiorano prevalentemente a Cozzo di Lupo e Monte Palmeto. Spessori complessivi 5-20 m;

c) calcareniti bioclastiche a crinoidi pelagici e calcilutiti a radiolari potenti fino a 30 m (calcareniti a *Saccocoma*). Al Monte Pecoraro e a Muso di Porco-Città del Mare le calcareniti bioclastiche sono *grainstone-packstone* in strati di 5-30 cm, con laminazioni piano-parallele e gradazione diretta; i granuli, per lo più bioclastici, sono costituiti da resti di crinoidi pelagici (*Saccocoma* sp.), aptici, *Stomiosphaera moluccana,* alghe calcaree (*Cayeuxia* sp., *Thaumatoporella parvovesiculifera* (Raineri)), *Tubiphytes obscurus* Maslov, frammenti di coralli e abbondanti foraminiferi (*Textularia* sp., *Trocholina* sp.); i livelli calcilutitici (*wackestone-packstone*) mostrano un contenuto fossilifero a radiolari, foraminiferi bentonici, alghe e calpionellidi primitive (*Crassicollaria* spp.). Queste litofacies si intercalano a strati sottili con giaciture ondulate (tipo *pseudoflaser*) di *packstone* nerastri selciferi con grossi noduli e liste di selce nera e marne giallastre. Sulla base del contenuto fossilifero prima riportato la litofacies viene datata al Kimmeridgiano superiore-Titonico inferiore. I caratteri sedimentologici indicano ambienti deposizionali di scarpata-bacino

PROGETTO CARG

### 4.3.7. – *Bauxiti di Spinasanta*

Lungo il versante meridionale di Monte Gallo si rinvengono argille bauxitiche incoerenti, a grana fine, di color rosso mattone o giallastre a giacitura massiva, di spessore irregolare variabile tra 10 e 80 cm. Comunemente preservate in piccole conche e *karren* si ritrovano come riempimenti di una rete di filoni sedimentari ortogonali e paralleli alla stratificazione dei sottostanti calcari dolomitici triassici (Figg. 50 a, b); talora sono associate a speleotemi dello spessore decimetrico, di colore grigio-nero. A luoghi sono state riconosciute strutture da foliazione e riattivazione dei filoni sedimentari a seguito di eventi tettonici più recenti.

Quando esaminati al microscopio appaiono costituiti da frammenti di pisoidi, ooidi, intraclasti e granuli grossolani in una matrice arenitica fine.

Il sito migliore e di più facile accesso per l'osservazione di questi depositi è una cava abbandonata ai piedi del Pizzo Muletta, specificatamente nella cava di Contrada Spinasanta (contrassegnato in carta con il simbolo ▲7), cui si accede percorrendo la strada che da Tommaso Natale conduce a Partanna.

Stratigraficamente si inseriscono tra i calcari dolomitici triassico-liassici e i soprastanti calcari tardo giurassici. Il limite inferiore è rappresentato da una superficie irregolare di erosione subaerea (*angular unconformity*) che incide il tetto dei calcari dolomitici triassico-liassici. Il loro limite superiore è una superficie di discordanza geometrica con i calcari di piattaforma carbonatica giurassici (calcari di Pizzo Manolfo). Questi ultimi a loro volta poggiano con rapporti di *onlap* sulle

Fig. 50 a – *Filoni sedimentari al tetto dei calcari dolomitici del Triassico superiore della formazione Capo Rama, colmati da argille rosse bauxitiche giurassiche. Contrada Spinasanta (Monte Gallo).*

PROGETTO CARG

stesse argille bauxitiche o sui calcari dolomitici triassico-liassici (Figg. 41 e 50 b).

Pur mancando datazioni assolute, si ritiene che il deposito bauxitico si sarebbe formato all'interno dell'intervallo temporale compreso tra il Toarciano (?) e il Kimmeridgiano (età dei calcari sovrastanti).

I depositi bauxitici presenti sono stati studiati per gli aspetti petrografici e geochimici da Ferla & Bommarito (1988), Censi & Ferla (1989), Ferla *et alii* (2002) e per il loro significato stratigrafico e paleoambientale da Di Stefano *et alii* (2002 a, con bibliografia).

Le analisi geochimiche hanno accertato tenori in alluminio libero ($Al_2O_3$) intorno al 30%, in quarzo ($SiO_2$) del 40% e del 9% in $Fe_2O_3$; Ferla *et alii* (2002) vi rinvengono, in particolare nelle litologie di colore giallo, bohemite, ematite, anatasio, kaolinite, illite e ghoetite come prodotto di alterazione.

Le analisi geochimiche evidenziano anche la presenza di componenti vulcanici di tipo basaltico, di una frazione argillosa illitica (residuo di erosione di una originaria roccia lateritico-bauxitica) e di "terre rosse" (prodotto di alterazione dei calcari sottostanti). Sulla base del rapporto mineralogico Al/Qz le argille bauxitiche di Spinasanta sono considerate di scarsa rilevanza commerciale.

In funzione delle osservazioni dirette e dei dati della letteratura le argille bauxitiche vengono interpretate come paleosuoli di origine carsica prodottisi in seguito ad un sollevamento tettonico (*uplift*) di alcuni dei settori della piattaforma carbonatica triassico-liassica, con conseguente abbassamento relativo del livello marino e prolungata esposizione subaerea del substrato.

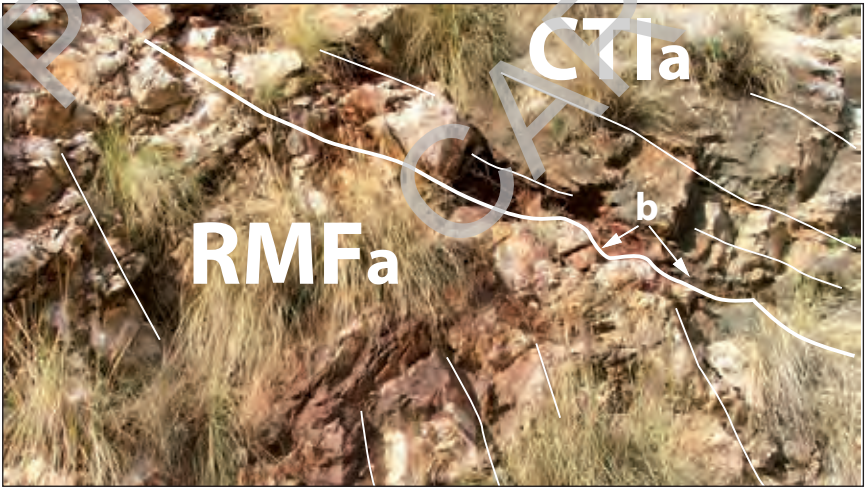



Fig. 50 b – *Discordanza infragiurassica e bauxiti intercalate. RMF : formazione Capo Rama, $CTI_a$: calcari di Pizzo Manolfo, b: bauxiti. Contrada Spinasanta (Monte Gallo).*

PROGETTO CARG

### 4.3.8. – *Calcari di Pizzo Manolfo*

L'unità litostratigrafica prende il nome dal luogo omonimo, facente parte del gruppo montuoso del Monte Castellaccio (settore nord-orientale del Foglio) dove affiora la successione più completa (Fig. 51); essa è rappresentata da calcilutiti e calcari micritici a gasteropodi (nerineidi) ed oncoliti (Figg. 52, 53), calcari loferitici e stromatolitici (Figg. 54, 55 b), calcilutiti ad alghe e foraminiferi, calcareniti oolitiche, con locali intercalazioni di calciruditi bioclastiche a coralli ed alghe.

Queste litofacies, spesso organizzate in cicli *shallowing upwards*, si succedono per uno spessore variabile tra 250 e 500 m circa misurati nell'area tipo.

Nei livelli ad oncoliti sono state rinvenute alghe cianoficee tipo *Cayeuxia* sp. costituenti i nuclei delle oncoliti e strutture biogene tipo *Bacinella irregularis* Radoicic. Le associazioni macrofaunistiche sono generalmente dominate da tanatocenosi a diceratidi e nerineidi (Figg. 52, 55 a) e le microbiofacies da alghe (*Clypeina jurassica* Favre & Richard, *Campbeliella striata* Carozzi, *Salpingoporella annulata* Carozzi, *Actinoporella podolica* Alth) e foraminiferi bentonici, tra i quali prevalgono miliolidi, textularidi, cuneolinidi (*Montsalevia salevensis* Charollais, Bronnimann & Zaninetti, *Vercorsella camposaurii* (Sartoni & Crescenti), *V. laurentii* (Sartoni & Crescenti), *Campanellula capuensis* De Castro, *Debarina* sp., *Belorussiella* sp., *Praechrysalidina infracretacea* Luperto-Sinni).

I calcari di Pizzo Manolfo ricadono nella biozona di piattaforma carbonatica interna (Chiocchini *et alii*, 1994) a *Clypeina jurassica* e nelle biozone a *Salpingoporella annulata* e a *Cuneolina camposauri*, che datano l'intervallo Titonico superiore - Valanginiano.

PROGETTO CARG

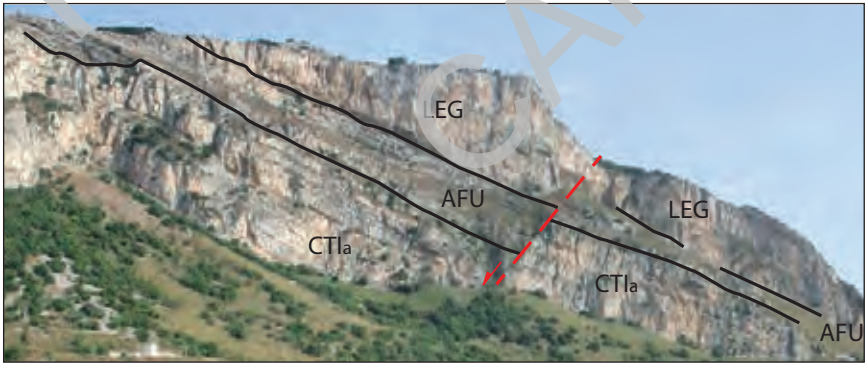



Fig. 51 - *Successione giurassico - cretacica della Piattaforma Panormide, dislocata da una faglia diretta. M ostra, dal basso CTI$_a$: calcari peritidalici di Pizzo Manolfo (Giurassico superiore-Cretacico inferiore), AFU: calcari di Capo Gallo (Cretacico inferiore), LEG: calcari bioclastici a rudiste della formazione Pellegrino (Cretacico superiore). Montagna Raffo Rosso (Monte Castellaccio).*

Fig. 52 - *Calcari grigi a grossi gasteropodi (Nerineidi) dei calcari di Pizzo Manolfo, versante occidentale di Pizzo Manolfo.*

Fig. 53 – *Calcilutiti a gasteropodi e oncoidi dei calcari di Pizzo Manolfo. Contrada Spinasanta, Monte Gallo.*

PROGETTO CARG

Questi carbonati affiorano al Monte Gallo, nei rilievi di Pizzo Vuturo e Pizzo Impiso, con potenze che raggiungono i 250 metri di spessore, e con minori spessori lungo il settore costiero di Isola delle Femmine e Sferracavallo, da Punta Matese a Punta del Passaggio, dove è stata campionata e misurata una parte della successione (Nicchitta, 1998), che qui si presenta ben stratificata e con giaciture subverticali. Costituiscono gran parte dei rilievi di Monte Castellaccio e Pizzo Manolfo, nella regione tra Torretta e Carini e lungo la successione NE-immergente di Monte Colombrina, dove sono stati misurati spessori di circa 150 m.

Fig. 54 – *Calcari grigi con livelli algali e stromatoliti (calcari di Pizzo Manolfo, Giurassico superiore -Cretaceo inferiore). Portella Nino (Monte Castellaccio).*

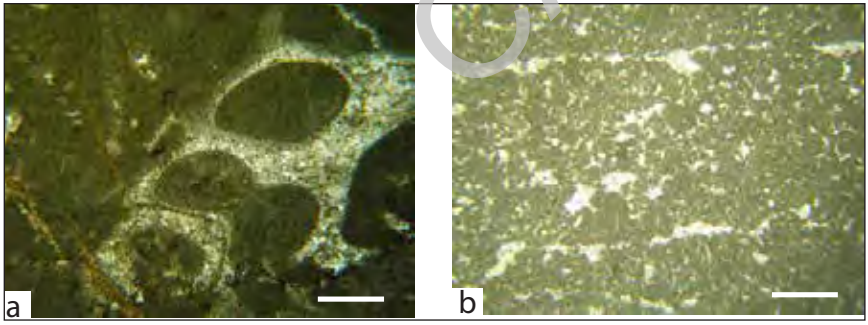



Fig. 55 – *Microfacies dei calcari di Pizzo Manoflo ($CTI_a$); a)* wackestone *a gasteropodi (nerineidi); b)* packstone *a peloidi e cavità loferitiche riempite da cementi spatitici (unità di misura 1 mm).*

PROGETTO CARG

Il limite inferiore dell'unità è una superficie netta di erosione e discordanza di tipo *onlap* con i depositi della formazione Buccheri o, ancora, direttamente con i calcari triassici della formazione Capo Rama o Formazione Sciacca e, dove presenti, sui depositi bauxitici. Il limite superiore è una superficie di discordanza con i calcari di Capo Gallo (AFU).

Dal punto di vista paleoambientale sono riconoscibili associazioni di facies tidali e di laguna di retroscogliera, spesso organizzate in cicli *shallowing upwards*.

Un recente studio delle facies dei depositi del Giurassico superiore-Cretacico inferiore affioranti nei Monti di Palermo (Basilone, 2011 b), ha consentito il riconoscimento di diverse associazioni di facies e relativi ambienti deposizionali facenti parte di un originario sistema di piattaforma carbonatica caratterizzata da *shelf margin sand bodies* (*sensu* Tucker & Wright, 1990).

Nei calcari di Pizzo Manolfo sono state distinte le seguenti associazioni di litofacies che prendono il nome dei toponimi dei luoghi in cui sono state studiate le sezioni più rappresentative:

a) associazione di litofacies di Monte Castellaccio (piana tidale-laguna di retroscogliera), in carta contrassegnata con la sigla $CTI_a$. Si caratterizza per la presenza di calcari micritici grigio-scuri a gasteropodi (nerineidi) ed oncoliti (Fig. 52, 53) in banchi dello spessore metrico alternati a livelli di calcari loferitici (micriti a *birdseyes*) e stromatolitici (Fig. 54); queste litofacies descritte rappresentano l'associazione di litofacies più diffusa e con maggiori spessori dei calcari di Pizzo Manolfo. Lungo la successione si intercalano orizzonti di *grainstone* ad ooidi a struttura fibroso-raggiata e sporadiche calciruditi bioclastiche a coralli ed alghe. Le microfacies sono rappresentate da *wackestone* ad alghe e foraminiferi bentonici, *wackestone-packstone* con grandi oncoidi e gasteropodi (nerineidi, Fig. 55 a) e da *packstone* peloidali laminati, separati da cavità fenestrali riempite da cementi spatitici (Fig. 55 b) costituenti le facies tidaliche.

Questi depositi affiorano nei settori più orientali del Foglio e precisamente a Pizzo Vuturo e Pizzo Sella (Monte Gallo), al Monte Castellaccio, Pizzo Manolfo e Montagna Raffo Rosso e nei settori costieri di Barcarello (Sferracavallo) e lungo il litorale di Isola delle Femmine, da Punta Matese fino a Punta del Passaggio.

b) associazione di litofacies di Monte Colombrina (barra sabbiosa) contrassegnata in carta con la sigla $CTI_b$ e caratterizzata da alternanze di micriti grigio scure in banchi metrici con molluschi (bivalvi e gasteropodi) di grandi dimensioni (Fig. 56 a), alghe e coralli coloniali (Fig. 56 b) localmente in posizione di vita a costituire piccole biocostruzioni (*patch reef*), calcareniti bioclastiche grossolane e calcareniti oolitiche (Fig. 56 e, f) in strati decimetrici. Spessori affioranti 100-150 m. Questi litotipi sono arrangiati in sequenze di tipo *shallowing upwards*. Fra le microfacies si rinvengono *wackestone* a molluschi, *packstone-floatstone* con frammenti di molluschi e coralli (Figg. 56 c, d), *grainstone-packstone* oolitico-

PROGETTO CARG

bioclastici, con ooliti a struttura tangenziale, saltuariamente interessati da micritizzazione (Fig. 56 f) e bioclasti di taglia arenitico-ruditica.

I depositi rappresentati dall'associazione di litofacies descritta affiorano al Monte Colombrina, nel centro abitato di Torretta, in località di Cozzo Lupo Giglio e in Contrada Bausu Mascula (Carini).

PROGETTO CARG

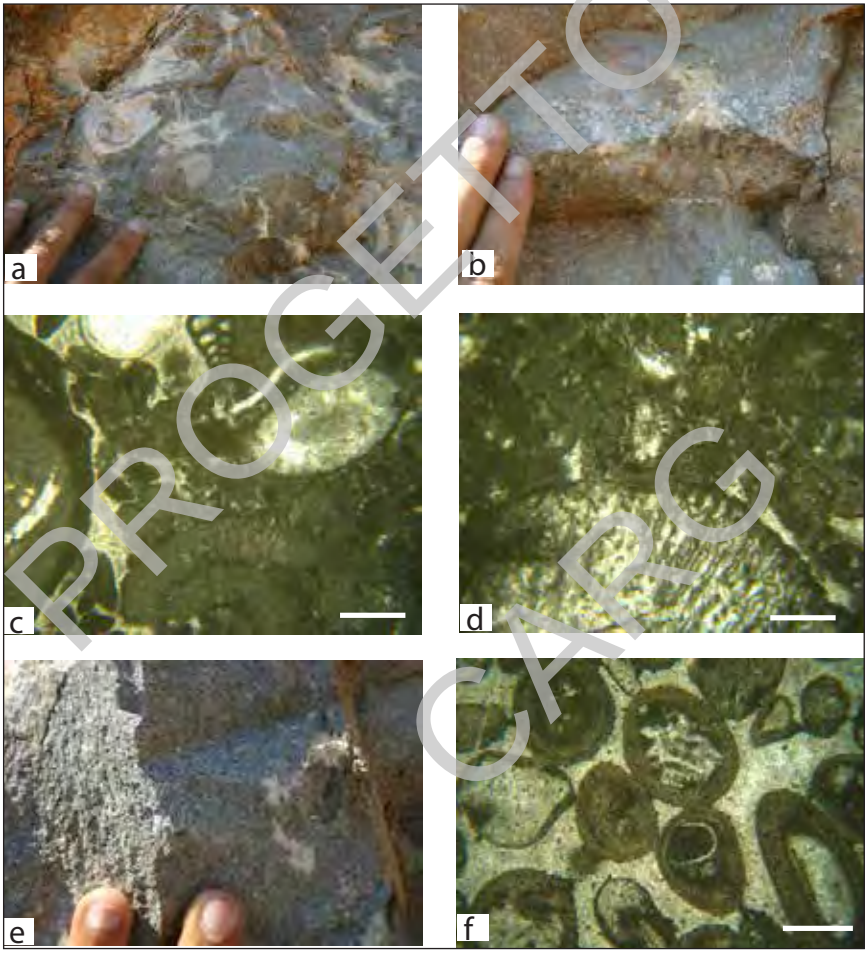



Fig. 56 - *Litofacies e microfacies tipiche dell'associazione dei calcari di Pizzo Manoflo ($CTI_b$); a) micriti a grossi molluschi; b) calcari a coralli; c)* wackestone-packstone *ad alghe e foraminiferi bentonici (unità di misura 1 mm); d)* packstone *ad alghe e coralli (unità di misura 1 mm); e) calcareniti oolitiche; f)* grainstone *oolitici con ooidi a struttura tangenziale e bordi micritizzati (unità di misura 1 mm). Monte Colombrina.*

### 4.3.8.1. – Calcari a piccoli gasteropodi

Lungo il versante meridionale di Monte Gallo (contrassegnato in carta con il simbolo ▲7), alla "Cava Spinasanta" ad est di Pizzo Impiso, affiora un litosoma carbonatico costituito da *wackestone-packstone* ad alghe e piccoli gasteropodi (Figg. 57, 58) dal tipico colore rossastro cangiante verso l'alto a tonalità più brunastre. Nella porzione inferiore, caratterizzati da strati a geometria tabulare dello spessore decimetrico vi si alternano livelli dello spessore centimetrico di argilliti bauxitiche di colore rosso del tutto simili a quelle che si rinvengono nella porzione immediatamente soggiacente al litosoma descritto. Questi calcari sono stati riconosciuti anche all'interno di alcuni filoni sedimentari incisi nei calcari triassico-liassici, contornati dalla bauxite e dagli speleotemi.

Le microfacies dei livelli calcarei (Fig. 57) sono costituite, oltre che da una ricca associazione a gasteropodi di diametro centimetrico, anche da alghe calcaree (*Salpingoporella annulata* Carozzi, *Salpingoporella grudii* Radoicic, *Actinoporella podolica* Alth), foraminiferi bentonici fra cui miliolidi, textularidi e cuneolinidi. Tra questi sono stati determinati *Montsalevia salevensis* Charol-

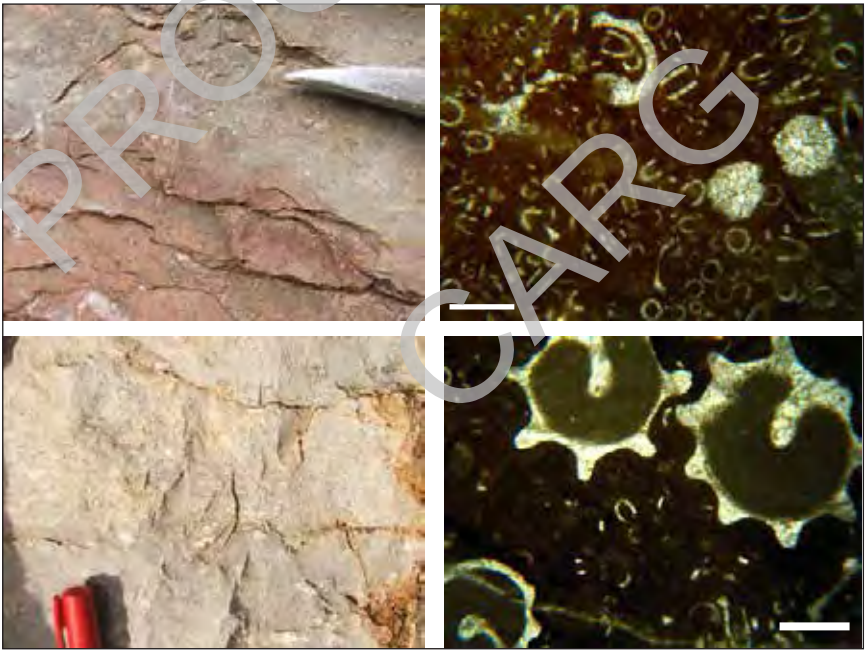


Fig. 57 – *Livelli di calcilutiti (*wackestone*) a piccoli gasteropodi ed alghe (*Salpingoporella *spp.) e corrispondenti microfacies. Monte Gallo. Nelle immagini al microscopio l'unità di misura è di 1 mm.*

PROGETTO CARG

lais, Bronnimann & Zaninetti, *Vercorsella camposaurii* Sartoni & Crescenti, *V. laurentii* Sartoni & Crescenti, *Campanellula capuensis* De Castro, *Debarina* sp., *Belorussiella* sp., *Praechrysalidina infracretacea* Luperto-Sinni. Negli strati sommitali del litosoma, Di Stefano *et alii* (2002 a) hanno riconosciuto *Parurgonina caelinensis* Cuvillier, Foury & Pignatti-Morano, *Kurnubia palastiniensis* Henson, *Pseudocyclammina* sp. e *Campbeliella striata* Carozzi, fossili che ascrivono al Kimmeridgiano l'età di questi depositi.

Il litosoma descritto è stato contrassegnato in carta con la sigla $CTI_a$.

Fig. 58 – *Calcareniti e calcilutiti* (wackestone-packstone) *a piccoli gasteropodi, Contrada Spinasanta, Monte Gallo.*

4.3.9. – *Calcari di Piano Battaglia* **(PNB)**

Biolititi coralgali, calcareniti oolitiche, calcareniti e calciruditi bioclastiche e brecce in spessi strati o banchi o a stratificazione massiva, contenenti *Ellipsactinia* sp., coralli, alghe, foraminiferi bentonici, molluschi, resti di echinidi e rare ammoniti. Raggiungono il loro spessore massimo di 500 m nella successione di Montagna Longa. Il limite inferiore dell'unità è una superficie di discordanza con rapporti di *downlap* con i "calcari a *Saccocoma*", rappresentativi della porzione sommitale della formazione Buccheri (Fig. 59 a). Il limite superiore è una superficie di discordanza ed erosione, probabilmente subaerea, contrassegnata da iato sedimentario ed effetti di paleocarsismo. Su tale superficie si rinvengono le calcilutiti della formazione Amerillo con rapporti di *onlap* e geometrie da riempimento di filoni sedimentari. Tali depositi sono considerati essere in passaggio eteropico con i calcari di Pizzo Manolfo, rappresentativi di facies di piattaforma carbonatica interna. Questi rapporti stratigrafici di eteropia, a causa dell'intensa deformazione tettonica subita, non sempre sono chiari ed evidenti in affioramento.

Il contenuto fossilifero è dominato da *Ellipsactinia* sp. (Fig. 60 a), chetetidi, foraminiferi bentonici (*Valvulina lugeoni* Septfontaine, *Trocholina elongata* (Leupold), *Protopeneroplis striata* Weynschenk, *P. ultragranulata* Gorbatchik,

PROGETTO CARG

*Nautiloculina circularis* (Said & Barakat), *Nautiloculina bronnimanni* Arnaud-Vanneau & Peybernes, textularidi, miliolidi e biloculine), coralli isolati (*Cladocoropsis mirabilis* Felix) e coloniali, formanti impalcature rigide.

Sulla base della distribuzione dei fossili prima elencati, l'intervallo cronostratigrafico viene ristretto al Titonico-Neocomiano.

La formazione si rinviene nel settore nord-orientale del Foglio, a Cozzo di Lupo-Cozzo Grillo e in quello nord-occidentale lungo la piana costiera di Capo Rama nel settore di Città del Mare-Pezzo Tondo e al Monte Pecoraro-Montagna Longa. Lungo la monoclinale di Pezzo Tondo, la porzione sommitale dei "calcari

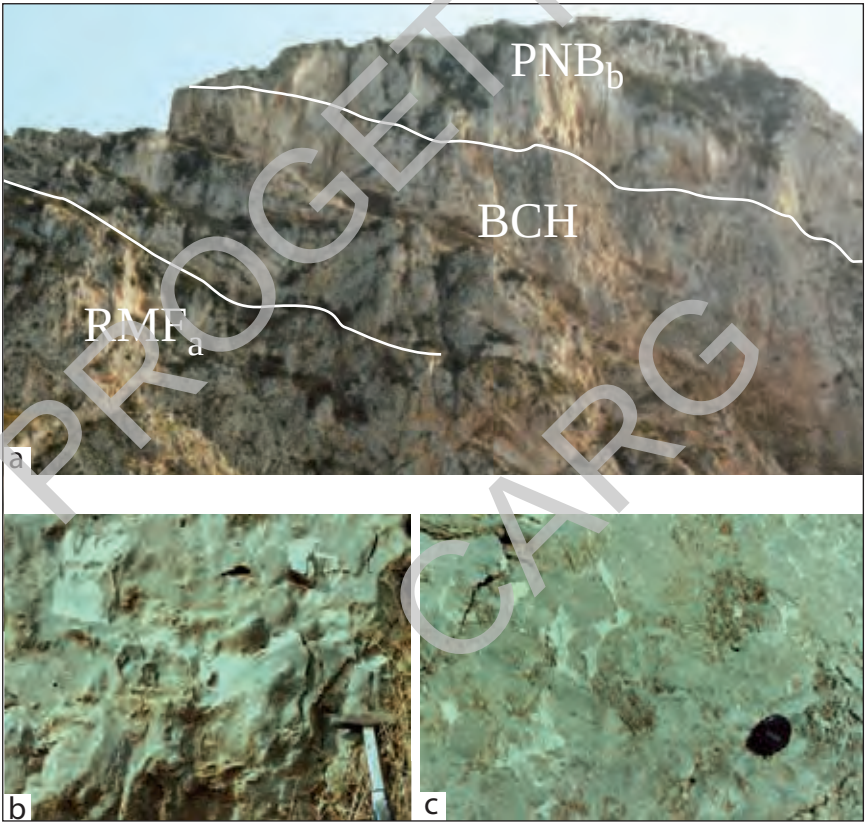



Fig. 59 - *Successione triassico-cretacica della Piattaforma Panormide: PNB$_b$. calciruditi ad Ellipsactinia (Titonico-Neocomiano, calcari di Piano Battaglia). BCH calcilutiti e calcareniti a Saccocoma (Malm); RMF$_a$. calcari di Costa della Ginestra; b, c) calcari organogeni a coralli ed* Ellipsactina *sp. (calcari di Piano Battaglia, litofacies di scogliera, PNB$_a$), con cavità da dissoluzione riempite da calcilutiti bianche. Monte Pecoraro*

PROGETTO CARG

di Piano Battaglia" risulta pervasa da un fitto reticolo paleocarsico di dicchi nettuniani, colmato da calcilutiti rossastre a foraminiferi planctonici i cui campioni hanno fornito un'età compresa nell'intervallo Albiano-Cenomaniano.

Sono state riconosciute diverse associazioni di litofacies:

a) litofacies di Montagna Longa (associazione di facies di scogliera), in carta contrassegnata con la sigla $PNB_a$. Biolititi a coralli ed idrozoi sono localmente alternate a calciruditi e calcareniti coralgali con rari livelli di calcareniti oolitiche.

Nei *boundstone* i coralli coloniali sono disposti in ciuffi o isolati, a volte di notevoli dimensioni; abbondante è la presenza di *Ellipsactinia* sp. (Fig. 60 a), gasteropodi (*Nerinea* sp), crinoidi; sono riconoscibili, inoltre, organismi microproblematici (*Bacinella irregularis* Radoicic, Fig. 61 d, *Tubiphytes obscurus* Maslov, Fig. 61 c, *T. morronensis* (Crescenti), *Lithocodium aggregatum* Elliot), foraminiferi bentonici (*Trocholina alpina* Leupold, *Protopeneroplis* spp.), alghe dasycladacee (*Salpingoporella* sp., Fig. 61 b), solenoporacee e cianoficee (*Cayeuxia* sp.), serpulidi, stromatoporidi, briozoi e piccole spugne (Fig. 61 b). Gli organismi biocostruttori sono generalmente incrostati da microbialiti. Nelle parti sommitali dei banchi calcarei sono diffuse numerose cavità da dissoluzione riempite da micrite biancastra, spesso laminata (Figg. 59 b, c) o cementi calcitici (Fig. 61 a). L'associazione affiora in particolare a Montagna Longa, a Pizzo Corvo e Pizzo Caccamo (settore nord-occidentale del Foglio), nel settore di Marina di Cinisi a Torre Muzza e negli affioramenti isolati circostanti il centro abitato di Carini;

b) litofacies di Monte Pecoraro (associazione di facies di avanscogliera), in carta contrassegnata con la sigla $PNB_b$. E' costituita da prevalenti brecce intra-

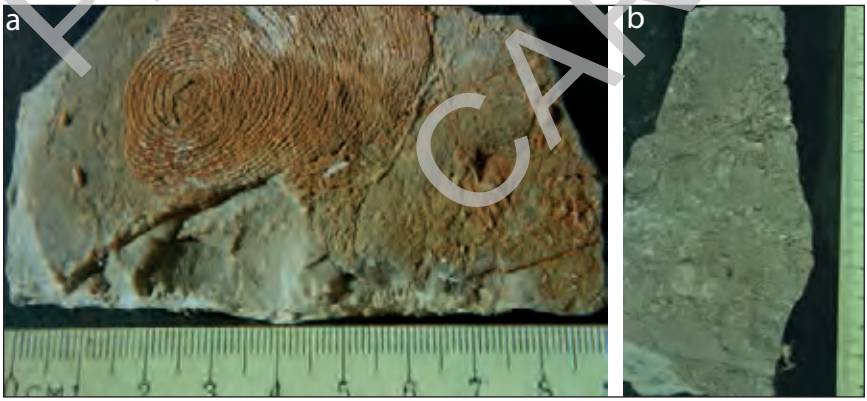



Fig. 60 - *Calcari di Piano Battaglia: a) calcari organogeni ad Ellipsactinie e calcareniti bioclastiche, litofacies di scogliera ($PNB_a$). Pezzo Tondo-Città del Mare; b) calciruditi bioclastiche grossolane con frammenti di ellipsactinie, coralli, molluschi, alternati ad orizzonti di* wackestone-packstone *con crinoidi ed ammoniti, litofacies di avanscogliera ($PNB_b$). Cozzo Paterna, Monte Palmeto.*

PROGETTO CARG

clastiche con elementi derivanti dalla frantumazione della scogliera. All'analisi sedimentologica si distinguono *rudstone-floatstone* di colore grigio con stratificazione indistinta o in banchi, a grossi frammenti di *Ellipsactinia* sp. e coralli (Fig. 60 b); la matrice è un *grainstone* grossolano con frammenti di lamellibranchi, gasteropodi, piccole ammoniti, *Tubiphytes obscurus* e piccole spugne.

Il litotipo descritto si alterna ciclicamente a livelli dello spessore di pochi decimetri di un *grainstone* bioclastico, a volte gradato, costituito da frammenti di alghe dasycladacee (*Salpingoporella* sp.), solenoporacee, cianoficee (*Cayeuxia* sp.), frammenti di organismi viventi in una scogliera (*Ellipsactinia* sp., chetetidi,

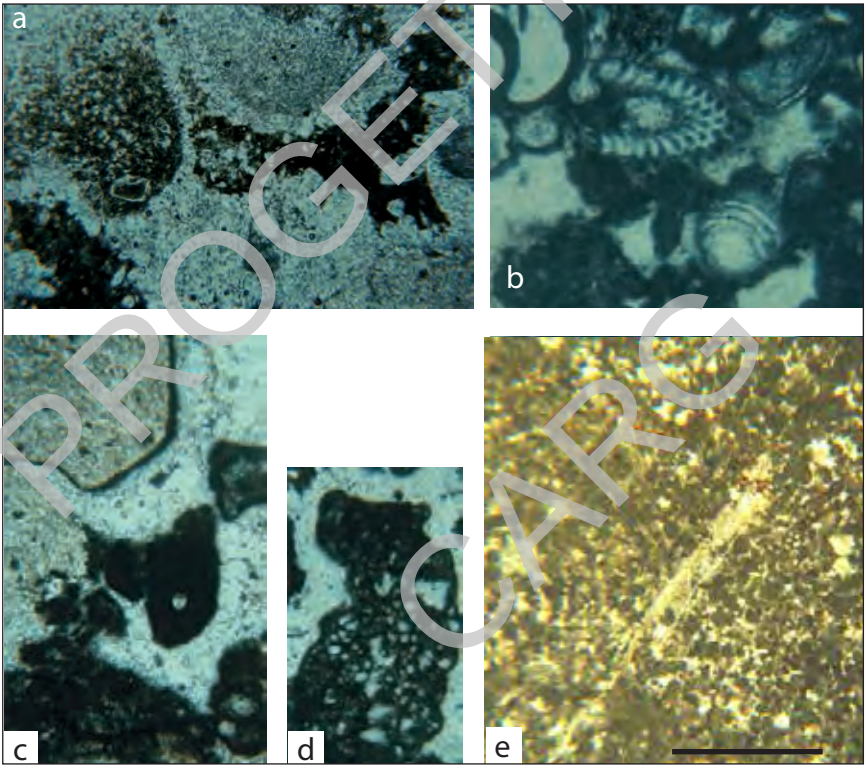



Fig. 61 - *Microfacies dei calcari di Piano Battaglia (PNB). a) Microfotografia (x25) di cavità da dissoluzione, orlate da cementi calcitici e colmate da* wackestone *a foraminiferi planctonici del Cretacic superiore. Località Pezzo Tondo). b) Calcareniti bioclastiche, località Pezzo Tondo-Città del Mare. Sezione sottile (x40) in cui si riconosce* Trocholina *sp. associata a frammenti di dasycladacee ed altri grani bioclastici; c) calciruditi ad* Ellipsactinia*. Sezione sottile (x35) in cui si osserva un* Tubiphytes obscurus*; d) calcareniti bioclastiche. Sezione sottile (x30),* Bacinella irregularis*; e) calcareniti oolitiche con foraminiferi bentonici (unità di misura 1 mm).*

PROGETTO CARG

coralli) e abbondanti entrochi e crinoidi e, localmente, a livelli di 20-30 cm di calcareniti bioclastiche e calcareniti oolitiche, spesso rielaborate e micritizzate.

La litofacies affiora diffusamente al Monte Pecoraro, nel settore meridionale di Monte Palmeto a Cozzo Paterna, lungo la fascia costiera a nord di Marina di Cinisi, a Torre Muzza e lungo la falesia di Capo Rama, nel suo settore più meridionale di Cala Sciaccotta-Pezzo Tondo.

### 4.3.10. – *Calcari di Capo Gallo* **(AFU)**

Calcari bioclastici con rudiste di piccole dimensioni (prevalenti requienidi, Figg. 62 a, 63 d), con a luoghi livelli di *grainstone* oolitici nerastri (Figg. 62 c, 63 c) e bioclastici (*packstone* e *grainstone)* con frammenti di varia natura in strati decimetrici a geometria tabulare. Livelli di micriti grigie a gasteropodi (*Nerinea* sp.), anche di grossa taglia (Fig. 62 b) e associazioni a foraminiferi bentonici (Fig.

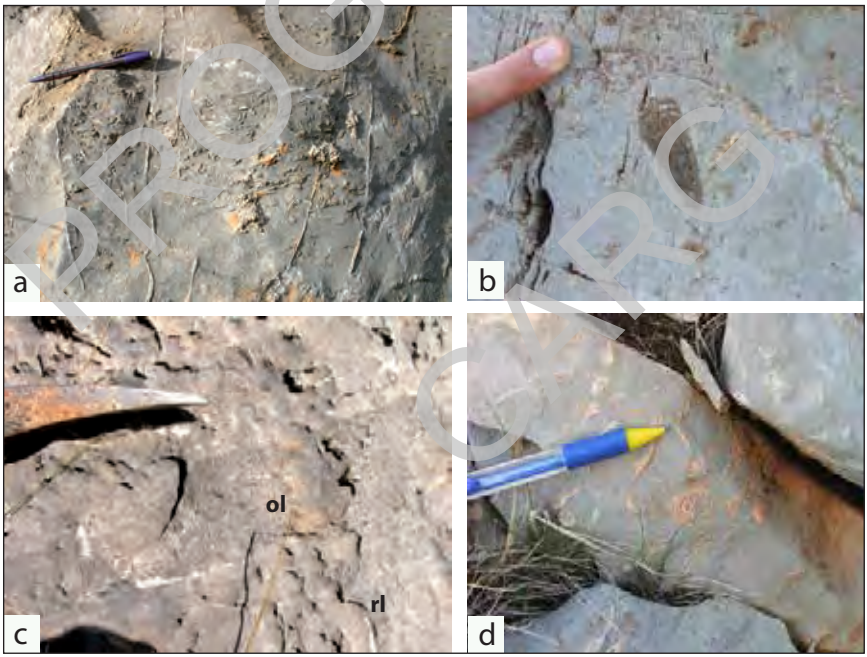



Fig. 62 – *Litofacies dei calcari di Capo Gallo (AFU): a) calcareniti bioclastiche a requienidi, Pizzo Sella, Monte Gallo; b) calcilutiti a Nerineidi, Pizzo Vuturo, Monte Gallo; c) calcareniti oolitiche (ol) alternate a calcilutiti a requienidi (rl), Pizzo Vuturo; d) calcari bioclastici a molluschi e rudistidi con allineamento di grani, indicative dell'azione di correnti trattive, M.gna Raffo Rosso, M. Castellaccio.*

PROGETTO CARG

63 b, d), tra cui miliolidi, *Trocholina* spp., *Cuneolina* ex. gr. *camposauri-laurentii* Sartoni & Crescenti, *Orbitolina praecursor* (Montanari), alghe (della biozona a *Salpingoporella dinarica*) e microproblematici (*Bacinella* sp.). Intercalazioni di livelli decimetrici di micriti a *birdseyes* contenenti peloidi, frammenti di alghe calcaree (*Cayeuxia* sp., *Triploporella* cf. *decastroi* Barattolo), foraminiferi bentonici, noduli di *Bacinella* sp. Localmente, si riconoscono orizzonti microbrecciati. I livelli bioclastici si mostrano come *floatstone* a requienidi immersi in una matrice grigia bioclastica (Figg. 62 d, 63 a). I gusci macroscopici a volte si presentano allineati e disposti parallelamente ai piani di strato (Figg. 62 a, d) e sono indicativi di fenomeni trattivi. Spessori affioranti 70-350 m.

L'unità litostratigrafica, di nuova istituzione, è stata definita sulla base della misura e campionamento della sezione tipo proposta lungo il rilievo di Pizzo Sella, Monte Gallo (Basilone & Lena, 2009; Basilone, 2012). L'unità era precedentemente accorpata nei "calcari a rudiste" (Caflish, 1966) e comprende depositi equivalenti a quelli affioranti nei Monti delle Madonie (parte inferiore

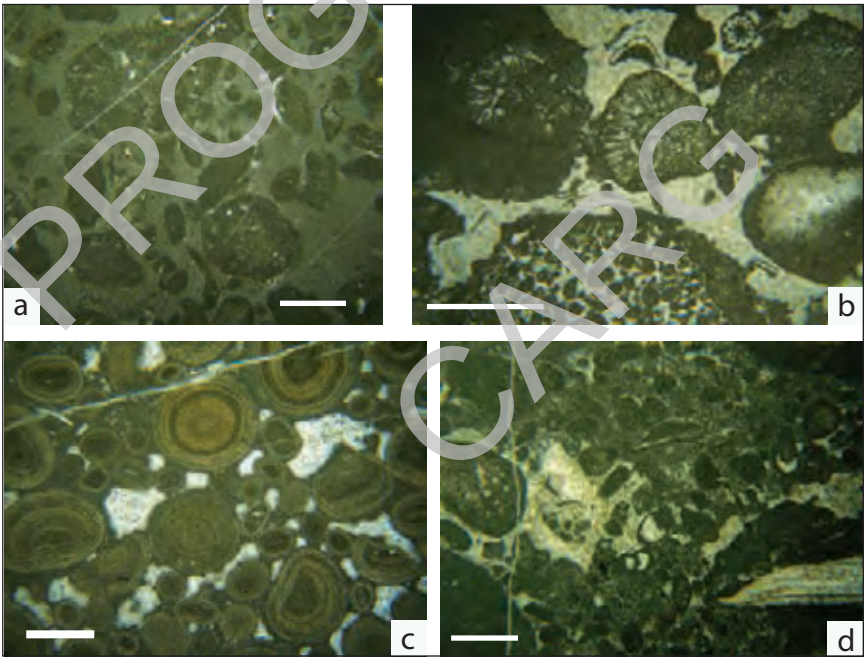



Fig. 63 – *Microfacies dei calcari di Capo Gallo (AFU): a)* wackestone *bioclastici a requienidi (unità di misura 1 mm); b)* grainstone *bioclastici e intaclastici (unità di misura 1 mm); c)* grainstone *oolitici con ooidi rotti e riolitizzati (unità di misura 1 mm); d)* grainstone-packstone *a foraminiferi bentonici e frammenti di requienidi (unità di misura 1 mm). Pizzo Sella.*

PROGETTO CARG

della successione della Rocca di Cefalù), già noti informalmente come "Calcari di Cefalù" (Broquet, 1968; Grasso *et alii*, 1978) o "formazione Cefalù" (Schmidt di Friedberg, 1964-65).

Sulla base del contenuto fossilifero ad alghe, ricadenti nella biozona a *Salpingoporella dinarica* e a foraminiferi bentonici, in particolare per la presenza di *Palorbitolina lenticularis* (Blumenbach), *P. praecursor* (Montanari) e *Rectodyctioconus giganteus* Schroeder, l'unità viene assegnata all'intervallo Barremiano–Aptiano (Montanari 1965; Camoin, 1983).

Il limite inferiore dei calcari di Capo Gallo è una superficie di discordanza di tipo *onlap* (3-5°) con i sottostanti calcari di Pizzo Manolfo ($CTI_a$). Il limite superiore è dato da una superficie discordante a luoghi di tipo *downlap*, su cui poggiano i calcari detritico-organogeni con rudistidi della formazione Pellegrino (LEG).

Questa unità, oltre che lungo la dorsale di Monte Gallo, si rinviene anche lungo il versante nord-occidentale di Monte Castellaccio, in località Montagna Raffo Rosso (Fig. 64), al Monte Colombrina, lungo il settore costiero di Isola delle Femmine, all'Isola di Fuori e nel settore sommerso adiacente.

Ambienti deposizionali di laguna di retroscogliera e piana peritidale, saltuariamente interessati da eventi di tempesta (*storm layers*) e ambienti deposizionali in condizioni di alta energia, soprattutto per i livelli sommitali indicativi di piattaforma carbonatica aperta (tipo *open shelf*).

Fig. 64 - *Calcilutiti e calcareniti in strati sottili alternate a banchi dello spessore metrico di calcareniti oolitiche (calcari di Capo Gallo, AFU). Seguono verso l'alto pacchi stratali dello spessore plurimetrico costituiti dai calcari a rudiste della formazione Pellegrino (LEG). Loc. versante nord-occidentale di Montagna Raffo Rosso.*

PROGETTO CARG

4.3.11. – *Formazione Pellegrino* **(LEG)**

Calcareniti e brecce bioclastiche (Figg. 65, 66) a orbitolinidi (Fig. 66 a) e frammenti di bivalvi (rudistidi, Figg. 65, 66 b) che si alternano a biolititi a caprinidi (Fig. 65 a) e radiolitidi (Fig. 65 d, 67). Vi si intercalano rare laminiti stromatolitiche e loferitiche, calcilutiti ad alghe e foraminiferi, calcareniti oolitiche e banchi di conglomerati ad elementi grossolani costituiti da frammenti arrotondati di rudistidi (Fig. 65 c).

Questi depositi, descritti informalmente come "calcari cretacei di scogliera" (Baldacci, 1886; De Stefani, 1946), "zona ultradetritica", "zona a *Barkerina*" e "zona a grandi Cuneoline" (Montanari, 1965) o come "calcari a Rudiste" (Caflisch, 1966), vengono qui raggruppati nella formazione Pellegrino. Dal punto di vista biostratigrafico e sedimentologico l'unità è stata studiata da vari autori (Montanari, 1965; Camoin, 1983; Di Stefano & Ruberti, 1998) lungo la sezione

Fig. 65– *Litofacies dei calcari a rudistidi della formazione Pellegrino (LEG); a) biolititi a Caprine e Rudiste; loc. ex Semaforo, cima di Monte Gallo; b) calciruditi e calcareniti a rudistidi, M.gna Raffo Rosso; c) calcareniti con rudistidi: i gusci dei bivalvi, isorientati al piano di strato, indicano l'azione di paleocorrenti trattive, Pizzo Sella, Monte Gallo; d) biolititi ad ippuritidi, Monte Gallo.*

PROGETTO CARG

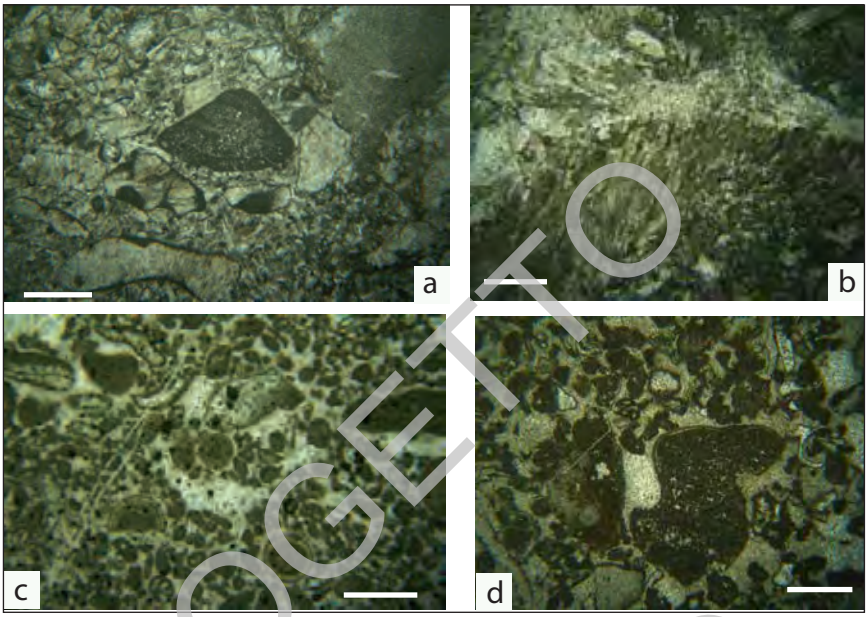



Fig. 66 – *Microfacies (unità di misura 1 mm) dei calcari della f.ne Pellegrino (LEG): a)* grainstone *ad* Orbitolina *sp.; b)* grainstone *con un grosso frammento di rudistide; c)* grainstone *oolitico e bioclastico; d)* grainstone *con foraminiferi bentonici e organismi microproblematici (*Bacinella irregularis*).*

Fig. 67 - *Calcari grigi con radiolitidi della formazione Pellegrino, Cretacico superiore. Pizzo Manolfo, La Conza.*

PROGETTO CARG

di Pizzo Croce (settore nord-occidentale di Monte Pellegrino, nell'adiacente, più orientale Foglio "Palermo"), candidata come sezione tipo della formazione.

L'analisi delle facies rivela la presenza di *rudstone* e *grainstone* coralgali stratificate in grossi banchi che si alternano a calcilutiti a volte laminate, *boundstone* a lamellibranchi e gasteropodi organizzati in sequenze di litofacies di tipo *shallowing upwards* in accordo con Di Stefano & Ruberti (2000) nell'affioramento di Monte Pellegrino.

Nel Foglio "Partinico-Mondello" affiorano, in limitate estensioni, nel settore più occidentale di Monte Gallo e precisamente al Piano dello Stinco e in cima a Pizzo Sella e nell'adiacente Monte Castellaccio-Montagna Raffo Rosso (Figg. 51, 64, 68 a), Monte Colombrina. La potenza dell'unità litostratigrafica (maggiore di 200 metri nella sezione tipo) qui si riduce a circa 100 metri.

Il limite inferiore della formazione è una superficie di paraconcordanza e/o discordanza con i sottostanti calcari di Capo Gallo (Figg. 51, 64); localmente, questo limite è contrassegnato dalla presenza di argille azoiche di colore nerastro e giallastro alternate a croste calcaree di spessore millimetrico (Fig. 68 b) e a livelli di marne bituminose. Si presentano discontinue lateralmente con spessori variabili da 0 a 2,80 m e con geometrie lenticolari. Questi depositi, segnalati qui per la prima volta, richiedono ulteriori analisi mineralogiche e petrografiche.

Il limite superiore è rappresentato da una superficie di erosione su cui poggiano in discordanza (*downlap*) le calcareniti bioclastiche della formazione Valdesi (vedi Fig. 74) e le calcilutiti e marne dei depositi della f.ne Amerillo, presenti, a luoghi, anche come riempimento di filoni sedimentari (successione di M. Gallo).

Il contenuto fossilifero della formazione Pellegrino è molto abbondante e diversificato. Tra i macrofossili si riconoscono rudistidi, caprinidi (*Caprina schio-*

Fig. 68 a- *Calcari grigi a rudistidi (formazione Pellegrino) nella successione in strati fortemente inclinati (subverticali nordovest immergenti) affioranti alla Montagna di Raffo Rosso (gruppo montuoso di Pizzo Castellaccio).*

PROGETTO CARG

*sensis* Boehm, *Caprina carinata* Boemm, *Neocaprina gigantea* Gemmellaro, *N. nanosi* Pleniclar, *N. panormitana* Sirna, *Caprinula* sp., *Ichtyosarcolites* sp., *I. rotundus* Polsak, *I. bicarinatus* Parona, *Sauvagesia nicaisei* Coquand), caprotinidi (*Polyconites verneuilli* Bayle), ippuritidi, radiolitidi di grandi dimensioni (*Sauwagesia* sp., *Durania* sp., *Radiolites sauvagesi* D'ombres-Firmas), idrozoi, alghe e coralli. Abbondante è anche il contenuto microfaunistico, specialmente foraminiferi bentonici (*Orbitolina* (*Conicorbitolina*) *conica* D'Archiac, *Cuneolina* cf. *pavonia* D'Orbigny, *Cuneolina* cf. *conica* D'Orbigny, *Trocholina elongat*a Leupold, *Actinoporella podolica* Alth, *Dicyclina* sp., *Cornuspira* cf. *cretacea* Reuss, *Conicospirillina basiliensis* Mohler). Nella matrice carbonatica, a luoghi, si rinvengono foraminiferi planctonici (*Rotalipora* spp.).

La presenza di orbitolinidi permette di distinguere la biozona ad *Orbitolina* (*Conicorbitolina*) *conica* (Moullade, 1980), già riconosciuta da Camoin (1983), che data la formazione all'Albiano superiore-Cenomaniano.

Le associazioni a rudiste riferite da Carbone *et alii* (1971), Praturlon & Sirna (1976), Polsak *et alii* (1970) al Cenomaniano superiore, sono state assegnate al Cenomaniano inferiore e medio (Camoin, 1983). La presenza, alla sommità della successione, di livelli poco spessi, contenenti *Ichthyosarcolites rotundus*, *Ichthyosarcolites* sp., *Caprinula* sp. e privi di orbitoline (la cui distribuzione si arresterebbe nel Cenomaniano medio, secondo Moullade, 1980) induce a datare al Cenomaniano superiore soltanto la parte alta della formazione (Camoin, 1983).

Nell'unità vengono compresi i calcari bioclastici a *Sideroli*t*es calcitrapoides* Lamarck e a *Orbitoides media* (d'Archiac), riconosciuti con chiarezza al Monte Pellegrino, nell'adiacente Foglio "Palermo", che permettono di estendere l'età della formazione fino al Cretacico sommitale (Campaniano-Maastrichtiano).

L'ambiente di sedimentazione è riferibile ad una rampa carbonatica in cui pro-

Fig. 68 b - *Argille nerastre interposte al limite tra la formazione Pellegrino, del Cretacico superiore e i calcari di Capo Gallo del Cretacico inferiore..*

PROGETTO CARG

liferavano bioherme isolate (*patch reef*) e si depositavano materiali risedimentati relativi ad ambienti di avanscogliera (vedi anche, Di Stefano & Ruberti, 2000).

### 4.3.12. – *Formazione Amerillo* **(AMM)**

Questa unità, informalmente nota come Scaglia (*Auct.*), raggruppa strati sottili di calcilutiti e calcari marnosi bianchi e rosso-grigiastri (Fig. 69) a foraminiferi planctonici (globotruncane, globorotalie, hantkenine), a luoghi calcilutiti selcifere più o meno argillose grigio-verdastre alternate a biocalcareniti risedimentate a orbitoidi e frammenti di rudiste, passanti verso l'alto a calcilutiti bianche (Fig. 69), con laminazioni piano-parallele ed incrociate. Frequenti le strutture da *slump*.

La formazione affiora in lembi poco spessi (20 m) nella regione di Carini, Cozzo di Lupo, Monte Castellaccio, Pezzo Tondo-Citta del Mare, Piano delle Tavole e in cima al Monte Gallo, dove, più frequentemente, i depositi costituiscono il riempimento di filoni sedimentari nella formazione Pellegrino.

Nell'area di Cala Rossa (Terrasini) gli spessori di questa unità raggiungono i 150 m e comprendono una successione di calcilutiti bianche e rosse del Cretacico superiore-Eocene, dettagliatamente descritta più avanti.

Il limite inferiore della formazione è una discordanza geometrica di tipo *onlap* sui depositi calcarei del Cretacico superiore. Negli affioramenti di Pezzo Tondo-Citta del Mare o nelle successioni madonite (vedi Foglio "Termini Imerese - Capo Plaia") i depositi pelagici della formazione Amerillo poggiano direttamente sui

Fig. 69 - *Successione di calcari pelagici rossi e bianchi meso-cenozoici della formazione Amerillo (AMM). La successione si presenta intensamente deformata ma al suo interno sono ancora riconoscibili fenomeni da* slumping. *Settore costiero di Terrasini*

PROGETTO CARG

calcari di piattaforma del Giurassico superiore-Cretacico inferiore (calcari di Pizzo Manolfo e di Piano Battaglia), dove possono colmare una fitta rete di dicchi nettuniani. Il limite superiore della formazione è una superficie di erosione probabilmente sottomarina su cui poggiano i calcari grigi a macroforaminiferi della soprastante formazione Valdesi.

Le forme *Globotruncana* ex gr. *lapparenti* Brotzen e *Globorotalia velascoensis* Cushman datano rispettivamente i livelli più antichi al Cretacico superiore e quelli più recenti al Paleocene; l'unità stratigrafica, quando completa, comprende anche i piani dell'Eocene.

L'ambiente di sedimentazione è quello di una scarpata di piattaforma pelagica (*intraslope*), dove si depositavano fanghi carbonatici a foraminiferi planctonici, interessata da rari apporti clastici derivanti da aree a sedimentazione carbonatica di mare basso nei livelli cretacico-eocenici.

### 4.3.12.1. – La successione meso-cenozoica di Cala Rossa

La successione giurassico-eocenica, ben esposta a Cala Rossa (Fig. 70) ed affiorante lungo il litorale di Terrasini fino a Pietra Vela-Magaggiari, è stata studiata dal punto di vista stratigrafico e biostratigrafico da Catalano *et alii* (1973).

Nella sezione di Cala Rossa la successione è stata misurata tra un isolotto affiorante a poche decine di metri dalla costa e la costa stessa (Figg. 71, 72).

Dal basso si riconoscono:

a) circa 20 m di radiolariti grigie e rossastre con intercalazioni di calcareniti risedimentate gradate e laminate i cui componenti sono litoclasti e bioclasti essen-

Fig. 70 - *Panoramica della successione meso-cenozoica di Cala Rossa (Terrasini). La successione è mostrata nella sezione SO-NE di Fig. 72.*

PROGETTO CARG

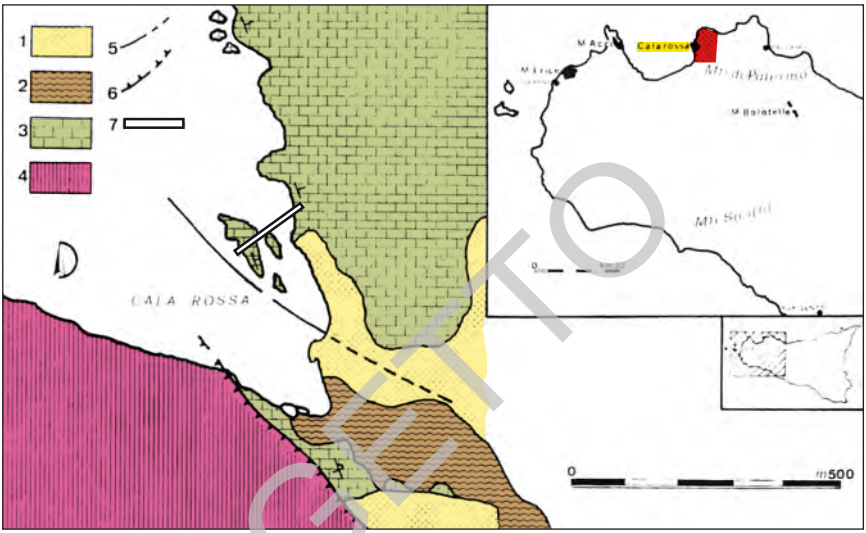



Fig. 71 - *Carta geologica di Cala Rossa (Terrasini) e ubicazione della successione studiata (ripreso da* Catalano et alii*, 1973). 1) conglomerati e calcareniti bioclastiche del Pleistocene inferiore (calcareniti di Marsala, MRSc); 2) argille grigio-nerastre alternate a sabbie e arenarie quarzose dell'Oligocene-Miocene e lembi di marne argillose del Burdigaliano-Langhiano (flysch Numidico, FYN$_2$); 3) radiolariti, torbiditi calcaree e calcari pelagici del Malm-Eocene medio-superiore (successione di Cala Rossa); dolomie e calcari dolomitici di piattaforma carbonatica del Triassico superiore-Liassico inferiore (formazione Capo Rama, RMF); faglie; 6) sovrascorrimento; 7) traccia della sezione geologica di Fig. 72.*

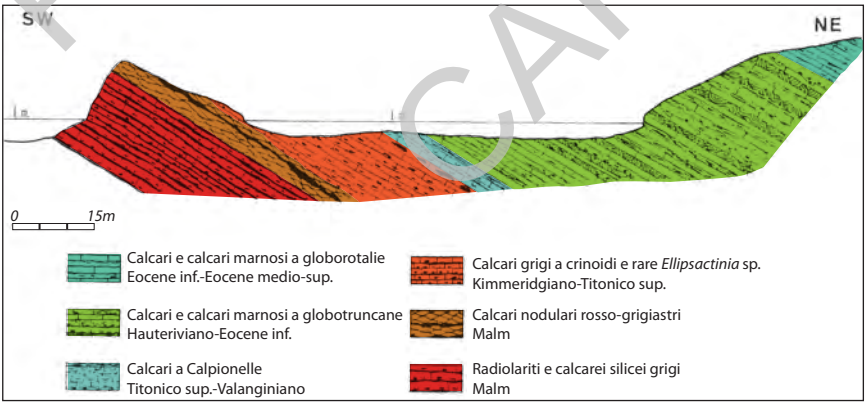



Fig. 72 - *Sezione geologica SO-NE della zona di Cala Rossa (vedi ubicazione in Fig. 71) mostrante la suddivisione dettagliata degli intervalli stratigrafici costituenti la successione meso-cenozoica di Cala Rossa (ripreso da* Catalano et alii*, 1973).*

PROGETTO CARG

zialmente di derivazione neritica. Per il riconoscimento di foraminiferi bentonici come *Trocholina* sp. e di *Protopeneroplis striata* Weynschenk l'unità è riferibile all'intervallo Dogger superiore-Malm inferiore (correlabile con i depositi sommitali della formazione Buccheri, $BCH_{2-3}$ in Catalano *et alii*, 2010 a);

b) 19 metri di calcari a crinoidi (Kimmeridgiano-Titonico inferiore), rappresentati da due litofacies in continuità di sedimentazione:

b1) 4 m circa di *mudstone* silicei nodulari rossastri con foraminiferi bentonici e frammenti di crinoidi pelagici (cfr. *Saccocoma* sp.);

b2) 15 m circa di *wackestone-packstone* con *Saccocoma* spp., *Stomiosphaera* spp. e rare *Ellipsactinia* sp., sottilmente stratificati con abbondanti bioclasti e litoclasti organizzati in strutture di tipo torbiditico (gradazione, laminazione).

In continuità di sedimentazione e concordanza sui precedenti seguono:

c) 6 m circa di calcari a calpionelle (Titonico superiore-Valanginiano inferiore (Lattimusa, Catalano *et alii*, 1973) costituiti da *wackestone-packstone* grigi con frammenti di crinoidi alternati a *mudstone-wackestone* con calpionelle (*Calpionella alpina* Lorenz, *C. elliptica* Remane), radiolari;

d) 15 m circa di *mudstone* a radiolari di colore verde-grigiastro con laminazione piano-parallela (equiv. Formazione Hybla, Hauteriviano);

e) 150 m circa di calcari e calcari marnosi rosso e bianchi a foraminiferi planctonici (formazione Amerillo, Cretacico superiore-Eocene). La formazione, intensamente piegata e tettonizzata, è caratterizzata da strutture da *slumping* di notevoli dimensioni (Fig. 69) e strutture di origine torbiditica (Fig. 73). Sono stati distinti i seguenti intervalli: e1) argilliti e calcilutiti argillose con piste di limivori e laminazione pian-parallela; e2) *mudstone* a belemniti e foraminiferi planctonici (*Rotalipora appenninica* Renz), alternate a calcareniti gradate e laminate. I due intervalli descritti sono riferibili al Cenomaniano; e3) *mudstone-wackestone* a foraminiferi planctonici (globotruncane) di colore prevalentemente rosso vinaccia, alternate a rari lenti calcarenitiche con strutture gradate e laminazione pian-parallela ed obliqua del Cretacico superiore; e4) *mudstone* a foraminiferi planctonici (hantkenine e globorotalie) e steli di crinoidi, di colore bianco e subordinatamente grigio-giallastro alternate ad argille e marne in sottili livelli e saltuarie intercalazioni di calcareniti (*packstone-grainstone)* laminate e gradate, di età Paleocene-Eocene.

Fig. 73 - *Torbidite calcarea inserita nella successione pelagica eocenica di Cala Rossa (Terrasini).*

PROGETTO CARG

4.3.13. – *Formazione Valdesi* **(VSI)**

L'unità è costituita da calcareniti bioclastiche in strati medio-sottili di colore grigio chiaro (Fig. 74) con macroforaminiferi (quali nummulitidi e alveolinidi, Figg. 75, 76), briozoi, alghe calcaree, frammenti di echinodermi e biolititi a coralli. Sottili calcilutiti biancastre a foraminiferi planctonici si alternano a calciruditi organogene a coralli e rodoficee (Fig. 77 a).

Pochi centimetri di un conglomerato con elementi risedimentati (Fig. 77 b), provenienti dalla frantumazione dei depositi sottostanti costituiti dai calcari a rudiste della formazione Pellegrino, contrassegnano il limite stratigrafico inferiore.

Note precedentemente come "calcareniti organogene a nummulitidi" (Abate *et alii*, 1978), questi depositi affiorano in limitate estensioni nei Monti di Palermo. La sezione meglio esposta è posta ai piedi del versante nord-orientale del Monte Pellegrino (Foglio "Palermo"), in località Valdesi, dove è stata studiata nel dettaglio biostratigrafico da Montanari (1965). Una sezione che meglio si presta per la proposta di formalizzazione dell'unità è quella misurata lungo il litorale di Punta Valdesi (Basilone, in prep.), dove si riconoscono le diverse facies descritte che si susseguono in una sequenza di tipo progradante.

La formazione nel Foglio "Partinico-Mondello" affiora lungo il versante nord-orientale di Pizzo Manolfo (in località Tana Vipera), con spessori di 15-25 metri e al Monte Gallo (località ex Semaforo e Piano dello Stinco), dove si rinvengono discordanti sui calcari organogeni del Cretacico superiore pertinenti la formazione Pellegrino (Fig. 74).

Il contenuto faunistico è rappresentato da macroforaminiferi (alveolinidi, nummulitidi) e foraminiferi bentonici, tra cui *Fasciolites oblongus* D'Orbigny, *F. ellipsoidalis* Schwager, *Orbitolites lehmanni* Montanari, *Nummulites molli* D'Archiac, *Fabiana cassis* Oppenheim, *Discocyclina roberti* Douvillé.

Fig. 74 – *Successione cretacico-eocenica di Monte Gallo. LEG: formazione Pellegrino; AMM: formazione Amerillo; VSI: formazione Valdesi; se: superficie di erosione (Piano dello Stinco, M. Gallo).*

PROGETTO CARG

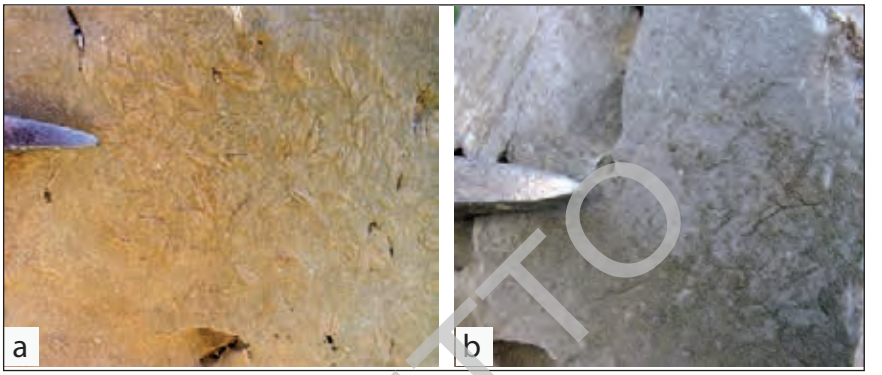



Fig. 75 - a) *Calcareniti bioclastiche a macroforaminiferi, briozoi ed alghe calcaree, f.ne Valdesi. Monte Gallo; b) calcari grigi a nummulitidi (f.ne Valdesi). Tana Vipera, Pizzo Manolfo.*

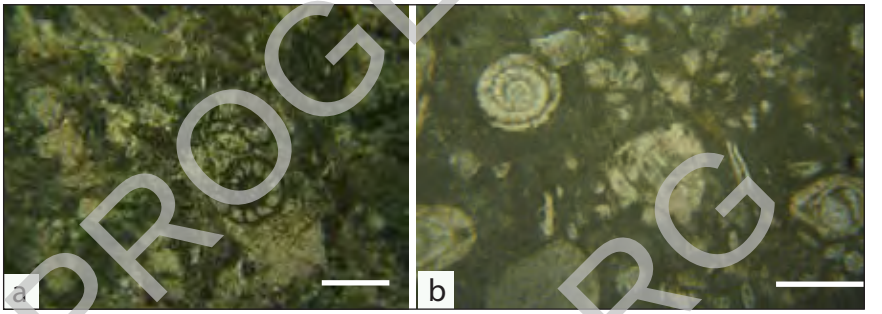



Fig. 76 - *Microfacies delle calcareniti a nummulitidi della formazione Valdesi. a)* grainstone *bioclastici con Nummulites sp. in sezione equatoriale; b)* packstone *bioclastici con nummulitidi in sezione equatoriale e longitudinale.*

Fig. 77 - *Facies delle calcareniti a nummulitidi della formazione Valdesi: a) biolititi a coralli; b) brecce con elementi risedimentati dell'unità sottostante. Punta Valdesi, Mondello, Foglio "Palermo"*

PROGETTO CARG

Montanari (1965) riferisce questi depositi al Luteziano e al Cuisiano superiore per la presenza di *Nummulites crassus* Boubè, *N. munieri* Hottinger e *N. molli* D'Archiac, ricadenti nella sottozona a *Fasciolites giganteus*. La presenza di *Nummulites crassus*, *N. millecaput* Boubè è indicativa, secondo Serra-Kiel *et alii* (1998), della biozona SBZ15 relativa al Luteziano medio.

Questi depositi, caratterizzati da sequenze di facies regressive e progradanti, sono relativi ad una area di piattaforma carbonatica aperta (*open shelf*).

### 4.4. - Zone di cerniera e correlazioni del sistema di piattaforma carbonatica-bacino durante il Mesozoico

Sebbene non sia ancora definita la collocazione del Bacino Imerese (interna o esterna alla Piattaforma Panormide) esiste un generale accordo circa l'originale contiguità dei due paleodomini durante il Mesozoico (Broquet, 1968; Catalano & D'Argenio, 1978, Abate *et alii*, 1982; Catalano *et alii*, 1996; Montanari, 1989; Nigro & Renda, 2000; Lentini *et alii*, 2006).

Per ricostruire le originarie condizioni paleoambientali, tenendo in conto le variazioni del livello del mare, sono necessarie accurate correlazioni dei depositi coevi che si sono formati ai margini delle piattaforme carbonatiche sia in acque basse che in acque profonde (zone di cerniera, Abate *et alii*, 1982, Fig. 78).

La ricostruzione di queste zone diventa complessa e a volte problematica per molteplici motivi tra i quali: a) la capacità di risoluzione del record biostratigrafico preservato nei calcari di mare basso e/o profondo; b) gli effetti della tettonica sin-sedimentaria dell'originale sistema deposizionale piattaforma-bacino e la conseguente erosione differenziale dei depositi della zona di cerniera.

Nel sistema piattaforma-bacino Panormide-Imerese è stata notata l'assenza di una ben conservata zona di continuità fisica tra le facies di piattaforma *s.s.* e quelle di bacino; questa fascia di transizione è invece presente e ben descritta in altri margini (es. Maiella, Bernoulli *et alii*, 1992; Vecsei *et alii*, 1998; Montagne del Vercors, Jacquin *et alii*, 1991; Everts *et alii*, 1995; Montagne Cantabriche, Della Porta *et alii*, 2004; *Great Bahama Bank*, Eberli *et alii*, 2004).

Da qui la necessità di studiare separatamente le successioni affioranti di piattaforma carbonatica e di mare profondo e di effettuare la loro correlazione servendosi delle variazioni nella composizione sedimentologica ed usando le più significative superfici di *unconformity* (Everts & Reijmer, 1995; Fouke *et alii*, 1996).

Precedenti studi basati su questo approccio hanno consentito di ricostruire l'architettura stratigrafica del sistema piattaforma-bacino in alcune aree della Sicilia (Basilone, 2009 a).

La presenza nel Foglio "Partinico-Mondello" e nell'adiacente Foglio "Paler-

PROGETTO CARG

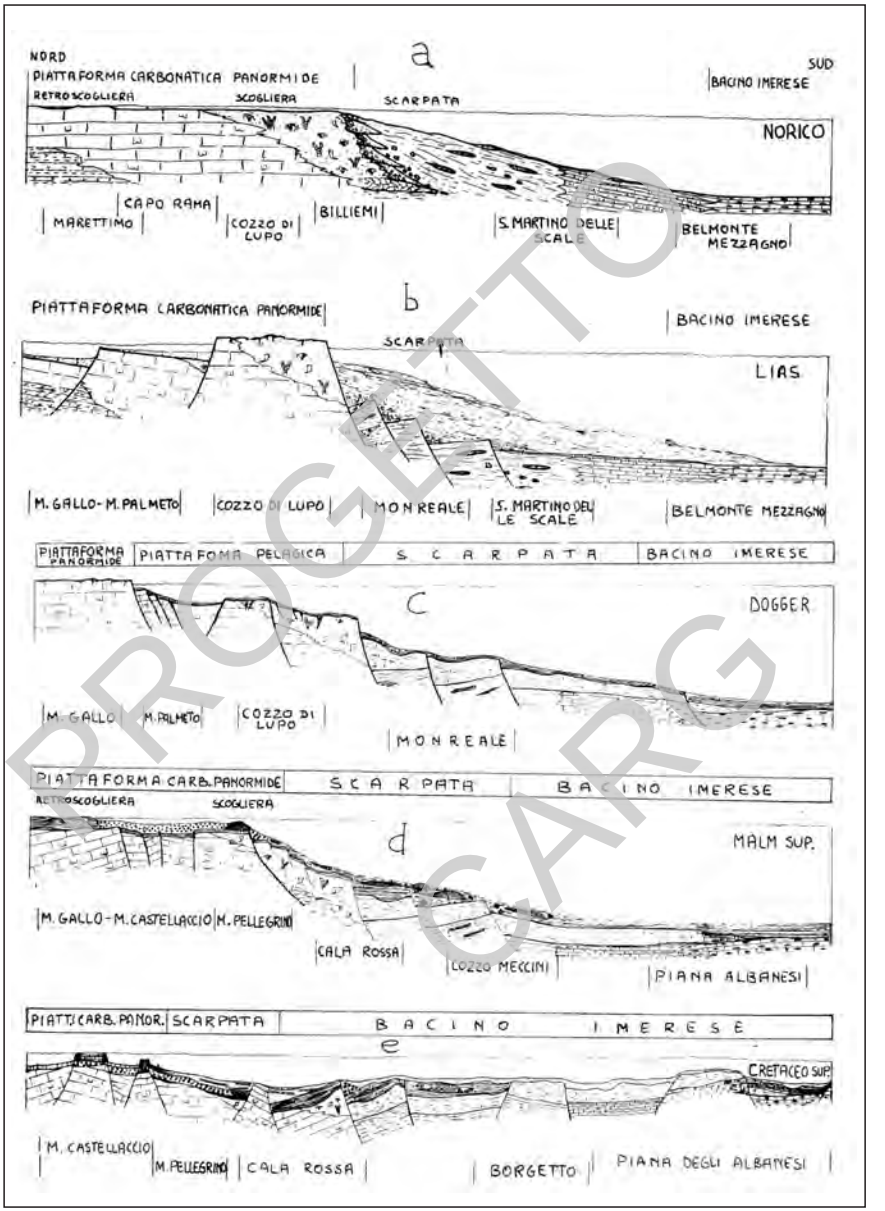



Fig. 78 - *Schema interpretativo delle zone di raccordo della Piattaforma carbonatica Panormide con il Bacino Imerese dal Norico al Cretacico superiore (da* Abate et alii, *1982).*

PROGETTO CARG

mo" di numerose successioni con i caratteri di piattaforma carbonatica e di mare profondo ha consentito di effettuare la comparazione e la correlazione delle unità studiate attraverso l'identificazione e lo studio delle facies, delle superfici di *unconformity* e delle geometrie di "*stacking pattern*".

Le ricostruzioni paleoambientali suggeriscono per i depositi della successione Panormide un ambiente di piattaforma carbonatica di tipo Bahamiano (Catalano *et alii*, 1974 a; Abate *et alii*, 1982) con margini orlati di scogliere per l'intervallo Triassico superiore-Giurassico inferiore e di piattaforma carbonatica aperta con geometrie di rampa sviluppatesi durante l'intervallo Cretacico-Eocene.

La sezione-tipo del Bacino Imerese, caratterizzata da depositi carbonatici e silicei in cui si intercalano banchi di depositi risedimentati (per lo più *grain flows* e *debris flow*) costituiti da brecce, torbiditi bioclastiche e calcari a grana fine laminati, riflette i caratteri deposizionali di mare profondo per l'intervallo temporale compreso tra il Triassico e l'Oligocene.

Il controllo tettonico della sedimentazione corrisponde alle fasi di *syn-* e *post-rift* che hanno interessato la crosta del margine continentale Africano durante il Mesozoico (Castellarin, 1972; Bernoulli & Jenkyns, 1974; Patacca *et alii*, 1979; Catalano & D'Argenio, 1982 b; Eberli, 1988; Alvarez, 1990; Santantonio, 1994; Basilone 2009 a; b; Basilone *et alii*, 2010).

Un fondamentale strumento di indagine si è rivelato lo studio di alcune importanti superfici di *unconformity* accompagnate da intensa erosione e/o interessate da non deposizione che sono state riconosciute tanto nelle successioni di piattaforma (Fig. 35) che in quelle di bacino (Fig. 26). Quando correlate tra di loro (Fig. 79) è possibile ricostruire i vari *steps* dell'evoluzione del sistema:

- i calcari di piattaforma del Triassico superiore-Liassico inferiore della successione Panormide sono incisi da superfici di erosione subaerea generalmente accompagnate da cavità carsiche, deposizione continentale (bauxiti), fagliazione/dislocazione a "blocchi" e loro rotazione (Monte Gallo, Figg. 38, 50 a, b). Discontinuità corrispondenti a superfici di erosione sottomarina sono state rinvenute nelle successioni tempo-equivalenti dei calcari con selce (f.ne Scillato) della successione Imerese. Queste superfici diventano il substrato deposizionale delle brecce dolomitiche (f.ne Fanusi, Fig. 29) e dei calcari a crinoidi e brecce calcaree risedimentate (MCD, Figg. 30, 31) che si depositano in *downlap* e/o con rapporti erosivi anche canalizzati (successione di Gibilrossa, Foglio "Palermo"). Le brecce di Altofonte sono costituite da frammenti derivanti dallo smantellamento dei margini della adiacente piattaforma Panormide;

- croste di ossidi di Fe-Mn (*hardground*) si rinvengono sia al tetto della piattaforma carbonatica triassico-liassica che al tetto della successione delle brecce dolomitiche di scarpata delle stessa età. In ambedue le successioni le croste sono ricoperte in *onlap* dagli strati del Rosso Ammonitico (dominio di piattaforma

PROGETTO CARG

pelagica) della formazione Buccheri (BCH) e dai calcari con selce e radiolariti (dominio di mare profondo, $CRI_1$, Fig. 32). Queste superfici "non deposizionali" sono riferibili a significative fasi di trasgressione e di sollevamento del livello marino durante il Giurassico, eventi correlabili alle fasi segnalate a scala globale (Haq *et alii*, 1987);

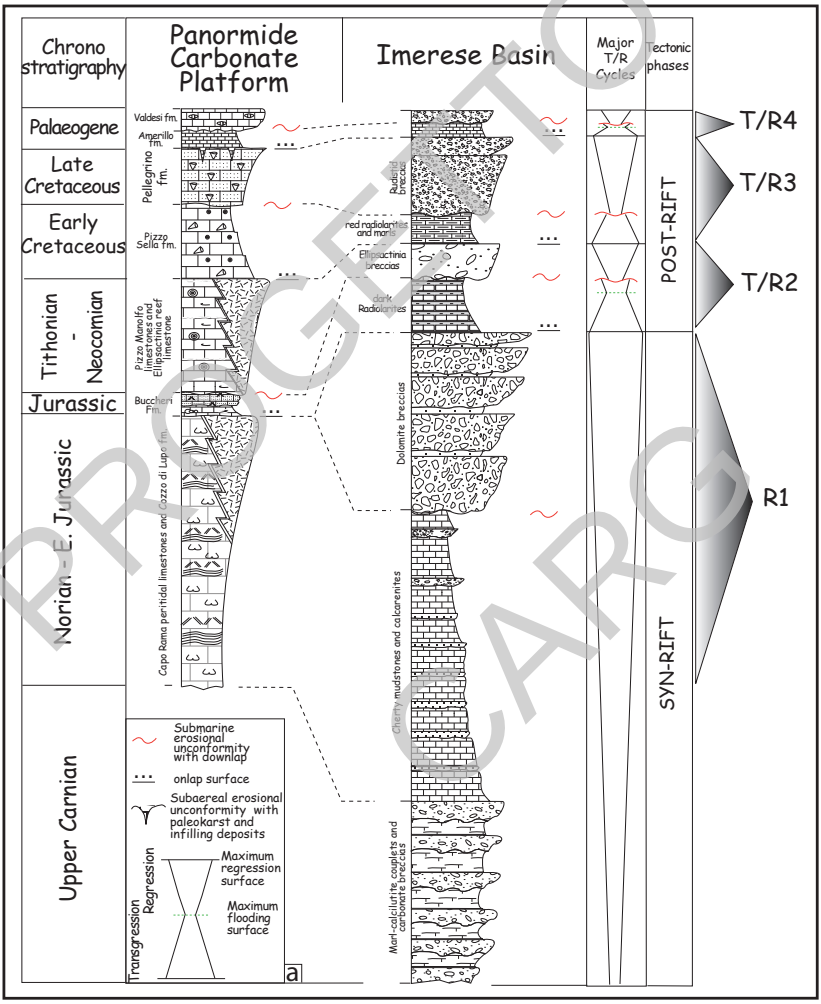



Fig. 79 - *Organizzazione ciclica delle successioni tipo Mesozoico-Paleogeniche della Piattaforma Panormide e del Bacino Imerese. Correlazioni, interpretazione stratigrafico sequenziale (cicli trasgressivo/regressivi) e comparazione con gli eventi tettonici regionali (riportato da Basilone, 2009 a).*

PROGETTO CARG

- i depositi giurassici sopra indicati sono separati dalle unità aggradanti e progradanti, costituite dai calcari di scogliera (calcari di Piano Battaglia, PNB, Figg. 45 a; 59), attraverso una superficie erosionale sottomarina; questa superficie si rinviene anche tra le brecce a frammenti di scogliera (membro delle brecce ad *Ellipsactina*, $CRI_2$, Fig. 33 a) di età Titonico-Neocomiano e le radiolariti e *bedded cherts* del bacino profondo ($CRI_1$);

- il limite superiore delle unità giurassico-cretacee corrisponde (in piattaforma) ad una superficie di erosione, lievemente esasperata dalla tettonica e associata a fratture e filoni nettuniani (successione di Capo Rama-Pezzo Tondo, Fig. 35) la stessa, in ambiente pelagico o di mare profondo (bacino) appare come una superficie di massima regressione. Si può così registrare una fase di annegamento del tetto della successione durante la quale i filoni nettuniani vengono colmati con fanghi pelagici del Cretacico (f.ne Amerillo, AMM, successione di Capo Rama-Pezzo Tondo); questa fase può indurre nelle zone più interne (piattaforma) un evento di deposizione di carbonati di mare basso di età Barremiano-Aptiano (calcari di Capo Gallo, AFU, Figg. 51, 64), in cui si riconoscono sequenze di facies trasgressive e rapporti di *onlap* sulla più antica superficie di erosione/annegamento;

- le terminazioni di *onlap* tra le marne e le radiolariti rosse della formazione Crisanti (membro $CRI_3$) e il sottostante membro delle brecce ad *Ellipsactinia* ($CRI_2$) individuano una superficie di trasgressione nella successione di bacino;

- il limite inferiore dei calcari a Rudiste (Cenomaniano) della formazione Pellegrino (in piattaforma) e delle coeve brecce a rudiste risedimentate (membro $CRI_4$ della formazione Crisanti), progradanti sulla scarpata, si riconosce come un'importante superficie di *downlap* associata ad erosione marina e iato deposizionale;

- il limite superiore dei depositi cretacei prima menzionati corrisponde ad una discordanza erosiva esasperata dalla tettonica. La discordanza viene messa in maggiore evidenza dall'esistenza di numerosi filoni sedimentari che tagliano il tetto dei calcari a rudiste di piattaforma (LEG). La superficie ad essa correlabile corrisponde, in bacino, ad una superficie di massima regressione posta alla sommità delle brecce carbonatiche risedimentate (Cretacico superiore), caratterizzata anche da croste ferro-manganesifere. La superficie erosionale al tetto di questi depositi del Maastrichtiano è a sua volta contrassegnata da iato, paleocarsi, filoni nettuniani e appoggio in *onlap* (delle terminazioni stratali) di più recenti fanghi calcarei a foraminiferi planctonici delle formazioni Amerillo (vedi successioni di Monte Gallo, Monte Colombrina e Monte Castellaccio) e Caltavuturo (vedi successione di Sagana e dei Monti di Trabia nel Foglio "Palermo");

- al tetto dei depositi cretacici di piattaforma si sovrimpone una superficie di *downlap* evidenziata dalle terminazioni stratali dei calcari a nummulitidi della

PROGETTO CARG

formazione Valdesi di età eocenica (Fig. 74). L'equivalente superficie nel bacino è rappresentata da una superficie di erosione sottomarina su cui si depositano i calcari risedimentati a grandi foraminiferi della formazione Caltavuturo.

I risultati di questo studio comparativo dimostrano la correlabilità tra i corpi geologici del bacino Imerese e della piattaforma Panormide attraverso superfici di discordanza che assumono carattere regionale e probabilmente isocrono. Queste superfici hanno consentito di riconoscere 4 maggiori cicli trasgressivo-regressivi che racchiudono la sequenza temporale tra il Triassico e l'Oligocene inferiore. Tali cicli sono caratterizzati, sia in piattaforma che nel bacino, da depositi trasgressivi che poggiano in *onlap* sui sottostanti e più antichi depositi regressivi. Questi ultimi, quando caratterizzati da geometrie deposizionali, ricoprono in *downlap* i depositi trasgressivi più antichi (Basilone, 2009 a).

L'originale profilo fisiografico del sistema di piattaforma-bacino (come ricostruito nei modelli di Wilson, 1975) viene interrotto da scarpate e margini discontinui legati agli eventi tettonici più significativi.

I principali eventi tettonici riconosciuti sulla base dei rapporti stratigrafici calibrati dalla biostratigrafia, sono di frequente sincroni con i limiti di sequenza dei cicli trasgressivo-regressivi ricostruiti a scala europea (De Graciansky *et alii*, 1998).

Un importante riferimento nella ricostruzione delle originarie posizioni della Piattaforma Panormide ed il Bacino Imerese può provenire dalla retrodeformazione della pila dei corpi tettonici derivanti dalla deformazione delle originarie coperture sedimentarie della crosta Africana. I risultati raggiunti nelle indagini per la definizione dell'assetto strutturale del Foglio "Partinico-Mondello" suggeriscono una posizione più interna dei domini bacinali rispetto ai domini di piattaforma carbonatica

## 5. – DEPOSITI SINTETTONICI DEL MIOCENE-PLEISTOCENE

Raggruppano tutti i terreni depositatisi tra il Tortoniano superiore ed il Pleistocene inferiore, giacenti in discordanza angolare sulle unità tettoniche originatesi durante la fase deformativa neogenica-quaternaria.

### 5.1. – Depositi miocenici

#### 5.1.1. – *Formazione Castellana Sicula* **(SIC)**

Argille sabbiose, marne argillose con granuli di pirite e glauconite alternate ad

PROGETTO CARG

arenarie friabili; si rinvengono nella fascia sud occidentale del Foglio e nell'area a sud-ovest di Partinico a ricoprire in discordanza il flysch Numidico. Spessori affioranti di pochi metri.

L'età della formazione è ascrivibile al Serravalliano superiore-Tortoniano inferiore per la presenza di *Globigerinoides subquadratus* Bronnimann, *Paragloborotalia siakensis* Le Roy e *Neogloboquadrina acostaensis* dx (Blow). Queste forme ricadono nella biozona a *Neogloboquadrina acostaensis* (MMi 11). Ambiente deposizionale di piattaforma esterna.

## 5.2. – Depositi Plio-Pleistocenici emersi

### 5.2.1. – *Trubi* **(TRB)**

Calcari marnosi teneri, calcisiltiti e calcareniti fini di colore variabile dal bianco-grigio al giallo pallido, poco cementati e mal stratificati in letti, non sempre evidenti, di spessore centimetrico, più raramente decimetrico, contenenti una tanatocenosi ricca in foraminiferi planctonici e, soprattutto nei livelli inferiori, in lamellibranchi, gasteropodi ed echinidi. A luoghi argille tenere nerastre.

L'esame al microscopico ha rivelato la presenza, oltre che di frammenti clastici di composizione carbonatica, anche di abbondanti granuli di quarzo e frammenti di origine vegetale tra cui probabili palinomorfi.

Lo spessore in affioramento non supera i 40 m.

Il limite inferiore dell'unità, discordante sui terreni miocenici o più antichi, risulta visibile solamente lungo la riva destra del Fiume Nocella, in prossimità della foce; qui il contatto è discontinuo e discordante sui depositi del flysch Numidico.

Il limite superiore dei Trubi è un passaggio in paraconformità ai depositi della formazione marnoso-arenacea del Belice, un contatto netto ed erosivo con le biocalcareniti del sintema di Marsala o con i depositi litorali del sintema di Barcarello.

I Trubi affiorano lungo la Valle del Fiume Jato in località Madonna del Ponte con frequenti livelli contenenti lamellibranchi, gasteropodi, coralli, echinidi, scafopodi e brachiopodi; in prossimità della foce del Fiume Nocella; lungo i fianchi dei valloni Lo Pinto, Corso e Fosso Carrozza e della Fico; lungo il litorale nel tratto compreso tra la foce del Fiume Nocella e l'abitato di Trappeto, dove questi sedimenti assumono una peculiare colorazione nerastra.

Nella sezione affiorante presso la foce del Fiume Nocella, Greco & Bucceri (1988) hanno ricavato utili indicazioni sull'originario ambiente deposizionale sulla base della presenza di coralli isolati, brachiopodi (*Terebratulidae*), lamellibranchi (*Chlamys, Glycymeris, Ostrea, Limopsis, Pecten, Spondylus*, fra cui pre-

PROGETTO CARG

valgono esemplari di medie e piccole dimensioni e bivalvi disarticolati), *Dentalium*, gasteropodi e pteropodi epi-mesopelagici.

Gli Autori riconoscono una intercalazione calcarenitico-sabbiosa nei livelli inferiori della successione, "messa in posto in seguito a fenomeni di accumulo gravitativo da aree più marginali", e correlabile ad una probabile deformazione tettonica del Pliocene inferiore.

I litotipi descritti contengono una ricca fauna a foraminiferi planctonici (*Orbulina universa* D'Orbigny, *Sphaeroidinellopsis* spp., *Globorotalia margaritae* Bolli & Bermudez, *Gl. penticulata, Globigerinoides obliquus extremus* Bronnimann; *Globigerinoides quadrilobatus* D'orbigny), ricadenti nelle biozone MPl 1-MPl 4a e associazioni a nannoplancton calcareo (*Small Gephyrocapsa, Gephyrocapsa oceanica* Kamptner, *Pseudoemiliania lacunosa* Gartner, *H. selli* Kamptner, *Calcidiscus macintyrei* (Bukry & Bramlette), *Calcidiscus lectoporus* (Murray & Blackman), *Discoaster brouweri, Discoaster triradiatus* Tan, *Discoaster tamalis* Kamptner, *Discoaster surculus* Martini & Bramlette, *Discoaster pentaradiatus* Tan, *Discoaster asymmetricus* Gartner, *Reticulofenestra pseudoumbilicus, Reticulofenestra minutula* Gartner, *Sphenolithus abies* Deflandre) che confermano la datazione. Sulla base delle associazioni fossilifere descritte i depositi vengono attribuiti allo Zancleano.

I Trubi si sono depositati in ambienti marini epibatiali, evolventi ad ambienti circa litorali-batiali, con profondità di sedimentazione compresa tra 150 e 200 m.

La presenza, nella porzione superiore, di forme tipiche del margine esterno della piattaforma continentale sono indicative di fondi mobili a granulometria mista.

PROGETTO CARG

### 5.2.2. – *Formazione marnoso-arenacea del Belice* **(BLC)**

Argille ed argille marnose grigio-marrone con intercalazioni di silt e sabbie, calcareniti ed arenarie. Contengono foraminiferi planctonici e rari molluschi. I livelli arenacei, generalmente gradati, sono costituiti da calcareniti a matrice arenitica fine, contenenti bivalvi ed echinodermi; presentano geometrie lentiformi, a luoghi laminazione incrociata e raggiungono spessori di alcune decine di metri.

Gli affioramenti di questa formazione sono distribuiti principalmente in corrispondenza dei principali impluvi del Fiume Jato, Vallone Corso, Fosso Carrozza nell'area ad est dell'abitato di Trappeto, fino alla foce del Fiume Nocella.

Il contatto paraconforme con i sottostanti depositi dei Trubi è visibile solamente in pochi punti lungo la riva sinistra del Fiume Nocella e lungo il Fiume Jato, posto a valle del Lago Poma. Spessori massimi affioranti 40 m.

Questi depositi sono riconducibili ad ambienti di scarpata e di margine di

piattaforma continentale, coinvolto nella deformazione transpressiva pliocenica.

L'età, riferita all'intervallo Piacenziano-Gelasiano, è stabilita sulla biostratigrafia a nannofossili calcarei ricadenti nelle biozone a *Discoaster tamalis*, a *D. pentaradiatus*, a *D. brouweri*, a *Dictycoccites productus*, a *Calcidiscus macintyrei* (MNN 16a-MNN 19b) e a foraminiferi planctonici delle biozone MPl 4b-MPl 6.

### 5.3. – Depositi plio-pleistocenici sommersi

Come precedentemente accennato, i depositi plio-pleistocenici sommersi sono stati riconosciuti sulla base dell'analisi sismostratigrafica come corrispondenti a due principali unità sismostratigrafiche (dal basso PL e PQ, vedi Fig. 23) che si sovrappongono ad una superficie di discordanza ben riconoscibile e nota regionalmente come tetto del Messiniano (orizzonte Y in Figg 23 a, b). Completano la successione i sedimenti della SDTQ.

La sequenza inferiore (PL) è stata correlata con i "Trubi" e i depositi emipelagici sottostanti la superficie di inconformità, a sua volta, base della sequenza PQ (Fig. 23). Quest'ultima, limitata superiormente dalla base della SDTQ, è stata indicata come supersintema Noemi (vedi Catalano *et alii*, 2011 a). Quest'ultimo è stato, poi, tentativamente correlato con le unità litostratigrafiche ed unità a limiti inconformi (sintemi) affioranti nelle aree continentali limitrofe (vedi Fig. 24).

I depositi sommersi così definiti sono stati cartografati e riportati nella carta del sottofondo (vedi avanti Titolo VII per la metodologia e Fig. 101).

Il supersintema Noemi risulta costituito da varie unità sismostratigrafiche correlabili a depositi emipelagici, torbiditici, neritici e litorali limitati da superfici inconformi e giacenti nella scarpata superiore, nella piattaforma continentale e nel litorale (vedi Figg. 23, 24), come evidenziato nella carta del sottofondo (Fig. 101).

Nell'area marina del Foglio, i Trubi sono presenti, ma non subaffioranti, nei settori della piattaforma e della scarpata continentale sia nel Golfo di Castellammare che nella Baia di Carini, raggiungendo spessori di circa 200 ms (tempi doppi) all'interno di alcune depressioni tettoniche.

PROGETTO CARG

## 6. – DEPOSITI QUATERNARI

I depositi del Quaternario compresi in unità stratigrafiche a limiti inconformi (UBSU), appartengono a terreni di ambiente da continentale a marino.

Le successioni riconosciute sono costituite da:

a) depositi marini e paralici (che si rinvengono lungo le aree costiere pianeggianti impostate su depressioni tettoniche);

b) depositi fluviali (che costituiscono pianure e conoidi alluvionali di fondovalle o sono sospesi lungo i versanti vallivi, ove ricoprono superfici di terrazzi);

c) accumuli eolici;

d) depositi colluviali;

e) depositi di falda e depositi di frana;

f) depositi ortochimici (concrezionamenti calcarei).

I depositi continentali, tipici di ambienti dominati da erosione, affiorano in piccoli e sottili lembi relitti, spesso discontinui; i depositi marini e paralici, caratteristici di ambienti a prevalente sedimentazione, si rinvengono in bacini locali e costituiscono affioramenti più estesi e potenti.

Le discontinuità sono rappresentate da superfici di erosione subacquea (piattaforme di abrasione marina e falesie), subaerea (superfici, ripe, canali, solchi e cavità prodotti da erosione idrica, processi gravitativi o fenomeni carsici), da superfici di non deposizione o, nel caso del limite superiore, dall'attuale superficie topografica più o meno pedogenizzata. Tali superfici spesso sono evidenziate dalla presenza di sottili livelli di paleosuoli bruni o rossastri.

Le datazioni e le correlazioni dei depositi a limiti inconformi sono state rese possibili da alcuni elementi vincolanti quali: i) presenza di forme fossili significative; ii) datazioni radiometriche desunte dalla letteratura geologica; iii) continuità fisica di alcune superfici di discontinuità; iv) significato paleoambientale o paleoclimatico di depositi e superfici di discontinuità; v) rapporti geometrici fra superfici di discontinuità e/o corpi rocciosi.

I depositi quaternari in esame costituiscono spesso affioramenti di esigua estensione e modesto spessore, risultando il più delle volte non cartografabili. Ci si riferisce in particolare all'unità $SNP_2$ che non presenta mai nel Foglio una estensione tale da poter essere rappresentabile con una campitura e ad alcuni affioramenti dell'unità BLT. Tuttavia, trattandosi spesso di affioramenti di notevole interesse stratigrafico, nel Foglio sono stati riportati i siti di affioramento, indicandoli con il simbolo di affioramento di interesse stratigrafico accompagnato da numerazione progressiva (contrassegnati in carta con il simbolo ▲ n, Fig. 80).

Gli schemi di Fig. 81 mostrano le superfici di discordanza e i rapporti stratigrafici tra i vari sintemi compresi nell'intervallo Pleistocene inferiore - Olocene, riconosciuti e cartografati nel Foglio "Partinico-Mondello".

PROGETTO CARG

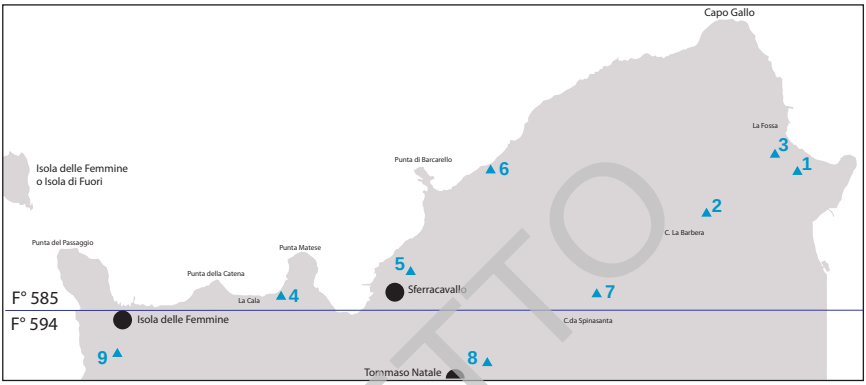



Fig. 80 - *Carta indice degli affioramenti di interesse stratigrafico dei depositi quaternari.*

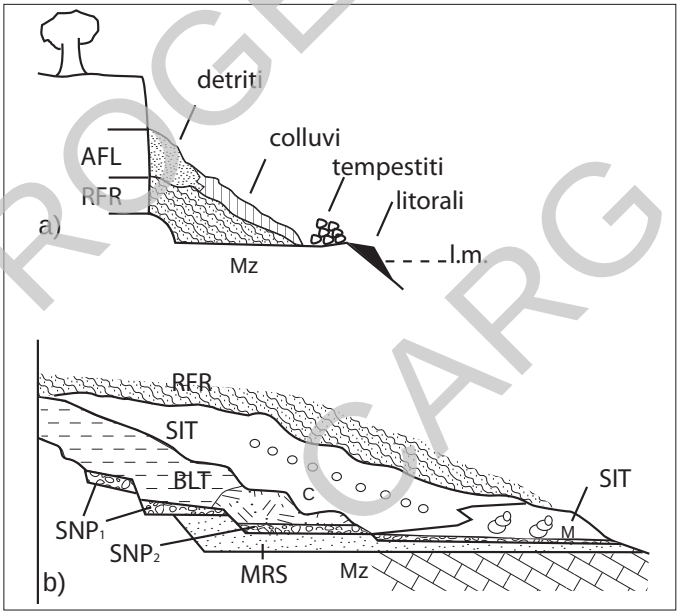



Fig. 81 - *Schemi dei rapporti stratigrafici tra i vari sintemi dell'intervallo Pleistocene inferiore-Olocene nel Foglio "Partinico-Mondello" (a) e facies che li caratterizzano (b). Legenda. Mz: substrato meso-cenozoico; MRS: sintema di Marsala; SNP$_1$: subsintema della Piana di Sopra e SNP$_2$ subsintema di Tommaso Natale (depositi marini terrazzati del sintema della Piana di Partinico); BLT: sintema di Polisano (arenarie quarzose e calcaree eoliche); SIT: sintema di Barcarello (C: depositi colluviali costituiti da brecce calcaree immerse in una matrice sabbiosa e pelitica ben cementata e M: depositi costieri a* Strombus bubonius*); RFR: sintema di Raffo Rosso (detriti cementati e/o stratificati); AFL: sintema di Capo Plaia (depositi continentali olocenici).*

PROGETTO CARG

## 6.1. – Depositi quaternari emersi

### 6.1.1. – *Sintema di Marsala*

Il sintema di Marsala è diffuso lungo le fasce costiere della Sicilia occidentale e settentrionale, da Marsala fino a San Nicola L'Arena (Trabia). Si tratta di un complesso di litotipi costituiti prevalentemente da calcareniti bioclastiche e litoclastiche, sabbie giallastre a composizione carbonatica e quarzosa, contenenti una frazione minoritaria di granuli quarzosi e livelli pelitici. In dettaglio sono riconoscibili orizzonti tra loro molto differenti per tessitura e strutture sedimentarie riconducibili complessivamente ad ambienti di sedimentazione di spiaggia e piattaforma esterna.

Il limite inferiore è una superficie di abrasione marina del Pleistocene inferiore intagliata su depositi silico-clastici e carbonatici del substrato meso-cenozoico, deformati dalla tettonica mio-pliocenica (Fig. 82 a).

Questa superficie è direttamente osservabile lungo le aree marginali delle pia-

Fig. 82 a - *Discordanza angolare tra le areniti e conglomerati del Pleistocene, pertinenti il sintema di Marsala (MRS$_c$) e la successione subverticale di calcilutiti bianche a foraminiferi planctonici della formazione Amerillo (AMM), in cui sono visibili pieghe minori legate a meccanismi di scivolamento fleussurale. Punta Perciata (Terrasini).*

PROGETTO CARG

nure costiere in cui affiorano i depositi del sintema, mentre in altri siti è stata intercettata fino ad alcune decine di metri di profondità da numerose perforazioni di pozzi.

Proseguendo verso mare il limite inferiore si continua con una superficie di erosione di probabile origine subaerea, sommersa per cause tettoniche, che è stata in parte rimodellata dall'ingressione marina verificatasi in larga parte della Sicilia occidentale nel Pleistocene inferiore (sottopiano Emiliano *sensu* Ruggieri, 1978; 1979) e successivamente ricoperta da sedimenti.

Il limite superiore è dato da una superficie di erosione marina generalmente attribuibile al Pleistocene medio, alla base del sintema della Piana di Partinico.

Nell'area della Sicilia nord-occidentale, all'interno del sintema sono state riconosciute diverse unità litostratigrafiche informali (litofacies) descritte nelle NI dei fogli geologici adiacenti. Nel Foglio "Partinico-Mondello" sono state riconosciute le calcareniti e sabbie di Castellammare ($MRS_c$) e le calcareniti di Palermo ($MRS_d$).

### 6.1.1.1. – Calcareniti e sabbie di Castellammare (**$MRS_c$**)

Affiorano nel settore sud-occidentale del Foglio (Piana di Partinico) e lungo la fascia costiera settentrionale (Baia di Carini).

La successione mostra dal basso un'alternanza di livelli conglomeratici ed arenitici (Fig. 82 b), in banchi di spessore compreso tra 15 e 60 cm. I conglomerati sono costituiti da ciottoli carbonatici e quarzarenitici di diversi centimetri di diametro, mediamente ben arrotondati, immersi in una matrice arenitico-ruditica prevalentemente giallo-rossastra. Sono presenti sia livelli grano-sostenuti che fango-sostenuti, con prevalenza dei primi. Le areniti sono prevalentemente carbonatiche (bioclastiche), grossolane e presentano laminazione sia parallela che incrociata (di sovente a lisca di pesce).

Verso l'alto la successione evolve a litotipi più sabbiosi organizzati in banchi dello spessore di alcuni decimetri, a luoghi con laminazione parallela od obliqua a basso angolo, contenenti livelli ricchi in bioclasti: si riconoscono soprattutto gusci interi e frammenti di gasteropodi, lamellibranchi (*Pecten* sp., *Chlamys* sp., *Ostrea* sp., *Cardium* sp.), echinidi e serpulidi oltre a briozoi, alghe calcaree e foraminiferi bentonici. Ai livelli sabbiosi si intercalano letti conglomeratici e calcarenitici meno spessi, questi ultimi con laminazione parallela o incrociata, costituiti prevalentemente da tritume conchigliare; si presentano ben cementati e con un alto grado di porosità. Sono infine presenti, ma molto radi, livelli di silt argillosi contenenti foraminiferi planctonici (*Globorotalia truncatulinoides excelsa* Sprovieri, Ruggieri & Unti).

PROGETTO CARG

Le calcareniti e sabbie di Castellammare sono ben esposte lungo i fianchi della valle del Fiume Jato dove, nei dintorni del Santuario della Madonna del Ponte, è anche visibile il contatto discordante con i sottostanti depositi pliocenici (formazione marnoso-arenacea del Belice). La successione affiora inoltre con buona continuità in corrispondenza della falesia costiera attorno all'abitato di Trappeto, lungo il tratto più meridionale del Vallone Corso e nella piana tra l'abitato di Partinico e la frazione di Parrini. Lungo il corso del Fiume Nocella, questi depositi giacciono in forte discordanza angolare sui depositi del flysch Numidico. Nella regione di Valguarnera nelle vicinanze della Diga Jato, le calcareniti poggiano sui depositi della formazione Castellana Sicula.

Nel settore settentrionale del Foglio (promontorio di Punta Raisi, Baia di Carini), le calcareniti e sabbie di Castellammare affiorano in corrispondenza dei tratti rocciosi della fascia costiera. In quest'area esse poggiano direttamente sui terreni meso-cenozoici deformati. Il contatto è ben visibile lungo la spiaggia a

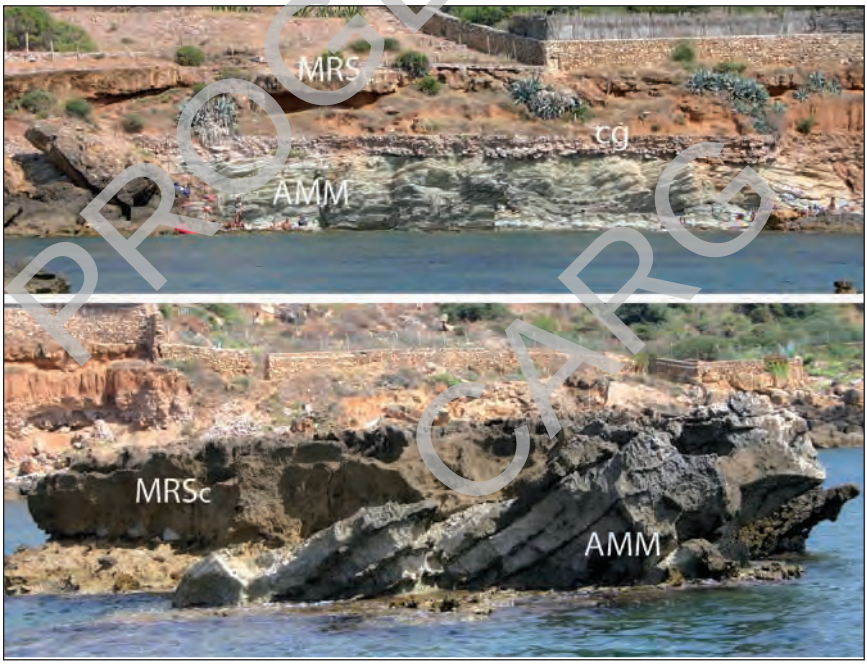



Fig. 82 b - *Discordanza angolare tra le calcareniti e sabbie di Castellammare (MRSc) e il substrato Mesozoico di Piattaforma Panormide qui rappresentato dalla formazione Amerillo (AMM). In alto si evidenzia un conglomerato basale (cg) in discordanza sui depositi deformati della successione meso-cenozoica di Cala Rossa. In basso le calcareniti poggiano sui calcari mesozoici senza l'interposizione dei conglomerati di base. Cala Rossa (Terrasini).*

PROGETTO CARG

nord dell'abitato di Terrasini (Fig. 83) dove il sintema sigilla il contatto tettonico, per faglia, tra il flysch Numidico e la "scaglia" eocenica (formazione Amerillo).

Lo spessore è molto variabile (tra 20 e 50 metri) e si riduce a pochi metri lungo il margine interno della Piana di Partinico.

La sedimentazione dei vari litotipi è da ricondursi ad un ambiente di piattaforma interna con apporti misti, di tipo bioclastico e terrigeno, che si alternavano principalmente sotto il controllo della tettonica e del clima. Questi fattori potevano indurre piccole e brevi oscillazioni del livello di base, testimoniate dal frequente avvicendarsi degli ambienti infralitorale e circalitorale superiore, ricostruiti in base alle associazioni faunistiche fossili. I depositi quaternari marini affioranti nella regione nord-occidentale del Foglio si sono deposti al margine meridionale di un bacino plio-pleistocenico, ancora oggi riconoscibile, che si estende a nord verso la scarpata continentale del Tirreno (Agate *et alii*, 1993).

Nelle aree di basso morfostrutturale, al di sotto delle calcareniti, sono presenti delle argille sabbiose, sabbie fini e silt e rare intercalazioni di sottili calcisiltiti e calcareniti, di colore azzurrognolo o grigiastro se inalterate, che affiorano con discontinuità lungo la costa, in particolare nel settore occidentale del Foglio, nelle vicinanze del Fiume Nocella o in perforazione nella Piana di Palermo e sono del tutto paragonabili alle "Argille di Ficarazzi" (Seguenza 1873; Brugnone 1877) costituenti il celebre giacimento fossilifero di Cava Puleo ad Acqua dei Corsari (Foglio "Palermo"). Questi litotipi non distinti da quelli cartografati con MRSc contengono nella parte sommitale una macrofauna ad ospiti nordici con *Arctica islandica* Linné.

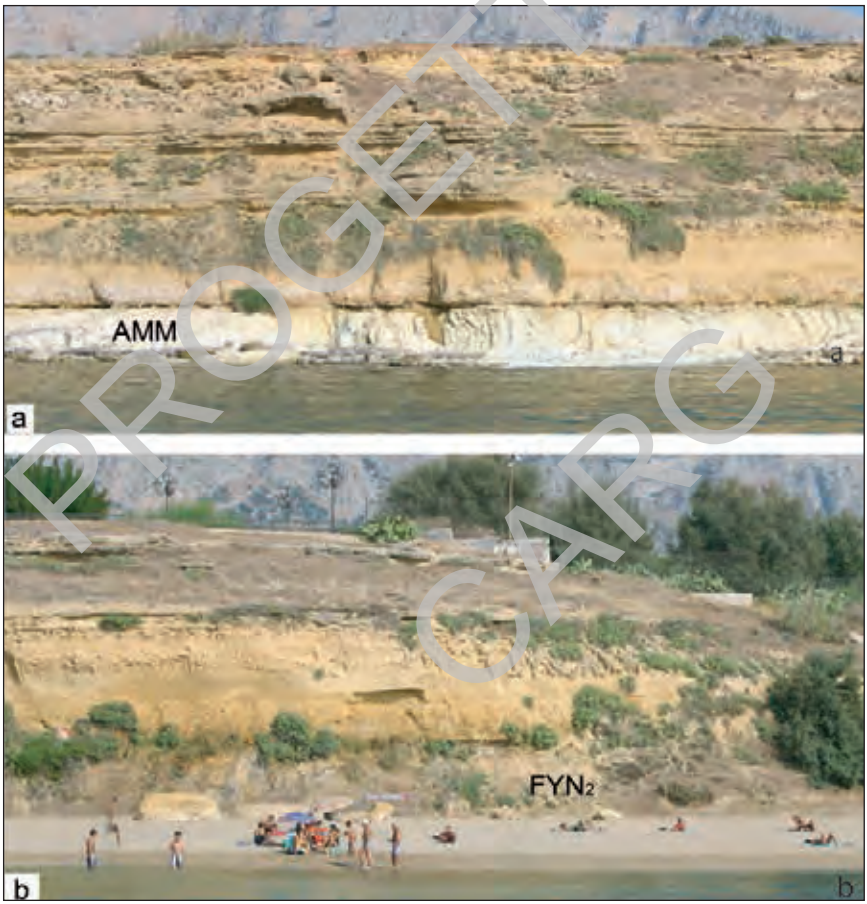
### 6.1.1.1.1. – La successione di Punta Raisi

Lungo la falesia di Punta Raisi, ubicata a nord dell'abitato di Terrasini affiorano sabbie e calcareniti, con la tipica colorazione giallastra costituenti un pacco dello spessore di ca. 20 m con inclinazione di 2°-5° che continua verso N-NO nella adiacente piattaforma interna. Questo corpo arenitico poggia tramite una superficie di discordanza angolare sulle successioni carbonatiche meso-cenozoiche della Piattaforma Panormide e sulle coperture clastiche cenozoiche del flysch Numidico, deformate dalla tettonica miocenica (Figg. 82 a, b, 83).

La fauna fossile è data da lamellibranchi, abbondanti pectinidi ed ostreidi di varie dimensioni, brachiopodi (*Terebratula* sp.), echinidi e un gran numero di "nidi di *Dentalium*", bioclasti di coralli e gasteropodi. Analisi micropaleontologiche effettuate su un livello argillo-sabbioso intercalato hanno permesso di riconoscere *Gephyrocapsa oceanica* Kamptner, *Helicosphaera sellii* Bukry & Bramlette, *Pseudoemiliania lacunosa* Kamptner, *Calcidiscus macintyrei* Bukry

PROGETTO CARG

& Bramlette, coccoliti di ambiente salmastro dulciculo (*Braarudosphaera bigelowii* Gran & Braarud) e alcuni rimaneggiati come *Discoaster* sp. Tali organismi fossili datano i depositi al Pleistocene inferiore e danno indicazioni circa la loro deposizione in un ambiente da marino-paralico a continentale. Il riconoscimento di superfici di erosione e discordanza interne combinato con le analisi sui parametri granulometrici di campioni sabbiosi permette di individuare un sistema deposizionale di spiaggia sommersa con batimetrie fino a 70-80 m, in cui si intercalavano livelli più argillosi indicativi di apporti fluvio-deltizi. L'architettura




PROGETTO CARG

Fig. 83 - *Sabbie e calcareniti gialle pleistoceniche (MRS$_2$)che poggiano in discordanza angolare sulle calcilutiti bianche eoceniche della formazione Amerillo (AMM) disposte in strati subverticali (a) e e sui depositi pelitico-argillosi oligo-miocenici del flysch Numidico (FYN$_2$, b). Punta Raisi, Cinisi.*

stratigrafica mette in risalto un sistema deposizionale di transizione soggetto ad eventi trasgressivo-regressivi, probabilmente di natura glacio-eustatica.

### 6.1.1.2. – Calcareniti di Palermo (**MRS$_d$**)

Calcareniti, calciruditi e sabbie bioclastiche a molluschi, ostracodi, radioli di echinidi, foraminiferi planctonici e bentonici, con tonalità cromatica variabile dal biancastro al giallastro sino al giallo-rossastro, in funzione degli apporti di Fe e Mn provenienti dalle aree emerse circostanti. Le calcareniti, generalmente, passano gradualmente verso il basso a calcisiltiti, biocalcisiltiti e sabbie bioclastiche. Localmente vi sono intercalazioni di conglomerati immersi in una matrice prevalentemente sabbiosa (associazione di facies di ambiente neritico e litorale). La cementazione è presente sia in forma primaria (calcite microcristallina) che secondaria (calcite spatica), con un grado molto variabile. Localmente si osservano processi di decementificazione legati alla presenza della falda idrica.

Affiorano, in limitate estensioni, ai piedi del versante meridionale del Monte Gallo e più diffusamente nell'area della Piana di Palermo (Foglio "Palermo"). Nelle poche sezioni naturali ed artificiali (Cardillo – Fondo Patti e Passo di Rigano-Altarello di Baida) si osservano banchi decimetrici a luoghi centimetrici, con una stratificazione generalmente piano parallela, debolmente immergente verso i quadranti nord-orientali.

Si rinvengono strutture sedimentarie (laminazioni incrociate, *ripples*, etc.) caratteristiche di una sedimentazione influenzata dalle correnti da tempesta e da rimaneggiamenti intraformazionali in un ambiente da litorale a neritico.

Lo spessore complessivo è direttamente collegato alla differente profondità della superficie deposizionale, con un graduale aumento verso la costa. In perforazione le calcareniti di Palermo sono state rinvenute fino ad uno spessore massimo di circa 80-90 metri (località Resuttana ai Colli, Foglio "Palermo").

Il limite inferiore, costituito da una superficie di erosione marina, è netto e discordante sui depositi pre-quaternari (vedi Fig. 81). Il limite superiore è generalmente contrassegnato da una superficie di erosione marina policiclica, costituita da piattaforme di abrasione del Pleistocene medio-superiore, su cui poggiano depositi più recenti.

Il contenuto fossilifero è dato da molluschi, frammenti di coralli, briozoi, ostracodi, radioli ed esoscheletri di echinidi, serpulidi, foraminiferi bentonici e planctonici. Tali terreni risultano databili in gran parte all'Emiliano superiore - Siciliano (Ruggieri & Cicala, 1962; Ruggieri, 1967).

PROGETTO CARG

### 6.1.2. – *Sintema della Piana di Partinico*

Vengono comprese in questo sintema successioni generalmente marine e di transizione, costituite da depositi sabbiosi, arenacei e argillosi di ambienti neritici e di spiaggia, che normalmente poggiano su superfici di abrasione appartenenti a vari ordini di terrazzi marini (Fig. 84). Il limite inferiore è una superficie di abrasione marina del Pleistocene medio (parte inferiore) intagliata su rocce del sintema di Marsala (MRS) o su terreni più antichi; il limite superiore è una superficie di non deposizione o di erosione subaerea della fine del Pleistocene medio, sigillata dai depositi del sintema di Polisano (BLT). Va altresì segnalata la presenza di numerose superfici di inconformità di rango inferiore, di origine costiera (piattaforme e ripe di abrasione marina) o continentale.

L'età è Pleistocene medio.

#### 6.1.2.1. – Subsintema della Piana di Sopra (**SNP$_1$**)

Il subsintema affiora nelle piane di Palermo e di Castellammare, comprese le loro aree marginali, e lungo alcuni settori della fascia costiera.

A est del modesto rilievo di Cozzo S. Isidoro, a circa 115 m s.l.m., è presente un affioramento, avente uno spessore massimo di circa 2 metri, costituito da calcareniti bioclastiche gialle a piccoli lamellibranchi e gasteropodi. Questi terreni

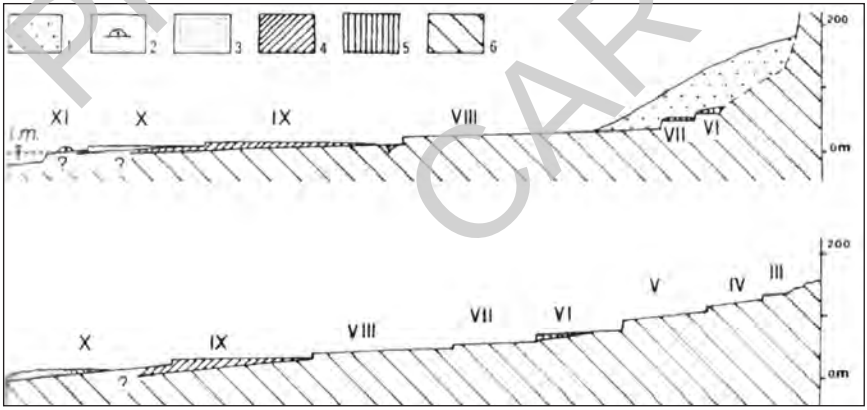



Fig. 84 - *Sezioni geologiche schematiche delle successioni dei terrazzi ipotizzati sulla base dei dati di terreno della Piana di Capaci (in alto) e della Piana di Carini (in basso). I numeri romani indicano i vari ordini di terrazzi. Legenda: 1. Depositi continentali; 2, 3. Depositi del Tirreniano; 4. depositi del Pleistocene inferiore; 5. Depositi del Pleistocene medio; 6. Substrato mesozoico terziario (modificato da* Di Maggio, *1997).*

PROGETTO CARG

poggiano su una superficie di abrasione direttamente incisa nelle argille oligo-mioceniche del flysch Numidico (Fig. 85 a). Nel versante orientale del rilievo allungato denominato La Montagnola (ad ovest di Sferracavallo), all'interno di una grotta marina situata a circa 85 m s.l.m. è stato riconosciuto un esiguo affioramento di conglomerati e calcareniti giallastre; alla stessa quota, lungo il versante settentrionale di Montagnola Santa Rosalia, Hugonie (1979) ha riconosciuto una grotta marina e, immediatamente più a valle, una sottile tavola calcarenitica ricca in balani e patelle, che ricopre una spianata marina. Depositi marini e di spiaggia (M) poggianti su una superficie di abrasione, sono stati inoltre rinvenuti a circa 66 m s.l.m. sul versante occidentale di Montagna Raffo Rosso (Fig. 85 b), dove appaiono ricoperti da depositi continentali più recenti. Immediatamente ad ovest dell'affioramento precedente, su una piattaforma di erosione marina localizzata a circa 56 m s.l.m., è stata riconosciuta una successione di terreni (Mi in Fig. 86) costituita, in basso, da un sottile livello conglomeratico (spessore 0,5 m), seguito da un pacco di 1 m di spessore costituito da blocchi disarticolati di dimensioni metriche, passanti a un orizzonte conglomeratico a giacitura caotica potente circa 1,5 m e, verso l'alto, a conglomerati stratificati a elementi calcarei arrotondati o appiattiti talora embriciati e ordinati in livelli (spessore 1,5 m). Entrambe le successioni del versante ovest di M.gna Raffo Rosso sono ricoperte da un accumulo di frana a giacitura caotica con grandi e piccoli blocchi calcarei spigolosi o smussati, in matrice arenitica e ruditica fine, potente complessivamente fino a 10 m.

PROGETTO CARG

Fig. 85 a - *Superficie di abrasione marina situata immediatamente ad est di Cozzo S. Isidoro (periferia di Palermo), posta a circa 115 m s.l.m. Questa superficie, direttamente intagliata nelle argille oligo-mioceniche del flysch Numidico (S), è ricoperta da depositi calcarenitici a piccoli lamellibranchi e gasteropodi (Pi) del sintema SNP.*

Argille, areniti e sabbie, a luoghi, con laminazione piano-parallela o incrociata e conglomerati, si rinvengono lungo la piana di Partinico su più ordini di superfici di abrasione marina terrazzate, site a quote comprese fra circa 15 e 25 m s. l. m. Sulla base di datazioni condotte con il metodo della termoluminescenza (Mauz *et alii*, 1997) questi depositi sono riferibili allo stadio isotopico caldo 9 della curva del $\delta^{18}O$ di Shackleton (1995).

### 6.1.2.2. – Subsintema di Tommaso Natale (**SNP$_2$**)

Si tratta di calcareniti a stratificazione piano-parallela di ambiente neritico o di spiaggia, spesse 0,5 m, che giacciono su una spianata marina posta a circa 30 m s.l.m. ad altezze comunque più elevate rispetto alle quote cui si rinvengono in zona i depositi marini e colluviali "eutirreniani". Affiorano a nord di Tommaso Natale (contrassegnati in carta con il simbolo ▲8, sezione tipo) e lungo il versante orientale di Monte Gallo, in località La Fossa (indicato in carta con il contrassegno ▲1). Questa successione di depositi dovrebbe essersi depositata nell'intervallo temporale corrispondente allo stadio isotopico 7 del $\delta^{18}O$ (parte finale del Pleistocene medio). A conferma di quanto qui sostenuto, Hearty *et alii* (1986) hanno effettuato una datazione su un corallo prelevato a Tommaso Natale, facente parte di un deposito ubicato a 50 m s.l.m. (segnalato come punto

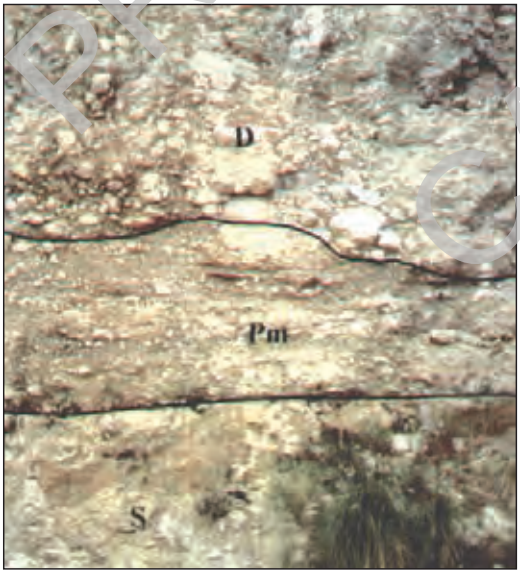



Fig. 85 b - *Sedimenti marini e di spiaggia (Pm) del sintema della Piana di Partinico, deposti su una superficie di abrasione marina intagliata nei calcari mesozoici panormidi (S), rinvenuti a 66 m s.l.m., all'interno di una cava situata nel versante occidentale di Montagna Raffo Rosso (D, depositi di frana).*

PROGETTO CARG

di interesse stratigrafico ▲8 nella Tav. Isola delle Femmine, vedi Fig. 80), che è risultato avere un'età assoluta di circa 250.000 (± 30.000) anni e sostanzialmente correlabile con le calcareniti affioranti in località La Fossa.

Il limite inferiore di questi depositi è una superficie di abrasione marina. Il limite superiore coincide o con una superficie di non deposizione debolmente degradata da erosione subaerea, su cui si accumulano i depositi eolici del sintema di Polisano (BLT, località La Fossa, vedi Fig. 80 e Fig. 87) o con l'attuale superficie topografica.

Nella Piana di Castellammare e Partinico, Mauz *et alii* (1997) segnalano de-

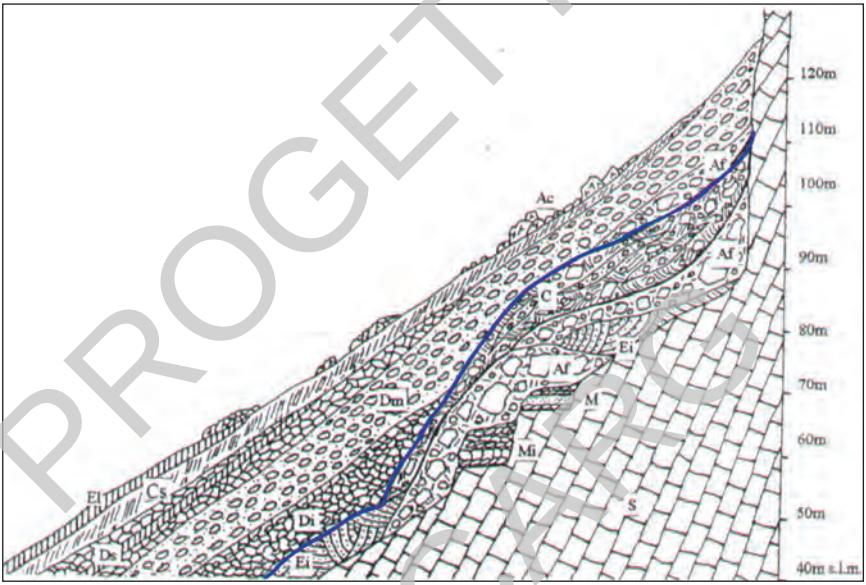



Fig. 86 - *Sezione geologica schematica affiorante lungo il versante occidentale di Montagna Raffo Rosso, in carta ▲ 10 .*

*Legenda - **sintema di Capo Plaia**: **Ac** Accumuli di crolli e detriti (Attuale), **El** prodotti eluviali (Attuale), **Cs** depositi colluviali scarsamente cementati (primo Olocene); **sintema di Raffo Rosso**: detriti stratificati e/o cementati costituiti da livelli a clasti spigolosi (diametro di 3-15 cm) alternati a paleosuoli (**Ds**), orizzonti a clasti angolosi o poco smussati (diametro di 3-20 cm) con matrice terrosa abbondante (**Dm**), livelli a clasti spigolosi o smussati (diametro 0,5 - 50 cm) con scarsa matrice (**Di**), **Af** accumuli di frana; **sintema di Barcarello**: **C** depositi colluviali ben cementati a gasteropodi terrestri, **Af** accumuli di frana; **sintema di Polisano**: **Ei** calcareniti eoliche a stratificazione e laminazione incrociata; **sintema della Piana di Partinico**: **Mi** conglomerati a ciottoli arrotondati e/o appiattiti, a giacitura caotica (**subsintema della Piana di Sopra**), **M** calcareniti e sabbie alternate a livelli conglomeratici a ciottoli arrotondati e/o appiattiti (**subsintema di Tommaso Natale**); **S** Calcari mesozoici; in blu superficie di erosione tra il sintema di Barcarello e il sintema di Raffo Rosso (modif. da Di Maggio* et alii*, 2009).*

PROGETTO CARG

positi riconducibili a questo subsintema, datati con la termoluminescenza e correlati allo stadio isotopico 7.

### 6.1.3. – *Sintema di Polisano* **(BLT)**

Comprende arenarie e sabbie medio-fini quarzose e calcaree, di ambiente eolico, a stratificazione e laminazione incrociata, spesso in facies di duna di ostacolo, che si rinvengono addossate sui versanti e ricoperte da depositi più recenti. Localmente si trovano intercalazioni di rari blocchi e clasti carbonatici spigolosi, derivanti da probabili crolli e cadute di detrito dai sovrastanti ripidi versanti montuosi. Lo spessore è di 1-3 m (Fig. 87).

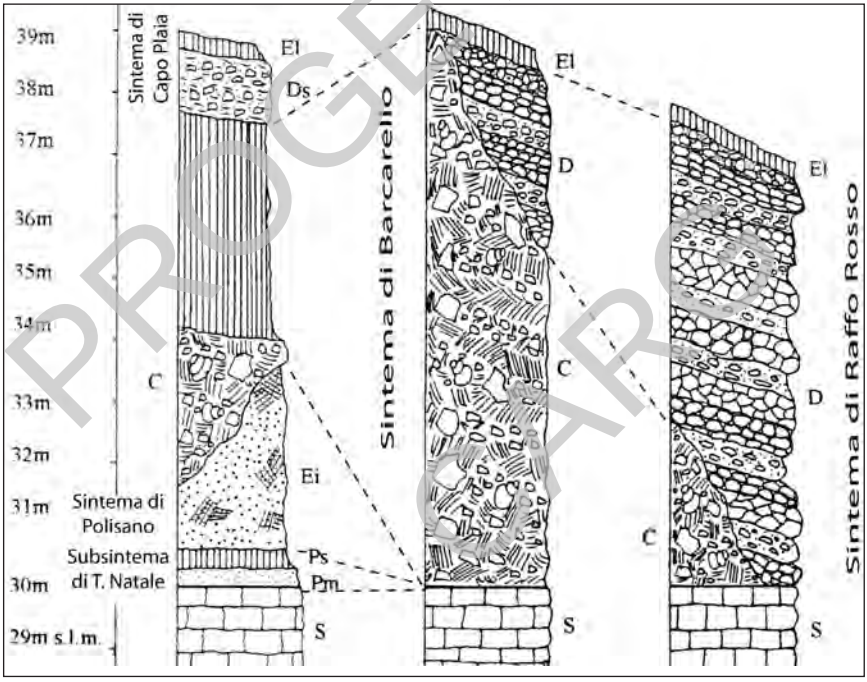



Fig. 87 - *Sezioni schematiche di località La Fossa, in carta ▲ 1. Legenda: El prodotti eluviali (Attuale); Ds depositi colluviali scarsamente cementati (sintema di Capo Plaia); D detriti stratificati e/o cementati con intercalazioni di paleosuoli (sintema di Raffo Rosso); C depositi colluviali ben cementati a gasteropodi terrestri (sintema di Barcarello); Ei sabbie e calcareniti eoliche a stratificazione e laminazione incrociata (sintema di Polisano); Ps paleosuoli inferiori; Pm calcarenite pre-tirreniana dei terrazzi marini (subsintema di Tommaso Natale); S calcari mesozoici. La figura rappresenta anche i rapporti geometrici tra i sintemi riconosciuti nell'area.*

PROGETTO CARG

Il limite inferiore è una superficie di non deposizione dello stadio isotopico 6/7 situata al *top* dei depositi del subsintema di Tommaso Natale (sintema della Piana di Partinico) o una superficie di erosione subaerea o marina, a volte pedogenizzata, scavata su terreni più antichi. Il limite superiore è rappresentato da una superficie di erosione subaerea o marina, riferibile allo stadio isotopico 5, sulla quale poggiano i depositi continentali del sintema di Barcarello (località la Fossa, contrassegnato in carta con il simbolo ▲3, Fig. 87).

L'età è correlabile con quella dello stadio isotopico 6 (Pleistocene medio).

Nel versante occidentale di Montagna Raffo Rosso si rinvengono arenarie eoliche gialle e grigie a stratificazione e laminazione incrociata (con strati immergenti per lo più verso monte), con rari blocchi e clasti carbonatici intercalati (Fig. 88) provenienti dai crolli che a più riprese hanno interessato il ripido versante del rilievo. Lo spessore massimo è di almeno 8 m.

Questi depositi eolici si trovano fra notevoli accumuli di frana (Fig. 88), rinvenuti a varie altezze, indicativi di fenomeni di crollo che, a più riprese, hanno interessato le ripide pareti di Montagna Raffo Rosso.

Altri affioramenti di eolianiti si hanno lungo il versante NE di Pizzo Manolfo e addossati alle pareti rocciose a sud di Capaci.

Sabbie e arenarie eoliche di tipo duna di retrospiaggia affiorano nella Piana di Carini lungo una ristretta fascia posta a ridosso della linea di riva tirreniana.

Sul versante occidentale del Monte Palmeto (vedi Fig. 121) uno spesso cuneo

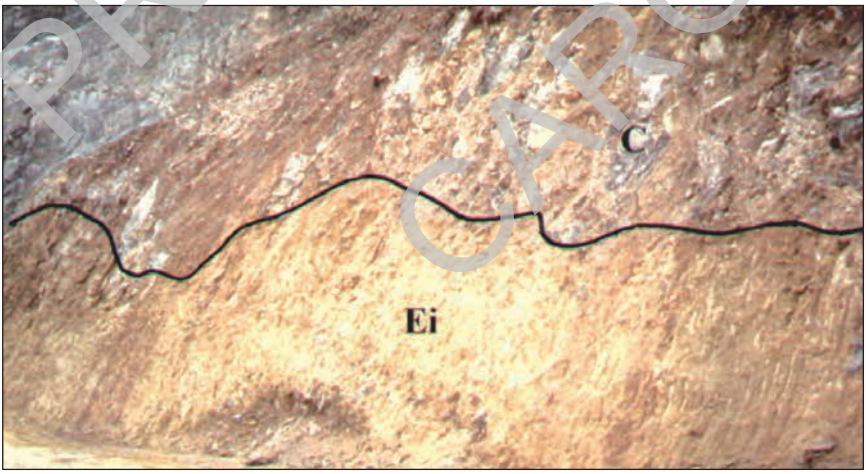



Fig. 88 - *Versante occidentale di Montagna Raffo Rosso. Limite stratigrafico (superficie di erosione subaerea incisa dalle acque dilavanti) fra le calcareniti eoliche a stratificazione e laminazione incrociata (Ei) del sintema di Polisano ed i depositi colluviali ben cementati a gasteropodi terrestri (C) del sintema di Barcarello.*

PROGETTO CARG

di sabbie quarzose di colore arancio poggia in discordanza sulla parete rocciosa e ai suoi piedi. Al suo interno si osservano dei livelli di paleosuoli biancastri, a testimonianza dell'instaurarsi di periodi più "miti" durante la sedimentazione delle sabbie che in generale era tipica dei periodi freddi (Hugonie, 1979). Attualmente, si osservano ridotte strutture dunari con la tipica laminazione incrociata (Fig. 89) che si sono preservate dall'intensa attività estrattiva esercitata in anni recenti.

Arenarie calcaree e quarzose affiorano con limitate estensioni ma con una certa continuità alle pendici meridionali e orientali di Monte Gallo, rinvenendosi appoggiate ai versanti; esse presentano ridotte strutture dunari con la tipica laminazione incrociata, in facies di duna di ostacolo (Fig. 90).

La sezione studiata nei pressi di Case La Barbera (Fig. 91, contrassegnato in carta con il simbolo ▲2), nel versante meridionale di Monte Gallo, in uno scavo effettuato per le fondamenta di un edificio, mostra depositi eolici appartenenti a questo sintema. In particolare, dal basso verso l'alto si ha: paleosuolo (spesso 0,3-0,8 m) arrossato (Ps) che costituisce, a volte, il riempimento di cavità paleocarsiche; al di sopra di questo orizzonte continentale, che marca una netta superficie di erosione subaerea, seguono delle arenarie eoliche gialle a laminazione e stratificazione incrociata, potenti 0,3-3 m, costituenti delle dune di ostacolo fossilizzate (sintema di Polisano, BLT), tagliate verso l'alto da una superficie di erosione subaerea; seguono depositi colluviali scarsamente cementati (Cs), pedogenizzati verso l'alto ($AFL_{b2}$), appartenenti al più recente sintema di Capo Plaia.

PROGETTO CARG

Fig. 89 - *Duna sabbiosa eolica sita ai piedi del versante occidentale del Monte Palmeto. La stratificazione immerge verso i settori costieri occidentali.*

Fig. 90 - *Depositi eolici del sintema di Polisano (BLT), affioranti ai piedi del versante meridionale di Monte Gallo. La figura mostra una struttura da duna con stratificazione incrociata e strutture minori incrociate e ondulate alla scala dei ripples.*

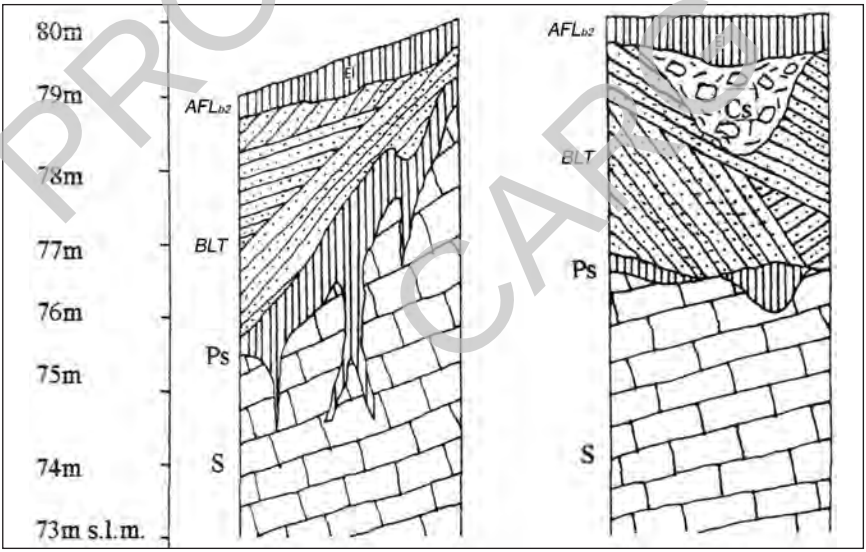



Fig. 91 - *Sezioni schematiche di località Case La Barbera (in carta ▲ 2). Legenda: El prodotti eluviali (sintema di Capo Plaia, AFL$_{b2}$, Attuale); Cs depositi colluviali scarsamente cementati (sintema di Capo Plaia, AFL$_{b2}$, primo Olocene); BLT calcareniti eoliche a stratificazione e laminazione incrociata (sintema di Polisano); Ps paleosuoli; S calcari mesozoici.*

PROGETTO CARG

I depositi eolici appartenenti al sintema sembrano indicativi di una fase fredda (ed essenzialmente arida) del Quaternario quando, abbassandosi il livello del mare, il vento poteva prelevare grandi quantità di materiale fine e sciolto dalle piattaforme appena emerse, accumulandole lungo le aree costiere o nelle zone più interne, fino ai piedi dei versanti delimitanti queste aree. In particolare le areniti eoliche in esame sono state riferite al penultimo glaciale correlabile con lo stadio isotopico marino 6. Del resto, come si osserva in località La Fossa, questi depositi poggiano su quelli del subsintema di Tommaso Natale correlabili allo stadio isotopico 7 e si rinvengono al di sotto dei terreni del sintema di Barcarello, a loro volta, correlabili allo stadio isotopico 5.

### 6.1.4. – *Sintema di Monreale* **(NRE)**

Comprende depositi continentali concrezionati (travertini *s.l.*) limitati alla base da una superficie inconforme ritagliata in terreni del Pleistocene inferiore (Hugonie, 1979) o pre-quaternari (flysch Numidico e terreni del Dominio Imerese), che, localmente, sono in passaggio verticale e/o laterale con i depositi alluvionali del sintema dell'Oreto (subsintema Aquino). La loro genesi è probabilmente dovuta a fasi di riscaldamento climatico, quando si generava un marcato squilibrio termico tra la superficie ed il sottosuolo, per cui la venuta a giorno di acque sorgive, alimentate da acquiferi carbonatici, determinava una marcata precipitazione del carbonato di calcio. La formazione di sbarramenti travertinosi vallivi, a tergo dei rilievi calcarei, tendeva ad ostacolare l'approfondimento prodotto dall'erosione lineare, originando dei bacini lacustri e/o palustri nei tratti a monte, che successivamente potevano essere rapidamente incisi. In questi depositi si riconoscono travertini autoctoni fitoermali e detritici fitoclastici, in corpi tabulari, da massivi a mal stratificati, talvolta drappeggianti sul substrato (deposizione da cascata), a luoghi con orizzonti di suoli (Contino *et alii*, 2010) e con ricca flora fossile costituita da filliti (Beguinot, 1929 a, b; Chalepopoulos, 1986; Pasta, 2000). Alcuni generi e specie fossili rinvenute a Monreale appartengono ad una flora "*colchica*", affine a quella attuale di tipo caucasico, che, in alcuni settori dell'Italia centrale, si estinse nel corso del Pleistocene superiore (ad es. *Zelkova* sp., attorno a 30 ka cfr. Follieri *et alii*, 1986, 1988). Béguinot (1929 a, b) ed Hugonie (1979) hanno genericamente riferito questi terreni al Pleistocene medio, mentre Pasta (2000), in base allo studio della flora dei travertini di Montelepre ritiene plausibile che possano riferirsi al Pleistocene superiore. Nel settore di Monreale, la presenza di reperti faunistici attribuibili al complesso ad *Elephas mnaidriensis* (sensu Burgio & Cani, 1988), del Pleistocene medio-superiore (stadi isotopici dall'8 al 4, cfr. Agnesi *et alii*, 1998; Di Maggio *et*

PROGETTO CARG

*alii*, 1999) permette un primo inquadramento cronologico di questi terreni. Ciò è in accordo anche con il fatto che in alcuni siti si osservino dei passaggi verticali e/o laterali tra questi depositi e quelli alluvionali del sintema dell'Oreto, riferibili al Pleistocene medio-superiore. Del resto, anche Hugonie (1979) ha riferito al Pleistocene medio il modesto lembo di travertino che si rinviene nella Piana di Palermo in località Casa del Sole, che egli ha ritenuto poggiante su una superficie di abrasione marina incisa sui depositi del sintema di Marsala. Questi depositi affiorano con discontinuità nei dintorni di Palermo (località Boccadifalco), Partinico (località S. Cataldo), Carini, Montelepre nonché a Monreale (che in gran parte è edificata su di essi), e negli immediati dintorni del centro abitato (cfr. Gaudin & Strozzi, 1860; De Stefani, 1948; Di Salvo, 1933; Béguinot, 1929 a, b). Nei dintorni di Monreale (località Casa Salerno), questi depositi sono stati attraversati in perforazione per uno spessore di ben 50 m senza raggiungere il substrato (Dagh Watson, 1982).

Il sintema comprende probabilmente anche alcuni depositi di travertino bianco-grigiastri o grigiastri, talvolta giallognoli di problematica collocazione; sovente di aspetto vacuolare e/o molto compatti, di limitata estensione areale, depositati in relazione a manifestazioni sorgentizie di rilevante portata. Questi ultimi depositi si presentano come travertino calcareo stromatolitico, alternato a travertino fitoclastico in cui si rinvengono impronte di resti vegetali, molluschi polmonati e raramente fossili di vertebrati e, localmente, zone ricche in pisoliti, le quali raggiungono anche taglia centimetrica.

Lo spessore è molto variabile e raggiunge qualche decina di metri nell'affioramento di S. Isidoro e lungo il corso del Fiume Nocella e con ridotti spessori lungo il versante meridionale del Monte Gallo.

### 6.1.5. – *Sintema dello Jato* **(SJT)**

Si tratta di depositi alluvionali di terrazzi fluviali, costituiti da conglomerati, sabbie e silt. Limite inferiore è una superficie di erosione fluviale del Pleistocene medio; limite superiore una superficie di non deposizione attribuibile al Pleistocene superiore coincidente con l'attuale superficie topografica. Affiorano lungo i versanti vallivi dei Fiumi Jato, Nocella e Fosso Carrozza. L'età dovrebbe essere compresa fra il Pleistocene medio e superiore.

Uno di questi depositi, affiorante lungo la valle del fiume Jato, scambiato erroneamente per un corpo sedimentario di terrazzo marino, è stato datato da Mauz *et alii* (1997) con il metodo della termoluminescenza ed è stato attribuito allo stadio isotopico $\geq 7$ (227 Ka $\pm$ 40).

PROGETTO CARG

### 6.1.6. – *Sintema dell'Oreto*

La valle del Fiume Oreto è caratterizzata dalla presenza di lembi di depositi alluvionali relitti concentrati nelle aree di Mandracchi, Fondo Aquino, Case Galati (settore orientale del Foglio "Partinico-Mondello").

Si tratta di depositi di terrazzi fluviali riferibili a fasi erosivo-deposizionali del Pleistocene medio (?) e/o superiore. Il loro limite inferiore è un piano di erosione laterale o, più genericamente, una superficie di erosione fluviale; il limite superiore è una superficie di non deposizione coincidente con l'attuale superficie topografica.

#### 6.1.6.1. – Subsintema Aquino (**REO$_1$**)

Sulla sponda sinistra dell'Oreto si estende un'ampia spianata, sita tra circa 150 e 110 m s.l.m. e con un dislivello di circa 40-50 m rispetto all'attuale fondovalle, sulla quale è edificato il borgo di Aquino (frazione di Monreale).

In quest'area è presente un corpo sedimentario, ben esposto nell'incisione attuale del corso d'acqua, costituito da depositi alluvionali, visibili per uno spessore compreso tra 20 e 30 m. Si riconoscono dei corpi stratiformi, localmente lentiformi, di ciottoli e massi politipici, da ben arrotondati a sub-arrotondati, subordinatamente spigolosi, frequentemente embriciati, in matrice sabbioso-siltosa (litofacies *Gm* in Miall, 1977).

Lo spessore dei corpi conglomeratici, noto da indagini geognostiche, raggiunge anche i 20 metri.

Questi depositi si intercalano e/o passano verso l'alto ad orizzonti di sabbie con stratificazione da piano-parallela (litofacies *Sh* in Miall, 1977) ad incrociata (litofacies *Sp* in Miall, 1977). Sono pure presenti orizzonti di argille siltose ricchi di frustoli carboniosi, talvolta associati a torbe, legati all'instaurarsi di ambienti palustri. Questi depositi sono superiormente ricoperti da coltri eluvio-colluviali oloceniche del sintema di Capo Plaia, potenti sino a 3,5 m.

#### 6.1.6.2. – Subsintema Mandracchi **(REO$_2$)**

Non lontano della località Mandracchi, in entrambe le sponde dell'Oreto, per uno spessore massimo di 15 m affiorano depositi alluvionali, poggianti sia sul flysch Numidico che sui terreni del sintema di Marsala, costituiti da orizzonti di ciottoli e massi da ben arrotondati a sub-arrotondati sino a spigolosi, in matrice sabbioso-siltosa, che si alternano e si intercalano con sabbie siltose e silt giallastri

PROGETTO CARG

o brunastri. I depositi sono a loro volta incisi da un'ansa meandrica abbandonata legata al paleoalveo del Fiume Oreto. La spianata che marca superiormente questi depositi è sita tra circa 70 e 95 m s.l.m. ed il corpo sedimentario è ben esposto in entrambe le sponde del fiume.

### 6.1.7. – *Sintema di Barcarello* **(SIT)**

Calcareniti, calciruditi bioclastiche a molluschi (*Strombus bubonius* Lamark) con livelli di sabbie grossolane, arenarie a laminazione parallela o incrociata e bioconglomerati ad elementi anche decimetrici e matrice arenitica di colore rosso-giallastro che raggiungono lo spessore medio di 1-3 m. Mostrano un'evoluzione tessiturale positiva. Questi depositi si presentano a luoghi pedogenizzati e passano, lateralmente e verticalmente, a depositi colluviali costituiti da alternanze di peliti rossastre talvolta laminate (suoli rimaneggiati) e di brecce calcaree formate da clasti a giacitura caotica o a volte allineati (*stoneline*) immersi in una ricca matrice terrosa ben cementata contenente gusci di gasteropodi terrestri. Lo spessore massimo dell'unità è di circa 15 m.

Le calcareniti a *Strombus bubonius*, contengono una ricca fauna a lamellibranchi, gasteropodi, echinidi, alghe e coralli, sono molto note in letteratura (Gignoux, 1913; Cipolla, 1926; Fabiani, 1941; Tongiorgi & Trevisan, 1953; Ottmann & Picard, 1954; Bonifay & Mars, 1959; Ruggieri, 1967; Ruggieri & Milone, 1974; Hugonie, 1979). Contengono una fauna di ambiente infralitorale con bivalvi e gasteropodi, tra cui gli "ospiti caldi senegalesi" quali *Strombus bubonius* Lamark, *Cantharus viverratus* Kiener, *Mitra fusca* Swainson, *Conus testudinarius* Martini, *Hyotissa hyotis* Linné. La presenza di *Strombus bubonius* è determinante per la loro datazione al Tirreniano basale (sottostadio isotopico dell'ossigeno 5e, corrispondente al MIS 5.5).

I depositi colluviali ben cementati a cui passano lateralmente e verticalmente le precedenti calcareniti, possono invece ricoprire un intervallo di tempo più ampio (sottostadi isotopici 5e-5a).

Il limite inferiore del sintema è dato da una superficie di abrasione marina tirreniana del sottostadio isotopico 5e che, verso terra, si continua con una superficie di erosione subaerea. Queste superfici sono intagliate sui depositi del sintema di Polisano (località La Fossa, vedi Fig. 87) o su terreni più antichi. Il limite superiore è rappresentato da una superficie in parte di non deposizione e in parte di erosione, dello stadio isotopico 4, su cui poggiano, in discordanza angolare o in paraconcordanza, i detriti stratificati e cementati del sintema di Raffo Rosso (come si osserva nelle località: La Fossa, vedi Fig. 87; Sferracavallo, Figg. 92, 93; La Cala, Figg. 94, 95) o i depositi del sintema di Capo Plaia.

PROGETTO CARG

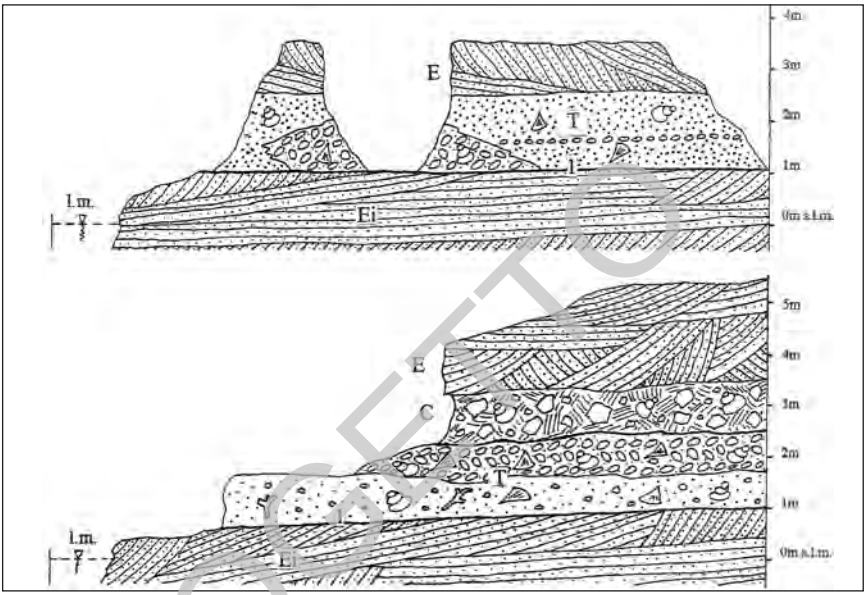



Fig. 92 - *Sezioni schematiche di Punta Barcarello (Sferracavallo, in carta ▲ 5). Legenda: E arenarie arrossate (sintema di Raffo Rosso); C depositi colluviali ben cementati; T sabbie, areniti e bioconglomerati (C+T appartengono al sintema di Barcarello, SIT); 1 superficie di abrasione marina tirreniana; Ei calcareniti di Palermo (MRSd).*

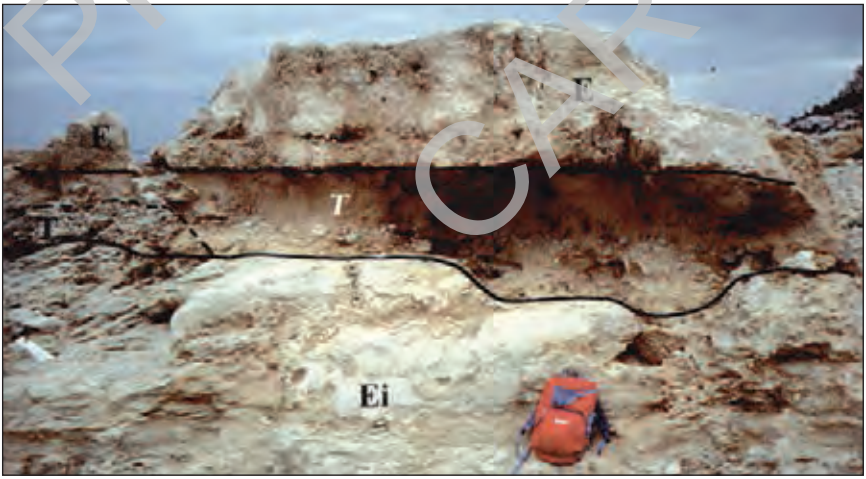



Fig. 93 - *Depositi del Pleistocene medio-superiore affioranti in località Punta di Barcarello (Sferracavallo). Per la legenda vedi Fig. 92.*

PROGETTO CARG

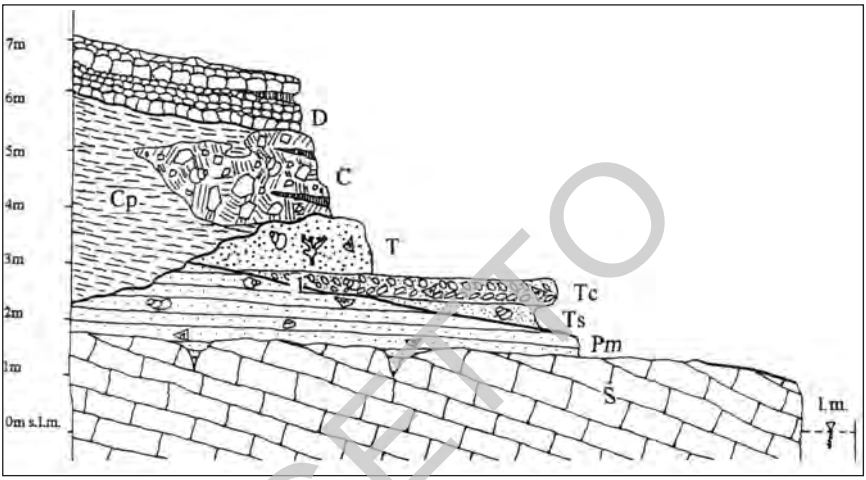



Fig. 94 - *Sezione schematica di località La Cala (in carta ▲4). D detriti stratificati e/o cementati (sintema di Raffo Rosso, RFR). depositi colluviali costituiti da peliti rossastre laminate (Cp) e da brecce calcaree a matrice terrosa ben cementata (C) contenenti gusci di gasteropodi terrestri e depositi di spiaggia e marini costituiti da calcareniti (T), bioconglomerati (Tc) e sabbie (Ts) a matrice terrosa rossastradel Sintema di Barcarello (SIT). Pm biocalcareniti (sintema di Marsala). S calcari mesozoici.*

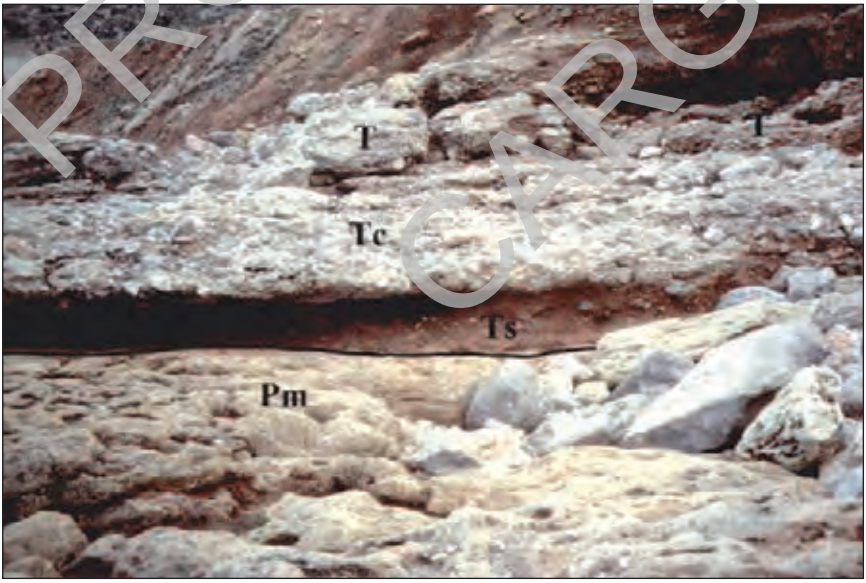



Fig. 95 - *Depositi del Pleistocene medio affioranti in località La Cala. Per la legenda vedi Fig. 94.*

PROGETTO CARG

Lungo la Piana di Partinico si rinvengono depositi di ambiente litorale ad energia moderata la cui età, sulla base delle associazioni faunistiche caratteristiche calibrate con datazioni di termoluminescenza (Mauz *et alii*, 1997), viene fatta risalire al Tirreniano. Essi si sono deposti su piattaforme costiere modellate sulle successioni carbonatiche o argillose meso-cenozoiche delle aree di Balestrate e Trappeto ed in prossimità della foce del fiume Nocella.

Bioconglomerati e biocalcareniti, contenenti rari esemplari di *Strombus bubonius*, affiorano in modesti lembi discontinui lungo la Piana di Carini e ricoprono superfici di abrasione marina che si sviluppano fino alla quota massima di 25 m. All'Isola di Fuori sono stati cartografati affioramenti discontinui e di ridotti spessori di biocalcareniti e calciruditi rossastre che poggiano in discordanza sui calcari mesozoici e sono seguiti da depositi parzialmente cementati in affioramenti discontinui (non cartografabili) con una ricca fauna fossile indicativa del Versiliano.

Brecce, sabbie e silt di colore da rosso scuro ad arancione, di ambiente continentale, spessi tra 2 e 15 m, si estendono con una certa continuità nell'area compresa tra Partinico e Balestrate dove si distribuiscono in modo discontinuo al di sopra di depositi del sintema della Piana di Partinico o di terreni più antichi, rispetto ai quali il contatto erosivo è netto.

In dettaglio nella Piana di Partinico il sintema consiste di una alternanza irregolare di:

a) brecce oligomittiche ed eterometriche, con clasti spigolosi o smussati, in livelli di alcuni decimetri di spessore. I ciottoli, con diametro fino a 30 cm, sono extrabacinali, prevalentemente carbonatici e subordinatamente quarzarenitici, e provengono dall'erosione delle sottostanti formazioni meso-cenozoiche. La matrice, costituita da suoli rimaneggiati, presenta colore rossastro e taglia areniticoruditica. Localmente questi livelli costituiscono il riempimento di canali erosivi;

b) livelli di ghiaie carbonatiche, a tessitura grano-sostenuta, spessi 20-30 cm, intercalati a sabbie e silt rossastri;

c) argille e silt bruno-rossastri modificati dall'alterazione pedogenetica (suoli rimaneggiati).

Questa successione di depositi ha registrato l'avvicendarsi di eventi di trasporto in massa o di dilavamento più o meno intensi verificatisi durante fasi di continentalità.

Nel versante occidentale di Montagna Raffo Rosso si riconoscono depositi colluviali costituiti da brecce calcaree, a elementi spigolosi o poco smussati di diametro variabile da pochi centimetri a qualche metro, a matrice terrosa e arenitica rossastra ben cementata, contenenti a luoghi resti di gasteropodi polmonati (Figg. 92 e 96). A vari livelli sono stati riconosciuti sottili orizzonti detritici talora lenticolari (spessore di 1-2 m), a clasti spigolosi o angolosi (diametro compreso

PROGETTO CARG

fra 2 e 50 cm) con matrice rara o del tutto assente. Lo spessore complessivo di questi depositi è di almeno 6 metri.

Nel versante settentrionale di Monte Colombrina (Fig. 97), affiorano depositi colluviali mal stratificati e ben cementati con clasti e blocchi spigolosi o smussati organizzati in livelli (*stoneline*) con abbondante matrice terrosa rossastra.

Nel versante nord-orientale di Pizzo Manolfo, all'altezza delle gallerie autostradali, affiora un pacco di depositi colluviali ben cementati, con livelli di clasti carbonatici spigolosi (*stoneline*) immersi in una abbondante matrice terrosa e sabbiosa rossastra che costituisce il riempimento di preesistenti diaclasi (Fig. 98). Il contenuto fossilifero di questi depositi è dato da gusci di gasteropodi terrestri.

Nel versante nord-orientale di Pizzo Manolfo affiorano arenarie rossastre stratificate e cementate, con intercalazioni di clasti e blocchi litoidi angolosi o smussati, la cui presenza diviene talvolta predominante, con matrice terrosa scarsa o del tutto assente. Si tratta di depositi colluviali originatisi in seguito a processi di dilavamento che hanno interessato soprattutto le coperture sciolte dei versanti, quali prodotti eluviali, coltri detritiche e sabbie eoliche del sintema di Polisano.

Nel Foglio, inoltre, i depositi dell'unità SIT affiorano a Punta di Barcarello (Sferracavallo) e nelle vicinanze del centro abitato di Mondello, dove si osservano sabbie grossolane e conglomerati costieri, ad elementi litici anche decimetrici e a matrice arenitica rosso-giallastra, che raggiungono lo spessore di 3-4 m. I livelli arenitici presentano a volte laminazione parallela o incrociata e si rinvengono anche nel sottosuolo dell'Arenella.

Particolare significato assumono gli affioramenti studiati a La Cala e a Sfer-

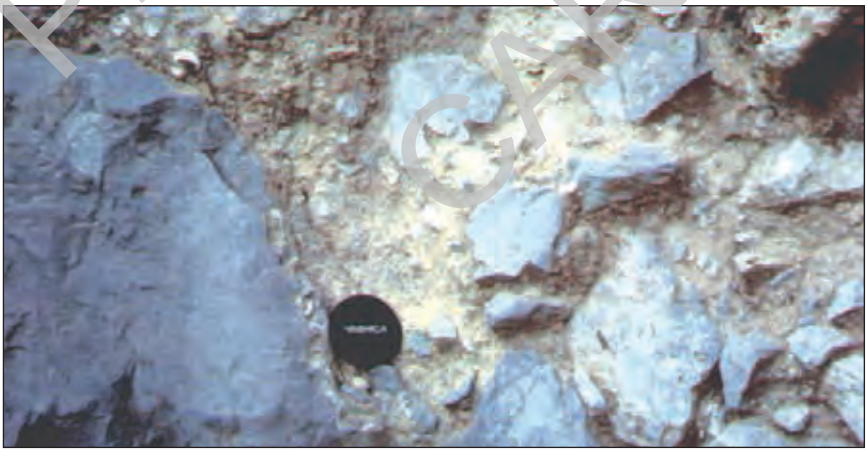


Fig. 96 - *Particolare dei depositi colluviali ben cementati a gasteropodi terrestri del sintema di Barcarello, affioranti nel versante occidentale di Montagna Raffo Rosso.*

PROGETTO CARG

racavallo. Il primo affioramento (Figg. 92 e 93, contrassegnato in carta con il simbolo ▲4), studiato lungo la sezione naturale, prodotta dall'azione erosiva del mare, di La Cala, tra Punta della Catena e Punta Matese, mostra dal basso biocalcareniti (Pm), riferibili al sintema di Marsala, poggianti su una superficie di abrasione marina situata alla quota di 1-2 m s.l.m. e intagliata nei calcari mesozoici (S). Sulle biocalcareniti si accumulano sabbie fossilifere a matrice terrosa rossastra, con rari ciottoli carbonatici (Ts), bioconglomerati a matrice rossastra (Tc) passanti, a loro volta, a calcareniti in matrice rossastra con inclusioni di rari ciottoli carbonatici (T) il cui spessore complessivo è di 1-2 m. Il contenuto fossilifero, molto abbondante, è costituito da rari coralli, lamellibranchi e gasteropodi; Ottmann & Picard (1954) vi hanno rinvenuto forme di *Strombus bubonius*, *Patella ferruginea* Gmelin e alghe cianoficee. In relazione al contenuto fossilifero e alla posizione geometrica, i depositi descritti come T, Tc e Ts si sono depositati nell'intervallo corrispondente al sottostadio isotopico 5e del $\delta^{18}O$ (Tirreniano basale). Lateralmente e verso l'alto l'intera successione passa a depositi colluviali potenti complessivamente 3-4 m, costituiti da suoli e detriti rimaneggiati spessi 1,5 m, con orizzonti pelitici rossastri alternati a livelli a blocchi e clasti spigolosi allineati

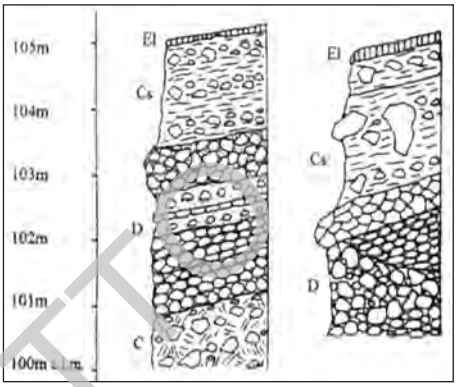



Fig. 97 - *Sezioni schematiche del versante settentrionale di Monte Colombrina. Legenda: El Prodotti eluviali (Attuale), Cs Depositi colluviali scarsamente cementati del sintema di Capo Plaia, D Detriti stratificati e/o cementati del sintema di Raffo Rosso, C Depositi colluviali ben cementati a gasteropodi terrestri del sintema di Barcarello.*

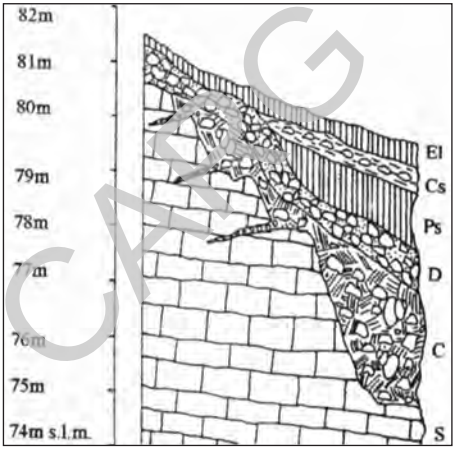



Fig. 98 - *Sezione schematica del versante nord-orientale di Pizzo Manolfo. Legenda: El. prodotti eluviali, Cs. depositi colluviali scarsamente cementati del sintema di Capo Plaia; Ps. paleosuolo, D. detriti stratificati e/o cementati del sintema di Raffo Rosso, C. depositi colluviali ben cementati a gasteropodi terrestri del sintema di Barcarello, S. calcari mesozoici.*

PROGETTO CARG

(*stoneline*) da 1 a 30 cm di diametro, immersi in un'abbondante matrice terrosa rossastra, contenenti resti di gasteropodi terrestri e con sottili livelli pedogenizzati di 2-5 cm (C). Tali depositi sono in eteropia di facies con peliti rosse molto fini (suoli rossastri rimaneggiati) dello spessore massimo di 3 m, a stratificazione e laminazione piano-parallela (Cp). L'arrossamento dei depositi di spiaggia a *Strombus bubonius* è dovuto, probabilmente, agli apporti terrosi di questo materiale colluviale rossastro (suolo rimaneggiato), preso in carico dalle acque dilavanti e trasportato fino alla costa e al di sotto del livello del mare tirreniano. I depositi marini (Ts, Tc, T) e continentali (C, Cp) descritti in Fig. 86 sono stati classificati nel sintema di Barcarello (SIT). Da segnalare che i depositi colluviali appena descritti sono stati precedentemente interpretati (Tongiorgi & Trevisan, 1953; Ottmann & Picard, 1954) come depositi alluvionali (suoli e detriti rimaneggiati) ed eolici (peliti rosse). Superiormente si passa a depositi di versante (D) del Pleistocene superiore descritti più avanti.

La sezione naturale (Figg. 92 e 93, contrassegnata in carta con il simbolo ▲5) affiorante lungo la costa settentrionale prospiciente l'abitato di Sferracavallo, a circa 1-5 m s.l.m., mostra dal basso calcareniti gialle (Ei) a stratificazione e laminazione incrociata o piano-parallela, con rari gusci di molluschi, potenti almeno un paio di metri, di ambiente di spiaggia e spiaggia sommersa riferibili all'unità $MRS_d$; le calcareniti gialle sono a loro volta intagliate da una superficie di abrasione tirreniana (l) su cui seguono sabbie e arenarie calcaree bioclastiche rossastre (T) a lamellibranchi, gasteropodi, resti di echinidi e coralli, con intercalazioni di ciottoli carbonatici e presenza di matrice terrosa rossastra; questi depositi passano lateralmente e superiormente a bioconglomerati bianco-grigiastri laminati, caratterizzati dalla presenza di *Strombus bubonius* (Lamark). Lo spessore totale è di 1,5 m e la deposizione è avvenuta in un ambiente di spiaggia. Verso l'alto seguono depositi colluviali (C), potenti circa 1 m, costituiti da clasti e blocchi carbonatici spigolosi talvolta allineati (*stoneline*), immersi in un'abbondante matrice terrosa rossastra, contenente gusci di gasteropodi terrestri. I depositi T e C fanno parte del sintema di Barcarello (SIT). Seguono verso l'alto dei depositi eolici (E), descritti successivamente. I depositi affioranti in questa località sono stati oggetto di numerosi studi (Gignoux, 1913; Cipolla, 1926; Tongiorgi & Trevisan, 1953; Hugonie, 1979, 1982).

Circa due chilometri ad ovest della sezione appena citata, sulla costa settentrionale di Isola delle Femmine (località Torre di Isola o Torre in Terra) Ottmann & Picard (1954) hanno riconosciuto a circa 2-4 m s.l.m. dei depositi litorali che hanno attribuito ad un "Tirreniano II" (da intendere come Tirreniano *s.l.*) e che per la loro posizione potevano essere riferiti al sintema di Barcarello, ma che attualmente non sono più visibili perché occultati dal manto stradale e dalle numerose costruzioni sorte negli ultimi decenni.

PROGETTO CARG

Nella sezione di La Fossa, nel versante orientale di Monte Gallo (vedi Fig. 80, contrassegnato in carta con il simbolo ▲1), al di sopra di una superficie di erosione scavata dalle acque dilavanti sulle sabbie e arenarie eoliche del sintema di Polisano (Ei) o su terreni ancora più antichi, si susseguono: depositi colluviali (C) con alternanze di livelli a blocchi e clasti spigolosi o smussati disposti lungo orizzonti ben definiti (*stoneline*) e di livelli terrosi e arenitici rossastri, con resti di gasteropodi terrestri e ben cementati (potenti circa 9 m); suoli rimaneggiati arrossati, spessi circa 3,5 m. Su questo litosoma giacciono, in netta discordanza, detriti e depositi dei sintemi di Raffo Rosso (D) e di Capo Plaia (Ds ed El).

### 6.1.8. – *Sintema di Raffo Rosso* **(RFR)**

Detriti variamente stratificati e cementati (Fig. 99 a) potenti fino ad una decina di metri, organizzati in strati ben classati, di spessore variabile da 0,5 a 2 m, formati da clasti carbonatici angolosi o smussati (diametro medio compreso fra 2 e 50 cm) grano-sostenuti, con matrice rara o del tutto assente e differente grado di cementazione. Verso l'alto a varie quote si intercalano paleosuoli arrossati, in parte rimaneggiati ("terre rosse", Fig. 99 b). Questi depositi sono localizzati al piede delle grandi scarpate rocciose o alla base dei versanti fortemente inclinati. Essi sono tipici di periodi di recrudescenza climatica, quando i processi di degradazio-

Fig. 99 a - *Detriti stratificati e/o cementati del sintema di Raffo Rosso. La Cala..*

PROGETTO CARG

ne meccanica delle rocce erano molto intensi e, lungo i versanti montuosi, favorivano la produzione di grandi quantità di materiale detritico. A seguito di processi di caduta di detrito o di crollo/ribaltamento, questo materiale disgregato si è poi accumulato alla base dei pendii e si è organizzato in strati e livelli solitamente ben classati che, sotto il peso dei successivi accumuli e grazie alla presenza di acque circolanti, sono andati incontro a processi di costipamento e cementazione. Sotto queste condizioni potevano così svilupparsi successioni di detrito stratificato e cementato spesse anche qualche decina di metri.

Lungo le attuali aree costiere si hanno invece arenarie quarzose e calcaree a stratificazione e laminazione incrociata, con intercalazione di livelli sabbiosi, di ambiente eolico, che si sono conservate in rari lembi dello spessore di 1-2 m.

Il limite inferiore è una superficie di non deposizione o di erosione subaerea e dello stadio isotopico 4, coincidente con il *top* dei depositi del sintema di Barcarello (SIT) o con vacuità erosive impostate su terreni comunque più antichi; il limite superiore è una superficie di non deposizione o di erosione subaerea, di età post-glaciale (stadio isotopico 2), al tetto dei detriti stratificati e cementati dell'unità RFR.

Sulla base della loro posizione geometrica (vedi Figg. 81, 87) e delle loro caratteristiche sedimentologiche e geomorfologiche, si può desumere che i depositi del sintema di Raffo Rosso si sono verosimilmente sviluppati durante l'ultima fase fredda del Pleistocene superiore ("Wurm", Hugonie, 1982; Di Maggio, 1997) che comprende gli stadi isotopici che vanno dal 4 al 2.

Fig. 99 b - *Paleosuolo, in parte rimaneggiato, intercalato fra i detriti stratificati e/o cementati del sintema di Raffo Rosso, affiorante alla base del versante settentrionale di Monte Gallo.*

PROGETTO CARG

Tipiche espressioni del sintema si rinvengono nelle sezioni di Punta Barcarello, La Cala, La Fossa e Sferracavallo indicate in carta con i contrassegni numerati di affioramenti di rilevante interesse stratigrafico, in quanto non cartografabili per la loro modesta estensione.

La sezione di Punta Barcarello, nel versante settentrionale di Monte Gallo (Figg. 99 a, 100, contrassegnata in carta con il simbolo ▲6) mostra una superficie di abrasione marina situata a circa 2 m s.l.m. e riferibile al Tirreniano. Su di essa, dal basso, si succedono: sabbie sterili scarsamente cementate e laminate (E) di spessore centimetrico, probabilmente di ambiente eolico; detriti di versante stratificati e/o cementati, con intercalazioni di livelli pedogenizzati (D), potenti complessivamente circa 6 m, ricoperti da un prodotto eluviale attuale (El), in parte rimaneggiato, spesso circa 1,5 m del sintema AFL. La successione è intagliata da una ripa di erosione marina in posizione arretrata rispetto alla linea di costa ed

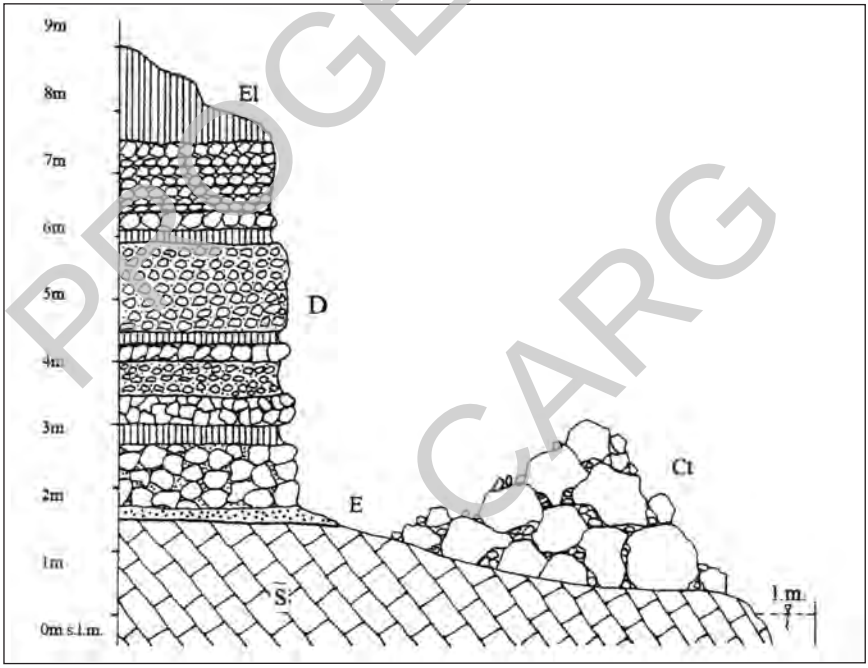



Fig. 100 - *Sezione schematica del versante settentrionale di Monte Gallo (in carta ▲6). Legenda. S calcari mesozoici; E sabbie eoliche; D detriti stratificati e/o cementati con intercalazioni di paleosuoli del sintema di Raffo Rosso; El prodotti eluviali. Lungo la fascia costiera, a pochi metri dalla linea di riva, è presente un accumulo caotico di blocchi disposti parallelamente alla linea di costa, che viene interpretato come un cordone di tempesta recente appartenente ai depositi del sintema di Capo Plaia (Ct).*

PROGETTO CARG

è tuttora attiva durante le mareggiate eccezionali. I depositi (E) e (D) sono rappresentativi di un clima più freddo dell'Attuale, contraddistinto da intensi processi di degradazione.

Nella sezione di La Cala (vedi Figg. 94 e 95, in carta ▲4), i depositi colluviali del sintema di Barcarello sono ricoperti da detriti (D) variamente stratificati e/o cementati, spessi qualche metro, con presenza di discontinuità interne marcate da sottili livelli di paleosuoli arrossati.

Nella sezione di La Fossa (contrassegnata in carta con il simbolo ▲1), al di sopra della sequenza sedimentaria del sintema di Barcarello, poggiano detriti stratificati cementati (D) potenti almeno 9 m, organizzati in livelli e strati ben classati costituiti da clasti carbonatici poco spigolosi o chiaramente smussati, granosostenuti, con matrice rara o del tutto assente. Il loro limite superiore è qui marcato da una superficie di erosione subaerea probabilmente olocenica.

La sezione di Sferracavallo (Figg. 92 e 93, contrassegnata in carta con il simbolo ▲5), mostra al di sopra del tetto dei depositi del sintema di Barcarello, in discontinuità concordante, un pacco di depositi eolici (E) dello spessore di 1-2 m, costituiti da arenarie quarzose e calcaree a luoghi a stratificazione e laminazione incrociata, il cui limite superiore è dato dalla superficie topografica. I depositi D ed E sopra descritti in riferimento alle quattro sezioni, sono stati classificati nel sintema di Raffo Rosso (RFR).

Lungo il versante occidentale di Montagna Raffo Rosso (vedi Fig. 87) affiora uno spesso pacco di detriti stratificati e cementati. In particolare, nella parte inferiore di questa successione detritica si hanno depositi ben classati (Di), con clasti spigolosi di dimensioni medie comprese fra 0,5 e 20 cm e comunque minori di 50 cm, a matrice terrosa scarsa o del tutto assente, aventi spessori massimi di circa 10 m. Seguono verso l'alto detriti stratificati e/o cementati ben classati (Dm) con clasti carbonatici, di solito angolosi o poco smussati, del diametro medio compreso fra 3 e 20 cm (dimensioni massime di 50 cm), con presenza di livelli ad abbondante matrice terrosa rossastra, aventi spessore complessivo di qualche metro. Chiudono la successione detriti a clasti spigolosi o poco smussati, del diametro compreso tra 3 e 15 cm (Ds), con matrice scarsa o del tutto assente, alternati a paleosuoli costituiti da "terre rosse", in parte rimaneggiati, per uno spessore di qualche metro. Lo spessore totale di questa successione di terreni, misurato in corrispondenza del piede del versante, è superiore ai 20 m.

Questi depositi indicano un clima freddo. La presenza di paleosuoli o di livelli con abbondante matrice all'interno di questi depositi potrebbe essere invece indicativa di brevi episodi caratterizzati da temperature più alte.

Nel versante settentrionale di Monte Colombrina affiorano detriti stratificati e/o cementati, con livelli a clasti e blocchi angolosi o spigolosi granosostenuti e con scarsa matrice. Lo spessore complessivo è di 2,5 m. Parte dei depositi appena

PROGETTO CARG

descritti sono stati riconosciuti anche nei settori meridionali del versante occidentale di Montagna Raffo Rosso e dei pendii occidentali e orientali di Pizzo Muletta (vedi Figg. 97 e 98).

Allo stesso sintema appartengono alcuni accumuli eolici in facies di dune costiere. Essi sono stati riconosciuti lungo la piana di Partinico e sono stati datati, con la termoluminescenza agli stadi isotopici 4-2 (Mauz *et alii*, 1997).

Altre sabbie eoliche affiorano alle pendici delle pareti rocciose di Pizzo Sferrovecchio (Calvi *et alii*, 2000) e di Monte Pecoraro.

### 6.1.9. – *Sintema di Capo Plaia* **(AFL)**

Questo sintema comprende vari tipi di depositi il cui limite inferiore è una superficie di inconformità riferibile alla fine dello stadio isotopico 2, collocata al *top* dei depositi del sintema di Raffo Rosso o su terreni più antichi; il limite superiore è la superficie topografica. L'unità è ascrivibile all'intervallo temporale compreso tra la fine dell'espansione glaciale (15 ka BP) e l'Attuale. Età Pleistocene superiore-Olocene.

Si tratta di accumuli di frana, detriti di falda, depositi alluvionali, depositi colluviali scarsamente cementati, depositi litorali e depositi di tempesta, torrentizi, successivi all'ultima fase glaciale (vedi Figg. 81 e 100).

In dettaglio sono descritti qui di seguito:

#### 6.1.9.1. – Depositi alluvionali terrazzati ($b_n$)

Nel settore sud-occidentale, lungo i Fiumi Jato e Nocella, affiorano depositi alluvionali costituiti prevalentemente da ciottoli poligenici arrotondati, di natura prevalentemente quarzarenitica, immersi in una matrice sabbioso-ghiaiosa. Limite inferiore è una superficie di erosione fluviale.

#### 6.1.9.2. – Depositi alluvionali (b)

Sono costituiti da ciottoli di natura eterogenea e con dimensioni fino a qualche decimetro, ghiaie a matrice sabbiosa e sabbioso-siltosa brunastra o grigiastra, sabbie e limi fluviali, molto diffusi lungo l'alveo ordinario dei fiumi e/o torrenti presenti nel settore meridionale e sud-occidentale dell'area e lungo le adiacenti pianure alluvionali (alvei di inondazione).

Questi depositi possono costituire il risultato del sovralluvionamento delle

PROGETTO CARG

valli fluviali (tratti prossimi alle foci), oppure possono ricoprire piani di erosione fluviale (tratti più a monte).

In ogni caso il loro limite inferiore è una superficie di erosione fluviale.

### 6.1.9.3. – Depositi torrentizi (i)

Depositi di origine torrentizia, con l'aspetto di conoidi di deiezione, affiorano al fondo della depressione carsica aperta compresa fra Monte Colombrina e Monte Tre Pizzi.

Si tratta di alternanze di ghiaie, sabbie e limi aventi spessori superiori ai 10 m, come accertato dai numerosi sondaggi effettuati in quest'area. La loro origine è dovuta ai periodi di attività del Vallone Torretta. Limite inferiore è una superficie di erosione subaerea.

### 6.1.9.4. – Depositi colluviali ($b_2$)

Del tutto nuova risulta la campitura di tali terreni. Si tratta di prodotti eluviali e detriti rimaneggiati, dovuti a mobilizzazione e successiva deposizione da parte delle acque dilavanti. Sono costituiti principalmente da terre rosse residuali e da silt sabbiosi bruni o rossastri con clasti angolosi centimetrico-decimetrici dispersi a sciami. Depositi colluviali olocenici pedogenizzati, costituiti da suoli rimaneggiati con presenza di strutture del tipo *stoneline* evidenziate da livelli di clasti allineati e depositi olocenici in facies di conoide di deiezione, si rinvengono situati ai piedi dei versanti dei rilievi carbonatici, conseguenti alla messa in posto di colate di detrito che si sono succedute a più riprese. Il loro limite inferiore è una superficie di erosione subaerea prodotta dal ruscellamento selvaggio delle acque.

I depositi pleistocenici e più antichi sono ricoperti da suoli prodotti dall'alterazione in *situ* del substrato ("terre rosse" su carbonati o suoli bruni su depositi pelitici), da suoli rimaneggiati e risedimentati all'interno di blande depressioni, con spessori dell'ordine dei 2-5 m e da conoidi lungo le fasce pedemontane.

### 6.1.9.5. – Depositi di frana ($a_1$)

Accumuli recenti di frane di crollo sono presenti alla base delle principali scarpate dei rilievi carbonatici. Macereti dovuti a frane di colamento o di scorrimento si rinvengono invece sui versanti impostati in rocce a componente argillosa. Limite inferiore sono superfici di rottura o superfici originarie di versanti.

PROGETTO CARG

### 6.1.9.6. – Depositi di spiaggia ($g_2$)

Depositi sabbiosi o ghiaiosi a composizione mista (quarzosa e carbonatica), con prevalenza dei granuli di quarzo. I primi si rinvengono lungo i tratti di costa rettilinei; i secondi in coincidenza di piccole baie, nelle coste frastagliate. Rientrano tra questi i depositi di spiaggia del Golfo di Mondello, del Golfo di Carini e del margine orientale del Golfo di Castellammare. Il loro limite inferiore, non visibile, dovrebbe essere costituito da una superficie di erosione marina.

### 6.1.9.7. – Detriti di falda ($a_3$)

Accumuli più o meno consistenti di detriti attuali non cementati, in posizione stratigrafica più elevata rispetto ai depositi dei sintemi precedenti. Si tratta di materiali eterometrici ed eterogenei costituiti da clasti spigolosi non cementati di varia natura, con elementi da millimetrici a centimetrici, generalmente privi di matrice, accumulati per gravità alla base di pareti rocciose. Localmente vi sono detriti di falda grossolani caratterizzati dalla presenza di blocchi di varia natura generalmente privi di matrice. Detriti di versante e accumuli di crollo, organizzati in falde, fasce o in coni di detrito sono stati riconosciuti ai piedi dei versanti di Monte Gallo e dei rilievi che delimitano la Piana di Partinico, la Piana di Carini ed il settore occidentale della Piana di Palermo. Il loro limite inferiore generalmente coincide con il tetto dei detriti stratificati e/o cementati del sintema di Raffo Rosso (superficie di non deposizione, in questo caso si può avere una discontinuità concordante) o con il limite superiore di terreni più antichi (superficie di erosione subaerea, in questo caso si hanno nette discordanze angolari).

### 6.1.9.8. – Depositi eolici (d)

Accumuli sabbiosi eolici di retrospiaggia si rinvengono lungo le zone costiere dei litorali di Isola delle Femmine, Capaci, Trappeto e Balestrate. Questi depositi si trovano anche lungo una fascia sub-parallela alla costa nella rada di Mondello e sono stati attraversati da scavi per almeno 1,5 – 2 m senza raggiungere il substrato. Costituivano un vero e proprio cordone litoraneo, documentato da alcune raffigurazioni ottocentesche, oggi non più visibile a seguito dei lavori di bonifica della zona umida di Mondello e della realizzazione delle strutture turistiche lungo il litorale. I depositi eolici dunari sono costituiti da sabbie quarzose più o meno siltose, passanti lateralmente a ghiaie di spiaggia che presentano talvolta valve disarticolate e spiaggiate di bivalvi.

PROGETTO CARG

#### 6.1.9.9. – Depositi palustri ($e_3$)

Sono costituiti da argille siltose grigiastre talvolta nerastre (torbose), ricche di sostanza organica, con frustoli carboniosi, nonché da silt sabbioso – argilloso fetido per la presenza di emissioni di acido solfidrico.

Si rinvengono nell'area di Mondello (ambienti palustri e salmastri). Si tratta di sabbie siltose fini, talvolta argillose, con intercalazioni di silt bruni o nerastri, per la presenza di abbondante sostanza organica, con inclusi rari ciottoli centimetrici.

Nell'area pertinente alla zona umida di Mondello, i depositi palustri costituivano un sistema deposizionale di barriera litorale-laguna assieme ai predetti depositi del cordone costiero. La bonifica dell'area umida di Mondello, tramite la realizzazione di canali, fu iniziata durante il dominio borbonico (tra la fine del XVIII secolo e la prima metà del XIX secolo) e conclusa, tramite colmata, nel periodo post-unitario (tra la seconda metà del XIX secolo e gli inizi del XX secolo).

### 6.2. – Depositi quaternari sommersi

#### 6.2.1. – *Unità marine attuali*

La carta geologica del settore marino del Foglio "Partinico - Mondello" mostra la distribuzione dei sistemi deposizionali e delle facies dei sedimenti marini pertinenti alla porzione superiore dell' associazione di sistemi deposizionali della fase di stazionamento alto (*HST*). Quest'ultima è contraddistinta da un'organizzazione tridimensionale delle facies di tipo progradante nel settore ricadente nel Golfo di Castellammare e di tipo aggradante nel settore della Baia di Carini.

Sulla base delle caratteristiche litologiche e stratigrafiche sono stati distinti cinque differenti sistemi deposizionali distribuiti fra piattaforma interna, piattaforma esterna e scarpata che si sviluppano, generalmente con passaggi netti, dalla linea di costa fino alla scarpata continentale. Di seguito viene fornita una breve descrizione di ogni unità cartografata.

##### $g_8$ – Depositi di spiaggia sommersa

Sabbie lito-bioclastiche da molto grossolane a fini, disposte a fasce allungate parallelamente alla costa (Ferruzza *et alii*, 2008) e colonizzate da popolamenti di Fanerogame marine (*Cymodocea nodosa* (Ucria) Asch. e *Posidonia oceanica* (L.) Delile). Sono presenti nella Baia di Mondello, nella Baia di Carini e nel settore orientale del Golfo di Castellammare, per un'estensione trasversale a costa di un paio di centinaia di metri.

PROGETTO CARG

$g_{19}$ – Depositi di piattaforma continentale interna

1) Sistema deposizionale della Baia di Carini e della Baia di Corallo. E' costituito da sabbie bioclastiche da grossolane a medie disposte a chiazze, con spessori massimi superiori al metro, ospitate in tasche erosive intagliate nel substrato roccioso oppure disposte a fasce parallele a costa, colonizzate da popolamenti a *Cymodocea nodosa*.

2) Sistema deposizionale del Golfo di Castellammare. Questo sistema è rappresentato da un corpo di geometria cuneiforme, costituito da sabbie terrigene da medie a fini e limi disposti lungo fasce parallele a costa. Sabbie bioclastiche da molto grossolane a medie si rinvengono disposte a chiazze ed a fasce in corrispondenza di preesistenti terrazzi di abrasione marina tra Capo Rama e Punta Molinazzo. Diffuse le aree colonizzate da prati a *Cymodocea nodosa*. Sui substrati rocciosi si individuano estesi popolamenti a *Posidonia oceanica* ed alghe fotofile. Strutture sedimentarie come dune e *sand waves* evidenziano l'elevato idrodinamismo del sistema.

$g_{21}$ – Depositi di piattaforma continentale esterna

3) Sistema deposizionale della Baia di Carini. E' costituito da sabbie medie e fini organizzate in corpi tabulari o a coltre, disposte al di sopra di un terrazzo di abrasione marina.

4) Sistema deposizionale del Golfo di Castellammare. Quest'unità di forma tabulare si sviluppa su fondali mediamente acclivi fino al ciglio della piattaforma. E' costituita da limi, fanghi ed argille. Gli spessori sono di norma superiori a 2 m.

$m_2$ Depositi di scarpata.

Questo sistema è rappresentato da fanghi che si dispongono come unità di forma da tabulare a debolmente cuneifome. Gli spessori sono variabili e talora al di sotto della risoluzione sismica (< 1,5 m). I sedimenti fangosi costituiscono accumuli di tipo emipelagico oppure sono il deposito di correnti di torbida molto diluite.

Questa unità rappresenta l'insieme di sistemi deposizionali litorali e deltizi di acque basse, in equilibrio con l'idrodinamismo attuale, che si accrescono parallelamente a costa, ampliandosi verso NE sotto l'impulso di una corrente litorale che scorre in senso antiorario nel Golfo di Castellammare.

PROGETTO CARG

## VII – GEOLOGIA MARINA. LA CARTA DEL SOTTOFONDO

La carta del Sottofondo (Fig. 101) mostra i depositi compresi nel supersintema Noemi e nella SDTQ come riconosciuti attraverso l'analisi sismostratigrafica (vedi Figg. 23, 24). Le varie unità subaffioranti sono state cartografate laddove la copertura recente/attuale mostrava spessori inferiori agli 0.2 ms (tempi doppi).

### 1. - SUPERSINTEMA NOEMI

Il supersintema Noemi affiora lungo lo *shelf break* e la scarpata del settore occidentale del Foglio (Fig. 101). Facendo riferimento alla comparazione riportata in Fig. 24, è stato possibile separare all'interno del supersintema unità di rango inferiore corrispondenti ai sintemi affioranti in terra. Fra questi, grazie alla qualità dei profili sismici e a locali conoscenze stratigrafiche, è stato distinto, in particolare, il sintema di Marsala. Quest'ultimo, caratterizzato da alternanze di calcareniti e marne sabbiose, risulta diffuso sulla piattaforma continentale tra l'*offshore* di Capo Rama, la Baia di Carini e Isola delle Femmine.

### 2. – DEPOSITI DELLA SEQUENZA DEPOSIZIONALE TARDO - QUATERNARIA

La Sequenza deposizionale tardo-quaternaria (SDTQ) è stata cartografata dalle zone costiere fino alla base della scarpata superiore (Fig. 101), con l'ausilio

PROGETTO CARG

dell'interpretazione di profili sismici ad alta e bassa risoluzione (Fig. 102). Il limite inferiore è rappresentato, sulla piattaforma continentale, da una superficie di discontinuità associata a troncatura erosiva e, lungo la scarpata superiore, da una superficie di paraconcordanza su cui si raccordano nicchie di distacco multiple.

All'interno della sequenza, sono stati distinti quattro *system tract* (associazioni di sistemi deposizionali contemporanei, Fig. 102 a): *FST* (associazioni della fase di abbassamento); *LST* (associazioni della fase di stazionamento basso); *TST* (associazioni della fase di risalita) ed *HST* (associazioni della fase di stazionamento alto). Le associazioni di sistemi deposizionali contemporanei corrispondono ad unità sismiche costituite da associazioni di facies sismiche, definite dai caratteri dei riflettori, dalle geometrie interne e dalla morfologia esterna. Le suddette associazioni sono separate da superfici identificate dai caratteri delle terminazioni laterali dei riflettori e correlabili in tutto il bacino (*mfs*, ste, limiti di sequenza, etc.).

La superficie di discordanza, che limita inferiormente l'intera successione, individua un limite di sequenza di tipo 1 (Van Wagoner *et alii*, 1988) ed è caratterizzata da gradini morfologici nei settori di piattaforma interna. Sia nel Golfo di

PROGETTO CARG

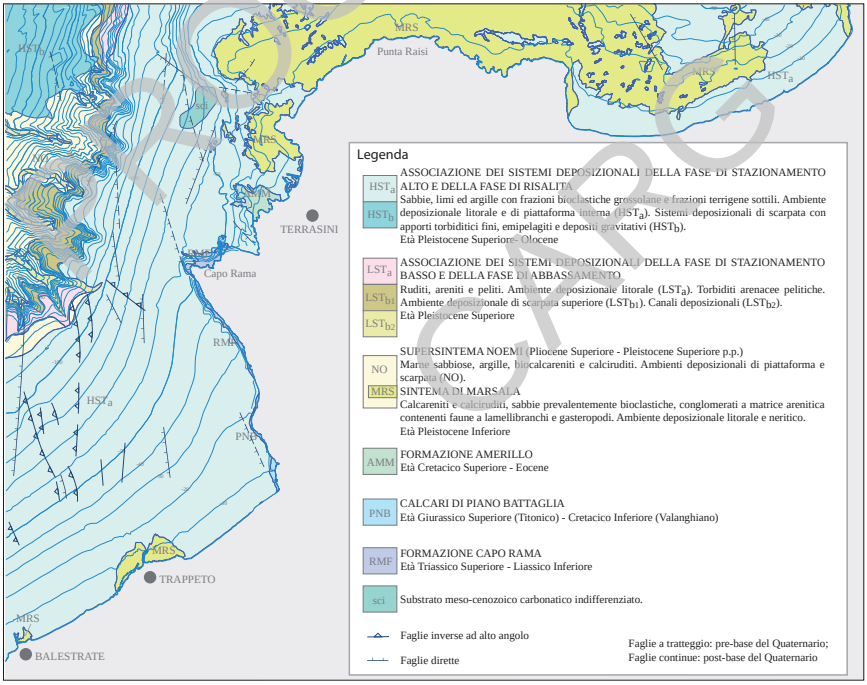



Fig. 101 - *Carta del Sottofondo.*

Castellammare che di Carini un reticolo di incisioni sepolte, che connette le valli incise della terraferma alle principali testate dei *canyon* sottomarini, intaglia il limite di sequenza. Nei settori di scarpata superiore, il limite di sequenza è una superficie erosiva sottomarina, formatasi durante le fasi di abbassamento eustatico.

Il *FST* (Fig. 102 a) è stato individuato nei settori di piattaforma esterna dove poggia sul limite di sequenza ad una distanza media di 7 km rispetto all'attuale linea di costa ed a profondità comprese tra i –110 m ed i –120 m.

La facies sismica prevalente è obliquo–tangenziale, più raramente obliquo–parallela, con un'inclinazione media dei riflettori di circa 3,5°. I riflettori mostrano bassa e media ampiezza. L'ampiezza e la continuità degli orizzonti sismici tendono ad attenuarsi verso mare. Al largo della Baia di Carini i depocentri sono allungati parallelamente al paleomargine della piattaforma (Figg. 103 a, b), laddove il limite di sequenza si approfondisce rapidamente.

Il *LST* è localizzato in corrispondenza dell'attuale ciglio della piattaforma e nelle aree più prossimali della scarpata superiore (Fig. 103 c, d). Mostra una facies sismica a geometria progradante obliqua, con riflettori a bassa e media ampiezza e buona continuità laterale, che verso mare vanno disponendosi in *downlap* fino ad interdigitarsi con i riflettori a maggiore ampiezza e lateralmente continui della

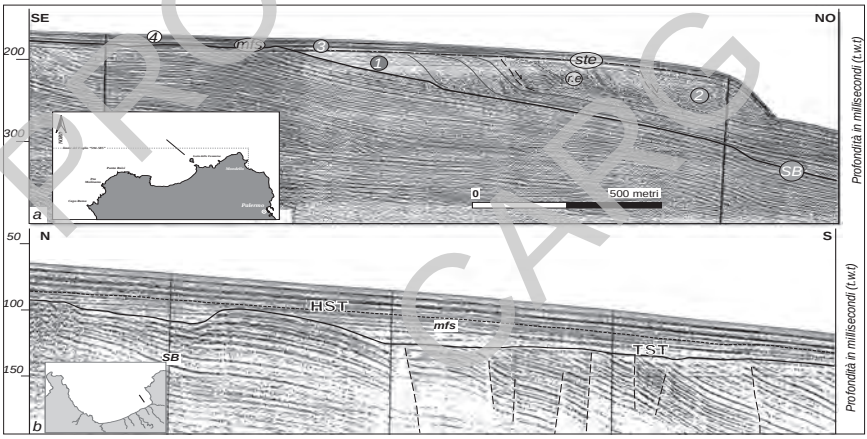



Fig. 102 - *Interpretazione sismostratigrafica del margine della piattaforma continentale. a) Al largo dell'Isola delle Femmine le regressioni forzate (1), elementi deposizionali più interni del* FST*, passano alle clinostratificazioni del complesso progradante di stazionamento basso (*LPC, 2*). Entrambe le associazioni sono troncate al tetto dalla superficie trasgressiva di erosione (ste) che verso terra rielabora il limite di sequenza (SB), mentre verso mare si unifica alla superficie di massima ingressione marina (mfs). Si noti il ridotto spessore delle associazioni di risalita (3) e di stazionamento alto (4). b) Associazioni dei sistemi deposizionali della fase di risalita* (TST) *e della fase di stazionamento alto* (HST) *osservate nel settore orientale del Golfo di Castellammare.*

PROOFING CARE

scarpata superiore. Gli spessori di quest'unità (Fig. 103 d) mostrano un allungamento preferenziale in senso EO e superano i 40 millisecondi (tempi di arrivo).

Il tetto dei sistemi di abbassamento e di stazionamento basso coincide nel settore della piattaforma esterna con una superficie di trasgressione erosiva (ste, Fig. 102 a) e lungo la scarpata superiore con una superficie d'annegamento.

L'associazione dei sistemi deposizionali di risalita (Figg. 102 a, b) è delimitata inferiormente dalla superficie di trasgressione erosiva e, nel settore più interno della piattaforma, dalla superficie del limite di sequenza, caratterizzata da depressioni erosive di limitata estensione e rilievo. Carattere ricorrente del *TST* è l'organizzazione retrogradante delle parasequenze individuabili al suo interno, separate le une dalle altre da superfici di ingressione marina, che si estendono lateralmente in tutta l'area del Golfo di Castellammare (vedi NI Foglio "Castellammare del Golfo", Catalano *et alii*, 2011 a). Nella Baia di Carini, il *TST* non mostra la medesima organizzazione stratigrafica. La parasequenza più antica è localizzata nei settori di piattaforma esterna e poggia su un esteso terrazzo d'abrasione debolmente inclinato verso mare (Fig. 102 b), riempiendo piccole depressioni o drappeggiando le irregolarità della superficie di trasgressione erosiva. La parasequenza più recente del *TST* si sviluppa in corrispondenza delle foci fluviali dei Fiumi Jato e Nocella, nell'attuale settore di piattaforma interna; quest'unità prograda debolmente verso N e poggia in *downlap* sulle parasequenze precedenti, ricoprendole solo parzialmente. I depositi accumulatisi durante la risalita olocenica del livello marino, sommersi nelle aree di piattaforma continentale al largo della Baia di Carini, giacciono su una superficie di trasgressione erosiva (ste) generata dalla migrazione verso terra delle facies costiere che accompagna la risalita eustatica. A luoghi questa superficie rielabora la superficie di erosione subaerea prodottasi durante la fase di abbassamento eustatico e coincide con essa.

PROGETTO CARG

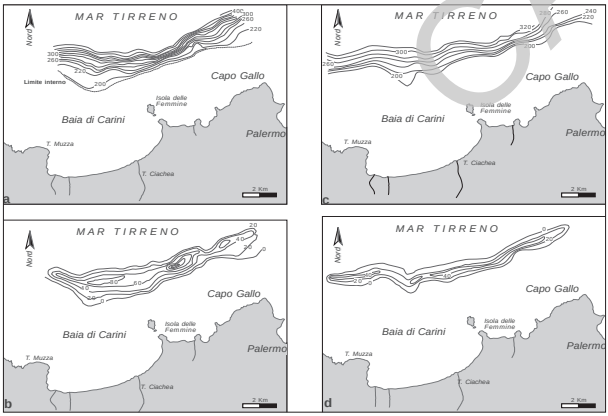



Fig. 103 - *Carte delle isocrone del limite inferiore della SDTQ (a), delle cronoisopache delle associazioni dei sistemi deposizionali litorali e deltizi (b), della fase di abbassamento relativo del livello del mare* (FST)*, delle isocrone della superficie di regressione erosiva (c) e delle cronoisopache dei sistemi deltizi e litorali (d) della fase di stazionamento basso* (LST)*.*

Tra questi depositi un'attenzione particolare meritano, proprio in quanto indicatori di fasi di successivi stazionamenti del livello marino durante la sua ultima risalita, i corpi nastriformi, allungati parallelamente alle isobate, riconosciuti nei profili sismoacustici nell'area prospiciente la costa di Sferracavallo (vedi Foglio geologico). Visti in sezione perpendicolare alla linea di riva (vedi Fig. 21), tali depositi risultano rilevati di alcuni metri rispetto alle strette depressioni che li separano. Se ne riconoscono fino a quattro livelli disposti alle seguenti profondità: -105 m, -95 m., -85 m, -75 m. Il deposito di profondità -75 m è stato campionato mediante dragaggi, risultando costituito di calciruditi e calcareniti mediamente cementate, costituite da granuli carbonatici, ben arrotondati aventi dimensioni comprese tra 3 e 0.2 cm, ben saldati da precipitati chimici carbonatici (Fig. 104) tipici di ambienti intertidali (Lucido, 1992). Tali depositi sono stati interpretati come *beach rock* e correlati con i depositi di ambiente continentale ricadenti nel sintema di Capo Plaia.

Il limite superiore del *TST* è una superficie di *downlap*, associata a troncatura apparente dei riflettori, che corrisponde alla superficie di massima ingressione marina (*mfs*, Fig. 102).

L'associazione dei sistemi deposizionali di stazionamento alto (*HST*) è individuata da un cuneo progradante che si sviluppa con continuità dalla spiaggia sino alla scarpata superiore (Figg. 102 b e 105).

Il suo limite inferiore è rappresentato dalla superficie di massima ingressione marina; nel settore di piattaforma interna antistante le principali foci fluviali, questa superficie mostra fenomeni di mascheramento acustico, associati a vulcanetti di fango (vedi Fig. 20), un probabile indizio della presenza di gas (Fig. 105). Il limite superiore è rappresentato dall'attuale superficie deposizionale.

Le terminazioni superiori (*topset)* dell'*HST* vengono preservate solo in corrispondenza delle foci fluviali dei Fiumi Jato e Nocella, a profondità inferiori a 30 m; gli strati frontali (*foreset*) immergono verso mare con un'inclina-

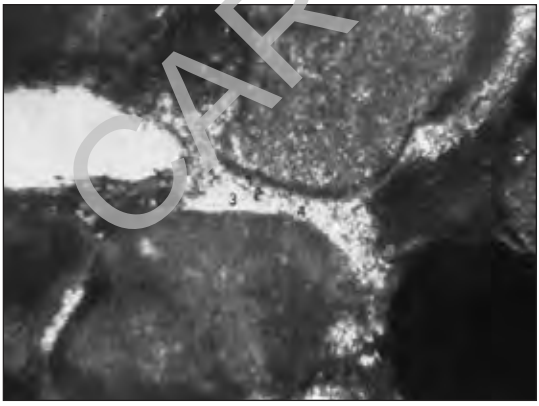



Fig. 104 - *Sezione sottile di un campione di* beach rock *dragata a -75 m al largo di Isola delle Femmine, dove si riconoscono diverse generazioni di cementi calcitici: 1) cemento fibroso marino, 2) cemento freatico a crosta, 3) cemento vadoso a menisco, 4) cemento fibroso marino.*

PROGETTO CARG

zione di 3°- 4° e sono rappresentati da riflettori ad alta e media ampiezza, alta frequenza e continuità laterale variabile.

Nel settore di piattaforma interna, antistante la foce del Fiume Nocella, l'*HST* è deformato da strutture tipo "*migrating waves*" (Fig. 106). Queste strutture indicano il ripetersi periodico di fenomeni di destabilizzazione delle zone di prodelta, favoriti da alti tassi di sedimentazione, dalla presenza di gas e dal ripetersi periodico di "*shock*" sismici. L'unità più prossimale forma prismi di piattaforma interna delimitati superiormente da una superficie di *ravinement* debolmente inclinata verso mare, posti a profondità inferiore ai 30 m.

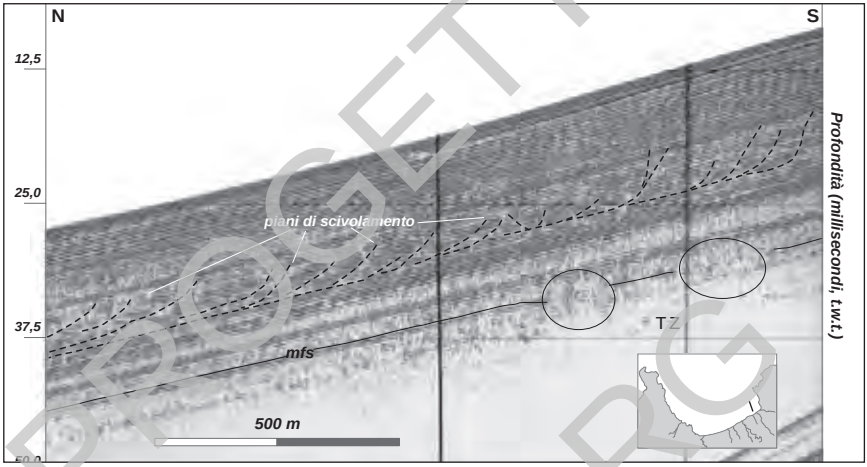



Fig. 105 - *Vengono mostrate le successioni poco consolidate dello* HST. *Si riconoscono piccole zone di* wipe out *(TZ,* Turbid zone*) che interrompono la continuità della* mfs. *Numerose superfici di taglio deformano e ruotano i riflettori dello* HST*; queste deformazioni si limitano probabilmente alle zone di maggiore permeabilità e facilitano l'espulsione del gas che impregna i livelli più profondi. La successione di riflettori qui rappresentato corrisponde alle associazioni dei sistemi deposizionali dell'*HST *limitato in basso dalla* mfs*. Prodelta del F. Nocella (riquadro in basso a destra).*

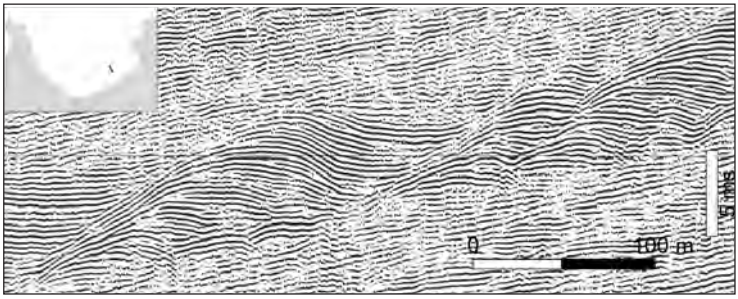



Fig. 106 - *Strutture tipo* migrating waves *presenti nei depositi di* HST *della piattaforma interna.*

PROGETTO CARG

## 3. - ANALISI SISMOSTRATIGRAFICA DEI DEPOSITI DELLA SCARPATA

L'analisi sismostratigrafica ha evidenziato nella scarpata del settore orientale del Golfo di Castellammare diversi elementi, pertinenti ai sistemi deposizionali di scarpata superiore (*slope fan*, Posamentier *et alii*, 1992).

Gli elementi erosivi riconosciuti sono i condotti torbiditici, spesso impropriamente definiti *canyon*, e le vistose nicchie di distacco delle frane sottomarine (vedi Foglio geologico).

I *canyon* si dipartono dalla piattaforma esterna, che si configura come un'area di intensa degradazione, associata a *bypass* sedimentario. Le nicchie delle frane sottomarine si estendono lungo il ciglio della piattaforma.

Gli elementi deposizionali più tipici della scarpata del Golfo di Castellammare, nella parte che ricade nel Foglio "Partinico-Mondello", sono i canali torbiditici, forme lineari topograficamente depresse.

I canali si configurano come strutture prevalentemente deposizionali nei settori meno acclivi della scarpata superiore e come strutture prevalentemente erosive in corrispondenza delle aree più acclivi, come a largo del promontorio di Capo Rama (Fig. 107). I condotti mostrano successivi eventi erosivi, come testimoniano i terrazzamenti lungo i fianchi. La superficie erosiva inferiore coincide frequentemente con il limite inferiore alla SDTQ.

I depositi di tracimazione sono organizzati in corpi sigmoidali, ben stratificati e particolarmente ben sviluppati sul lato sinistro dei canali; insieme ad essi formano corpi allungati perpendicolari alla scarpata.

Le torbiditi sottilmente stratificate corrispondono ai riflettori ad alta ampiezza e buona continuità laterale che drappeggiano i pendii o colmano le depressioni.

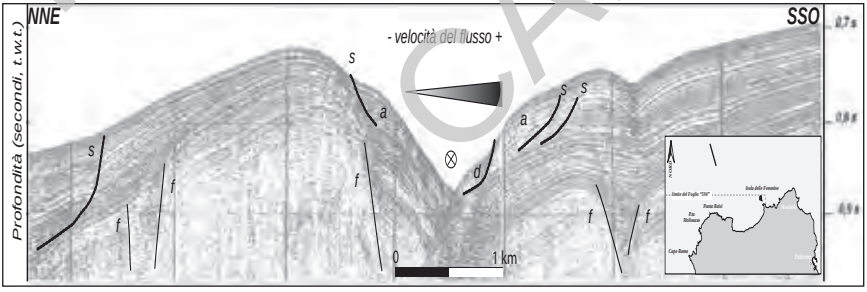



Fig. 107 - *Il profilo sismico (sparker 1kj) ad alta risoluzione mostra le geometrie deposizionali del complesso torbiditico canalizzato, che dal Golfo di Castellammare prosegue senza soluzione di continuità nella scarpata superiore al largo della Baia di Carini. Gli argini deposizionali sono interessati da deformazioni gravitative. La direzione dei flussi è normale al piano di figura, mentre la gradazione colorimetrica indica la direzione con cui aumenta o diminuisce la velocità del flusso. Legenda: a) argine deposizionale; d) detriti all'interno dei canali torbiditici; s) superficie di scivolamento rotazionale; f) faglie da carico.*

PROGETTO CARG

## 4. – DISTRIBUZIONE DEI SEDIMENTI SUPERFICIALI

La distribuzione dei sedimenti superficiali nell'area marina del Foglio "Partinico - Mondello", comprendente il settore orientale del Golfo di Castellammare e la Baia di Carini, è stata ottenuta sulla base delle analisi condotte su 40 campioni, prelevati mediante benna di tipo *Shipek,* che hanno permesso di distinguere, tra i sedimenti affioranti sul fondo, diverse facies granulometriche (Fig. 108).

I sedimenti sono stati classificati secondo il diagramma triangolare (Sabbia – Limo – Argilla) proposto da Folk (1954), che ha permesso di distinguere le popolazioni di sedimento presenti: sabbie, limi, fango, ed argille.

Le sabbie generalmente fini, nell'area relativa al Golfo di Castellammare si estendono da riva fino all'isobata dei -25 metri. Nella settore antistante Capo Rama, Terrasini e Punta Raisi le sabbie sono per lo più grossolane e bioclastiche. Nella zona antistante Terrasini e Marina di Cinisi le sabbie si riscontrano fino alla profondità dei -50 m mentre possono raggiungere i -100 metri nell'area antistante Punta Raisi. Nel Golfo di Carini le sabbie sono differenziabili in: sabbie medio-fini e sabbie fini entro i -20 m di profondità, sabbie grossolane, generalmente biodetritiche, a profondità da -20 m a -50 m e in qualche caso anche fino a -100 m.

Le sabbie hanno curve di frequenza unimodali ed una buona classazione. Nel

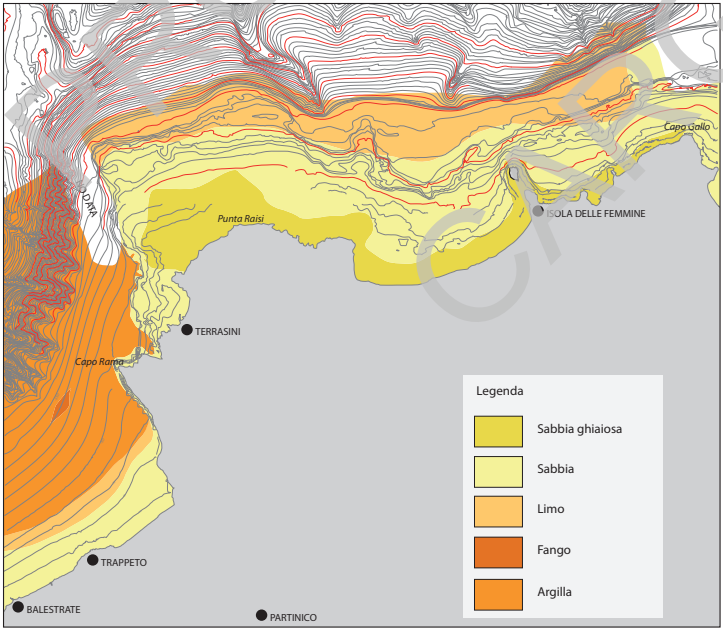



Fig. 108 - *Livello informativo "distribuzione areale delle popolazioni granulometriche caratterizzanti i sedimenti marini attuali" dell'area del Foglio "Partinico-Mondello".*

PROGETTO CARG

settore orientale del Golfo di Castellammare sono con una asimmetria variabile da marcatamente negativa a marcatamente positiva a differenza di quelle nel Golfo di Carini che presentano curve di frequenza per lo più simmetriche (Fig. 109 a).

I limi si estendono nel settore del Golfo di Castellammare dai -25 metri fino ai -35 metri e presentano curve di frequenza sia unimodali che bimodali, sono ben classati e con una asimmetria variabile (Fig. 109 b). Il fango si distribuisce soltanto nel settore orientale del Golfo di Castellammare dai -40 ad oltre i -600 metri è caratterizzato da curve di frequenza sia unimodali che bimodali (Fig. 109 c), si presenta mediocremente classato e con asimmetria variabile. Le argille si rinvengono solo nel settore relativo al Golfo di Castellammare in limitate estensioni e a circa 90 metri di profondità, presentano generalmente curve di frequenza unimodali, sono ben classate e con una asimmetria positiva (Fig. 109 d).

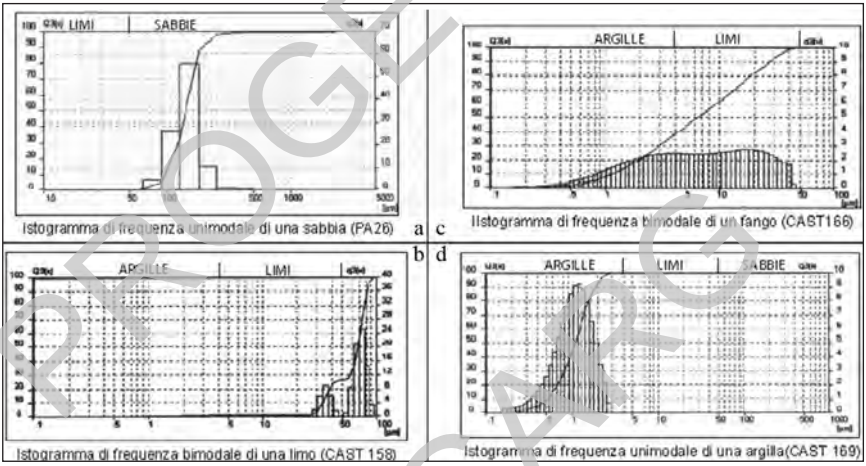



Fig. 109 - *Istogrammi di frequenza, rappresentativi delle quattro popolazioni granulometriche distinte sui fondali del Foglio n° 594 "Partinico-Mondello".*

## 5. – BIOCENOSI A FANEROGAME MARINE

I fondali della piattaforma continentale del Foglio "Partinico - Mondello" sono colonizzati da estese praterie a *Posidonia oceanica* (L.) Delile (Fig. 110) e *Cymodocea nodosa* (Ucria) Asch. (Fig. 111). Le praterie a *Posidonia oceanica* si impostano sui substrati rocciosi affioranti da Capo Rama fino ad Isola delle Femmine. La prateria è a luoghi interrotta da vaste radure che si sviluppano in corrispondenza delle depressioni e delle tasche erosive che, quando sono parzialmente colmate da sedimenti ospitano campi di *megaripple*. I popolamenti a *Cymodocea*

PROGETTO CARG

*nodosa* sono localizzati lungo le spiagge sommerse del settore orientale del Golfo di Castellammare ed entro i 30 m di profondità nel settore più interno della Baia di Carini.

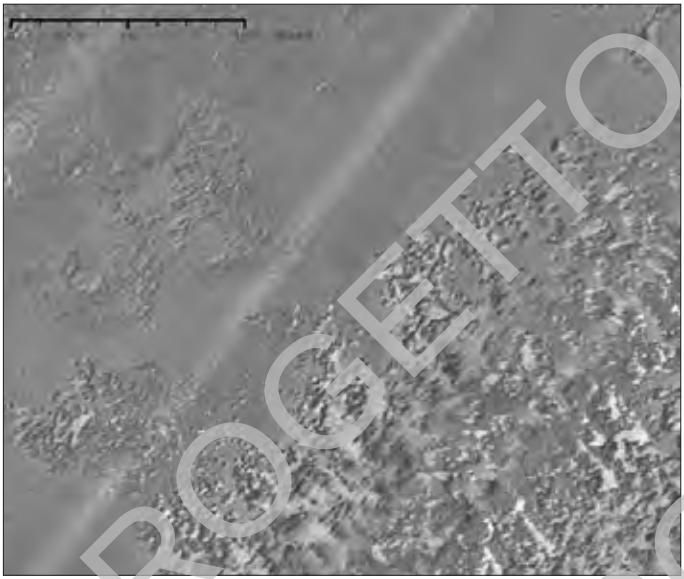


Fig. 110 - *Sonogramma della facies acustica delle associazioni a Fanerogame marine (prateria a* Posidonia oceanica*), che colonizzano i fondali della piattaforma interna del Golfo di Castellammare e della Baia di Carini.*

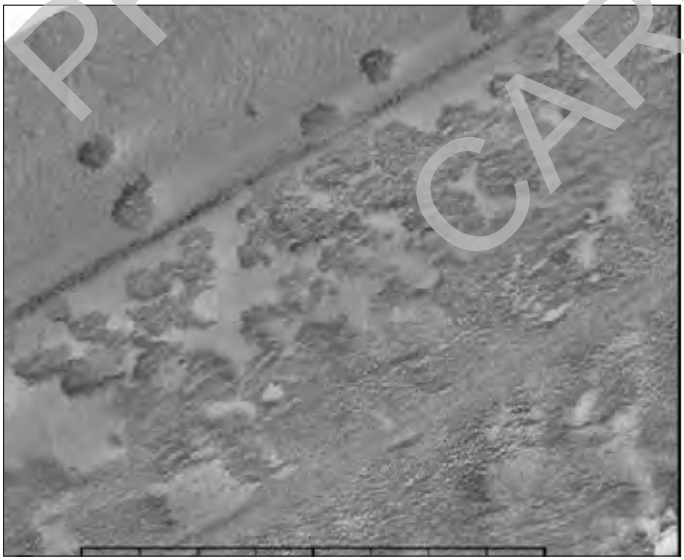


Fig. 111 - *Sonogramma della facies acustica delle associazioni a Fanerogame marine (prateria a* Cymodocea nodosa*), che colonizzano i fondali della piattaforma interna del Golfo di Castellammare e della Baia di Carini.*

PROGETTO CARG

PROGETTO CARG

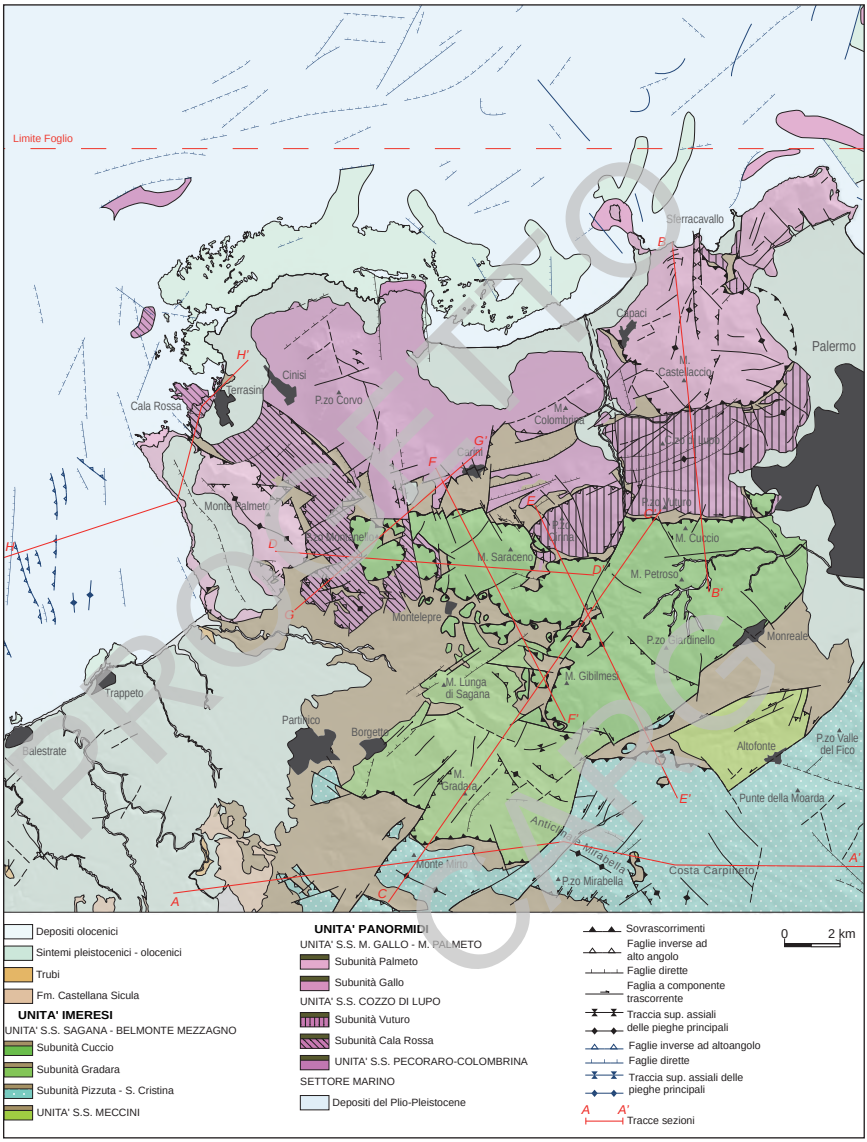
## VIII – TETTONICA ED ANALISI STRUTTURALE

L'edificio tettonico affiorante e sepolto nell'area del Foglio "Partinico-Mondello" (Tavv. II, III) è il risultato di una serie di eventi deformativi succedutisi dal Triassico all'Attuale, eventi che hanno coinvolto le successioni sedimentarie deposte nel settore siciliano dell'antico margine continentale africano tra il Triassico e il Miocene e quelle accumulatesi successivamente nell'avanfossa mio–pliocenica. Nell'edificio tettonico sono stati riconosciuti tre importanti livelli strutturali (Tavv. II, III):

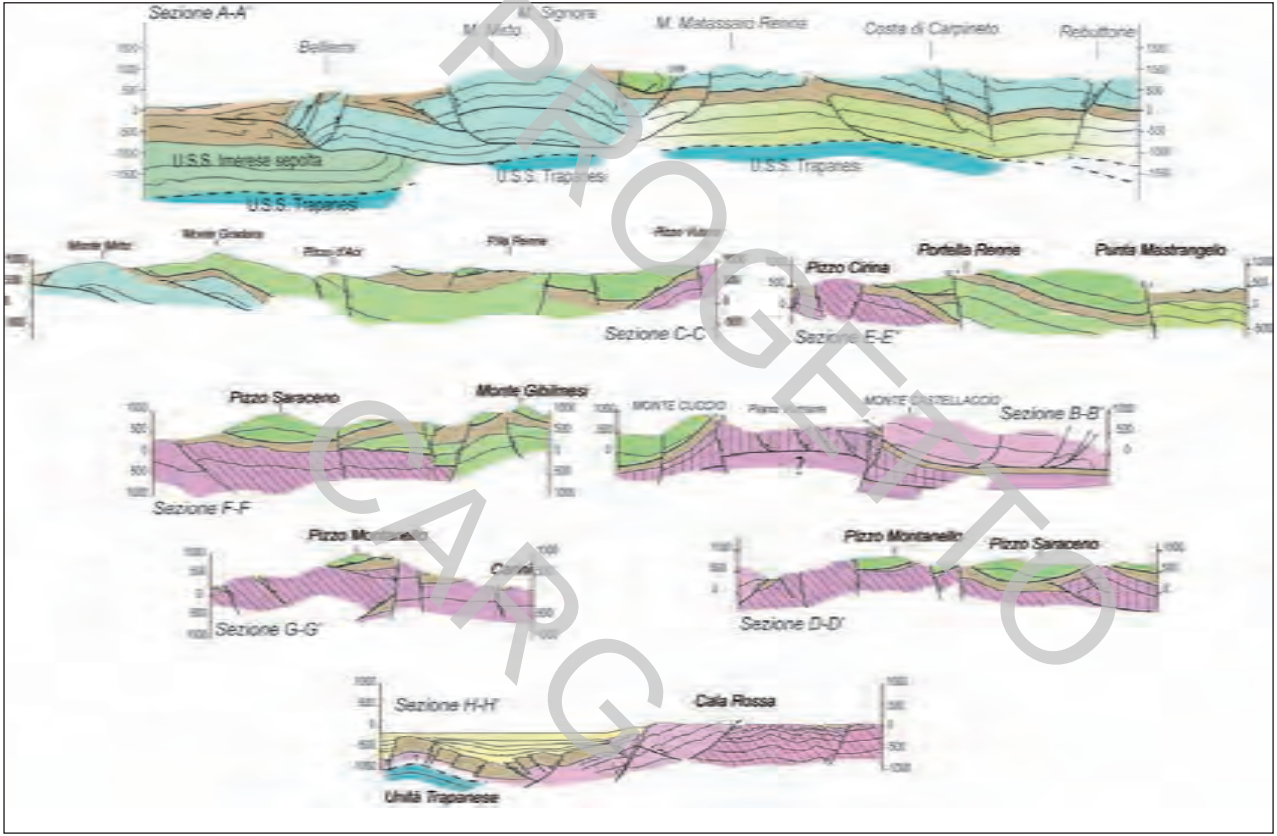
- il livello strutturale superiore è rappresentato da corpi tettonici costituiti da successioni carbonatiche e silico-carbonatiche di mare profondo (unità Imeresi). In discordanza regionale, si sovrappongono i depositi plio-pleistocenici caratterizzati da geometrie deformative;
- il livello intermedio è costituito da corpi carbonatici meso-cenozoici, dallo spessore compreso tra 1000 e 1500 metri riferibili alle unità Panormidi;
- il livello più profondo, sepolto nell'area del Foglio, è rappresentato dalle unità Trapanesi, affioranti immediatamente a sud dell'area studiata, lungo la dorsale di Monte Kumeta nel Foglio "Corleone" (Fig. 112).

Nella regione del Foglio la carta delle anomalie di *Bouguer*, filtrata ad una profondità compresa tra 3 e 6 km (Bornati *et alii*, 1997), mostra una buona corrispondenza con gli schemi strutturali prima descritti sulla base dei dati di superficie (Fig. 112).

Si evidenziano, infatti, alti e bassi gravimetrici allungati in senso NNE-SSO (che si prolungano nel Tirreno). I più importanti alti gravimetrici corrispondono




Tav. II. *Schema tettonico del Foglio 594-585 "Partinico-Mondello".*




Tav. III. *Sezioni geologiche che attraversano l'area del Foglio 594-585 "Partinico-Mondello". Per tracce e legenda vedi Tav. II*

PROGETTO CARG

agli alti strutturali di Monte Palmeto e di Monte Mirto-Monte Castellaccio fino alla Barra sommersa nell'*offshore* settentrionale (vedi Fig. 10).

Il basso gravimetrico più significativo si colloca nella Baia di Carini e nel suo prolungamento meridionale compreso tra Carini e Montelepre. La struttura definita dall'assetto gravimetrico si continua nell'adiacente Foglio "Palermo".

Altrettanto importante si presenta il basso gravimetrico in corrispondenza di Palermo che inizia a sud di Monreale e si approfondisce nell'*offshore* di Palermo, come provato dall'esistenza di notevoli spessori di depositi argillo-marnosi dei bacini plio-pleistocenici sommersi.

Nella stesura della carta geologica, particolare attenzione è stata dedicata alla geometria dei rapporti tettonici tra unità Imeresi e unità Panormidi e alla posizione strutturale di queste ultime in ragione delle differenti opinioni esistenti (vedi Titolo II - Studi precedenti).

I risultati, raggiunti nel corso delle ricerche (riportati in Tavv. II e III e nelle sezioni geologiche in cornice), rivelano come le unità Imeresi si sovrappongono alle unità Panormidi e alle unità Trapanesi affioranti rispettivamente a nord e a sud nell'area dei Monti di Palermo, ma non appaiono estendersi lateralmente verso occidente nelle aree antistanti il Golfo di Castellammare.

Risultano incerte le conoscenze sui rapporti tettonici nel sottosuolo, in particolare per quanto riguarda i rapporti laterali tra unità Panormidi e unità Trapanesi (solo presumibili), data l'assenza in terra di informazioni da profili sismici a riflessione e pozzi profondi.

La ricostruzione palinspastica dei rapporti strutturali qui descritti suggerisce una distribuzione degli originari domini paleogeografici differente da quella largamente accettata (Titolo VIII, Cap. 5).

## 1. – CARATTERI DEFORMATIVI DELLE UNITA' STRATIGRAFICO - STRUTTURALI (U.S.S.)

### 1.1. – U.S.S. derivanti dalla deformazione del Dominio Imerese

L'assetto tettonico delle successioni Imeresi con le loro coperture del flysch Numidico è caratterizzato dalla presenza di due unità stratigrafico-strutturali: la U.S.S. Meccini e la U.S.S. Sagana-Belmonte Mezzagno. Quest'ultima, affiorante estesamente nei settori centro-meridionali del Foglio, è suddivisibile al suo interno nelle subunità Cuccio, Gradara e Pizzuta - Santa Cristina.

Distribuzione areale, posizione geometrica nell'edificio strutturale e principali strutture tettoniche di queste unità sono riportate nelle Tavv. II, III e Fig. 113.

L'integrazione dei rilievi di campagna con i dati ricavati dall'interpretazione

PROGETTO CARG

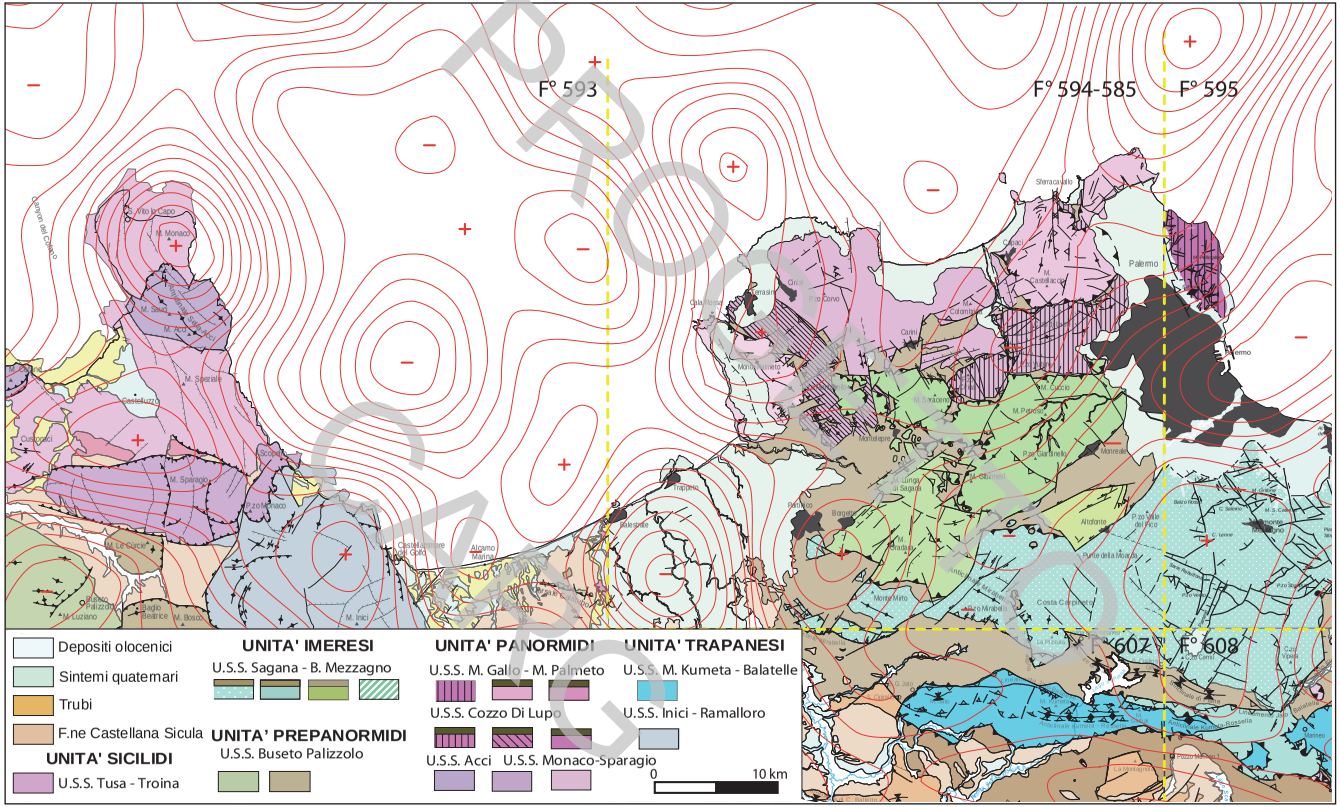



Fig. 112 - *Schema strutturale dei rapporti tra le varie U.S.S. affioranti nel Foglio 594-585 "Partinico-Mondello" e nei fogli adiacenti, su cui è stata sovrimposta una mappa delle anomalie di Bouguer, filtrate alla profondità di 3-6 km, modificata da* Bornati et alii *(1997).*

dei profili sismici nelle aree sommerse ha consentito di riconoscere la continuità spaziale di alcune unità litostratigrafiche, variamente coinvolte nella deformazione, contribuendo ad una migliore conoscenza dell'assetto strutturale nelle aree marine adiacenti al Foglio (vedi sezioni geologiche in cornice e in Tav. III).

### 1.1.1. – *U S.S. Sagana-Belmonte Mezzagno*

#### 1.1.1.1. – Subunità Cuccio

La subunità affiora nella regione compresa tra Monte Cuccio e Monreale e, verso sud-ovest, nell'area di San Martino delle Scale (successione mesozoica completa), Monte Fior dell'Occhio, Monte Gibilmesi e Montelepre dove la stessa si assottiglia e si riduce arealmente a isolati *klippen* affioranti a Monte Saraceno e Pizzo Montanello. La subunità sovrascorre sui terreni imeresi della subunità Gradara nella regione tra Monte Saraceno e Monte Gibilscemi, e si sovrappone ai terreni delle U.S.S. Panormidi lungo la fascia che si estende tra Cozzo S. Isidoro e Pizzo Neviera (subunità Vuturo) e nella regione di Montanello-Monte Venere (subunità Cala Rossa). In questa regione Fabiani &Trevisan (1940) indicarono l'esistenza di una sovrapposizione dei depositi calcareo-dolomitici di "transizione" su quelli di geosinclinale (vedi Fig. 6).

La subunità Cuccio è limitata ad est dall'importante lineamento strutturale sinistro con direzione NE-SO Monreale-Pioppo (Fig. 113). Il lineamento giustappone la subunità Cuccio ai depositi del flysch Numidico: questi ultimi sono la copertura oligo-miocenica della successione meso-cenozoica imerese costituente l' unità S.S. Meccini che affiora nell'alta Valle dell'Oreto (Tavv. II, III e sezioni geologiche in cornice).

#### 1.1.1.2. – Subunità Gradara

La subunità si estende nella regione centro-meridionale del Foglio e comprende l'area di Monte Gradara, Montagna Lunga di Sagana, Vallone dello Stinco, Monte Renda e Pioppo, dove sviluppa una deformazione per taglio prevalente rispetto alla enucleazione di strutture plicative. Faglie inverse a componente sinistra di rigetto delimitano, a Monte Gradara, gli affioramenti dei depositi triassico-liassici della Formazione Mufara e formazione Scillato. Nel settore compreso tra Borgetto e Monte Gradara la subunità è una struttura monoclinalica, costituita dalla successione imerese completa e con generale immersione verso nord-est. La stessa è dissezionata dalle faglie prima descritte. Nel settore di Monte Renda si

PROGETTO CARG

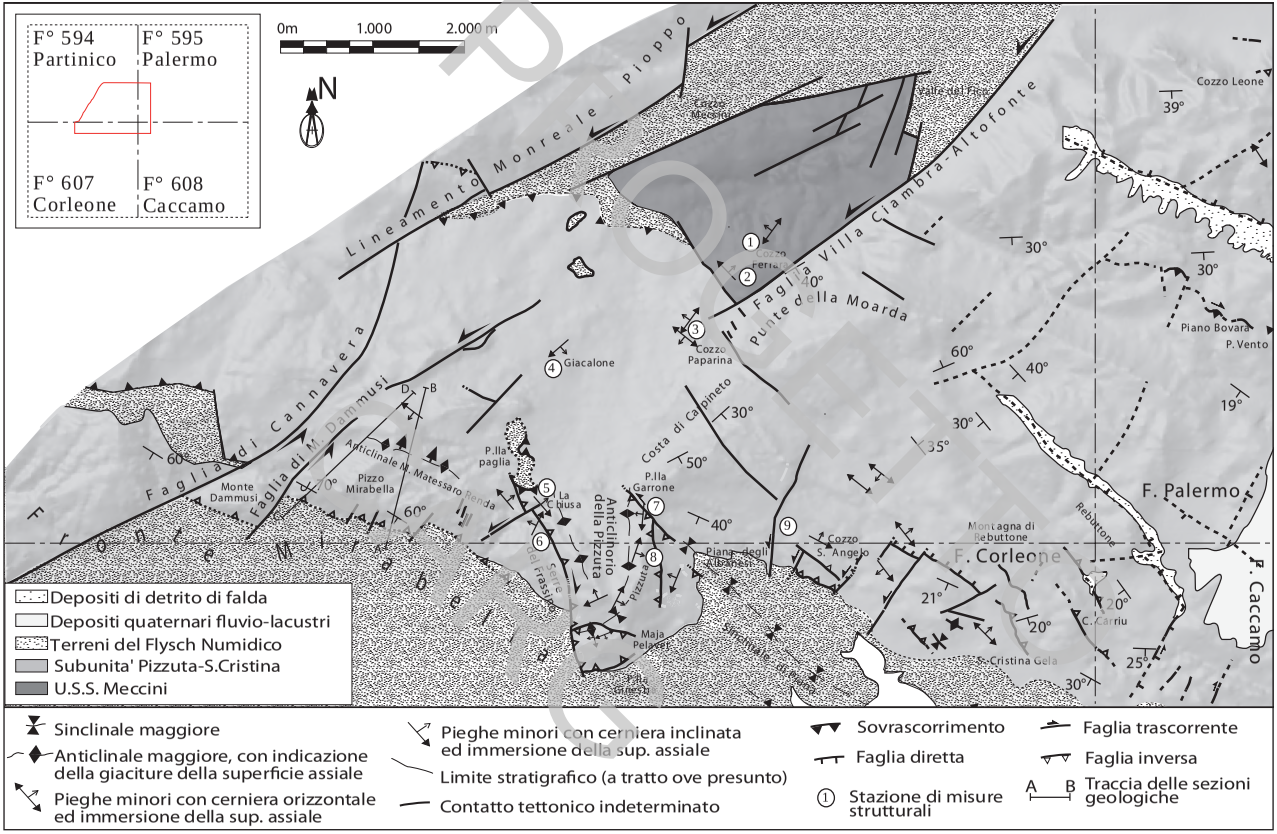



Fig. 113 - *Carta tettonica del settore sud-orientale del Foglio e le aree limitrofe ricadenti nei Fogli "Palermo", "Caccamo" e "Corleone".*

rinvengono anticlinali e sinclinali con asse medio con direzione orientata NE-SO che deformano i depositi affioranti della formazione Crisanti.

La subunità è delimitata ad est dalla faglia di Cannavera (Tav. II e Fig. 113) e, nella zona di Portella della Vecchia, si sovrappone alla subunità Pizzuta-Santa Cristina lungo un piano di sovrascorrimento con trasporto tettonico verso SO: i calcari triassici della Formazione Mufara e della formazione Scillato appaiono sovrapposti ai depositi del flysch Numidico. Questi ultimi poggiano sulla successione meso-cenozoica imerese costituente la sottostante subunità Pizzuta-Santa Cristina (Tavv. II, III).

### 1.1.1.3. – Subunità Pizzuta-Santa Cristina

La subunità Pizzuta-Santa Cristina affiora, da ovest ad est, nella regione meridionale del Foglio (Tavv. II, III); si estende, ad est, nel Foglio "Palermo" e a sud nei Fogli "Corleone" e "Caccamo" (Figg. 112, 113).

Nel settore occidentale del Foglio, la struttura affiora a Monte Mirto, nei contrafforti di Partinico, a Monte Belliemi e si continua nel sottosuolo nella regione di Valguarnera (dove è stata raggiunta da pozzi e sondaggi geoelettrici) fino a sud della diga sullo Jato (nell'adiacente Foglio "Corleone"). In questa regione è stata riconosciuta nel sottosuolo grazie all'ausilio della interpretazione di profili sismici a riflessione (Catalano *et alii*, 2010 a, NI Foglio "Corleone").

Nel settore orientale la subunità è affiorante lungo la morfostruttura che si sviluppa tra Pizzo Mirabella, Serre del Carpineto, Punte della Moarda, Altofonte e Valle del Fico, estendendosi a sud, nell'adiacente Foglio "Corleone" (Fig. 113).

Il limite meridionale della subunità è il fronte Mirabella (già descritto da Catalano *et alii*, 2010 a) che appare orientato ONO-ESE per una lunghezza totale di circa 24 km; lungo questo lineamento, che a tratti assume i caratteri di faglia inversa ad alto angolo (Fig. 113), si determina l'accavallamento della subunità sul flysch Numidico affiorante nella Valle dello Jato.

Il settore occidentale del fronte Mirabella è dislocato da faglie trascorrenti sinistre e destre quali la faglia di Cannavera e la faglia di Monte Dammusi (Fig. 113), riconoscibili rispettivamente ad ovest ed a est di Monte Dammusi. Entrambe appartengono al sistema traspressivo NE-SO, con componente sinistra, che ha causato l'avanzamento verso sud-ovest del fronte Mirabella. Gli indicatori cinematici sono compatibili con un movimento traspressivo sinistro lungo un piano sub-verticale e leggermente immergente verso NO (Tav. II e Fig. 113).

Il settore orientale del fronte Mirabella è dislocato dalla faglia traspressiva destra di Serre del Frassino che ne ha causato probabilmente l'avanzamento verso sud-est, ben visibile nell'adiacente Foglio "Corleone" (Fig. 113).

PROGETTO CARG

Nell'area compresa tra Monte Mirabella e Monte Matassaro Renna sono state effettuate numerose stazioni strutturali. Le caratteristiche litotecniche della affiorante formazione Scillato hanno favorito l'enucleazione di varie strutture plicative minori, interpretate come "pieghe parassite" dell'anticlinale da rampa di Monte Matassaro Renna (Figg. 114 a, b). Quest'ultima sviluppata al tetto del fronte Mirabella ha una lunghezza d'onda ettometrica, con una direzione del piano assiale ONO-ESE (quasi parallelo al fronte Mirabella) affiorante lungo la zona sommitale di Monte Matassaro Renna (Avellone *et alii*, 2010 e Figg. 114 a, b).

L'anticlinale è facilmente riconoscibile alla scala della carta geologica, dove la Formazione Mufara affiora al nucleo della struttura, in località Lo Presti, mentre la formazione Scillato ne costituisce i fianchi lungo Pizzo della Nespola e Monte Matassaro Renna.

Nello stesso settore, alle pendici di Pizzo dell'Assolicchiata il contatto tettonico, tra la formazione Fanusi e la Formazione Mufara è una faglia trascorrente sinistra con un piano pressoché verticale (Fig. 115). Quest'ultima potrebbe essere la prosecuzione verso nord-est della faglia di Monte Dammusi (prima descritta).

Nel settore sud orientale del Foglio, la subunità Pizzuta-Santa Cristina è costituita in parte dall'anticlinorio della Pizzuta che si estende anche nell'adiacente Foglio "Corleone" (Fig. 113). Tale struttura presenta al nucleo i termini più antichi della successione imerese (Formazione Mufara) ed è caratterizzata da due zone di cerniera, che si sviluppano lungo la dorsale Garrone-Pizzuta e lungo la dorsale di Serre del Frassino; lungo i versanti delle dorsali, si sviluppano rispettivamente il fianco esterno (localmente rovesciato) e quello interno della struttura plicativa caratterizzata anche dalla presenza di pieghe parassite (vedi anche Fig. 43 in Catalano *et alii*, 2010 a). L'asse NNO-SSE dell'anticlinorio della Pizzuta presenta una rapida immersione verso sud-est (Maja e Pelavet, Fig. 113; Gasparo Morticelli, 2008; Avellone *et alii*, 2010) come riconosciuto nell'adiacente Foglio "Corleone".

Nel settore sud-est del Foglio, l'esteso areale di affioramento della formazione Crisanti appare deformato da sinformi ed antiformi orientate ONO-ESE a loro volta attraversate da successive faglie a cinematica distensiva che ribassano le strutture verso NE (vedi anche Abate *et alii*, 1978).

Il piano di sovrascorrimento tra la subunità Pizzuta-Santa Cristina e la subunità Monte Leardo-Chiarastella, affiorante anche nell'adiacente Foglio "Corleone" (Caflisch, 1966; Catalano *et alii*, 1979) è stato cartografato in località Portella della Paglia. In questa area le formazioni di età triassica (Mufara e Scillato) si sovrappongono alle arenarie quarzose del flysch Numidico con un contatto tettonico a basso angolo (Fig. 116), determinando un raddoppio delle strutture imeresi in questa regione dei Monti di Palermo. L'ipotesi della presenza di due unità tettoniche Imeresi sovrapposte alla quota di 1200 metri (vedi Figg. 113 e 114 b) giusti-

PROGETTO CARG

ficherebbe, nel settore della Pizzuta e di Monte Matassaro Renna, la presenza dei calcari triassici (base della subunità affiorante).

Barreca *et alii* (2010) riferiscono tutta la successione imerese affiorante dalla

Fig. 114 a - *Versante sud-orientale di Monte Matassaro Renna. Le testate degli strati evidenziano l'andamento delle strutture plicative. Coesistono almeno due diverse lunghezze d'onda che interferiscono tra loro (pieghe alla scala del versante e pieghe minori).*

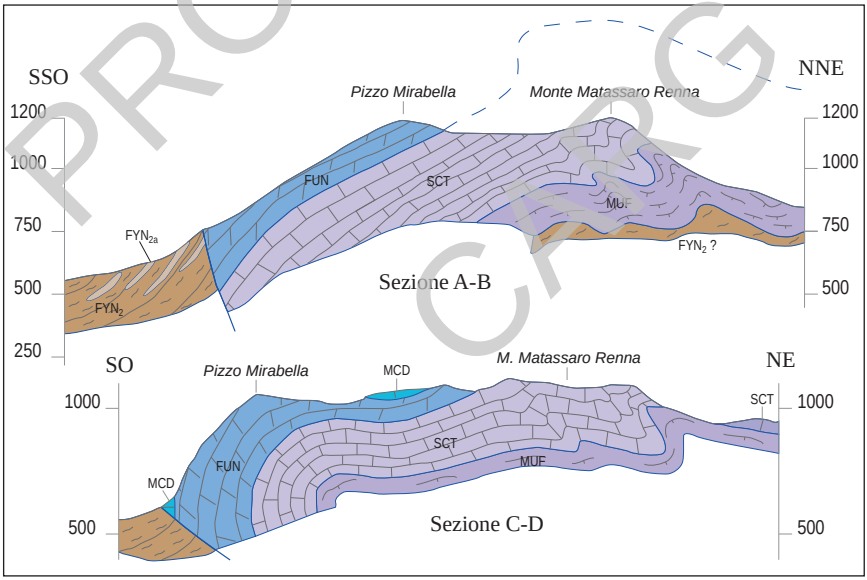



Fig. 114 b - *Sezioni geologiche attraverso l'anticlinale di rampa di Pizzo Mirabella-Monte Matassaro Renna. Le tracce delle sezioni sono indicate in Fig. 113. Legenda: $FYN_2$ flysch Numidico, MUF F.ne Mufara, SCT f.ne Scillato, FUN f.ne Fanusi, MCD calcari a crinoidi e brecce di Altofonte.*

PROGETTO CARG

Pizzuta a Monte Matassaro Renna ad una non meglio definita "unità di transizione Panormide-Ionide". Secondo gli Autori il contatto tettonico tra questa successione e quella Imerese di Piana degli Albanesi avverrebbe lungo il versante orientale della Pizzuta, dove invece i dati di campo documentano l'esistenza di una successione molto inclinata in contatto stratigrafico.

### 1.1.2. – *U S.S. Meccini*

L'unità Meccini, è costituita dalla tipica successione imerese e dalle relative coperture del flysch Numidico; affiora nell'area di Cozzo Meccini a nord-ovest di Altofonte e rappresenta la struttura più profonda nella pila tettonica delle

Fig. 115 - *Tra la Formazione Mufara e la formazione Fanusi si evidenzia un contatto tettonico (qui ritenuto la prosecuzione della faglia di M. Dammusi, Fig. 113). Risulta evidente il contrasto morfologico tra la f.ne Fanusi, litologicamente costituita da dolomie e la F.ne Mufara, caratterizzata invece da alternanze di calcilutiti e marne. Pizzo dell'Assolicchiata.*

Fig. 116 - *Contatto di sovrascorrimento dei calcari con selce triassici della formazione Scillato (SCT) appartenenti alla subunità Pizzuta-Santa Cristina, sui depositi oligo-miocenici del flysch Numidico ($FYN_2$), copertura dell'U.S.S. M. Leardo-Chiarastella. Portella della Paglia.*

PROGETTO CARG

Unità S.S. Imeresi (Fig. 113, Tavv. II, III). Lungo il versante nord-occidentale di Cozzo Meccini sono presenti faglie con direzione NE-SO con piani ad alto angolo immergenti a SE, che causano, in questo settore, la sovrapposizione dei termini giurassico-cretacei della successione Imerese sui terreni oligo-miocenici del flysch Numidico. Sul versante occidentale di Cozzo Ferrara (Fig. 113), le calcilutiti e marne rossastre della formazione Caltavuturo risultano deformate da pieghe strette asimmetriche con asse orientato NO-SE e vergenza SO (vedi § 1.5).

A scala regionale l'U.S.S. Meccini sottoscorre alla subunità Pizzuta-Santa Cristina nell'alta Valle dell'Oreto dove i depositi della Formazione Mufara si sovrappongono alle peliti oligo-mioceniche del flysch Numidico. L'U.S.S. appare compresa in affioramento tra il lineamento Monreale-Pioppo, a nord-ovest e la faglia trascorrente Villa Ciambra-Altofonte, a sud-est (Fig. 113). Ridotti affioramenti dell'U.S.S. sono riconoscibili, in finestra tettonica, nella pila tettonica prima ricordata, nell'area di Giacalone e a Portella della Paglia.

L'unità viene qui proposta per la prima volta in quanto i terreni che la costituiscono sono stati nel passato considerati come facenti parte dell'Unità S.S. Sagana-Belmonte Mezzagno (Caflisch, 1966; Abate *et alii*, 1978; Catalano *et alii*, 1979). Sulla base dei rapporti geometrici studiati nell'area ricoperta dai Fogli "Partinico-Mondello", "Palermo", "Corleone" (Fig. 112) viene ipotizzata una correlazione geometrica con l'unità Monte Leardo-Chiarastella affiorante nel Foglio "Corleone". La posizione geometrica indica che l'unità Meccini si sovrappone tettonicamente su unità tettoniche appartenenti alla piattaforma carbonatica trapanese (Fig. 112).

### 1.1.3. – *Rapporti tettonici tra le subunità Imeresi*

I rapporti tettonici tra la subunità Cuccio e la subunità Gradara sono principalmente riconoscibili nelle aree di Montelepre e di Sagana dove le successioni imeresi di Monte Gibilmesi e Monte Fior dell'Occhio (subunità Cuccio) appaiono chiaramente sovrascorse sulle argille del flysch Numidico. Quest'ultimo è l'originaria copertura oligo-miocenica della successione Imerese affiorante a Montagna Lunga di Sagana e a Vallone dello Stinco (subunità Gradara).

Il piano di sovrascorrimento è riconoscibile lungo il versante meridionale di Monte Fior dell'Occhio, lungo il pendio occidentale di Monte Gibilmesi e nella finestra tettonica di Portella Renna (vedi Tav. II e Fig. 117). Verso est il piano è interrotto dal lineamento tettonico Monreale-Pioppo ed è obliterato da strutture traspressive orientate EO che, sollevando la sottostante subunità Gradara, ne mascherano la probabile originaria prosecuzione.

I rapporti tra la subunità Gradara e la subunità Pizzuta-Santa Cristina si os-

PROGETTO CARG

servano nel settore compreso tra Borgetto e Punte di Cuti, dove le calcilutiti della F.ne Mufara appartenenti alla subunità Gradara sovrascorrono sulle argille del flysch Numidico della subunità Pizzuta-Santa Cristina. Queste ultime affiorano nei rilievi di Monte Mirto e Monte Dammusi.

Nei pressi di Cozzo Tre Frati e di Mandria Cannavera il sovrascorrimento viene dislocato e trasferito verso settori meridionali da faglie trascorrenti a componente *sx* e *dx* di movimento.

Nel settore compreso tra Giacalone e Mandria Cannavera, i rapporti tra le due subunità si risolvono lungo la faglia trascorrente di Cannavera, che ne maschera i rapporti di sovrascorrimento. Tale faglia costituisce la prosecuzione verso sud-ovest del lineamento Monreale-Pioppo.

Le relazioni tra la subunità Pizzuta-Santa Cristina e la U.S.S. Meccini sono riconoscibili in località Giacalone e presso la finestra tettonica di Portella Paglia (calcari triassici di facies Imerese sovrascorsi sui depositi del flysch Numidico della U.S.S. Meccini).

Nei settori di Altofonte l'U.S.S. Meccini si giustappone all'unità Pizzuta-Santa Cristina lungo la faglia trascorrente Villa Ciambra-Altofonte (Fig. 113). Quest'ultima maschera, localmente, l'originario sovrascorrimento.

I rapporti tra la subunità Cuccio e la U.S.S. Meccini sono riconoscibili lungo il lineamento Monreale-Pioppo. Tale lineamento, e la faglia Villa Ciambra-Altofonte causano il sollevamento della U.S.S. Meccini, mascherando gli originari rapporti di sovrascorrimento (Figg. 113 e 118).

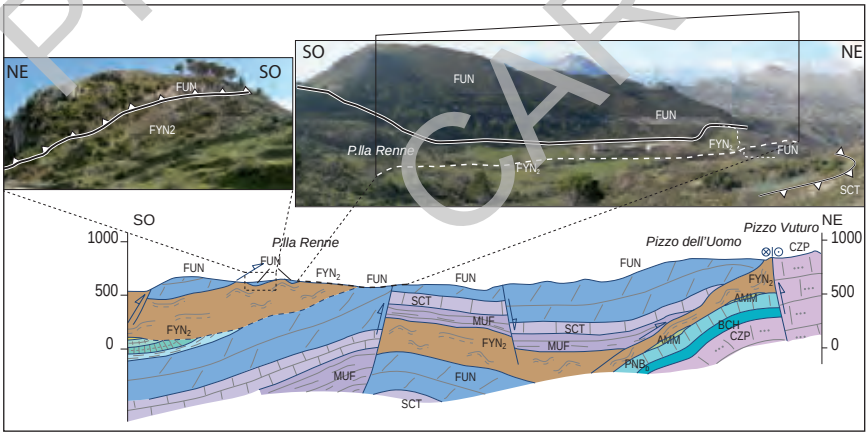



Fig. 117 - *Rapporto di sovrascorrimento tra le dolomie della f.ne Fanusi (FUN) appartenente alla subunità Cuccio sui sottostanti depositi del flysch Numidico ($FYN_2$) copertura della subunità Gradara. Portella Renne..*

PROGETTO CARG

### 1.2. – U.S.S derivanti dalla deformazione della piattaforma carbonatica Panormide

Le unità Panormidi affiorano prevalentemente nel settore settentrionale del Foglio fino alla fascia compresa tra Monte Cuccio e Giardinello, a sud della quale la loro presenza può essere soltanto ipotizzata nel sottosuolo.

Nell'area del Foglio si differenziano, dall'alto verso il basso, l'U.S.S. Gallo-Palmeto, l'U.S.S Cozzo di Lupo (Abate *et alii*, 1978) e l'U.S.S. Pecoraro-Colombrina (Fig. 118, Tavv. I, II e sezioni geologiche in cornice). Si tratta di corpi tettonici di spessore compreso tra 800 e 1.400 m e di estensione limitata (4-8 km$^2$) con geometrie di *ramp-flat* e principale trasporto tettonico sud-occidentale.

Le unità riconosciute mostrano una embricazione interna che coinvolge anche i depositi del flysch Numidico. Questi ultimi appaiono sempre scollati dal loro substrato carbonatico e deformati anche da eventi tettonici apparentemente precedenti a quelli che coinvolgono il corpo della piattaforma Panormide.

#### 1.2.1. – *U.S.S. Gallo-Palmeto*

Nella U.S.S., regionalmente estesa, sono state distinte la subunità Palmeto e la subunità Gallo.

##### 1.2.1.1. – Subunità Palmeto

La subunità Palmeto, affiorante nel settore occidentale del Foglio (Monte Palmeto, le sue pendici e la fascia costiera di Capo Rama), è una struttura antiforme con retrovergenza verso ENE. La sezione geologica (Tav. III, EE' in cornice) che attraversa il Monte Palmeto e la sua continuazione in mare evidenzia la deformazione, secondo assi a direzione NNO-SSE, del corpo roccioso di piattaforma carbonatica mesozoica. La subunità si sovrappone ai depositi pelagici cretacico-paleogenici (formazione Amerillo) pertinenti la subunità Cala Rossa (U.S.S Cozzo di Lupo). Il piano di sovrascorrimento si osserva chiaramente sia nel settore montuoso a Portella Mircene che nella fascia costiera di Terrasini in località Cala Rossa (Figg. 71, 119).

Lungo la falesia di Capo Rama, in località Paternella, le successioni giurassiche sottilmente stratificate mostrano di essere deformate da pieghe *chevron* (Fig. 120) e faglie inverse che provocano locali raddoppi.

Sul versante nord-orientale di Monte Palmeto pieghe e faglie inverse assumono direzione NO-SE e N-S.

PROGETTO CARG

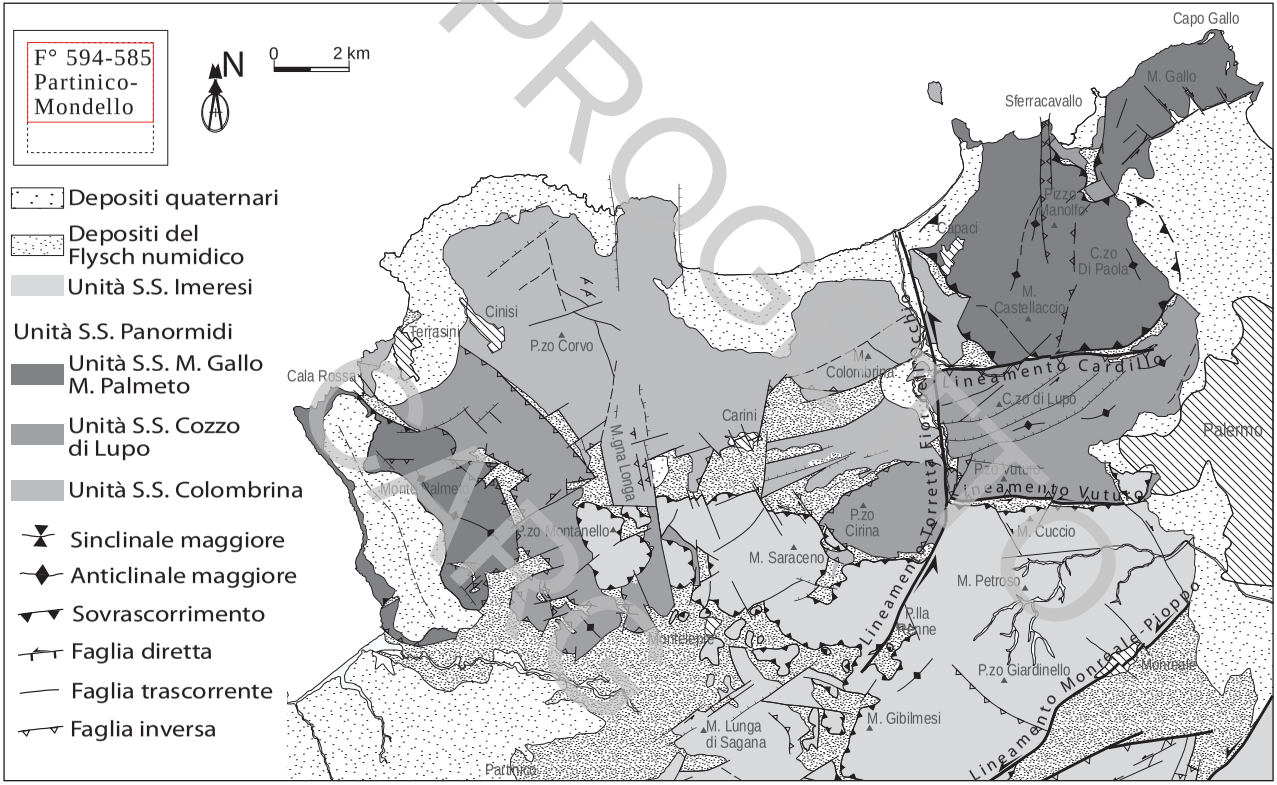



Fig. 118 - *Carta tettonica del settore settentrionale del Foglio "Partinico-Mondello".*

PROGETTO CARG

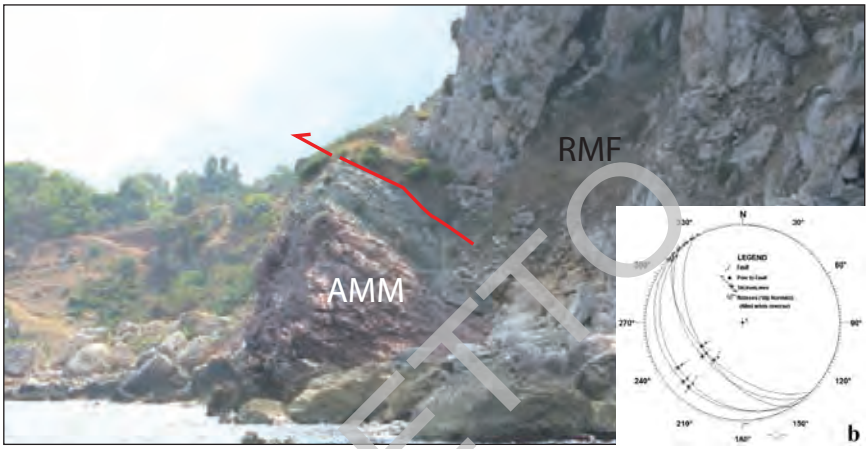



Fig. 119 - *Rapporto tettonico di sovrascorrimento tra i calcari triassici di piattaforma (RMF) appartenenti alla subunità Palmeto e i sottostanti calcari pelagici rosso e verdastri cretacico-eocenici della formazione Amerillo (AMM) appartenenti alla subunità Cala Rossa (Loc. Cala Rossa-Terrasini); b) proiezione sterografica (emisfero inferiore) delle faglie inverse che caratterizzano la zona di faglia del* thrust *di Cala Rossa.*

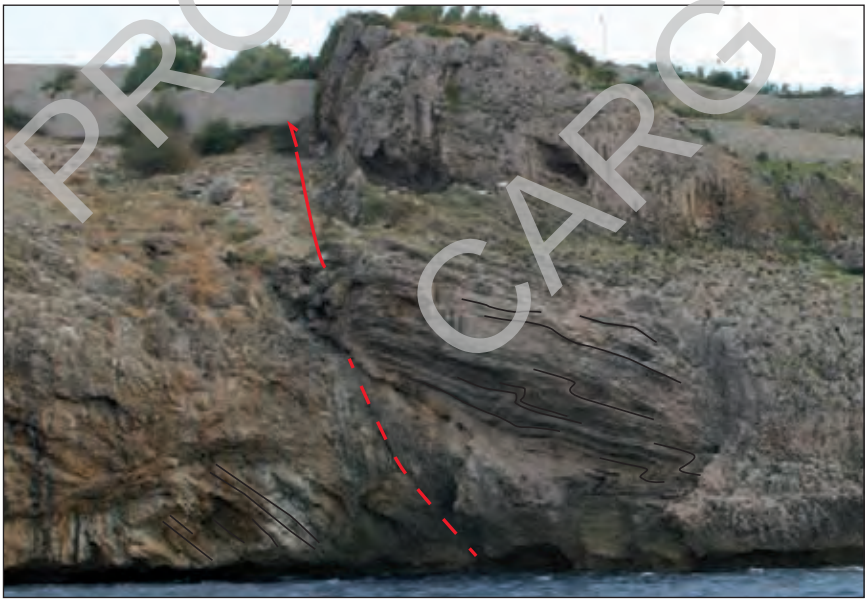


Fig. 120 - *Deformazioni interne a pieghe (*chevron*) con locali faglie inverse associate negli strati sottili dei calcari a* Saccocoma *(Malm) della successione di Capo Rama. Muso di Porco.*

PROGETTO CARG

Un piano di sovrascorrimento a basso angolo, che genera un'embricazione interna nella subunità Palmeto, è ben visibile nel settore meridionale dello stesso rilievo in località Terrazza (vedi Tav. II e Fig. 121).

Lungo la falesia compresa tra Capo Rama e il Fiume Nocella, sono stati misurati piani di taglio ad alto angolo (Figg. 122, 123), alcuni dei quali con cinematica inversa (Fig. 124).

### 1.2.1.2. – Subunità Gallo

La subunità affiora nel settore nord-orientale del Foglio comprendente i rilievi di Monte Castellaccio e Monte Gallo (vedi Tav. II), e si rinviene nel sottosuolo della Piana di Palermo.

I terreni riferibili a questa subunità si sovrappongono tettonicamente sui depositi carbonatici della subunità Vuturo (U.S.S. Cozzo di Lupo, Tavv. II, III, sezioni geologiche in cornice e Figg. 125, 8) lungo una superficie di sovrascorrimento debolmente immergente a nord-est, come è ben visibile nei versanti meridionali ed occidentali di Monte Castellaccio. Il rapporto di sovrascorrimento si riconosce anche a sud-ovest del centro abitato di Capaci e nella finestra tettonica di Tommaso Natale-Sferracavallo, dove affiora il flysch Numidico appartenente all'unità

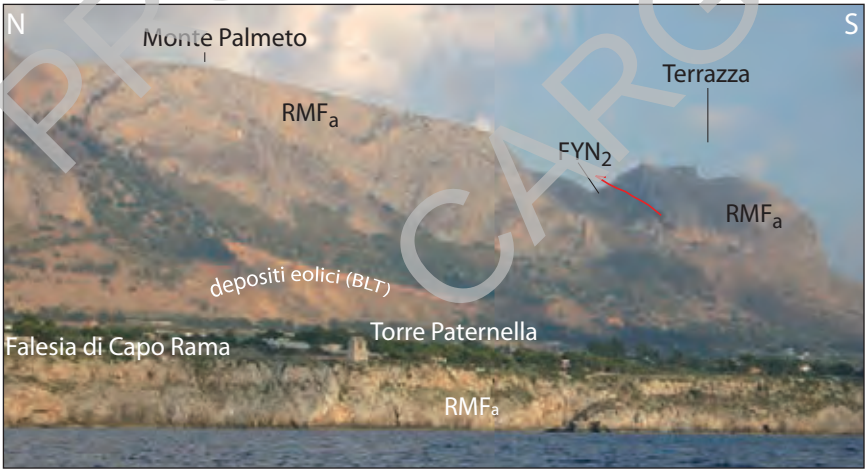



Fig. 121 - *Piano di sovrascorrimento a basso angolo che provoca una embricazione interna dei carbonati triassici di Costa Ginestra ($RMF_a$), con l'interposizione dei depositi del flysch Numidico ($FYN_2$), dell'unità tettonica affiorante a Monte Palmeto. Lungo il versante del massiccio in arancione sono osservabili i depositi eolici del sintema di Polisano (BLT) e in primo piano la falesia di Capo Rama caratterizzata da una spessa successione di carbonati di della formazione Capo Rama (RMF) .*

PROGETTO CARG

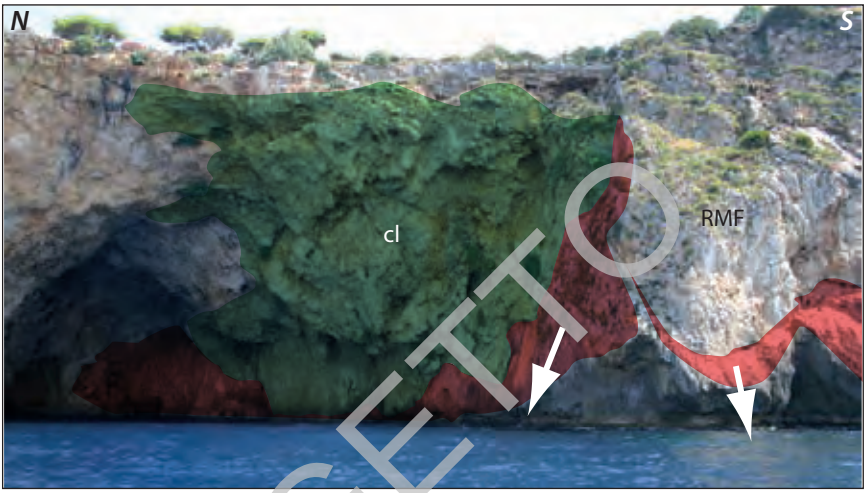



Fig. 122 - *Lineamento tettonico che disloca i calcari triassici della f.ne Capo Rama (RMF) e produce un grosso cuneo di cataclasiti (cl) su cui si imposta una cavità ipogea allargata dall'azione del moto ondoso. Sulla destra della foto è possibile osservare un piano di faglia immergente verso mare, con direzione misurata nel sistema di faglie che ha generato la falesia di Capo Rama (Grotta Grande-Contrada Paternella, Terrasini).*

Fig. 123 - *Piano di faglia subverticale che disloca i calcari giurassico-cretacici di Piano Battaglia. Cala Sciaccotta: settore meridionale della falesia di Capo Rama.*

PROGETTO CARG

sottostante. Il contatto di sovrascorrimento si estrapola anche alla base dei versanti nord occidentali e nord orientali del Massiccio di Monte Castellaccio dove affiora in località Grotta Conza (Fig. 125) e dove alcuni pozzi per ricerche idriche (ESA, Regione Siciliana) hanno raggiunto il flysch Numidico al di sotto dell'unità Panormide vincolandone la profondità (sezione geologica BB' in cornice).

Il flysch Numidico affiorante e sepolto lungo il perimetro di Monte Castellaccio supporto l'ipotesi dell'esistenza di un piano di sovrascorrimento a basso angolo che limita la subunità Gallo rispetto ad una unità panormide geometricamente più profonda (sezione geologica EE' in cornice e Tav. III).

Faglie inverse e piani di taglio di ordine minore sono riconoscibili nel versante occidentale di Monte Castellaccio, in Contrada la Finocchiara, a Pizzo Mollica e ad ovest di Pizzo Manolfo (Fig. 118). Le strutture si rastremano lungo la superficie di sovrascorrimento principale, dando luogo a una pila di embrici (*splay*) con piani di taglio che si raccordano lungo un locale *sole thrust* (sezione geologica EE' in cornice) già evidenziato da Catalano & Di Maggio (1996).

Sistemi di faglie inverse, disposte in senso N-S, ribassano verso oriente il massiccio di Monte Castellaccio (Cozzo di Paola).

Nei rilievi di Monte Gallo e Monte Santa Margherita, in particolare lungo i versanti sud orientali degli stessi si riconoscono piani di faglia ad alto angolo con immersione NO e SE, e rigetto verticale ed una ridotta componente sinistra del movimento (faglie traspressive-trastensive sinistre ). Queste faglie sono associate

Fig. 124 - *Piani di taglio ad alto angolo con vergenza nord-orientale (direzione parallela alla direzione del* thrust *di Cala Rossa, osservabili lungo la falesia di Capo Rama in località Torre Paternella.*

PROGETTO CARG

ad un complessivo trasporto tettonico verso SO. Nella cava di località Spinasanta e sul versante sud di Pizzo Sella sono stati misurati piani di faglia con componente diretta del movimento (immersione dei piani N215, inclinazione tra 30° e 70°) che ribassano verso SO. L'orientazione degli indicatori cinematici riconosciuti su entrambi i sistemi di faglia (strie di scorrimento con direzione N200) risulta conforme con un generale sistema trastensivo sinistro mai prima riconosciuto; non si evince comunque una chiara cronologia relativa tra i due sistemi descritti.

Lungo il versante settentrionale del complesso montuoso di Monte Gallo sono stati misurati piani di faglia a carattere distensivo, con immersioni 290° e 310° ed inclinazioni comprese tra 45° e 70°, che ribassano verso i quadranti nord-occidentali. A Pizzo della Sella, inoltre, sono evidenti fratture beanti con riempimento carsico (speleotemi ed alabastro calcareo dello spessore compreso tra 20 cm a 5 m) orientate N-S (N190).

### 1.2.2. – *U.S.S. Cozzo di Lupo*

Nell'Unità S.S. Cozzo di Lupo sono state distinte le subunità Vuturo e Cala Rossa.

Fig. 125 - *Rapporto di sovrascorrimento dei calcari dolomitici della Formazione Sciacca (SIA) sulle argille del flysch Numidico ($FYN_2$). Grotta Conza (versante nord-orientale di Monte Castellaccio).*

PROGETTO CARG

### 1.2.2.1. – Subunità Vuturo

La subunità Vuturo affiora nelle aree di Monte Gibilforni, Cozzo di Lupo, Pizzo Vuturo, Pizzo Cirina e nella finestra tettonica di Tommaso Natale-Sferracavallo (Tav. II e sezioni geologiche in cornice). Il corpo tettonico si immerge, verso sud, al di sotto dei terreni imeresi (subunità Cuccio) proseguendo nel sottosuolo; verso nord la subunità si inflette, sottoscorrendo alla subunità Castellaccio prima descritta (Figg. 126 a, b, Tav. III, vedi anche Fig. 8). La subunità si estende a nord-ovest sovrapponendosi ai terreni della U.S.S. Pecoraro-Colombrina (Tav. II, sezioni geologiche in cornice). La superficie di sovrascorrimento che separa le due unità è stata riconosciuta nei versanti occidentali di Cozzo di Lupo e di Pizzo

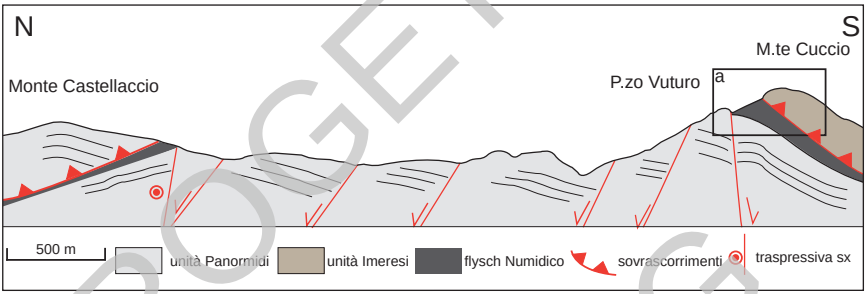



Fig. 126 a - *Sezione geologica schematica della regione compresa tra Monte Castellaccio e Monte Cuccio. Nel riquadro a destra contatto di sovrascorrimento dei terreni triassico-liassici dell'unità Imerese ridisegnato in dettaglio dalla Fig. 126 b.*

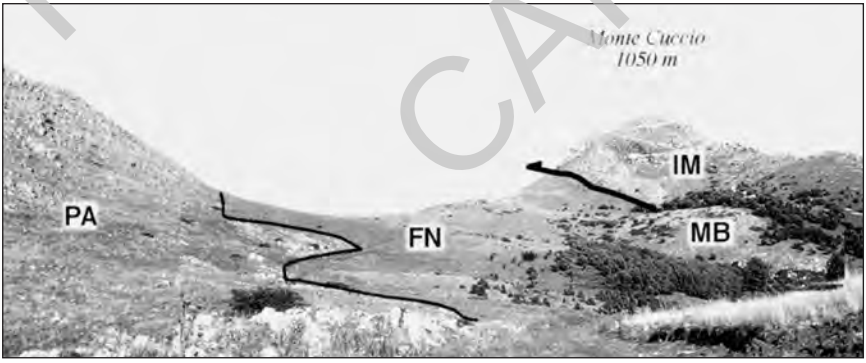



Fig. 126 b - *Sovrascorrimento delle dolomie liassiche della formazione Fanusi (IM) sulle argilliti oligo-mioceniche del flysch Numidico (FN) con intercalazioni di megabrecce carbonatiche (MB). I depositi del flysch Numidico poggiano, con contatto di scollamento, sui calcari triassici della f.ne Cozzo di Lupo (PA). Loc. Monte Cuccio (modif. da Catalano & Di Maggio, 1996).*

PROGETTO CARG

Vuturo e a nord di Pizzo Cirina (Fig. 127), ben visibile alla base delle scarpate che delimitano i versanti in esame. Nella subunità sono riconoscibili piani di taglio che la deformano e dislocano ulteriormente. La sua embricazione interna è visibile a Sferracavallo, a nord-est di Monte Gibilforni e nel versante sud-occidentale di Pizzo Cirina (Tav. II). Un sistema di faglie dirette orientate ENE-OSO ed E-O, con probabili geometrie listriche, frammenta la struttura in blocchi variamente ruotati e ribassati verso nord (Fig. 126 a).

Due importanti lineamenti caratterizzano il limite meridionale e settentrionali della subunità. Il lineamento Vuturo ed il lineamento Cardillo (Fig. 118, descritti più avanti).

PROGETTO CARG

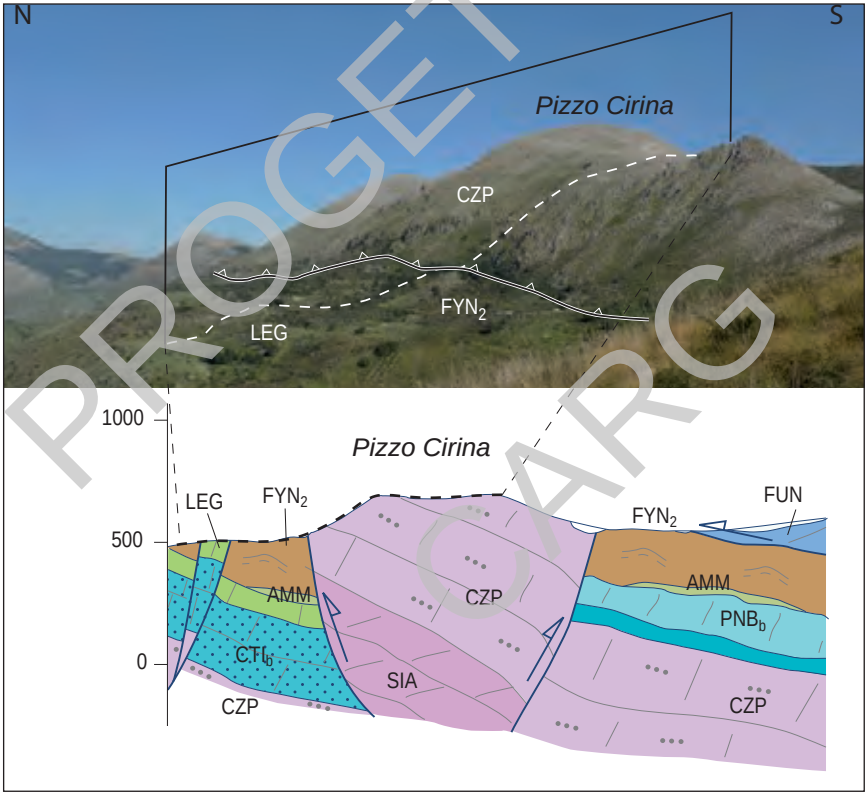



Fig. 127 - *Faglie ad alto angolo tra la subunità Vuturo (calcari triassici delle formazioni Cozzo di Lupo CZP e Sciacca SIA) e la sottostante U.S.S. Pecoraro-Colombrina (calcari cretacici delle formazioni Pellegrino, LEG e Amerillo, AMM e del flysch Numidico, FYN$_2$). Versante settentrionale di Pizzo Cirina. La tettonica distensiva disloca ulteriormente i depositi del flysch Numidico e del suo substrato calcareo.*

### 1.2.2.2. – Subunità Cala Rossa

La subunità Cala Rossa affiora lungo la fascia costiera compresa tra le baie di Cala Rossa e La Ciucca-Pietra Vela (Tavv. II, III), si continua negli abitati di Terrasini e Cinisi e, a quote più elevate, a Portella Mircene, Piano delle Tavole e nei rilievi a nord di Giardinello (Cozzo Palombaro).

La subunità risulta costituita da una successione di piattaforma carbonatica (Triassico-Liassico, sezione tipo a Piano delle Tavole) e di piattaforma pelagica (Giurassico-Oligocene, sezione tipo a Cala Rossa); la successione include i depositi argillosi arenacei di età Oligocene superiore-Miocene inferiore del flysch Numidico, che poggiano in paraconcordanza o con contatto disarmonico sui sottostanti carbonati pelagici.

La subunità appare deformata da pieghe (Figg. 128, 129, 130) con vergenza verso SO e da locali faglie inverse (Fig. 130). La sua deformazione interna (Catalano *et alii*, 1973; Oldow *et alii*, 1990) è riconoscibile lungo la spettacolare falesia compresa tra Cala Rossa e Pietra Vela (vedi Fig. 69 e Fig. 128). Nel settore montuoso di Piano delle Tavole, lungo il vallone del Furi, è riconoscibile un piano di sovrascorrimento (OSO-immergente) lungo cui il corpo carbonatico mesozoico si sovrappone alle argille del flysch Numidico, locale copertura della successione carbonatica di piattaforma costituente la sottostante U.S.S. Pecoraro – Colombrina (Tav. II e III).

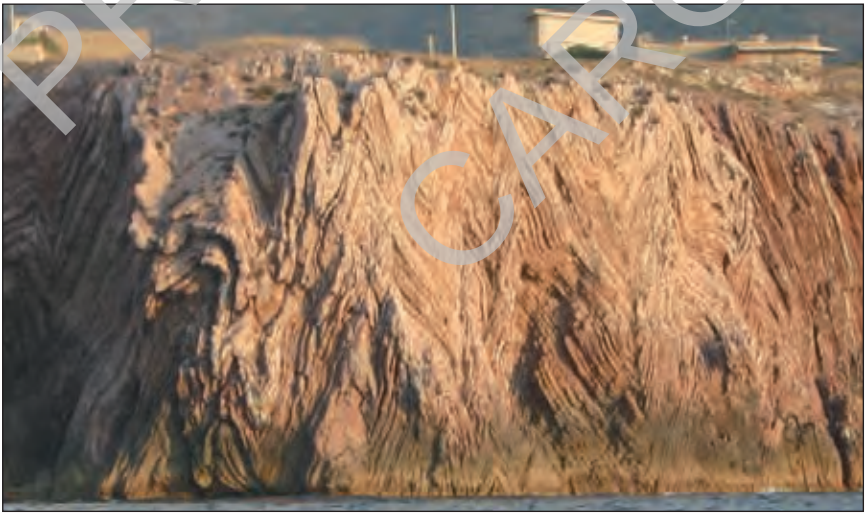


Fig. 128 - *Deformazioni interne con pieghe* chevron *e faglie inverse negli strati sottili della successione cretacico-paleogenica di Cala Rossa (formazione Amerillo). Terrasini.*

PROGETTO CARG

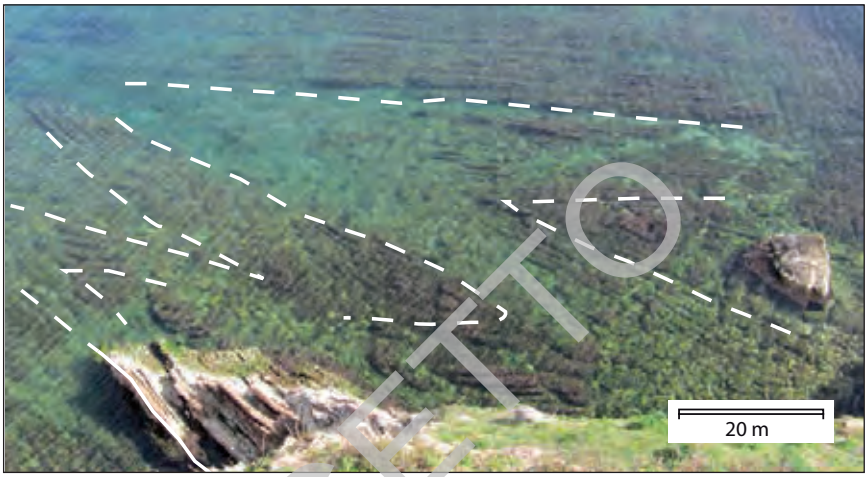



Fig. 129 - *Successione deformata delle calcilutiti pelagiche in strati sottili della formazione Amerillo affioranti e sommersi lungo la falesia di Cala Rossa (Terrasini). L'erosione differenziale che agisce sul fondo del mare evidenzia la traccia delle superfici di strato piegate con assi NNO-SSE. Si noti la convergenza delle superfici di strato verso le zone di terminazione periclinalica.*

Fig. 130 - *La successione subverticale di Grotta Perciata (Fm. Amerillo) è caratterizzata da faglie inverse in cui fibre minerali striate documentano una direzione di massima compressione orientata circa NE-SO. Gli orizzonti marnosi rossi rappresentano livelli preferenziali di scollamento in cui i thrust si raccordano assumendo geometrie da* flat*; gli orizzonti calcarei sono invece dislocati con geometrie da* ramp.

PROGETTO CARG

Diversamente, Nigro & Renda (1999) sostengono che l'unità tettonica sottoscorsa sia costituita da terreni imeresi in base alla presenza dei depositi del flysch Numidico presenti nella baia di Cala Rossa.

### 1.2.3. – *U.S.S. Pecoraro-Colombrina*

L'unità stratigrafico-strutturale affiora nei settori di Carini, Torretta, Monte Colombrina, Monte Pecoraro-Montagna Longa, Cozzo di Venere (Tavv. I, II, sezione AA' in cornice), costituita da scaglie tettoniche di ordine inferiore con piani di taglio secondari. L'embricazione interna è chiaramente riconoscibile nel settore di Carini, dove l'unità è dislocata da numerose faglie inverse solitamente ad alto angolo (da 40° a 70° circa) e immergenti verso ovest e nord-ovest. Tali strutture sono evidenziate dai contatti anomali fra i calcari meso-cenozoici del Dominio Panormide e terreni più recenti (argille oligo-mioceniche del flysch Numidico). Nelle aree di Carini e Giardinello, il cuneo di scaglie tettoniche Panormidi, con geometrie di tipo *duplex*, è suturato dal piano di sovrascorrimento delle sovrastanti unità Imeresi affioranti a Pizzo Montanello e Monte Saraceno (vedi sezione geologica D-D' in Tav. III).

### 1.2.4. – *Rapporti tettonici tra le subunità Panormidi*

La subunità Gallo si sovrappone sulla subunità Vuturo (Tavv. II, III e sezione geologica EE' in cornice) lungo il versante meridionale di Cozzo San Rocco. Il contatto tettonico tra i calcari dolomitizzati del Triassico superiore e le sottostanti argilliti, molto deformate, del flysch Numidico corrisponde ad una superficie di *thrust* a basso angolo con immersione NNE (Figg. 131 a, b; 132). Dati mesostrutturali, raccolti nei depositi del flysch Numidico immediatamente sottostanti la superficie di sovrascorrimento, indicano una direzione di trasporto della subunità Gallo verso SSO (Fig. 131 b).

La subunità di tetto è attraversata (sul versante nord di Pizzo Mollica) da faglie inverse ad alto angolo che sembrano rastremarsi lungo la superficie di sovrascorrimento principale (Tavv. II, III e sezione geologica in cornice BB', EE'). In alcune di queste faglie ad alto angolo sono stati misurati movimenti traspressivi destri.

Il contatto di sovrascorrimento tra la subunità Palmeto e la sottostante subunità Cala Rossa è ben esposto nel settore costiero di Terrasini sul lato sud-occidentale della baia omonima (vedi Figg. 71, 118, 119, Fig. 133 e Tav. II).

Il sovrascorrimento è ben riconoscibile alla base di una scarpata a forte con-

PROGETTO CARG

Fig. 131 - *a) Contatto di sovrascorrimento tra la subunità Gallo ed il flysch Numidico della sottostante subunità Vuturo (USS Cozzo di Lupo). Pendici meridionali di Cozzo del Monaco. In b) particolare delle mesopieghe riconoscibili nelle argilliti del flysch Numidico, indicanti la direzione di trasporto dell'unità sovrascorsa.*

Fig. 132 - *Viene indicato il piano immergente a N lungo il quale i calcari triassici panormidi si sovrappongono sul sottostante flysch Numidico oligo-miocenico. Costa Mastrangelo (Pizzo Cardillo).*

PROGETTO CARG

trollo strutturale allineata NO-SE, lungo la traccia del sovrascorrimento stesso. Al piano di sovrascorrimento si associano cataclasiti foliate (cataclasiti SC) che si generano in prossimità della faglia per effetto dell'azione combinata di piani stilolitici da presso-soluzione e dei piani di taglio mesoscopici che caratterizzano in maniera pervasiva tutta la zona di faglia (*stereonet* in Fig. 118). L'analisi mesostrutturale di tali elementi documenta un trasporto tettonico orientato verso NE lungo piani a direzione NO-SE. Le marne ed i calcari marnosi al letto del *thrust* risultano rovesciati (Catalano *et alii*, 1973), verosimilmente sul fianco esterno di una sinclinale con al nucleo i depositi argillosi oligo-miocenici del flysch Numidico. I calcari dolomitici al tetto del *thrust* sono deformati in un'anticlinale da rampa associata alla sinclinale rovesciata di letto (Fig. 133 e Tav. II).

Nel complesso le strutture descritte sono compatibili con una direzione di massima compressione orientata NE-SO, riferibile all'evento di strutturazione delle unità tettoniche di questo settore della Sicilia occidentale (evento 1, vedi avanti Cap. 5). In questo contesto il *thrust* di Cala Rossa si configura come un *backthrust* caratterizzato da trasporto tettonico verso NE, opposto cioè a quello che generalmente è stato riconosciuto (*forethrust* verso SO) nelle unità tettoniche affioranti (Tav. II).

L'assetto strutturale ereditato dagli eventi compressivi viene ulteriormente modificato dalla tettonica distensiva plio-quaternaria, i cui lineamenti principali sono orientati ENE-OSO, E-O e N-S. Faglie dirette listriche con andamento E-O ed immersione N, nel settore di Pizzo Vuturo-Cozzo di Lupo-Cozzo Cugno (Fig. 126 a) e nell'adiacente regione compresa tra i centri abitati di Torretta e Carini, ribassano la struttura verso nord (vedi anche Catalano *et alii*, 1979; Nigro &

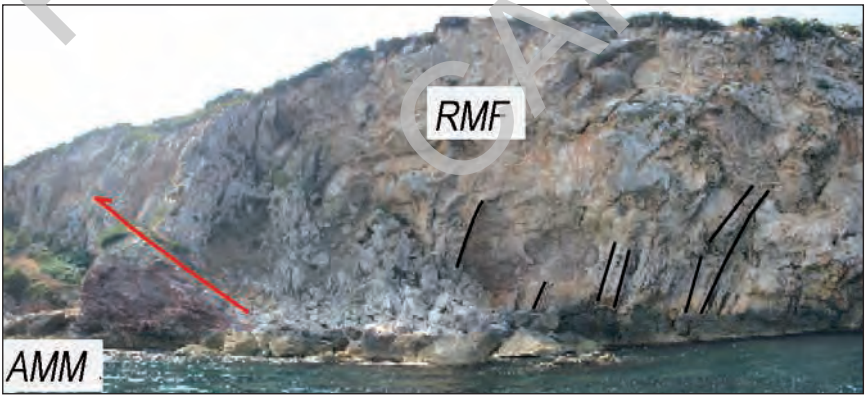



Fig. 133 - *La subunità Palmeto rappresentata dagli strati subverticali e S immergenti dei calcari della formazione Capo Rama (RMF) si sovrappone alla subunità di Cala Rossa lungo il* thrust *(o faglia) di Cala Rossa, costituita nella sua parte terminale dalle calcilutiti della f.ne. Amerillo (AMM).*

PROGETTO CARG

Renda, 2002). Giunta *et alii* (2000) indicano la presenza di piani distensivi a basso angolo con associate *roll-over anticlines*, dati che purtroppo non vengono supportati da puntuali evidenze.

Tra i lineamenti distensivi riconosciuti, quelli orientati nord-sud appaiono cronologicamente i più recenti

### 1.3. – La sovrapposizione delle unità Imeresi su quelle Panormidi

Evidenze della sovrapposizione delle unità carbonatiche Imeresi su quelle Panormidi sono riconoscibili prevalentemente lungo una fascia a decorrenza ovest-est, da Pizzo Montanello a Cozzo S. Isidoro. Lungo la sopradetta fascia, giacitura dei piani di faglia, geometria delle cataclasiti foliate e orientazione delle pieghe minori indicano la presenza di un contatto di sovrapposizione tettonica delle unità Imeresi su quelle Panormidi, contatto contrassegnato dalla interposizione dei depositi del flysch Numidico.

Nella zona orientale del Foglio, tra Monte Cuccio e Cozzo Pisciatore, il piano di sovrapposizione tettonica delle unità Imeresi su quelle Panormidi presenta direzione E-O, immersione verso S ed una elevata inclinazione. Nel settore di Monte Tre Pizzi-Cozzo Frumento il fronte risulta interrotto e dislocato da faglie trascorrenti sinistre e destre con direzione rispettivamente NNE-SSO e NO-SE.

La regione di Monte Cuccio-Pizzo Neviera è l'area in cui è più evidente la sovrapposizione della subunità imerese Cuccio sui terreni panormidi della subunità Vuturo (Figg. 134, 135 e 126 a, b,). Lungo l'allineamento Monte Cuccio-

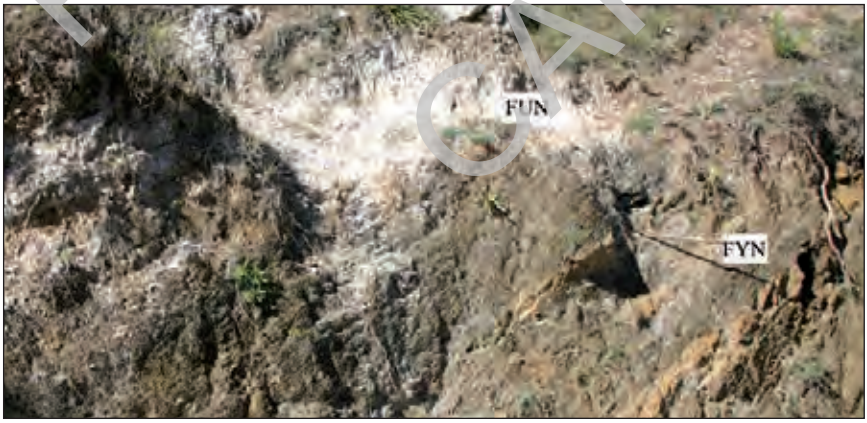



Fig. 134 - *Rapporto di sovrapposizione tettonica delle dolomie della f.ne Fanusi (FUN) della subunità Monte Cuccio sulle argille e arenarie del flysch Numidico (FYN). Pizzo Neviere.*

PROGETTO CARG

Pizzo Neviera, i terreni triassico-liassici imeresi si sovrappongono sui depositi del flysch Numidico che giacciono, a loro volta, con disarmonia locale sui carbonati mesozoici di scogliera (terreni panormidi) affioranti a Pizzo Vuturo. La superficie di sovrascorrimento immerge a sud con piani da basso ad alto angolo (Tavv. II, III e sezioni geologiche in cornice). La superficie di contatto si continua nel settore di Cozzo S. Isidoro, ai margini della Piana di Palermo, dove un cuneo di scaglie tettoniche costituite dalle dolomie della f.ne Fanusi in affioramento si sovrappone, lungo un piano immergente a NE, ai depositi del flysch Numidico, che a loro volta poggiano, con un contatto disarmonico, sulla sottostante successione Panormide.

La superficie di sovrascorrimento riconosciuta a Pizzo Neviera (Fig. 134) si continua a Piano S. Nicolò, pur troncata e dislocata da un evidente lineamento tettonico a direzione NNE-SSO con prevalente componente laterale sinistra (vedi anche Abate *et alii*, 1978; Nigro & Renda, 2002). Evidenze della sovrapposizione tettonica delle unità imeresi si rinvengono nel versante settentrionale di Monte Fior dell'Occhio, dove i calcari dolomitici triassico-liassici imeresi si sovrappongono ai depositi del flysch Numidico, questi ultimi poggiano, anche qui con un contatto disarmonico (scollamento?) sui terreni carbonatici panormidi.

La presenza di questa superficie di sovrascorrimento alla base del versante settentrionale di Monte Fior dell'Occhio è stata segnalata, in passato, da numerosi autori (Pratelli, 1961; Caflisch, 1966; Abate *et alii*, 1978; Catalano *et alii*, 1979; Catalano & Di Maggio, 1996; Nigro & Renda, 1999). Pareri contrastanti si hanno invece sulla definizione dell'unità sottoscorsa: secondo Pratelli (1961) e Catalano & Di Maggio (1996), le dolomie di Monte Fior dell'Occhio sono sovrapposte, attraverso depositi del flysch Numidico, sulle successioni panormidi

Fig. 135 - *Rapporto di sovrapposizione tettonica delle dolomie bianche della f.ne Fanusi della subunità Cuccio sulle argille e arenarie grigio-giallastre del flysch Numidico. Versante settentrionale di Monte Saraceno.*

PROGETTO CARG

di Pizzo Cirina; secondo Caflisch (1966), Abate *et alii* (1978) e Nigro & Renda (1999), l'unità di Monte Fior dell'Occhio si sovrapporrebbe a terreni imeresi.

Da quanto sopra descritto, non esistono contrasti sulla posizione strutturale dei terreni costituenti la subunità Monte Cuccio, la quale appare quindi la più alta nell'area dei Monti di Palermo.

La sovrapposizione tettonica della subunità Cuccio sulle U.S.S. Panormidi Pecoraro-Colombrina e Cozzo di Lupo è riconoscibile anche nel settore nord-occidentale del Foglio e cioè nei due rilievi di Monte Saraceno (Fig. 135) e Pizzo Montanello che, a seguito dell'erosione, assumono l'aspetto di mega*klippen* isolati (vedi anche Monte Calcerame e area di Montelepre).

Nel rilievo di Pizzo Montanello, il piano di sovrascorrimento assume una giacitura a basso angolo con direzione NNO-SSE accompagnato da vari *splay* apparentemente coevi; lo stesso risulta dislocato da faglie ad alto angolo con carattere trascorrente e direzione NNO-SSE. Solo localmente (Bosco di Santo Canale, Piano Margi) il flysch Numidico è presente al *footwall* del sovrascorrimento.

Più complesso appare l'assetto strutturale del massiccio di Monte Saraceno, che è limitato a nord da un piano di sovrascorrimento (con generale direzione E-O e immersione a sud), spesso interrotto da sistemi trascorrenti destri NO-SE e N-S, mentre il versante sud-occidentale appare intersecato da faglie inverse con geometrie imbricate a vergenza SO. Lungo il versante orientale (a nord di Masseria dei Cippi) la formazione Fanusi appare sovrascorsa sui depositi del flysch Numidico (Figg. 136, 137) che poggiano, a loro volta, sulle successioni Panormidi. Il piano di sovrascorrimento è dislocato e localmente mascherato da faglie trascorrenti destre con direzione NO-SE che in questi settori producono il sollevamento delle sottostanti unità Panormidi sepolte.

PROGETTO CARG

Fig. 136 - *Contatto tettonico di sovrascorrimento delle dolomie bianche della formazione Fanusi (FUN) appartenenti alla subunità Cuccio sui depositi argilloso-arenacei del flysch Numidico ($FYN_2$); quest'ultimo costituisce la copertura Neogenica dei calcari di piattaforma della subunità Vuturo. Portella Mannara La Porta (Pian dell'Occhio).*

I sovrascorrimenti di Pizzo Montanello e Monte Saraceno sono stati riconosciuti da quasi tutti gli autori che hanno studiato queste aree (Tav. I). Diversità di opinioni rimangono invece sui caratteri litostratigrafici dei terreni sovrascorsi ora considerati tipici di mare basso (Panormidi: Fabiani & Trevisan, 1940; Abate *et alii*, 1978) oppure di margine di scarpata (Imeresi: Pratelli, 1961; Catalano & Di Maggio, 1996; Nigro & Renda, 1999).

L'area di Monte Cuccio è quella che da sempre ha rivestito notevole importanza per l'interpretazione dei rapporti fra unità Imeresi e Panormidi.

Lugeon & Argand (1906 a, b) e Pratelli (1961) vi riconoscono un piano di sovrascorrimento attraverso il quale le dolomie triassiche di Monte Cuccio (odierne unità Imeresi) si sovrappongono su argille terziarie (flysch Numidico) disconformi sui carbonati mesozoici di mare basso di Pizzo Vuturo (odierne unità Panormidi).Pur in un quadro strutturale differente, la sovrapposizione delle dolomie di Monte Cuccio sulle argille terziarie viene accettata anche da Fabiani & Trevisan (1940, pag. 441).

Anche Gemmellaro (1921), convinto sostenitore di teorie autoctoniste, riconosce che gli "scisti neri a strati con arenarie" (oggi flysch Numidico) di Piano della Montagna (Monte Cuccio), Baida e Portella del Daino sono posizionati alla base delle dolomie triassiche ivi affioranti (vedi Tav. I).

Più complessa la soluzione proposta da Caflisch (1966) che tuttavia finisce con illustrare una sovrapposizione tettonica dei corpi ascrivibili alle unità Panormidi sulle unità di mare profondo.

Abate *et alii* (1978) e successivamente Nigro & Renda (1999) segnalano il contatto di sovrascorrimento dei terreni Panormidi di Pizzo Vuturo sui terreni Imeresi di Monte Cuccio (Tav. I).

PROGETTO CARG

Fig. 137 - *Il dettaglio della Fig. 136 riporta i caratteri del piano di sovrascorrimento, che affiora con una inclinazione elevata per effetto del suo piegamento indotto dal successivo evento deformativo traspressivo.*

Nel 1996 Catalano & Di Maggio, mostrando un'ampia documentazione relativa alla stratigrafia, dimostrano, con l'ausilio di numerose e dettagliate sezioni geologiche (vedi Fig. 8), la sovrapposizione delle unità Imeresi di Monte Cuccio sulle unità Panormidi di Pizzo Vuturo.

Sorprendenti conferme al modello tettonico prima descritto provengono dalla elaborazione dei dati idrostrutturali ed idrogeologici (Contino *et alii*, 1998; Calvi *et alii*, 2000). Le idrostrutture costituite dai depositi imeresi presentano generalmente scambi idrici limitati al loro interno mentre di norma risultano idraulicamente isolate rispetto alle sottostanti idrostrutture di depositi Panormidi. Esempio pregnante è l'idrostruttura di Monte Cuccio che risulta tamponata idraulicamente dalle argille del flysch Numidico sia a N in direzione del Monte Castellaccio, sia ad E (Piana di Palermo), nonché a S (bacino dell'Oreto). Le zone di scarico delle acque sotterranee che permeano questa idrostruttura si manifestano a giorno attraverso numerose sorgenti bordiere (S. Martino delle Scale, Monreale, Baida-Boccadifalco e Gabriele).

Nelle idrostrutture "Panormidi" sono presenti diversi cunei di intrusione marina che non interessano le idrostrutture "Imeresi" tettonicamente sovrastanti ed idraulicamente separate, grazie alla presenza del flysch Numidico che funge da acquiclude. Un grande cuneo di intrusione marina si protende dalla fascia costiera del Monte Pellegrino (adiacente Foglio "Palermo"), per ben oltre 7 km di distanza, sino al Pizzo Vuturo, elevando il tasso in cloruri delle acque di falda. Ciò attesta l'esistenza di un collegamento idraulico e, quindi, della continuità fisica, tra i rilievi montuosi "Panormidi" del Pellegrino e del Pizzo Vuturo, al di sotto dei depositi pleistocenici della Piana di Palermo.

PROGETTO CARG

### 1.4. – I sistemi di faglie

Vengono qui di seguito illustrati i caratteri e le geometrie delle principali faglie che intersecano i corpi geologici afferenti alle unità Panormidi e alle unità Imeresi affioranti, rispettivamente, nei settori settentrionali e meridionali del Foglio (Figg. 113, 118).

#### 1.4.1. – *Settore settentrionale*

L'analisi strutturale ha consentito di riconoscere i seguenti sistemi di faglie (vedi Fig. 118):

a) faglie traspressive sinistre a direzione NNE-SSO e NE-SO ;

b) faglie traspressive destre a direzione NO-SE e N-S;

c) faglie dirette listriche di direzione NE-SO che ribassano verso i quadranti nord-occidentali;

d) faglie dirette a vario orientamento.

I rigetti verticali delle faglie più significative, desunti dai dati geologico-strutturali, risultano essere anche nell'ordine di centinaia di metri.

I dati mesostrutturali sono stati raccolti lungo il lineamento Vuturo e il lineamento Torretta-Fior dell'Occhio

Il massiccio di Monte Gallo (area nord-orientale del Foglio) è intersecato da faglie di direzione NNO-SSE, N-S e NNE-SSO osservabili con elevata continuità laterale. Gli indicatori cinematici evidenziano una componente trascorrente destra che accomoda i movimenti verticali. A queste strutture sono associate faglie sintetiche e antitetiche orientate rispettivamente in senso N-S e ENE-OSO. Le principali faglie a direzione N-S, riconoscibili nel versante orientale di Pizzo Manolfo e Monte Castellaccio, caratterizzate da rigetti di centinaia di metri, hanno una prevalente componente inversa e sono contraddistinte da superfici con geometrie listriche (sezione BB' in cornice).

Queste geometrie sono controllate dalla presenza di depressioni sviluppatesi sull'*hangingwall* delle faglie a Cozzo Finocchio, Cozzo di Paola e Cozzo San Rocco. Faglie inverse e piani di sovrascorrimento con direzione NO-SE ed E-O sono riconoscibili rispettivamente nel settore occidentale e meridionale del massiccio di Monte Castellaccio (Fig. 138).

Nel settore di Cozzo di Lupo sono presenti faglie dirette a componente sinistra immergenti verso NO con rigetti massimi di un centinaio di metri. Le depressioni carsiche di Piano Vurraine e di Bellolampo sono impostate sull'*hangingwall* del precedente sistema di faglie dirette.

Fig. 138 - *Faglie inverse lungo il versante occidentale di Montagna Raffo Rosso.*

PROGETTO CARG

Nel settore di Carini-Torretta sono presenti faglie dirette con geometria listrica e direzione ENE-OSO. Sepolte, alla base del versante settentrionale di Monte Colombrina, si rinvengono faglie dirette ad immersione settentrionale.

Il lineamento Vuturo costituisce un'importante struttura traspressiva sinistra ad immersione settentrionale che ha prodotto il sollevamento dei termini triassici della successione panormide e la loro locale sovrapposizione sulle relative coperture oligomioceniche (Fig. 118). Il lineamento Cardillo è una struttura transpressiva sinistra con direzione ENE-OSO ed immersione meridionale. Il lineamento presenta piani netti con buona continuità laterale ed è responsabile del sollevamento dei litotipi triassico-giurassici della subunità Vuturo.

I due lineamenti descritti risulterebbero responsabili dell'inarcamento e sollevamento della subunità Vuturo tra essi compresa con conseguente *tilting* dei piani di sovrascorrimento delle sovrastanti subunità Cuccio e Gallo rispettivamente verso sud e verso nord. Gli effetti di tale deformazione sono osservabili nell'importante anticlinale ad elevata lunghezza d'onda che ha un asse medio orientato E-O e visibile alla scala della carta geologica (Fig. 118, Tav. III).

Il settore, compreso fra Monte Gibilmesi-Montagna lunga di Sagana a sud e Pizzo Cirina-Monte Saraceno a nord, è dissezionato da un importante lineamento transtensivo sinistro (lineamento Torretta-Fior dell'Occhio), a direzione NNE-SSO, riconoscibile lungo i versanti occidentali di Serra dell'Occhio, Pizzo Vuturo e Cozzo di Lupo (Fig. 139). A questo lineamento sono associate coniugate sintetiche (*sx*) e antitetiche (*dx*) orientate rispettivamente NE-SO e ONO-ESE,

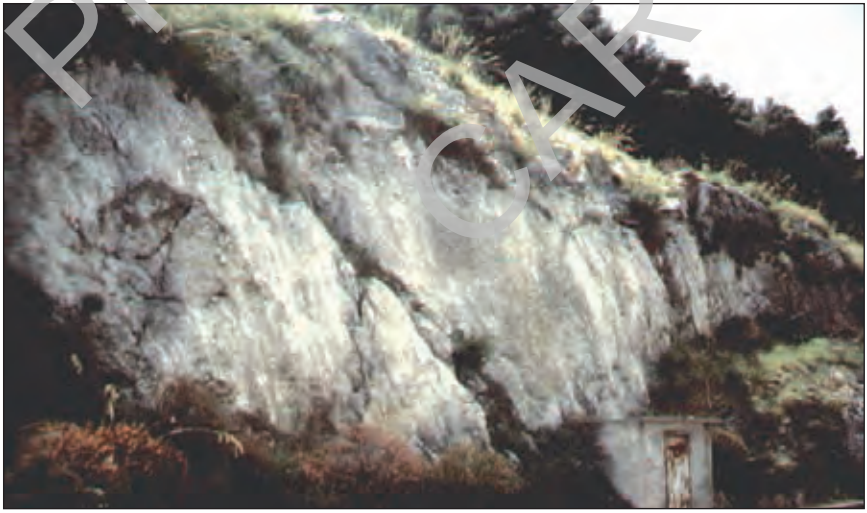


Fig. 139 - *Piano di faglia a direzione NNE-SSO, versante occidentale di Pizzo Vuturo.*

PROGETTO CARG

chiaramente visibili a Montagna Lunga di Sagana lungo il versante nord-orientale di Pizzo Saraceno e a Pizzo Cirina.

Il lineamento Torretta-Fior dell'Occhio è costituito da faglie trastensive ad alto angolo che immergono verso i quadranti nord-occidentali. Localmente si rinvengono piani di faglia a cinematica traspressiva con immersione sud-orientale. Il lineamento, con costante direzione N-NE e S-SO per circa 5 km (da Portella Renne a Pizzo Vuturo), ruota lungo la direzione N-S alla base del versante occidentale Cozzo di Lupo. Il lineamento origina uno spostamento laterale sinistro di circa 1500 m (osservabile in carta) del limite meridionale della subunità Vuturo (Tav. II, Fig. 118).

La struttura descritta interrompe ad occidente i lineamenti Vuturo e Cardillo descritti in precedenza e determina locali alti strutturali rappresentativi di subunità tettoniche più profonde (es. finestra di Portella Renne).

Nell'estremità occidentale dei Monti di Palermo (settori di Montagna Longa e Monte Palmeto) sono presenti faglie a componente laterale il cui sistema principale è costituito da faglie traspressive destre di direzione NO-SE e NNO-SSE, da faglie trascorrenti destre di direzione N-S e da faglie trascorrenti sinistre con direzione NE-SO. Le deformazioni per taglio descritte costituiscono locali risposte ad una deformazione che si esplica con sistemi di taglio destro.

In letteratura l'età dei sistemi traspressivi destri e sinistri, generalmente ad alto angolo, è ritenuta post-miocenica (Ghisetti & Vezzani, 1984) o pliocenica (Catalano *et alii*, 1993; Catalano *et alii*, 1995, 1996); le faglie distensive sono invece ritenute pre-plioceniche o riferibili alla tettonica distensiva plio-pleistocenica, collegabile all'apertura del Tirreno.

### 1.4.2. – *Settore meridionale*

In questo paragrafo si darà una breve descrizione delle geometrie delle principali faglie che interessano i terreni appartenenti alla successione Imerese affioranti nei settori meridionali del Foglio.

L'elaborazione dei dati strutturali raccolti ha permesso di riconoscere per questo settore tre prevalenti orientazioni delle faglie:

- orientazione NO-SE e cinematica traspressiva destra;
- orientazione ONO-ESE e cinematica inversa;
- orientazione NE-SO e cinematica trascorrente sinistra.

I dati relativi a strutture di taglio sono stati raccolti nella faglia di Serre del Frassino, nella faglia della Chiusa (stazione 5), nella faglia di Portella del Garrone (stazione 7), nella faglia di Monte Dammusi, nel lineamento Monreale-Pioppo, nella faglia Villa Ciambra-Altofonte e lungo il fronte Mirabella.

PROGETTO CARG

La faglia di Serre del Frassino (vedi Fig. 113) affiora con piani netti e ben riconoscibili, interessa litotipi competenti come i calcari della f.ne Scillato, le cui caratteristiche litologiche permettono anche una buona conservazione degli indicatori cinematici; i piani di faglia misurati si presentano sub-verticali, con una direzione preferenziale orientata N 338° e una inclinazione di 80° verso ENE. Le strie di scorrimento hanno un valore di *rake* che oscilla tra 0 e 18° ed una immersione prevalentemente NNO. L'insieme dei dati raccolti e plottati indicano per le faglia di Serre del Frassino una direzione NNO-SSE ed un carattere traspressivo-trascorrente destro. Il rigetto orizzontale, stimato in carta, è di circa 1000 m.

La faglia della Chiusa è caratterizzata da piani netti, sub verticali (80° di inclinazione) con una generale immersione NO. Sono presenti numerosi indicatori cinematici (strie, gradini di calcite e solchi); le strie individuate hanno un valore di *rake* compreso tra 0 e 18°. La faglia disseziona una grande struttura plicativa (anticlinale visibile in Fig. 140) con asse orientato NO-SE (pieghe di I generazione C1) consentendone pertanto una datazione relativa. L'insieme dei dati raccolti e "plottati", mostrano un carattere trascorrente sinistro, ed una direzione NE-SO.

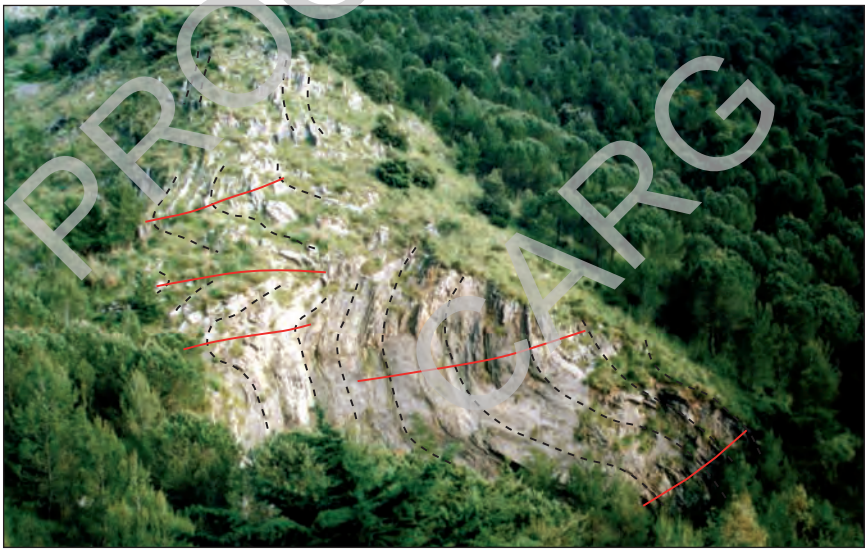


Fig. 140 - *Spettacolari pieghe in un affioramento di calcari con selce della f.ne Scillato. Si noti come l'affioramento è caratterizzato da un piegamento a diversa lunghezza d'onda dovuto alla diversa competenza dei livelli piegati. E' possibile osservare come la piega tende a geometrie più blande nei livelli più competenti e di maggiore spessore. E' possibile osservare come la geometria chevron tenda alla geometria sinusoidale: procedendo lungo il piano assiale (in rosso ne è indicata la traccia), si osserva un aumento della lunghezza d'onda a discapito dell'ampiezza. Portella della Paglia.*

PROGETTO CARG

I dati relativi alla faglia di Portella del Garrone (stazione 7) sono stati raccolti in prossimità di Portella del Garrone, a quota 1.000 m e lungo la mulattiera che congiunge quest'ultima al centro abitato di Piana degli Albanesi. Vengono identificati piani netti orientati NO-SE ed immergenti a SO con una inclinazione di circa 70°. Le strie individuate hanno rilevato un *rake* compreso tra 25° e 80° con una immersione verso OSO. Il rigetto orizzontale, stimato anche in questo caso in carta, è di circa 250 m (vedi Fig. 113).

La faglia di Monte Dammusi è caratterizzata da piani netti con giacitura subverticale e direzione NE-SO. Sulle superfici di faglia (Fig. 141) si rinvengono strie di scorrimento che hanno valore di *rake* compreso tra 30° e 50° ed immersione S, gli indicatori cinematici sono compatibili con un movimento sinistro. Il rigetto apparente attribuito a questa faglia, dall'analisi in pianta delle strutture dislocate (fronte Mirabella), è stimabile intorno ai 1500 m.

Il lineamento Monreale-Pioppo include piani di faglia netti sub-verticali, mediamente immergenti verso sud-est e con prevalente cinematica traspressiva sinistra. Il lineamento, orientato NE-SO, si prolunga per diversi km alla base del Massiccio compreso tra Monreale e Pioppo lungo il quale i depositi triassico-giurassici di facies imerese si giustappongono al flysch Numidico. Al lineamento Monreale-Pioppo sono associate faglie con componente trascorrente sinistra con direzione NNE-SSO e destra con direzione NO-SE.

La faglia Villa Ciambra-Altofonte mostra piani ad alto angolo immergenti a ESE. Gli indicatori cinematici presenti sui numerosi piani di faglia indicano un movimento trascorrente con locale carattere traspressivo sinistro. La faglia Villa Ciambra-Altofonte presenta una buona continuità laterale lungo la base del versante nord occidentale di Pizzo di Valle del Fico e di Punte della Moarda. Lungo

Fig. 141 - *Particolare di un piano di faglia striato rilevato nella formazione Scillato e attribuibile alla faglia traspressiva sinistra di Monte Dammusi. Si osserva chiaramente l'immersione delle strie verso SO con un* rake *di 40°. Località a SO di Casa Zerbi.*

PROGETTO CARG

tale faglia avviene la giustapposizione dei terreni giurassici dell'U.S.S. Meccini ai terreni triassici appartenenti alla subunità Pizzuta-Santa Cristina.

L'area compresa tra il lineamento Monreale-Pioppo e la faglia Villa Ciambra-Altofonte (noto come *Graben* di Monreale, Caflish, 1966) viene qui interpretata come un alto strutturale (Unità S.S. Meccini) costituito dalla successione imerese affiorante a Cozzo Meccini e dalla relativa copertura del flysch Numidico.

Lungo il fronte Mirabella si rinvengono banchi di dolomie della f.ne Fanusi a giacitura sub verticale, giustapposti ai banchi quarzarenitici del flysch Numidico che spesso risultano a giacitura rovesciata. Queste geometrie rappresentano il motivo morfostrutturale prevalente lungo tutto il fronte (Fig. 142 a). Il fronte si estende per una lunghezza di circa 24 km in direzione ONO-ESE (N115°) da Monte Mirto sino allo Sperone Mirabella, mostrando cinematica di faglia inversa con immersione NNE ed inclinazione nell'ordine di 70°. La formazione affiorante al tetto è la dolomia della formazione Fanusi, caratterizzata da banchi metrici con una giacitura media 176/75° a tratti rovesciata verso i quadranti settentrionali (Fig. 142); essi rappresentano il *forelimb* di una grande anticlinale da rampa con asse medio orientato circa NO-SE (anticlinale di Matassaro Renda). Al letto si rinvengono i terreni del flysch Numidico, in banchi con elevata inclinazione e generale immersione meridionale, localmente rovesciata verso i settori settentrionali. Lungo il fronte, al letto della struttura, si rinvengono a luoghi esigui spessori di calcareniti a crinoidi in strati con giacitura rovesciata 020/60°, interpretati come fianco rovescio di pieghe minori a vergenza sud occidentale (Fig. 142 b).

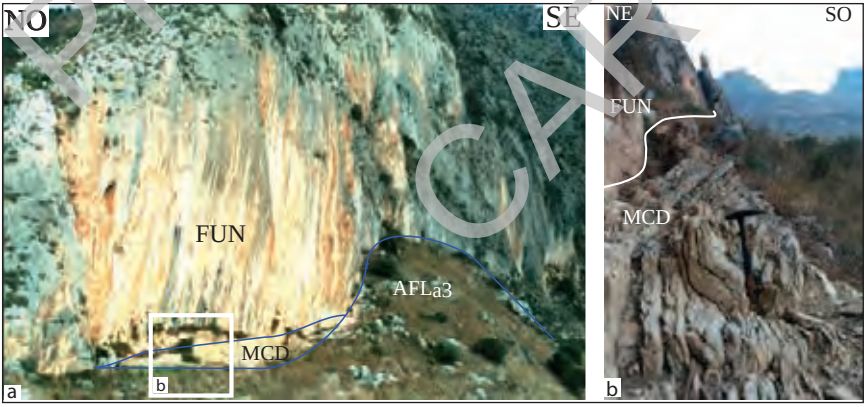



Fig. 142 - *Fronte Mirabella. In a) è ben visibile il limite stratigrafico fra le formazioni Fanusi (FUN) e i calcari a crinoidi (MCD) alla base del versante meridionale di Pizzo Mirabella. In b) dettaglio dell'affioramento in cui si può osservare la deformazione degli strati dei calcari a crinoidi (MCD), con pieghe con geometrie da fianco esterno rovesciato a vergenza sud occidentale, a loro volta addossati sulle dolomie della Formazine Fanusi (FUN). Località Masseria Procura.*

PROGETTO CARG

## 1.5. – Le pieghe nel settore meridionale. Stazioni strutturali

Uno studio dettagliato delle deformazioni duttili è stato effettuato in particolare sui litotipi imeresi i cui caratteri reologici predispongono allo sviluppo ed alla conservazione di tali strutture (spessore ridotto della stratificazione ed elevato contrasto di competenza legato alle intercalazioni di marne e argille marnose).

Le pieghe mostrano una prevalente geometria *chévron*, anche se a luoghi le zone di cerniera si presentano arrotondate. Le pieghe *chévron*, a cui è associato un raccorciamento elevato, evolvono a geometrie sinusoidali con raccorciamento minore.

I fenomeni di scollamento interstratale riconosciuti sono originati dalla presenza, all'interno della stessa piega, delle due geometrie descritte. Sono molto diffusi meccanismi secondari di piegamento, che agevolano la formazione delle pieghe (collasso nella zona di cerniera, "*limb thrust*", Fig. 143).

Delle pieghe minori verranno descritte le principali geometrie dedotte dalle misure effettuate in alcune stazioni (vedi Fig. 113 e Tab. III).

*Stazione 1*

In località Cozzo Ferrara le calcilutiti e marne rossastre della formazione Caltavuturo mostrano treni di pieghe minori asimmetriche (Fig. 144) sui cui fianchi si riconoscono strie perpendicolari alla linee di cerniera associati allo scorrimento interstratale. Quest'ultimo si rivela compatibile con meccanismi di *flexural slip*

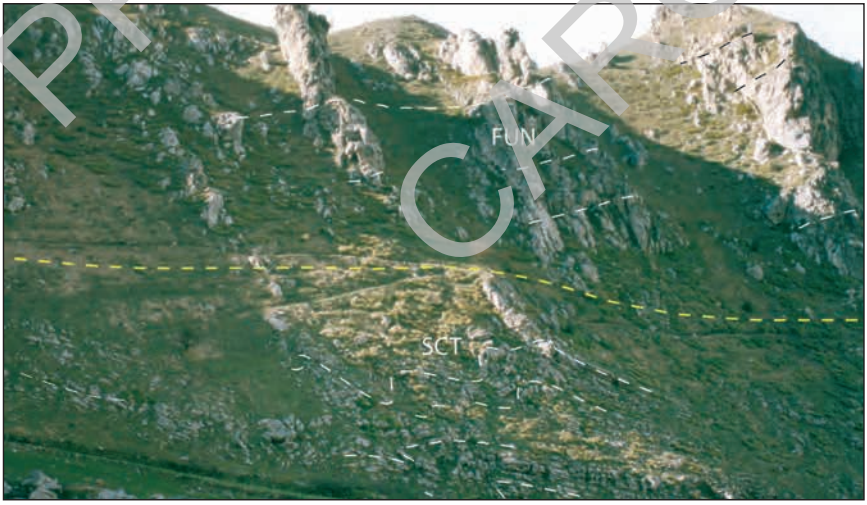



Fig. 143 - *Superficie di scollamento (tratto in giallo) e pieghe disarmoniche (tratto in bianco) tra le formazioni Scillato (SCT) e Fanusi (FUN). Versante est di Serre del Frassino.*

PROGETTO CARG

Tab. III - *Tabella riassuntiva delle stazioni strutturali sulle pieghe minori (mod. da Gasparo Morticelli, 2008).*

| Stazione | Località | Litologia | Formazione | Classe (Ramsay, 1967) | Cerniere-h (max addens.) | Vergenza (valori medi) | Cronologia |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 1 | Cozzo Ferrare | Calcilutiti rosse, (spessore da 5 a 15 cm) con intercalazioni marnose (spessore da 1 a 2 cm). | Fne. Caltavuturo | Asimmetriche; 1C | 326-146 | SE | I generazione |
| 2 | Cozzo Ferrare | Calcilutiti brune (spessore da 3 a 10 cm) con intercalati livelli marnoso argilloso (spessore 0,5-3cm). | Fne. Mufara | Asimmetriche; 1C | 140-320 | NE | I generazione |
| 3 | Cozzo Paparina | Calcilutiti brune (spessore da 2 a 5 cm) con intercalati livelli marnoso argilloso (spessore 0,5-3cm). | Fne. Mufara | Asimmetriche; 1C | 276-96 | SSE | I generazione |
| 4 | Giacalone | Calcilutiti brune (spessore da 5 a 13 cm) con intercalati livelli marnoso argilloso (spessore 0,5-1cm). | Fne. Mufara | Asimmetriche; 1C | 217-37 | ESE | II generazione |
| 5 | P.lla Paglia | Calcilutiti (spessore da 1 a 20 cm). | Fne. Scillato | Asimmetriche; 1C-1B | 115-295 | SO | I generazione |
| 6 | Chiusa | Calcilutiti (spessore da 1 a 10 cm) con intercalati livelli marnoso argilloso (spessore 1-3cm). | Fne. Scillato | Asimmetriche; 1C | 320-140 | SO | I generazione |
| | | | | | 200-20 | ESE | II generazione |
| 7 | P.lla Garrone | Calcilutiti (spessore da 5 a 10 cm) con intercalati livelli marnoso argilloso (spessore 1-5cm). | Fne. Scillato | Asimmetriche; 1C | 13-193 | E | II generazione |
| 8 | Est Pizzuta | Radiolariti e argilliti silicee (spessore 1-8cm). | Fne. Crisanti | Asimmetriche; 1C | 9-189 | E | II generazione |

PROGETTO CARG

(classe 1C della classificazione di Ramsay, 1967). La geometria asimmetrica è in accordo con la vergenza SO delle pieghe.

*Stazione 2*

In questa stazione le calcilutiti grigio scuro della Formazione Mufara sono interessate da pieghe di tipo *chévron*, appartenenti alla classe 1C nella classificazione di Ramsay (1967). L'elaborazione dei dati strutturali raccolti mostra un'addensamento massimo delle linee di cerniera lungo la direzione N 140° e *plunge* di 30°. Le pieghe asimmetriche riconosciute hanno superfici assiali con immersione meridionale e vergenza verso i quadranti settentrionali.

*Stazione 3*

Le calcilutiti e marne della Formazione Mufara affioranti a Cozzo Paparina, sono interessate da pieghe asimmetriche con geometria appartenente alla classe 1C e vergenza sud-occidentale. Il *contouring* dei dati strutturali raccolti mostra un *azimut* dell'addensamento massimo delle linee di cerniera compreso tra N 246° e N 320° e un *plunge* di 30°.

*Stazione 4*

Nei pressi di Giacalone le calcilutiti grigio scuro della Formazione Mufara sono deformate da pieghe con *trend* NNE-SSO e vergenza ESE. Le pieghe hanno geometria appartenente alla classe 1C ed un massimo addensamento delle linee di cerniera N 217° con un *plunge* di N 12°.

*Stazione 5*

Le pieghe enucleate nei calcari con selce della formazione Scillato, affioranti in località La Chiusa, hanno geometrie riferibili alla classe 1C ed 1B (Ramsay, 1967). Le caratteristiche litologiche della formazione hanno favorito lo sviluppo di pieghe *chévron* e pieghe sinusoidali con meccanismi scorrimento flessurale (Fig. 145). In questo sito le pieghe *chévron* vengono progressivamente sostituite da pieghe sinusoidali; procedendo lungo il piano assiale, si osserva un aumento della lunghezza d'onda a danno dell'ampiezza con fianchi della piega non più rettilinei. Questa geometria è favorita anche dal collasso della piega nella zona di cerniera causato dalla presenza di livelli marnosi meno competenti tra gli strati calcilutitici (Fig. 146). L'immersione delle linee di cerniera delle pieghe è N 115° con un *plunge* di 12°.

Fig. 144 - *Evidenti pieghe nelle calcilutiti della f.ne Caltavuturo, si noti l'asimmetria delle strutture, e la caratteristica geometria "*chevron*" (in rosso la traccia del piano assiale, in nero gli strati). Cozzo Ferrara.*

PROGETTO CARG

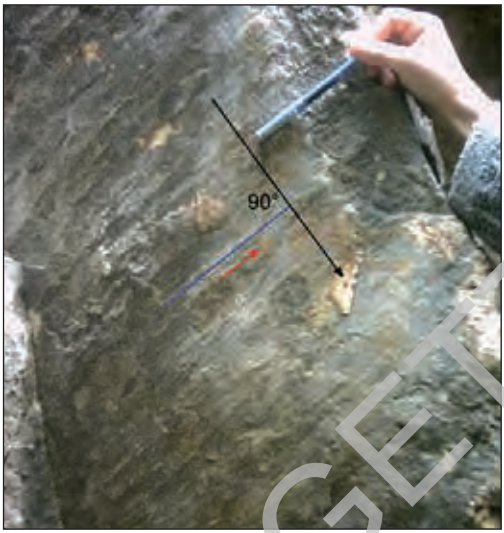



Fig. 145 - *Superficie di strato lungo il fianco di una sinclinale. Si notino le strie di scorrimento (tratto in blu) perpendicolari alla direzione dell'asse della piega (tratto in nero) nei calcari della formazione Scillato (SCT). La freccia in rosso indica il verso del movimento. compatibile con meccanismi di* flexural slip. *Portella della Paglia.*

Fig. 146 - *Spettacolari pieghe in un affioramento di calcari con selce della f.ne Scillato. La presenza di meccanismi di flusso flessurale (*flexural flow*) permettono il riempimento delle zone di cerniera da parte dei materiali incompetenti (marne evidenziate in rosso), che possono subire quindi un successivo collasso con lo sviluppo di geometrie a bulbo. Portella della Paglia.*

PROGETTO CARG

*Stazione 6*

Lungo il versante occidentale di Serre del Frassino sono presenti pieghe di tipo *chévron* con geometrie riconducibili alla classe 1C (Ramsay, 1967).

Sono riconoscibili due *trend* principali di pieghe minori: uno orientato NO-SE ripiegato lungo la direzione NNE-SSO. L'*azimut* dell'addensamento massimo delle linee di cerniera risulta rispettivamente N 320° (*trend* NO-SE) e N 20° (*trend* NNE-SSO) con inclinazione media prossima all'orizzontale (*plunge* 0°).

*Stazione 7*

A Portella del Garrone, pieghe minori nei calcari con selce della formazione Scillato hanno un *azimut* delle linee di cerniera orientato circa N-S (N 13°) con un *plunge* di 6°; il senso di asimmetria è relazionato con la loro posizione all'interno dell'anticlinorio della Pizzuta (vedi Fig. 113) il cui fianco orientale ha direzione nord-sud e giacitura rovesciata.

*Stazione 8*

Lungo il versante orientale della Pizzuta le radiolariti della formazione Crisanti ($CRI_1$) sono interessate da pieghe sinusoidali, con un'intensa fratturazione nella zona di cerniera. Le pieghe mostrano un *azimut* del massimo addensamento delle linee di cerniera N 9° ed un *plunge* 12°. La giacitura dei fianchi permette di identificare quest'ultime come pieghe parassite enucleatesi lungo il fianco rovescio dell'anticlinorio della Pizzuta.

*Stazione 9*

Sono stati raccolti dati relativi all'area di affioramento della formazione Crisanti a nord di Piana degli Albanesi. Le pieghe si presentano isolate, sempre asimmetriche con linee di cerniera orientate secondo due *trend*: NO-SE (N 135° con 6° di inclinazione) e NE-SO (N 252° con 30° di inclinazione). Gli assi delle pieghe risultano ben allineati con i principali fronti di sovrascorrimento anche se, a luoghi, questi assi appaiono ruotati in prossimità di faglie trascorrenti.

I dati sulle pieghe minori descritti e sintetizzati insieme ai valori di *max* addensamento nella Tab. III indicano come l'intera area sia caratterizzata da due principali *trend* delle linee di cerniera: *h*1 orientato NO-SE (N 134°/12°), *h*2 orientato NE-SO (N 240°/72°). A questi due si aggiunge un terzo *trend* orientato N-S (N 13°/06°) riconosciuto localmente solo a Portella del Garrone (Fig. 113).

Le prime due generazioni di pieghe risultano concordi con i dati ricavati da Avellone & Barchi (2003) per le unità Imeresi; la terza generazione viene interpretata come il risultato della rotazione oraria delle cerniere delle pieghe di secondo ordine *h*2, causata probabilmente dall'attivazione di faglie a componente trascorrente come quella di Serre del Frassino (Fig. 113) e della interferenza pli-

PROGETTO CARG

cativa tra i due *trend* descritti (Gasparo Morticelli, 2008; Avellone *et alii*, 2010).

Le pieghe minori asimmetriche, misurate a Portella del Garrone, hanno il piano assiale immergente ad ovest ed indicano una vergenza tettonica verso est. Queste geometrie risultano compatibili con il fianco esterno rovesciato di una macrostruttura anticlinalica; pertanto le pieghe minori suddette, possono considerarsi in questo settore, "pieghe parassite" sul fianco rovesciato dell'anticlinorio della Pizzuta, orientato circa NNO-SSE.

Le diverse orientazioni assiali delle pieghe ed il reperimento di pieghe *h*1 la cui cerniera risulta ripiegata nella direzione *h*2 fa pensare alla strutturazione di figure di interferenza da pieghe sovrapposte.

L'osservazione, in diverse stazioni, di figure di interferenza da piegamenti sovrapposti ha permesso di ricostruire una cronologia relativa tra i principali eventi plicativi che hanno interessato questo settore dei Monti di Palermo: le cerniere orientate NO-SE (I generazione, *H*1) risultano ripiegate dallo sviluppo di pieghe *H*2 di II generazione, con *trend* NE-SO (Gasparo Morticelli, 2008; Avellone *et alii*, 2010).

## 2. – STRUTTURE TETTONICHE SOMMERSE.

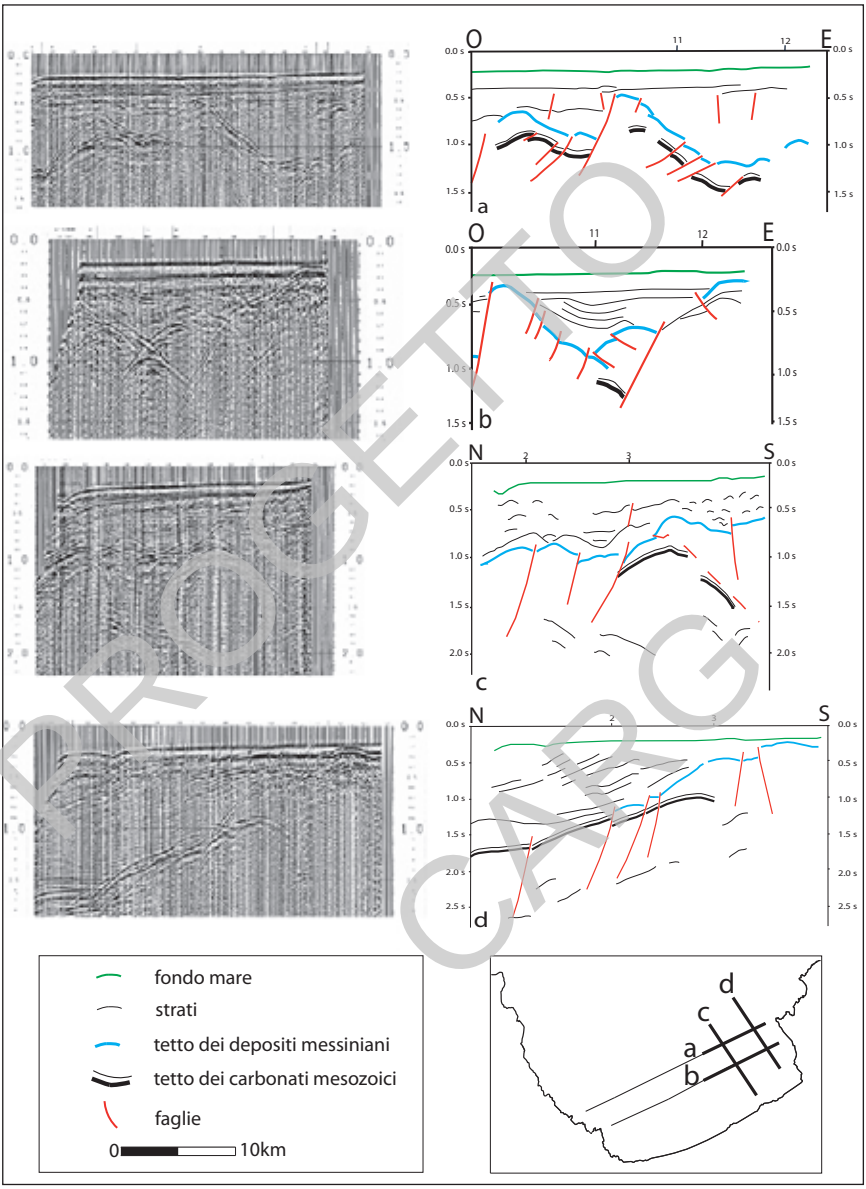
L'interpretazione della maglia di profili sismici ad alta risoluzione e bassa penetrazione (vedi Fig. 3) che attraversa l'*offshore* del Foglio "Partinico-Mondello" ha contribuito alla conoscenza delle strutture sommerse e alla ricostruzione dell'evoluzione tettonica della porzione marina. I dati riguardano a) il settore occidentale sommerso (margine orientale del Golfo di Castellammare) e b) una fascia a decorrenza ovest-est che rappresenta la continuazione sommersa del settore di catena affiorante nei Monti di Palermo ("Saliente di Palermo", Agate *et alii*, 1993). Gli stessi verranno illustrati con riferimento all'area di appartenenza e tenendo conto dell'analisi delle morfostrutture recenti riconosciute attraverso i rilievi morfobatimetrici (*multibeam, side scan sonar,* etc.) nelle aree costiere. L'incerta attribuzione cronostratigrafica dei vari orizzonti della successione plio-quaternaria limita la possibilità di precisare l'età delle superfici di discontinuità e delle deformazioni tettoniche ma non impedisce di ricostruire la successione degli eventi.

Nel margine orientale del Golfo di Castellammare sono stati riconosciuti (Fig. 147) a partire dal basso:

i) deformazioni contrazionali che coinvolgono i carbonati mesocenozoici e almeno i livelli messiniani, producendo pieghe e faglie inverse a direzione NNE-SSO e vergenza verso ESE;

ii) deformazioni distensive (a luoghi presumibilmente trastensive) che coin-

PROGETTO CARG




PROGETTO CARG

Fig. 147 - *Interpretazione di profili sismici a riflessione nel settore orientale del Golfo di Castellammare. I profili documentano l'intensa deformazione, sia compressiva che distensiva, che ha interessato le successioni oggi sepolte nella piattaforma e nella scarpata superiore.*

volgono i depositi post-messiniani o la superficie del tetto del Messiniano rappresentate da faglie dirette listriche con crescita a grande rigetto ed immersione verso ovest (Figg. 147 a, b). Tali strutture dislocano le pieghe e faglie inverse determinando così la formazione di un sistema di alti e bassi strutturali generalmente declinante verso il centro del Bacino di Castellammare o verso nord fino al "*Canyon* di San Vito" (sezione geologica della regione sommersa in cornice). La bassa penetrazione della sismica a riflessione disponibile consente solo raramente di riconoscere la sovrapposizione tettonica di due corpi carbonatici mesocenozoici (Fig. 147 c), tuttavia documentata, in parte, in settori posti poco più a nord dell'area del Foglio (Catalano *et alii*, 1995).

Gli eventi raggruppati in i) e ii) sono stati riconosciuti anche nell'adiacente area emersa come indicato dal profilo geologico AA' (in cornice) che mostra analogie strutturali significative con il settore emerso;

iii) tettonica tensile che coinvolge gli strati più recenti (prevalentemente di età pre-Pleistocene superiore) ma raramente interseca il fondo marino; il sistema di faglie mostra un andamento NNE-SSO che ribassa verso ONO con decremento dei rigetti verso ovest. La medesima fase tettonica appare influenzare la genesi e l'ubicazione dei *canyon* sottomarini descritti per il Golfo di Castellammare. La deformazione della superficie di discordanza alla base delle sequenze di un supposto Pleistocene medio induce a pensare ad una fase compressiva contemporanea o di poco posteriore.

Nel "Saliente di Palermo" i terreni del substrato sono in gran parte carbonati mesozoico-cenozoici di piattaforma carbonatica o di scarpata come risulta dai dragaggi lungo i fianchi del "Saliente" stesso. Dal punto di vista strutturale esso rappresenta una pila di unità tettoniche prevalentemente carbonatiche con apparente vergenza verso ESE (Fig. 11 e sezione geologica QQ') coinvolte, dal Pliocene superiore in poi, dalla tettonica distensiva e/o transtensiva. Le faglie più significative con andamento preferenziale ONO-ESE e E-O sono intersecate da sistemi N-S. Queste faglie, responsabili dell'attuale configurazione del sistema piattaforma – scarpata, hanno una loro espressione morfologica superficiale nelle nicchie delle frane retrogressive e nello sviluppo di zone di *bypass*, lungo il "Saliente di Palermo".

Regionalmente si può riconoscere un cuneo sedimentario di età quaternaria che si sovrappone al substrato sottostante caratterizzato da una forte erosione (probabilmente subaerea).

Il sistema di faglie più recente, individuato nel settore di piattaforma esterna a Capo Rama e a Punta Molinazzo, disloca le successioni del Pleistocene superiore che giacciono sul substrato carbonatico triassico-eocenico. In quest'ultimo sono riconoscibili strette pieghe anticlinaliche correlabili con le strutture affioranti in prossimità della costa nord-occidentale di Terrasini.

PROGETTO CARG

## 3. – LA TETTONICA QUATERNARIA

Lungo le aree emerse, le evidenze dell'attività tettonica quaternaria sono date dalla presenza di elementi geomorfologici (scarpate di faglia, falesie tettoniche) e geologici (rapporti fra faglie e depositi quaternari). Le scarpate rocciose alte centinaia di metri, che delimitano le aree costiere pianeggianti aperte verso mare, costituiscono grandi falesie a controllo strutturale impostatesi in corrispondenza di scarpate di faglia. Sono pareti rocciose prodottesi per il collasso delle aree più settentrionali della catena, con la formazione di semi-*graben* ribassati verso i settori settentrionali. Il progressivo aumento dello spazio di accomodamento nelle depressioni tettoniche al tetto delle faglie dirette ha consentito la rielaborazione e l'arretramento delle scarpate di faglia ad opera dell'erosione marina (che le ha modificate in falesie tettoniche) e la deposizione dei terreni del sintema di Marsala su superfici di erosione marina. I depositi sigillano le faglie con rigetti di centinaia di metri, consentendo di datare questo importante evento tettonico distensivo a circa 1.5 milioni di anni (Di Maggio *et alii*, 2009). Le principali direzioni di queste faglie (Fig. 148) sono: NE-SO e NO-SE rispettivamente al margine sud-occidentale e occidentale della Piana di Partinico; NE-SO e N-S a sud-est dell'area costiera pianeggiante che ospita l'abitato di Terrasini; NO-SE e NE-SO nella Piana di Carini; NNO-SSE, NE-SO e NO-SE lungo il bordo occidentale della Piana di Palermo; NE-SO e NNO-SSE ai margini del Monte Gallo.

Fig. 148 – *Carta dell'area del Foglio "Partinico-Mondello che illustra schematicamente la giacitura delle faglie distensive quaternarie.*

PROGETTO CARG

Nelle aree montuose più interne, scarpate di faglia contraddistinte da rigetti di pochi metri, sono segnalate da Di Maggio (2000) come indicative di eventi tettonici quaternari. Una di queste scarpate di faglia si trova anche nell'area costiera fra Punta Raisi e Carini (vedi Fig. 14) dove intaglia i terrazzi marini del Pleistocene medio-superiore. La faglia viene ritenuta post-tirreniana (vedi Titolo IV). Faglie con evidenze di movimenti post-tirrreniani (Fig. 148) si rinvengono nel versante orientale dell'allineamento Monte Pecoraro-Pizzo Montanello e lungo il margine nord-occidentale di Monte Castellaccio (entrambe dislocano i depositi del sintema di Raffo Rosso). Alle pendici occidentali di Monte Gallo una faglia interseca i detriti di falda olocenici del sintema di Capo Plaia. Il margine interno del terrazzo eutirreniano, le cui quote variano da 7 a 20 m s.l.m. (vedi Titolo IV, § 1.2), è stato generato da faglie con modesta attività di età post-tirreniana (Di Maggio, 1997; 2000).

Nella Piana di Partinico, le faglie di tipo traspressivo o trastensivo con direzioni NE-SO e NNO-SSE hanno rigetti verticali di 1-2 m. Poiché coinvolgono i depositi del sintema di Marsala queste faglie sono databili a circa 1 Ma.

Rigetti stimabili attorno ai 10 m sono probabilmente dovuti a rimobilizzazioni di precedenti faglie NE-SO e NNO-SSE dei versanti nord-occidentali di Cozzo di Lupo e Pizzo Cirina, NNE-SSO del margine occidentale dell'allineamento Monte Cuccio-Monte Gibilmesi (lineamento Torretta-Fior dell'Occhio) e NE-SO situate ai margini della valle dell'Oreto (lineamento Monreale-Pioppo e faglia Villa Ciambra-Altofonte, Fig. 148). Si tratterebbe di versanti "compositi" (vedi Fig. 14) il cui sviluppo altimetrico (per centinaia di metri) è essenzialmente dovuto ad erosione selettiva (forma corrispondente: versante di linea di faglia) e, solo in minima parte (per una decina di metri), alla tettonica (forma corrispondente: scarpata di faglia).

## 4. – LE DEFORMAZIONI DEL FOGLIO "PARTINICO-MONDELLO". UNA SINTESI

Le deformazioni riconosciute nella porzione nord-occidentale della catena siciliana affiorante nel Foglio "Partinico-Mondello" (Fig. 118, sezioni geologiche in cornice) sono riferibili a:

- embricazione interna delle coperture oligo-mioceniche del flysch Numidico, riconoscibile sulla base delle deformazioni duttili e piani di taglio a varia scala, ed evidenziata da spessori superiori a quelli stratigrafici;

- fronti di accavallamento dei *thrust sheets* panormidi e imeresi sui terreni deformati del flysch Numidico o al loro interno, conservano una direzione principale di trasporto NO-SE. Alcuni contatti tettonici con direzione E-O o NE-SO sono

PROGETTO CARG

interpretabili come rampe oblique e/o laterali (lineamento Cuccio-Saraceno), o zone di trasferimento associate a *tear faults* (lineamento Monreale-Pioppo);

- embricazione interna delle unità carbonatiche caratterizzata da faglie inverse e sovrascorrimenti che si rastremano lungo locali *sole thrust;*

- superfici di scollamento a carattere locale tra i terreni giurassico-cretacici e quelli triassici nelle successioni delle unità Imeresi;

- faglie traspressive principali ad alto angolo con senso destro lungo la direzione compresa tra E-O e ENE-OSO; i sistemi NO-SE e NE-SO rappresentano i sistemi coniugati con componente di scorrimento rispettivamente *dx* e *sx*;

- due sistemi di piegamento principale (già riconosciuti da Abate *et alii*, 1978, Catalano *et alii*, 1979; Oldow *et alii*, 1990; Catalano & Di Maggio, 1996; Avellone *et alii*, 2010) ascrivibili a due eventi temporalmente successivi. Le pieghe, riconoscibili a grande scala, appaiono legate alla deformazione principale responsabile della sovrapposizione tra i diversi corpi tettonici. Le pieghe appartenenti al sistema più recente hanno direzione assiale NE-SO e ENE-OSO e localmente riorientano le pieghe del primo sistema ad andamento NO-SE (*faulted or foldeld folds*);

- faglie distensive con geometrie a volte listriche con varie direzioni, tra le quali quelle E-O, N-S e NNE-SSO localmente interessate da componente orizzontale, che riattivano i piani delle faglie inverse ad alto angolo.

### 4.1. – Età delle deformazioni

La originaria deformazione delle unità imeresi e panormidi appare posteriore alla deformazione delle coperture del flysch Numidico e quindi non antecedente al Serravalliano. La loro messa in posto va collocata in un intervallo compreso tra il Serravalliano superiore ed il Tortoniano inferiore.

L'età delle faglie inverse ad alto angolo è generalmente ritenuta post-miocenica (Ghisetti & Vezzani, 1984) o pliocenica (Catalano *et alii*, 1993; 1996) e collegata alla traspressione destra prodottasi durante o successivamente alla rotazione delle unità tettoniche (Oldow *et alii*, 1990; Avellone *et alii*, 2010).

La cronologia relativa tra i due sistemi di pieghe è spesso definita sulla base dell'analisi mesostrutturale. In accordo con Oldow *et alii* (1990), Avellone & Barchi (2003) e Avellone *et alii* (2010) le pieghe del sistema più antico accompagnano la deformazione principale del Miocene, mentre quelle del sistema successivo sono generalmente ascrivibili al Pliocene medio e deformano le precedenti pieghe e/o faglie.

PROGETTO CARG

## 5. - CENNI SULL'EVOLUZIONE TETTONO-SEDIMENTARIA

### 5.1. – Introduzione

L'edificio tettonico affiorante e sommerso nel Foglio "Partinico-Mondello" è stato originato da successivi eventi deformativi che hanno interessato, anche se alla scala regionale del Mediterraneo centrale (Fig. 149), le successioni sedimentarie deposte dal Permiano al Pleistocene.

Nella fase preorogenica la tettonica sinsedimentaria distensiva e trastensiva accompagna e controlla la deposizione delle diverse successioni mesozoiche. Ciò si evidenzia dallo smembramento di età giurassica, in regime tettonico trastensivo, tanto dei depositi di piattaforma carbonatica (Panormide), quanto delle successioni carbonatiche di mare profondo (Imerese). La fase collisionale che ha coinvolto le unità siciliane, iniziata nel Miocene inferiore, è responsabile della strutturazione della catena in unità tettoniche (U.S.S.) e si sviluppa attraverso

Fig. 149 - *Cronologia degli eventi tettono-sedimentari in Sicilia (modif. da* Catalano et alii, *2012).*

PROGETTO CARG

due eventi tettonici (Evento I e II) caratterizzati da una direzione di massima compressione orizzontale.

La tettonica distensiva plio-pleistocenica, riferibile all'apertura del Tirreno, è responsabile, solo in parte, dell'assetto attuale. Infatti sono riconoscibili evidenze di deformazioni compressive o transpressive che coinvolgono anche terreni più recenti del Pleistocene medio.

## 5.2. - Paleogeografia e paleotettonica

La deformazione ha coinvolto la copertura sedimentaria del settore siciliano dell'antico margine continentale africano che, secondo recenti ricostruzioni (Catalano *et alii*, 1993; Catalano *et alii*, 1995, 1996; Zarcone *et alii*, 2010), era costituito da un vasto dominio di mare profondo cui si affiancava, lungo il suo margine esterno (attuale sud), una estesa area di piattaforma carbonatica (piattaforma pelagiana) sviluppatasi sin dal Triassico su crosta africana (Catalano & D'Argenio, 1982).

La retrodeformazione delle unità tettoniche, attualmente impilate nel settore di catena studiato, contribuisce con buona corrispondenza alla ricostruzione dell'assetto paleogeografico prima indicato (Fig. 150).

Alcuni settori della piattaforma carbonatica mantennero la loro fisiografia e

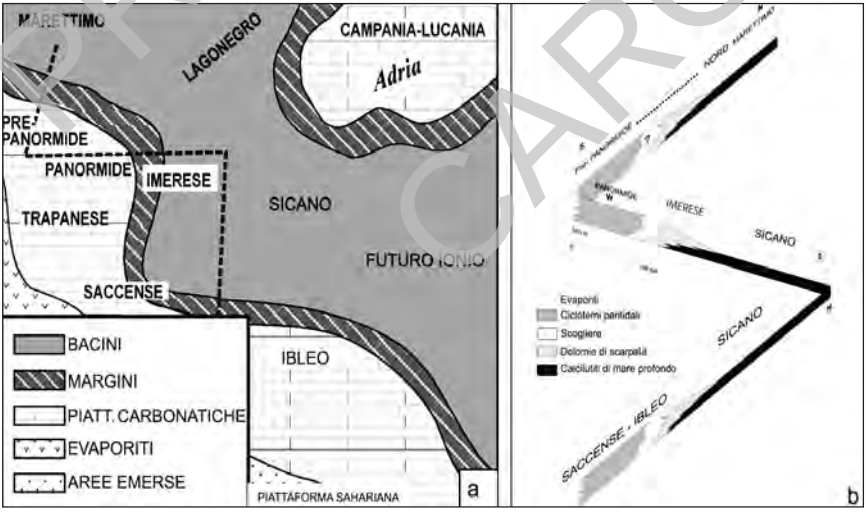



Fig. 150 - *a) Ricostruzione paleogeografica del margine continentale siciliano durante il Trias superiore (da Catalano* et alii *, 1996). Le linee tratteggiate sono le tracce delle sezioni palinspastiche (b).*

PROGETTO CARG

produttività con deposizione di materiali che, in seguito a variazioni del livello del mare coincidenti con eventi tettonici, venivano asportati e scaricati lungo la scarpata (Bacino Imerese).

## 5.3. - La deformazione Neogenica

### 5.3.1. - *La fase collisionale*

La costruzione della catena siciliana inizia alla fine dell'Oligocene con la deformazione e l'embricazione interna delle unità cristalline Calabre e delle loro coperture terrigene che si protrasse fino all'intervallo Burdigaliano-Langhiano inferiore, durante il quale si determinò il sovrascorrimento sulle unità derivanti dalla deformazione del dominio Sicilide (Fig. 151). I bacini di avanfossa *l.s.* (*foreland basin*), caratterizzati da depositi flyschoidi dell'Oligocene superiore-Miocene inferiore (formazioni Stilo Capo d'Orlando, Reitano e fysch Numidico), migrarono progressivamente verso sud-est. Posteriore al Langhiano è l'inserimento, nella pila tettonica, dei lembi del flysch Numidico scollatosi precedentemente dal substrato imerese e sicilide (Catalano *et alii*, 1996).

La deformazione delle coperture sedimentarie del margine continentale Africano raggiunse, durante il Tortoniano, i domini di mare profondo (adiacenti ed interni rispetto al dominio di piattaforma carbonatica mesozoica) che, al contra-

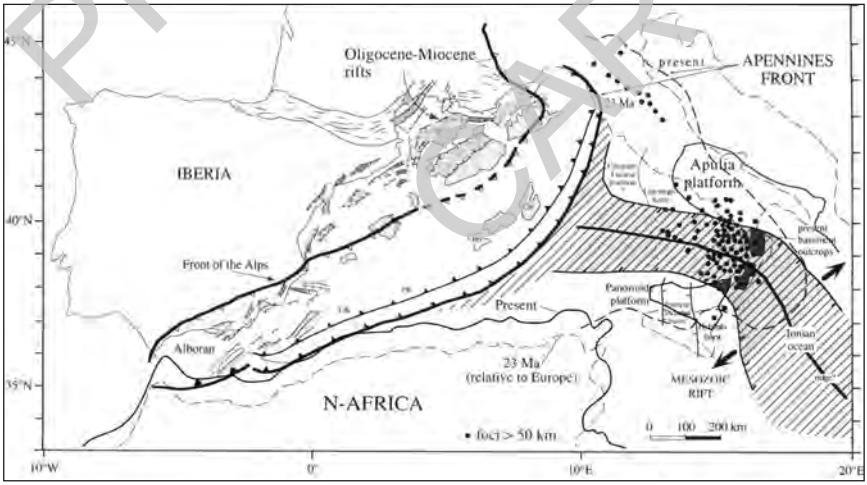



Fig. 151 - *Paleogeografia del Mediterraneo centrale nell'intervallo Oligocene superiore-Miocene inferiore (modif. da* Catalano et alii*, 2001).*

PROGETTO CARG

rio di quest'ultima, si sviluppavano probabilmente su crosta continentale assottigliata. I *thrust* principali correlabili a questo evento deformativo presentano una direzione di massima compressione orientata NE-SO (Evento I, *shallow seated thrusts*, Fig. 152). Dalla fine del Miocene, la tettonica transpressiva coinvolse, progressivamente, il dominio della piattaforma carbonatica, al tempo avampaese dell'orogeno in formazione. Quest'ultimo si è andato deformando secondo grandi antiformi a direzione assiale E-O, successivamente ripiegate lungo la direzione NE-SO di età Pliocene superiore (Oldow *et alii*, 1990). I sistemi di faglia correlabili a questo secondo evento deformativo presentano una direzione di massima compressione orientata NNO-SSE (Evento II, *deep seated thrusts*, Fig. 152).

In seguito al distacco dal loro basamento, i corpi sedimentari sono stati coinvolti nella rotazione oraria di 70-100°. Nei Monti di Palermo, le deformazioni NE-SO post-datano le rotazioni orarie differenziali (da 70° a 100°, Fig. 153) individuate per mezzo di misure paleomagnetiche (Catalano *et alii*, 1976; Channell *et alii*, 1980; 1990) e analisi mesostrutturali (Oldow *et alii*, 1990, Gasparo Morticelli, 2008; Avellone *et alii*, 2010). Nel corso di queste traslazioni i corpi sedimentari, distaccati dal loro basamento, subirono un'embricazione interna. La deformazione "dal basso" (cioè con piani di taglio più profondi e progressivamente più recenti, Bally *et alii*, 1985) della piattaforma carbonatica in grandi antiformi induce la rideformazione delle unità tettoniche soprastanti (preponderanti, fra queste, quelle costituite dai depositi mesocenozoici di mare profondo), precedentemente impilate (vedi per maggiori approfondimenti Catalano *et alii*, 2013 b). Il processo deformativo determina in queste ultime un ulteriore raccorciamento ed embricazione secondaria spesso testimoniata da faglie inverse ad alto angolo (*thrust envelopment*).

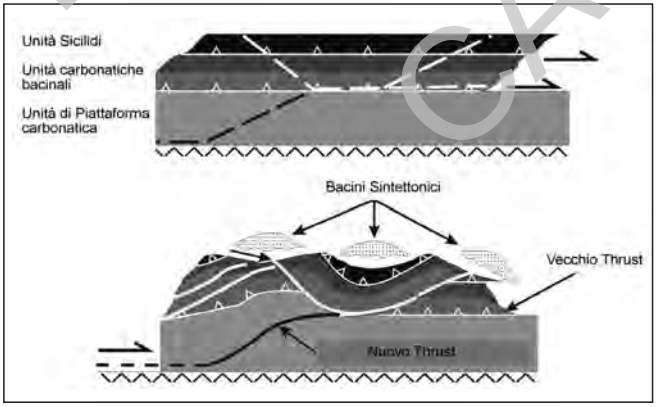



Fig. 152 - *Modello strutturale della evoluzione cinematica delle deformazioni riconosciute nel foglio "Partinico-Mondello" (ispirato a* Roure et alii, *1990).*

PROGETTO CARG

5.3.2. – *L'assetto strutturale delle unità Panormidi: implicazioni paleogeografiche*

Secondo le ipotesi prima ricordate, le unità Panormidi si immergono al di sotto delle unità Imeresi nella regione dei Monti di Palermo (Figg. 112, 154) e la loro continuità in regioni più meridionali può essere soltanto ipotizzata. Le unità Imeresi si continuano invece verso sud e sud-ovest, sovrapponendosi chiaramente alle unità Trapanesi (Caflisch, 1966; Abate *et alii*, 1978) nella regione di Monte Kumeta, San Giuseppe Jato e a sud della Piana di Partinico dove appaiono rastremarsi immergendosi, nel sottosuolo, al di sotto delle coperture tardo mioceniche.

Un'importante culminazione del tetto delle strutture imeresi si rinviene al margine occidentale dei Monti di Palermo tra la Piana di Partinico e il Lago Poma (Tav. II, sez. AA' in Tav. III). Questa regione risulta un'area chiave per la comprensione dei rapporti strutturali e geometrici tra le unità Trapanesi, Panormidi ed Imeresi. Il corpo delle unità Imeresi (sovrapposto alle unità Panormidi nel settore di Monte Cuccio-Montelepre) si continua verso sud-ovest dove immediatamente al di sotto delle coperture pleistoceniche della Piana di Partinico costituisce le

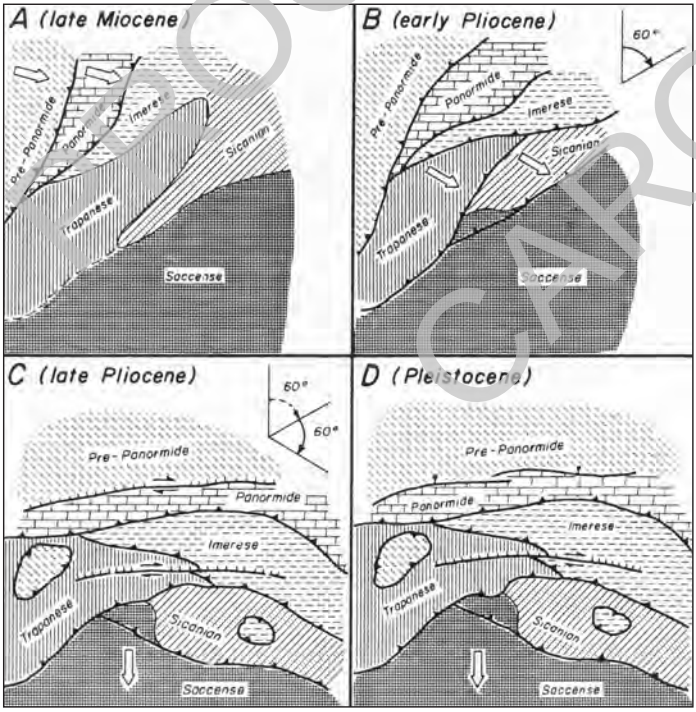



Fig. 153 - *Modello illustrante i sovrascorrimenti e le rotazioni delle unità tettoniche durante la progressiva deformazione del margine siciliano. Dopo le rotazioni le unità alloctone più settentrionali hanno subito una traspressione obliqua destra (da* Oldow et alii, *1990).*

PROGETTO CARG

unità più alte nell'edificio strutturale (vedi sezioni geologiche in cornice ed in Tav. III e Fig. 112). Le unità Imeresi non sono mai state segnalate ad ovest del Foglio "Partinico-Mondello".

In un quadro regionale, le unità Panormidi affioranti nel Foglio "Partinico -Mondello" si continuano verso ovest, sommerse nel Golfo di Castellammare ad almeno 1.000 m sotto il livello del mare, a causa della forte dislocazione, conseguenza della tettonica pleistocenica (Agate *et alii*, 1993, Fig. 147 e sezioni geologiche in cornice).

Come suggerito dall'interpretazione delle linee sismiche nel Golfo di Castellammare le unità Panormidi si sovrappongono a corpi carbonatici corrispondenti alle unità Trapanesi (Fig. 112 e Catalano *et alii*, 1996, 2011 a, Catalano & Di Maggio, 1996). Tale sovrapposizione tettonica è visibile in affioramento nella Penisola di Capo San Vito dove i terreni panormidi sono chiaramente sovrascorsi

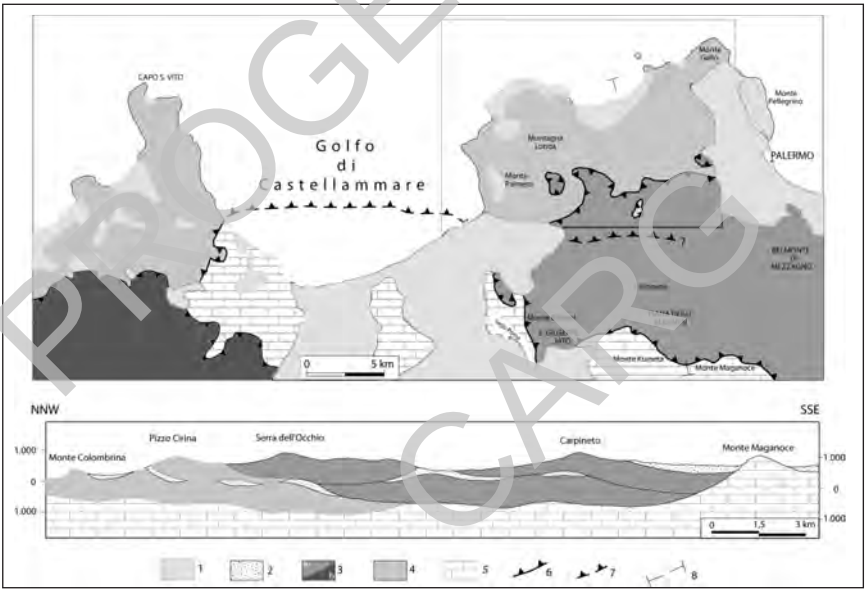



Fig. 154 - *Carta strutturale semplificata del settore nord-occidentale della Sicilia compreso tra i Monti di Palermo e la Penisola di Capo San Vito (fonti: Catalano & Di Maggio, 1996). Il profilo geologico schematico ipotizza la sovrapposizione geometrica e strutturale delle unità Imeresi sulle strutture panormidi e trapanesi. Nella carta si evidenzia la terminazione laterale verso ovest delle unità Imeresi. Legenda: 1. terreni post-orogeni (Pleistocene-Miocene); 2. Unità deformate del flysch Numidico (Miocene inferiore-Oligocene, rappresentate nella sezione geologica); 3. Unità Imeresi (a) e Prepanormidi (b) (Miocene inferiore-Triassico superiore); 4. Unità Panormidi (Miocene inferiore-Triassico superiore); 5. Unità Trapanesi (Miocene inferiore-Triassico superiore); 6. sovrascorrimenti; 7. fronte sepolto delle unità panormidi; 8. traccia della sezione geologica.*

PROGETTO CARG

sulle unità Trapanesi (Giunta & Liguori, 1970, 1972; Broquet & Mascle, 1972; Abate *et alii*, 1991, 1993; Catalano *et alii*, 2011 a, 2012; Zarcone & Di Stefano, 2010). Le unità Panormidi si estendono nell'*offshore* settentrionale siciliano con generale immersione verso nord. I dragaggi (D'Argenio, 1999) dell'alto strutturale della "Barra" (a NE del Foglio) confermano tale attribuzione.

I dati di carattere regionale prima riportati e quelli derivanti dall'analisi del Foglio "Partinico-Mondello" mostrano:

a) l'estensione a scala regionale dell'area di sovrapposizione tettonica delle unità Panormidi su quelle Trapanesi (da Capo San Vito al margine occidentale dei Monti di Palermo, Figg. 112, 154)

b) la costante sovrapposizione delle unità Imeresi sulle unità Trapanesi nei settori meridionali ed orientali dei Monti di Palermo (vedi anche rapporti strutturali nel sottosuolo del Foglio "Palermo");

c) la sovrapposizione tettonica delle unità Imeresi sulle unità Panormidi (Catalano & Di Maggio, 1996) e Trapanesi.

Queste indicazioni sono utili alla comprensione dell'assetto regionale della Sicilia nord-occidentale. Consentono di ricostruire un modello alternativo dell'originaria paleogeografia mesozoica, che nel Mediterraneo centrale appare caratterizzata da una estesa piattaforma carbonatica, limitata verso l'interno (attuale nord-est) da bacini di mare profondo (Imerese e Sicano). Tale modello necessita di ulteriori conferme in relazione ai dati presenti nella regione nord-orientale della Sicilia (Madonie e Nebrodi, vedi Catalano *et alii*, 2004).

## 6. – NEOTETTONICA E SISMICITÀ RECENTE

L'intensa attività tettonica post-messiniana, con cinematica compressiva e trastensivo-distensiva, è evidenziata dai caratteri geometrici della successione plio-pleistocenica riconosciuta nell'*offshore* del Foglio "Partinico-Mondello". L'evoluzione del cuneo sedimentario plio-pleistocenico, in accordo con l'analisi stratigrafico-sequenziale (Agate *et alii*, 1993), appare legata a una forte interazione tra processi eustatici, tettonici e deposizionali.

Il quadro evolutivo degli eventi riconosciuti nell'*offshore* (Fig. 155) si correla con la complessa evoluzione tettonica del margine settentrionale siciliano negli ultimi cinque milioni di anni.

La tettonica compressiva e traspressiva, cui si intercalano fasi distensive o trastensive (Fig. 155), genera l'embricazione dei corpi carbonatici meso-cenozoici (Bornati *et alii*, 1997; Catalano *et alii*, 1998 b, 2000). La stessa si è protratta fino ad oggi (Agate *et alii*, 2000; Giunta *et alii*, 2000).

Successivamente alla deposizione dei Trubi, l'area subisce una subsidenza

PROGETTO CARG

differenziale, attiva fino a 2,4 milioni di anni fa, con settori che si approfondivano rapidamente quali il Bacino di Castellammare o il Bacino di Palermo. Durante questo intervallo, il substrato già deformato è stato interessato da faglie listriche dirette sindeposizionali che determinarono l'apertura di semi-*graben* progressivamente riempiti da sedimenti clastici.

Negli ultimi 500.000 anni l'area risulta tettonicamente ancora attiva, con faglie dirette e trascorrenti che dislocano i depositi del Pleistocene medio, o di età più recente (vedi anche Abate *et alii*, 1991; Nigro & Renda, 2002) affioranti a quote differenti lungo la fascia costiera (Mauz *et alii*, 1997) o sub-affioranti nel settore marino del Foglio (vedi Cap. 3, La tettonica Quaternaria e, inoltre, Agate *et alii*, 1993; 2000 e sezioni geologiche in cornice).

I meccanismi focali compressivi e/o transpressivi degli eventi tellurici registrati a bassa profondità ipocentrale (Fig. 156) nell'*offshore* di Capo San Vito e del Foglio "Partinico-Mondello" (Agate *et alii*, 2000; Giunta *et alii*, 2008) e recentemente verificatisi (nel periodo 1998, 2002 e 2010), suggeriscono che l'attività tettonica attualmente presente nell'area è da imputare ad eventi compressivi

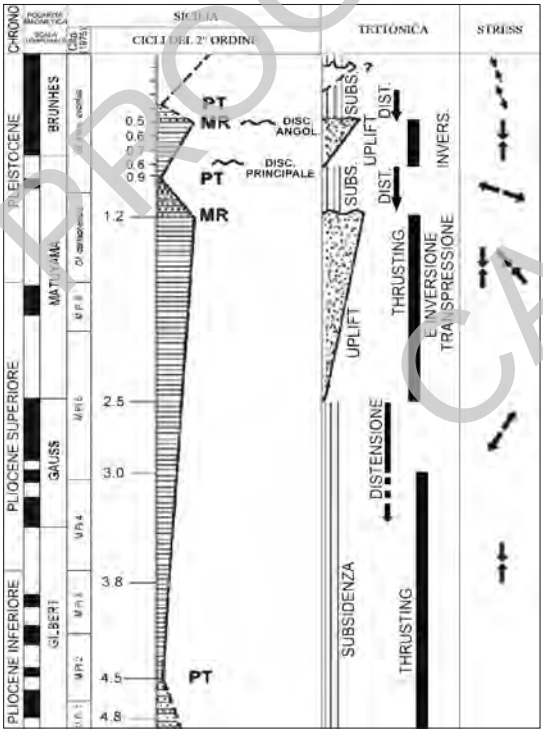



Fig. 155 – *Lo schema riporta il* timing *degli eventi tettonici e l'evoluzione dei cicli di 2° ordine (trasgressione-regressione), riconosciuti nell'*offshore *della Sicilia occidentale nel quadro della recente cronologia del Plio-Pleistocene (modificato da* Agate et alii, *2000).*

PROGETTO CARG

geodinamicamente complessi (Goes *et alii*, 2005; Cuffaro *et alii*, 2011).

Questi eventi potrebbero essere messi in relazione ad un lento sollevamento regionale che interessa la costa e la piattaforma continentale lungo tutta la Sicilia nord-occidentale indicato da Mauz *et alii* (1997) e Di Maggio *et alii* (1999).

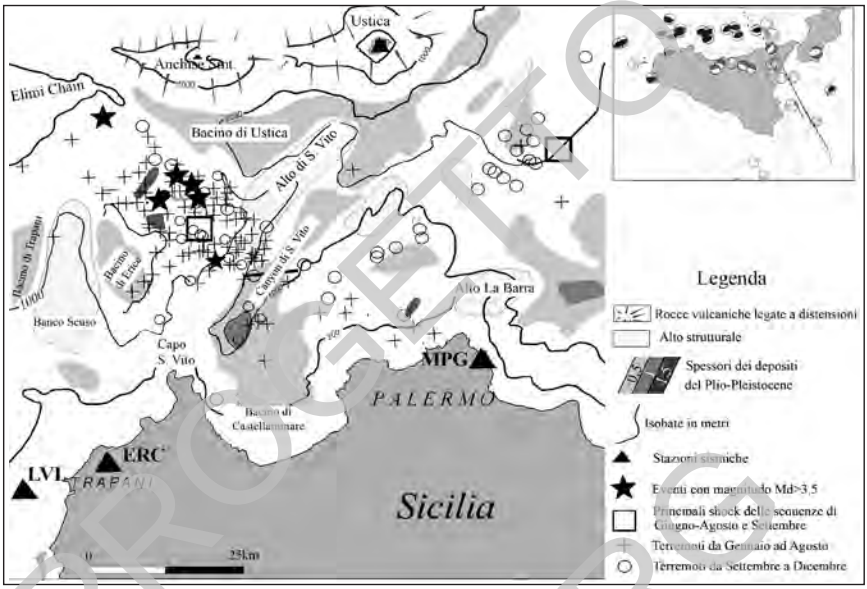



Fig. 156 – *Distribuzione della sismicità verificatasi nell'estate del 1998. Stazioni sismiche: LVI, Levanzo; ERC, Erice; MPG, Monte Pellegrino (modif. da* Agate et alii*, 2000). Nel riquadro sono riportati i meccanismi focali dei principali eventi sismici crostali registrati nell'*offshore *della Sicilia (modif. da* Pondrelli et alii*, 2006).*

PROGETTO CARG

PROGETTO CARG

# IX – SFRUTTAMENTO ANTROPICO DELLE RISORSE GEOLOGICHE

## 1. – RISORSE MINERARIE

L'attività estrattiva nel Foglio "Partinico-Mondello" registra la presenza di alcune cave a cielo aperto principalmente adibite ad estrazione di materiali inerti e da taglio, ma ben poche di esse rimangono oggi in attività.

L'attività estrattiva è documentata sin dal XVI secolo con la presenza di cave per lo sfruttamento di materiali lapidei quali i calcari triassici e giurassici di piattaforma (note commercialmente con le denominazioni locali di "Pietra di Billiemi", "Gallo antico" e "Gallo novello", "Ciaca di Billiemi", "Ciaca di Torretta", "Pietra di Carini", "Pietra di Capaci") per essere utilizzati come pietra ornamentale e, per gli orizzonti migliori, come materiali di pregio per la lastricatura di vie cittadine e per la decorazione di interni per le doviziose committenze nobiliari ed ecclesiastiche di Palermo.

Particolarmente apprezzata come materiale lapideo onnipresente nel centro storico di Palermo è stata, sin dal XVI secolo, la "Pietra di Billiemi", un calcare grigio brecciato in situ (Scopelliti *et alii*, 2009) con venature grigio-biancastre, talvolta bluastre, giallastre o rossastre.

Soprattutto nel secolo XVII, domina in Sicilia l'uso, particolarmente diffuso in ambito gesuitico, dei cosiddetti "marmi mischi, tramischi e rabeschi" (Piazza, 1992; Hills, 1999), cioè dei calcari e diaspri policromi (Montana & Gagliardo-Briuccia, 1998; 2003) utilizzati per l'esecuzione di motivi decorativi ad intarsio,

al fine di ornare con paliotti gli altari e le cappelle l'interno di edifici di culto.

Tra i materiali lapidei per intarsi spiccano le pietre dure che per la loro resistenza agli agenti atmosferici ed all'usura e per le peculiari caratteristiche cromatiche erano impiegati negli intarsi. La maggior parte di essi erano dati da diaspri e/o radiolariti (noti con il termine di "Pietra Ficiligna" come quelle di Altofonte) e da agate (come quelle dei monti sovrastanti gli abitati di Monreale (Scinà, 1818) e di Altofonte (Contino *et alii*, 2010).

Cave inattive ed attive sono presenti in seno alle litofacies calcareo-dolomitiche e/o dolomitiche (Formazione Fanusi). Tali cave, ubicate sia nei dintorni di Palermo a Boccadifalco ed in quelli di Carini estraggono materiale atto ad ottenere malte cementizie da impiegare nell'edilizia, ed inerti per sottofondo stradale.

Tra le pietre tenere erano rinomate gli alabastri calcarei ("Pietra cotognina"), presenti localmente come riempimento di fratture beanti spesso ad andamento sub-verticale.

Le dolomie e/o calcari dolomitici di piattaforma carbonatica (Formazione Sciacca) sono ancor oggi cavate per ottenere malte cementizie da impiegare nell'edilizia, ed inerti per sottofondo stradale. Nei dintorni di Carini è attiva una cava di argilla che estrae le litofacies pelitiche del flysch Numidico.

Lungo i versanti meridionali ed orientali del Monte Gallo hanno insistito alcune cave e diverse aree di escavazione per l'estrazione sia di inerti di basso pregio per usi edilizi (specialmente nelle dolomie e nei calcari dolomitici triassici dell'area di Pizzo Impiso a Marinella), che per la coltivazione di materiali inerti e pietre da taglio a facciavista e per rivestimenti non di pregio a scopi civili (soprattutto nei calcari grigi giurassici, nel settore di Spinasanta).

Le calcareniti pleistoceniche, sino alla prima metà del XX secolo, erano sfruttate per l'estrazione di materiale lapideo di costruzione edile con i nomi commerciali di Pietra di Palermo (dintorni di Palermo) o come materiale inerte.

Al piede dei versanti del complesso montuoso di Monte Gallo si registra anche la presenza di cave storiche nelle arenarie eoliche quaternarie (sintema di Polisano), adibite nei secoli scorsi alla estrazione di materiale per usi edilizi ed ornamentali.

## 2. – TERMALISMO

Indizi di termalismo a bassa entalpia (circa 20°-23°C) sono noti nel settore nord-orientale del Foglio Partinico e, in particolare, in corrispondenza della Piana di Palermo nelle località Villa Scalea e Villa Raffo dove sono presenti alti morfostrutturali del substrato carbonatico (piattaforma Panormide), rispettivamente sepolti ed affioranti, legati a faglie dirette e trastensive.

PROGETTO CARG

## 3. – IDROGEOLOGIA

Successivamente agli studi di Bartolomei *et alii* (1983) e di Catalano *et alii* (1988). Recentemente, sono stati condotti studi idrogeologici di notevole dettaglio in alcuni settori significativi della Sicilia occidentale, ed in particolare nei Monti di Palermo. Alcune porzioni di questi settori investigati ricadono all'interno del Foglio "Partinico-Mondello".

I Monti di Palermo, costituiscono i bacini d'alimentazione degli acquiferi di diverse piane costiere, tra cui la Piana di Palermo e, in parte, la Piana di Partinico.

Nell'edificio idrostrutturale dei Monti di Palermo sono state riconosciute da Contino *et alii* (1998) tre unità tettoniche imeresi (unità Belmonte Mezzagno-Pizzo Mirabella, unità Gradara, unità Monte Saraceno-Monte Cuccio) sovrascorse su altrettante unità tettoniche panormidi (unità Monte Pecoraro-Pizzo Vuturo-Monte Pellegrino, unità Monte Palmeto - Monte Castellaccio, unità Monte Gallo).

Per quanto riguarda lo studio delle manifestazioni sorgentizie rimane fondamentale il volume edito dal Ministero dei Lavori Pubblici nel 1934 (Ministero Dei Lavori Pubblici - Servizio Idrografico, 1934) e, in parte, la monografia relativa alla Carta Idrografica d'Italia, Corsi d'acqua della Sicilia con atlante (Regio Istituto Idrografico, 1909). Nel 1973 fu edito il Piano Regolatore Generale degli Acquedotti (Ministero Dei Lavori Pubblici, 1973), al fine di regolamentare opportunamente gli appresamenti. In tempi più recenti sono stati editati il Piano Regionale di Risanamento delle Acque (Regione Sicilia - Assessorato Territorio e Ambiente, 1987), i piani d'ambito degli ATO idrici siciliani, il rapporto sullo stato dell'irrigazione in Sicilia (Inea, 2000), ed il recentissimo aggiornamento e revisione del piano regolatore generale degli acquedotti (Assessorato Dei Lavori Pubblici, 2006). Altre indicazioni utili sono, infine, reperibili nell'ottavo censimento dell'Industria e dei Servizi (Istat, 2001).

### 3.1. – Unità idrostrutturali ricadenti nel Foglio "Partinico-Mondello"

*Unità idrogeologica Monte Pecoraro-Pizzo Vuturo-Monte Pellegrino (terreni di piattaforma carbonatica)*

Questa unità è suddivisibile nelle idrostrutture di Pizzo Vuturo - Monte Pellegrino (affioranti nei Fogli "Palermo" e "Partinico-Mondello") e di Monte Pecoraro. La prima idrostruttura, con le sue coperture terrigene numidiche, continua in profondità al di sotto delle sovrastanti unità imeresi ed è interessata da un cuneo di intrusione marina che si protende dalla fascia costiera del Monte Pellegrino (Foglio "Palermo"), attraverso il sistema carsico di Santa Rosalia-Valle del Por-

PROGETTO CARG

co, fortemente controllato dalla tettonica, in direzione del Pizzo Vuturo (Foglio "Partinico-Mondello"). Il tasso in cloruri delle acque della falda, risulta più elevato oltre i 7 km di distanza dalla linea di costa, interagendo anche con l'acquifero calcarenitico della Piana di Palermo (Cusimano *et alii*, 1996, Calvi *et alii*, 2000).

*Unità idrogeologica Monte Palmeto-Monte Castellaccio (terreni di piattaforma carbonatica)*

Comprende le idrostrutture di Monte Castellaccio e di Monte Palmeto. La prima ha flusso divergente, in quanto la componente principale alimenta l'acquifero calcarenitico della Piana di Palermo (Piana dei Colli), mentre altre secondarie scendono verso mare (Punta Matese), dove sono presenti diverse emergenze sottomarine, ubicate nella fascia costiera settentrionale, nonché verso il settore orientale della Piana di Carini.

Il settore sud-orientale dell'idrostruttura è interessato da fenomeni di salinizzazione legati all'ingressione di acqua di mare attraverso l'idrostruttura di Pizzo Vuturo-Monte Pellegrino (Cusimano *et alii*, 1996). La seconda, Monte Palmeto, costituisce un mega*klippe* con flusso idrico diretto verso SO, che origina diversi recapiti a mare, come confermano le numerose emergenze sorgentizie sottomarine.

*Unità idrogeologica Monte Gallo (terreni di piattaforma carbonatica)*

Questa unità presenta flusso idrico diretto sia verso la Piana dei Colli, sia verso la fascia costiera dove sono note emergenze sottomarine. Il sistema altamente sviluppato di cavità carsiche permette l'intrusione marina, come confermano le alte concentrazioni di $Cl^-$ presenti nelle acque emunte dai pozzi che captano direttamente l'acquifero carbonatico (Calvi *et alii*, 2001).

*Unità idrogeologica Belmonte Mezzagno-Pizzo Mirabella (terreni di mare profondo)*

L'unità presenta un flusso idrico predominante verso NO che si manifesta attraverso varie zone principali di recapito delle quali solo quella ubicata lungo il lineamento strutturale di Altofonte-Villagrazia, rientra nel Foglio "Partinico-Mondello". Nel complesso, queste emergenze hanno una buona resa, raggiungendo complessivamente portate >1000 l/s.

PROGETTO CARG

L'unità idrostrutturale è ritagliata da un sistema di faglie traspressive destre ad alto angolo ad andamento E-O e/o ENE-OSO (Avellone & Barchi, 2003).

La vulnerabilità dell'idrostruttura è elevata, sia per le condizioni dell'infiltrazione (in assenza di coperture silicoclastiche o terrigene o eluvio-colluviali, direttamente nel sistema di fratture e rete carsica), sia per la velocità del flusso sotterraneo, sia per la probabile ridottissima o nulla capacità di autodepurazione dell'insaturo. I centri di pericolo principali sono costituiti sia dai centri urbani (Altofonte) e relativi sobborghi, che dalle numerose vie di attraversamento.

*Unità idrogeologica Monte Gradara (terreni di mare profondo)*

Questa unità costituita dall'idrostruttura di Monte Gradara presenta flusso idrico predominante S-N, con una componente verso NNO in direzione della sovrastante unità idrogeologica e, in particolare, dell'idrostruttura Monte Saraceno con la quale, con tutta probabilità è in collegamento idraulico (Contino *et alii*, 1999).

*Unità idrogeologica Monte Saraceno-Monte Cuccio (terreni di mare profondo)*

L'unità comprende due idrostrutture singole: Monte Saraceno, che è un "*megaklippe*" totalmente isolato da un punto di vista idraulico (Contino *et alii*, 1998) e Monte Cuccio-Monte Gibilmesi. Nel suo complesso, l'idrostruttura di Monte Cuccio rappresenta un grande sinclinorio, ritagliato da faglie dirette e trascorrenti, tamponato dalle argille impermeabili del flysch Numidico sia ad E (Piana di Palermo) e SE (bacino dell'Oreto), zone di scarico delle acque sotterranee che si manifestano nelle sorgenti di S. Martino delle Scale, di Monreale, Baida-Boccadifalco e del Gabriele.

L'idrostruttura è limitata alla base dal contatto stratigrafico (spesso tettonizzato) tra il complesso calcareo-marnoso (Formazione Mufara) a bassa o quasi nulla permeabilità (10-7 m/s a 10-9 m/s), e il sovrastante complesso calcareo-dolomitico (formazioni Scillato e Fanusi), permeabile per fratturazione e subordinatamente per carsismo. Dall'idrostruttura scaturiscono anche emergenze mineralizzate come quelle fredda di Acqua Baida (Baida).

*Gli acquiferi delle Piane costiere (Piana di Palermo p. p. e Piana di Partinico).*

Nelle aree di piana costiera sono stati riconosciuti due acquiferi in successione

PROGETTO CARG

verticale (Cusimano & Liguori, 1980; Calvi *et alii*, 2000) costituiti: da calcareniti organogene. Nel settore settentrionale della Piana di Palermo e nella Piana di Partinico, tra i due acquiferi, sono interposti depositi terrigeni del flysch Numidico.

*Gli acquiferi multifalda del complesso alluvionale*

Negli alvei dei corsi d'acqua attuali sono presenti acquiferi multifalda in seno al complesso alluvionale che vengono captati da pozzi, per lo più a grande diametro. La frequenza di orizzonti lenticolari siltoso-argillosi nei tratti fluviali a bassa inclinazione e verso la costa, determina una separazione di livelli a diversa permeabilità e potenza, in quanto la falda ospitata in tali materiali è irregolarmente suddivisa in una serie di corpi idrici sovrapposti la cui quota piezometrica è molto variabile con evidenti ricadute anche per la produttività idrica.

Nella valle dell'Oreto sono presenti depositi alluvionali terrazzati del Pleistocene medio-superiore che ospitano nel loro seno acquiferi multifalda di una certa rilevanza.

PROGETTO CARG

## X – EXPLANATORY NOTES. ABSTRACT

The 594-585 "Partinico-Mondello" Map Sheet 1:50.000 includes marine and land areas of the topographic map sheet "Partinico" and "Mondello".

The map sheet "Partinico-Mondello" (Palermo Province) covers a part of the Sicily Fold and Thrust Belt (FTB) which has developed along the plate boundary between Africa and Europe in the Central Mediterranean.

The Sicily FTB links the African Maghrebides to the Calabrian arc and the Southern Apennines. The FTB and its submerged western and northern extensions are partly located between the Sardinia block and the Pelagian-Ionian sector, and partly beneath the central southern Tyrrhenian Sea.

In this sector of the Mediterranean area, the main compressional movements, after the Paleogene Alpine orogeny, began with the latest Oligocene-Early Miocene counterclockwise rotation of Corsica-Sardinia, believed to represent a volcanic arc, and its collision with the African continental margin. Thrusting occurred in connection with the westward subduction of the Adriatic and Ionian lithosphere beneath the Corsica-Sardinia block.

Today, a westward subduction is indicated by a North-dipping Benioff zone, as deep as 400 km, west of Calabria and the Apennines, and the related calc-alkaline volcanism in the Eolian Islands. Subduction and thrusting are contemporaneous with a back arc-type extension in the Tyrrhenian Sea.

PROGETTO CARG

## LAND AREAS

### Geomorphology

The geomorphological evolution of the studied area has been controlled by strong down-cutting and dismantling processes that have produced both the erosion of thick volumes of very recent terrigenous deposits and the exhumation of older rocks. Due to tectonic uplifting, these deepening processes are developed intensively on "soft rocks" (Numidian flysch clayey deposits), producing large river valleys whose slopes are affected by water erosion and surficial landslides (Nocella and Oreto rivers); erosion has slowed down considerably along the more resistant Mesozoic-Tertiary carbonate rock units of the wide ranges of the Palermo Mountains. In the present-day, relicted planation surfaces and abandoned valleys, fault/fault-line scarps and karst "dolines" and "poljes" occur in the mountainous areas. On the other hand, the geomorphological setting of the coastal areas has been influenced by important Quaternary extensional tectonics that were at the origin of the lowering of the northern sectors of the Sicilian chain submerged by the Tyrrhenian Sea and invaded by coastal marine depositions (Marsala synthem). Uplifting, involving also the subsided blocks, together with sea level variations, has led to the progressive withdrawal of the sea that originated a succession of marine terraces, Tarantian-Latest Pleistocene in age, followed by the emersion of the present-day coastal depressions (Partinico, Carini and Palermo plains). During the Upper Pleistocene to Holocene, the uplifting rates reach values between about 0,08 and 0,15 m/kyr.

### Stratigraphy

The carbonate and terrigenous rock facies analysis and stratigraphy has led to the reconaissance of large Paleozoic to Miocene sedimentary units pertaining to different crustal paleogeographic domains: the former developed along the Pelagian (African) passive continental margin and the adjacent Tethyan Ocean.

The "Tethyan" successions correspond to the deep sea, clayey carbonate and volcanoclastic rocks known to have been deposited in the Sicilide Domain. The passive continental margin, rock units are Meso-Cenozoic shallow water carbonates, deep water carbonates and siliceous rocks that were deposited in some domains, locally known as Panormide, Trapanese and Imerese. The terrigenous evaporitic and clastic-carbonate rocks, Miocene to Pleistocene in age, formed during the foredeep evolution of the Sicilian FTB. A detailed stratigraphy of the rock-successions is summarized in the next paragraph (see map Legend of the sheet).

PROGETTO CARG

Quaternary continental (mostly) and marine deposits have been mapped as unconformity-bounded, stratigraphic units limited by lower and upper unconformity surfaces, locally marked by palaeosols, due to erosion/depositional phenomena, marine/sub-aerial processes or non depositional events. In place, the upper boundary is the present-day topographic surface. The detection of some unconformity surfaces of regional extent allowed us to define several synthems here described from the older ones. The Marsala synthem is a Lower Pleistocene rock unit of marine/coastal deposits, with abundant fossils; its lower boundary is a marine erosion surface cut into pre-Quaternary rocks. The Piana di Partinico synthem is made up of marine/coastal deposits located above a number of marine terrace surfaces, related to sea-high, stand phases of the Middle Pleistocene (Oxygen Isotope Stages – OISs - 17-7); its lower boundary is a wave cut platform carved into the Marsala synthem or some pre-Quaternary rocks. The Polisano synthem is made up of aeolian sandstones and sands with intercalations of breccia talus, late Middle Pleistocene in age (OIS 6); its lower boundary is a non-depositional surface at the top of the Piana di Partinico synthem or older rocks. The Oreto and Jato synthems are made up of Middle – Upper Pleistocene mainly fluvial deposits located on river terrace surfaces; their lower boundary is a stream erosion surface. The Monreale synthem consists of Middle Pleistocene carbonate speleothems (mainly travertines); its lower boundary is a subaerial erosion surface cut both into the Marsala synthem or into the pre-Quaternary rocks. The Barcarello synthem encompasses marine/coastal conglomerates and arenites, with a rich warm-temperate "Senegal fauna" including Strombus bubonius; the unit is located above two orders of marine terrace (OISs 5e and 5c or 5a) and laterally passes into welded colluvial deposits whose age is correlated to the OIS 5. The lower boundary of the Barcarello synthem is a marine abrasion surface, laterally extending into a continental erosion surface; the latter cuts the Polisano synthem or older rocks. The Raffo Rosso synthem consists of aeolian sandstones and sands, colluvial or gravitational deposits and thick stratified slope deposits of the last glacial climatic event (OISs 4-2); the lower boundary is a non-depositional surface located at the top of the Barcarello synthem or older rocks. The Capo Plaia synthem is made up of coastal to continental deposits of the last glacial climatic event end – Holocene age (OISs 2-1); it is comprised in the lower boundary, formed by variously originated erosion or non-depositional surfaces and the topographic surface.

### Structural grain

The geological map has been compiled following stratigraphic and structural criteria, suggested by the CARG rules. Following the carbonate and terrigenous

PROGETTO CARG

facies analysis, already carried out in western Sicily during the eighties and nineties, large Paleozoic to Cenozoic sedimentary units were identified. These bodies, detached from their basement, progressively accreted in a pile of tectonic units and are now exposed in the Sicilian FTB. To define the extension and setting of the mentioned units versus their internal facies pattern, we have used the term Structural – Stratigraphic units (USS). The USS are bounded by clear mappable tectonic features (faults, thrust surface, etc.) and each one is characterized by homogeneous lithologies and similar structural behaviours and settings.

The outcropping tectonic edifice in the "Partinico-Mondello" geological map sheet is formed by some USS that, locally, can be subdivided into tectonic units of minor order mapped on the basis of their tectonic relationships. The following USS have been identified from the geometrically highest and most internal ones in the "Partinico-Mondeòlo" tectonic edifice:

1) the USS deriving from the deformation of the Imerese Domain and its overlying Numidian flysch basin. The units outcrop in the central southern sector of the geological sheet and are Meso-Cenozoic deep water carbonates deformed together with their Oligo-Miocene Numidian flysch cover. The latter is detached from its carbonate substrate. Among them:

- USS Meccini;
- USS Sagana – Belmonte Mezzagno.

The latter has been separated into three subunits based on the occurrence of some décollment surfaces (low and high angle) that put in evidence the deformation (thickening) of the rock succession: a) Cuccio-Saraceno is the highest in the stack; b) Gradara and c) Pizzuta-Santa Cristina are widespread in the southern sectors. The lowest in the stack (the Pizzuta-Santa Cristina unit) overthrusts the Trapanese carbonate Platform units as is clearly shown in the Monte Kumeta Ridge located to the south in the adjacent Corleone sheet map.

2) The USS deriving from the deformation of the Panormide Domain consist of Meso-Cenozoic shelf to pelagic carbonates including their unconformably overlying ‚Numidian flysch cover that is, often detached from its substrate. Three main USS have been distinguished and divided, in turn, into subunits:

- Gallo- Palmeto USS consisting of the Palmeto and Gallo subunits
- Cozzo di Lupo USS, formed by the shelf to margin carbonates of the Panormide Platform, is geometrically underlying the Gallo-Palmeto unit. It has been divided into: the Cala Rossa subunit, occurring in the coastal zone of Terrasini and the Vuturo subunit outcropping in the hilly neighbourhood of Palermo and Torretta.
- Pecoraro-Colombrina USS. The Unit outcrops in the hills of Monte Pecoraio, Montagna Longa, Monte Colombrina, Cozzo Muletta, Torre Pozzillo near the town of Carini.

PROGETTO CARG

*Structural evolution*

The tectonic edifice outcropping and buried beneath the "Partinico-Mondello" map sheet is the result of several deformational events that have taken place since the Triassic, deforming the sedimentary successions deposited during the Mesozoic-Pleistocene in different ways. Two main events took place during the Miocene and Pleistocene time interval. They are respectively characterized by compression and transpression. Contraction, originally involved internal domains of the continental margin whose deep water mesocenozoic carbonates formed the structurally highest tectonic units in the chain. The occurrence of intrastratal decollement gave origin also to the duplex geometries. Since the Messinian, the deformation has gone into depth, progressively involving the carbonate platform rock body in large E-W antiforms that were successively (during Late Pliocene) folded by NE-SW structures. The transpressional event is proved by NNW-SSE and NE-SW transcurrent and transpressive structures (dextral); it involves the deep-seated carbonate platform-forming fold structures and severe uplifting that induces reimbrication in the overlying Imerese deep-water units. This transpressive event accompanies the paleomagnetically evidenced thrust rotations between the Late Miocene and the Early Pleistocene. An abruplt change in the tectonic transport direction of the two compressional structure systems is explained taking in account the 120° clockwise rotation based on the paleomagnetically results of Channeli *et alii* (1980, 1990); Speranza *et alii* (2000). As a consequence the present day outcropping structural attitude of the structures (and consequently of the deformation fields) do not coincide with the original trends. The compressional and traspressional structures are down faulted northwards by the extensional tectonics.

After the detachment from their crystalline basement, the original sedimentary bodies were progressively accreted in a pile of tectonic units now exposed in the Sicilian Fold and Thrust Belt.

## MARINE AREAS

The morphological environments from the beach and the foreshore, through to the outer shelf, upper slope and confined slope basin settings are part of the marine area.

The area shows a lateral gradation from the fluvially – (i.e. small mountainous rivers) dominated Castellammare Gulf shelf to the sediment – starved Carini Bay.

Important physiographic changes, as shelf width and gradient and different coast orientations, characterize the continental shelf and slope and influence the

PROGETTO CARG

hydrodynamic processes (wave activity and shelf current patterns).

The physiographic sectors that have been recognised are, from the West: 1) the eastern parts of the gulf of Castellammare, 2) the shelf of the Carini Bay and 3) the inner shelf of the Mondello Bay.

The shelf shows width values ranging from the 8,0 km of the gulf of Castellammare to the 10 km of the Carini Bay, whereas gradient values range between 0,4° and 1,35°. The shelf edge, located at water depths between 120 m and 160 m, rises to lower depths at the canyon heads.

The continental shelf has been subdivided into an inner infralittoral domain down to a 30 – 35 m water depth and an outer shelf domain, extending to the shelf edge. Off Cape Rama, the seaward boundary between the inner and the outer shelf is marked by a break of slope and by the occurrence of several small wave – cut marine terraces; in the Carini Bay, a paleoshoreline, between a depth of 100 m - 110, divides the shelf into an outer smooth sector and in an inner rough area, where paleoriver valleys occur.

Dominant morphological features within the eastern Castellammare Gulf are the submarine erosive conduits that intercept the dominant littoral drift from the west to the north-west. The heads of the Castellammare conduits are characterized by severe episodes of retrogressive failure and incised by small gullies. Erosional chutes deeply cut the sedimentary cover of the Carini slope.

## Seismostratigraphy and stratigraphic setting

The Plio – Pleistocene buried sedimentary succession has been investigated by means of a close grid of single and multichannel seismic lines.

Overall, three seismic units (PL, PQ and STDQ) have been distinguished.

The PL seismic unit unconformably overlies a pronounced, erosive unconformity (reflector Y) that has been correlated to the extensive Messinian horizon, generated during the last phases of the Mediterranean Salinity Crisis (5.5 Ma b. P.).

The PL seismic unit has been interpreted as being made up of Globigerina – bearing pelagic chalk (Trubi) and the Upper (?) Pliocene slope to shelfal deposits, pertain to the “marnoso arenacea del Belice”.

The PQ seismic unit has been correlated with the regressive Pleistocene deposits, bounded below to the x horizon, corresponding to the lower boundary of the Marsala synthem and topped by the regional-wide, erosional truncation related to the last glacioeustatic sea level fall, correlable with the $\delta^{18}O$ isotopic stage 2.

In the stratigraphic section, transversal to the coastline, the Late Pleistocene to Holocene STDQ shows a sigmoidal to tabular geometry; the depositional sequence consists of a Falling Stage and a Lowstand Systems Tract with a progradational pattern controlling a relevant outward-building of the shelf margin and

PROGETTO CARG

a sedimentary wedge, of variable thickness, made up of the Transgressive (TST) and the Highstand (HST) Systems Tracts.

The TST, developed during the Holocene sea level rise, shows a retrogradational stacking pattern of three small parasequences, well defined in the eastern sectors of the Castellammare shelf but more condensed in the Carini Bay; here, the Holocene sea level stillstands have been recorded by three orders of submerged paleo-shorelines.

The HST, deposited during the last 6 ka b.P., shows aggradational to faintly progradational geometries, related to the development of a deltaic to littoral depositional system.

In the inner continental shelf of the eastern Castellammare Gulf, seismic facies, like "migrating waves" and acoustic wipe – out, suggest sedimentary instability and gas expulsion phenomena.

Along the upper slope, an extensive slope to turbiditic system, characterized by erosive conduits and scattered mass wasting deposits, developed during the Late Pleistocene to Holocene.

*Surficial sediments of the continental shelf and slope*

The continental shelf and slope of the "Partinico – Mondello" sheet are veneered with unconsolidated, late Holocene in age, terrigenous and carbonate clastic and biogenic sediments.

Deposits are composed of quarzose sands, relictic? Pleistocene and older carbonate particles, abundant biogenic carbonate granules and algal-coated grains.

In the outer shelf and the upper slope seafloors, deposits are predominantly fine to very fine grained (silts and silty clays). The inner shelf seafloors are veneered by a mixture of very coarse to fine sands, silts and clays, showing a general trend of decreasing size in a general seaward direction.

According to the sedimentary and the morphological features, four different depositional systems have been distinguished: foreshore depositional systems, inner shelf depositional systems, outer shelf depositional systems and upper slope depositional systems, mapped as g8, g19, g21, m2 respectively.

The systems are laterally gradational and linked by a variety of sedimentary processes. Shallow marine environments (up to 50 m of water depth) are generally characterized, in the Castellammare Gulf, by terrigenous and carbonate clastic sediments supplied by rivers or coastal erosion; in the Carini Bay and in the inner shelf of Mondello, biogenic sediments prevail.

The most important facies of the infralittoral domain consists of *Posidonia oceanica* and *Cymodocea nodosa* meadows that extensively cover the rocky substrate or the sandy floors the first, muddy floors the latter.

PROGETTO CARG

Tectonic evolution of the offshore areas

The present day structural setting reconstructed in the Castellammare basin and Palermo salient marine sectors appears correlatable to the tectonic edifice depicted on the mainland: it has been interpreted as a consequence of a complex Neogene to Quaternary tectonic evolution. The compressive tectonics, responsible for the wedging of the present day submerged thrust sheets, developed during the Late Miocene span interval. This event was followed by transpressive tectonics that faulted and folded the Late Neogene to Pliocene infill by activation of deep, high-angle faults.

During the Pleistocene, extensional tectonics accounted for opening and subsidence of structural lows.

Present day active tectonics are still going on, as documented by compressive-transpressive focal mechanisms of shallow to deep, low amplitude earthquakes occurring along the offshore between the Sicily coast and Ustica Island. A few middle-late Pleistocene marine terraces outcropping along the coast at different levels suggest a prolonged, faintly tectonic uplift.

On the whole, the Plio-Quaternary geological evolution of the offshore area appears constrained by a deep interaction between tectonics, eustatic sea level changes and sediment supply, recorded by strain features and enhanced unconformities crossing the basin fill.

PROGETTO CARG

## 1. LEGEND OF THE GEOLOGICAL MAP

### SUBMERGED QUATERNARY DEPOSITS

#### Shorface Deposits (g8)

*Mondello Bay depositional system*

Medium to fine bioclastic sands, very coarse to fine lithoclastic sands, forming patches and coastline-parallel ribbons, characterised by the presence of *Cymodocea nodosa* and *Posidonia oceanica* meadows.

#### Inner continental shelf deposits (g19)

*Carini Bay and Corallo Bay depositional system*

Coarse to medium bioclastic sands, forming patches and coastline – parallel strings, located on erosional pockets into the rocky substrate. Diffuse presence of *Cymodocea nodosa* meadows and *Posidonia oceanica* (recif barriers).

*Castellammare Gulf depositional system*

Medium to fine terrigenous sands and silty muds, organised to form coastline-parallel strings; very coarse to medium bioclastic sands, forming patches and strings, located onto wave-cut terraces, between Cape Rama and Punta Molinazzo, characterised by extensive fields of transverse 2-D dunes and sand waves. Diffuse presence of *Cymodocea nodosa* meadows; on the rocky substrates, wide coverage of *Posidonia oceanica* and epiphytic flora, green and brown algae.

OUTER CONTINENTAL SHELF DEPOSITS (g21)

*Carini Bay depositional system*

Litho – and bioclastic medium to fine sands, organised to form sheets and blankets, located onto wave-cut terraces.

*Castellammare Gulf depositional system*

Silty sands, muds and clays, organised to form sheets, blanket the sea floor on the outer shelf. This facies association is interpreted to record deposition in an open marine setting, below storm wave base (-25 m).Thickness: 2,0 – 4,0 m.

CONTINENTAL SLOPE DEPOSITS (m2)

Bioturbated and massive grey muds, with sparse shell fragments and calcareous, variably interbedded with thin, fine to very fine sands. This facies association, forming tabular and thinning seaward wedge – shaped units is interpreted to record deposition in an upper continental slope setting, below the shelf break.

## OUTCROPPING QUATERNARY DEPOSITS

***Capo Plaia synthem*** (AFL)

Landslide deposits ($AFL_{a1}$), scree cones occurring primarily as detritus and poor sorted materials of variable thickness (a3), alluvial canalised deposits (b) and fluvial terraces (bn), constituted by gravels, sands and silts, poor cemented eluvial products and colluvial deposits (b2) with paleosoils, aeolian deposits (d), shoreface deposits (g2). The lower boundary is a subaerial erosional unconformity onto RFR or more ancient successions, laterally passing to a surface of non deposition onto RFR. The upper boundary is represented by the present-day topographic surface. The synthem is datable to the temporal interval comprised between the end of the glacial expansion (15 kyr b.P) and the Recent (isotopic stages $\delta\ ^{18}O$ 1-2).

UPPER PLEISTOCENE-HOLOCENE

PROGETTO CARG

***Raffo Rosso synthem*** (RFR)

Scree cones occurring primarily as stratified detritus and poor sorted sub-rounded and angular pebbles and boulders materials, alternating with paleosols, aeolian deposits (sandstones and calcarenites). Outcrops of stratigraphic significance have been mapped. The lower boundary is a disconformity onto pre-Quaternary and Quaternary deposits; the upper boundary is the subaerial erosional unconformity at the base of the Capo Plaia synthem or the actual paleosol horizon.
UPPER PLEISTOCENE

***Barcarello synthem*** (SIT)

Calcarenites, bioclastic calcirudites with cross – bedded sandy levels, red – yellowish poor-sorted coarse sands, bioclastic conglomerates with warm faunal assemblage (*Strombus bubonius*), echinoids, corals and molluscs (*Patella ferruginea*), paleosoils. Along the coasts, these littoral deposits laterally pass to the colluvial deposits (*terre rosse*), with reoriented pebbles (stoneline), with land gastropods and mammals assemblage pertaining to the *Elephas mnaidriensis*. The littoral deposits are located above the sea level (maximum elevations + 20 m). The lower boundary is a marine erosional surface, relatable landward to a subaerial unconformity onto BLT or oldest units. The upper boundary is a non-deposition surface or a subaerial unconformity.
TYRRHENIAN

***Oreto River synthem***

Fluvial deposits (conglomerates, rudites and sands, thickness up to 3,5 m) related to fluvial terraces, formed during falling stages of the base level. Discordant lower boundary onto pre- Quaternary and Quaternary deposits, sometime scoured by soils.
MIDDLE TO UPPER PLEISTOCENE

*Mandracchi subsynthem* ($REO_2$): stratified deposits made up of rounded, sub-rounded and very angular pebbles and boulders, with a sandy-silty matrix, alternating with silty sands and brown-yellowish silts. Apparent thickness range and height from the shore: 10-15 m.

*Aquino subsynthem* ($REO_1$): stratified and/or lenticular deposits made up of encroached, rounded, sub-rounded and very angular pebbles and boulders, with

PROGETTO CARG

a sandy-silty matrix, thicker than 20 m, with intecalations or lateral passages to planparallel to cross-bedded stratified sands. Presence of silty clays, with plant fossils and coal laminites. Apparent thickness ranges from 20 m up to 30 m; height from the shore: 40-50 m.

**Jato River synthem** (SJT)

Terraced fluvial deposits: conglomerates, sands and silts. The lower boundary is a regressive surface of fluvial erosion; the upper boundary is a non-deposition surface.
MIDDLE-UPPER PLEISTOCENE (OIS 7)

**Monreale synthem** (NRO)

Continental crust-like deposits (autochthonous phytohermal and phytoclastic travertines, organised in massive or badly stratified tabular bodies, occasionally draping the underlying substrate), vertically or laterally passing to the deposits pertaining to the Oreto River synthem. Presence of a rich fossil flora and of paleosoils with fossil mammalofauna (*Elephas mnaidriensis* complex). The lower boundary is a disconformity onto pre-Quaternary and Quaternary deposits; the upper boundary is the subaerial erosional unconformity at the base of the Capo Plaia synthem or the actual paleosol horizon.Maximum thickness: 50 m.
MIDDLE - UPPER PLEISTOCENE.

***Polisano synthem*** (BLT)

Sandstones, quartz-sands, cross - bedded and cross – laminated aeolian calcarenites, colluvial reddish to brown sands and silts, with intercalated ruditic layers. These deposits are located along coast, forming coastal dunes or climbing dunes. Outcrops of stratigraphic significance have been mapped (▲2, 3).

The lower boundary is a non – deposition surface or a subaerial unconformity on the top of SNP, the Palermo calcarenites and /or on the mesozoic carbonates; the upper boundary is a marine erosional surface, Eutyrrhenian in age. Thickness range: 1 – 8 metres.
MIDDLE PLEISTOCENE (OIS 6)

PROGETTO CARG

***Piana di Partinico synthem***

Clays, sands and plan-parallel laminates arenites, conglomerates, deposited on outcropping marine terraces. Littoral and continental deposits, located onto ancient wave – cut terraces, or preserved within marine caves or karst hollows. The unit is comprised between a lower marine erosional surface, scoured on MRS or oldest successions, and an upper surface of non – deposition or a subaerial unconformity, healed by the deposits of the Polisano synthem. Thickness: 1 – 10 m. MIDDLE PLEISTOCENE.

*Tommaso Natale subsynthem* ($SNP_2$)

Yellowish bioclastic calcarenites and calcirudites, with bivalves and gastropoda; breccias, sands and reddish silts, with mammals fauna. The lower boundary is a composite surface, formed of a series of marine erosional surfaces, scoured in the bedrock during scoured onto the oldest units; the upper boundary is a non – deposition surface, at the base of the aeolian deposits of BLT, or the topographic surface. Absolute age: 200 – 250 ka bP.

*Piana di Sopra subsynthem* ($SNP_1$)

Conglomerates and shoreface sandstones, rehandled paleosoils with a rich mammals fauna (*Elephas falconeri* faunal assemblage), located within tidal notches, marine caves and marine terraces. The lower boundary is a marine erosional surface, while the upper boundary is a subaerial unconformity.

***Marsala synthem***

*Castellammare calcarenites and sands* ($MRS_C$)

Cross-stratified yellow to orange-reddish biocalcarenites, organized in dm-sized strata, containing benthic foraminifera, planktonic foraminifera (*Globoratalia truncatulinoides excelsa*), and algae fragments; conglomerates with sandy matrix, and white silty sands with lamellibranches (*Pecten* sp., *Chalmys* sp., *Ostrea* sp., *Cardium* sp.,) and gastropods. Locally, cemented tempestites.

At Nocella River the "Argille di Ficarazzi" ($MRS_e$) outcrops. Thickness: 20 – 50 m. Depositional environment: inner shelf, littoral and sublittoral zones. CALABRIAN (*Emilian* p.p.-*Sicilian*)

*Palermo calcarenites* ($MRS_d$)

Cross- stratified white to yellow-reddish calcarenites and calcirudites, calcarenites and yellowish bioclastic sands, containing molluscs, ostracods, echinoid spines, benthic foraminifera, and gastropods. Locally, conglomerates, with sandy

PROGETTO CARG

matrix have been recognised. The synthem is bounded by a unconformity surface, scoured on the pre – Quaternary succession, and, at the top, by a marine erosional surface.Thickness range: few meters (in outcrops); 80 meters, in boreholes. Depositional environment: inner shelf, littoral and sublittoral zones.
CALABRIAN (*Emilian* p.p.-*Sicilian*)

PLIO-PLEISTOCENE SYNTECTONIC DEPOSITS

***Marnoso-arenacea del Belice formation*** (BLC)

Grey silty claystones, passing upward to ligth brown clayey sands with interbedded calcarenites and graded sandstones, with bivalves and echinoderms. Planktonic foraminifera, pertaining to the MPL 4b – MPL 6 biozones and calcareous nannofossils pertaining to MNN 16a – MNN 19b biozones. Maximum thickness: 40 meters. The lower boundary is a paraconformity surface at the top of the underlying TRB. Environments: Turbiditic basin margin.
PIACENTIAN-GELASIAN

***Trubi*** (TRB)

White marls and marly limestones, with planktonic foraminifera (*Sphaeroidinellopsis* – MPL 1, *Globorotalia margaritae* - MPL 2 biozones) passing upwards to grey-green and whitish sandy and clayey marls (*Globorotalia margaritae* and *Globorotalia puncticulata* - MPL 3, *Globorotalia puncticulata* - MPL 4 biozones). The thickness is from 5 to 30 m. Lower boundary is an erosional truncation on FYN or on the Mesozoic carbonate substrate. Bathyal environment.
ZANCLEAN

***Castellana Sicula formation*** (SIC)

Shales and sandy marls with pyrite and glauconite, alternating to rare friable arenites, with planktonic foraminifera (*Neogloboquadrina acostaensis* biozone, MMi11). The thickness is few meters. Lower boundary is unconformity on $FYN_2$.
UPPER SERRAVALLIAN-LOWER TORTONIAN

PROGETTO CARG

## OLIGOCENE-MIOCENE

### Numidian flysch basin deposits

***Tavernola formation*** (TAV)

Grey-greenish marls and pelites with abundant glauconite and planktonic foraminifers (*Globoquadrina dehiscens dehiscens-Catapsydrax dissimilis, Globigerinoides trilobus* and *Praeorbulina glomerosa* s.l. biozones) and calcareous nannofossils with markers of the MNN 1-d, MNN 4a, MNN5a biozones. The outcropping thickness is 30 m. Lower boundary locally disharmonic or in paraconformity on FYN. Slope and turbidite fan environment.
UPPER AQUITANIAN-LANGHIAN p.p.

***Numidian flysch*** (FYN)

Pelites and clayey pelites with interbedded arenaceous layers ($FYN_a$), biocalcarenites and carbonate megabreccias, quartzarenitic strata, microconglomeratic layers and sandy clayey siltstones.
UPPER OLIGOCENE-LOWER MIOCENE
*Geraci Siculo member* ($FYN_5$)
Quartzarenitic strata and yellowish sandstones with interbedded shales and clayey sands with variable thickness. In the quartzarenitic layers ($FYN_{5a}$) microconglomeratic levels occur. The poor fossil content includes agglutinative planktonic foraminifers (*Globigerina angulisuturalis, Globigerinoides* spp. and rare *Praeorbulina* spp.). The emerging thickness is about 50. Lower boundary gradual or uncertain on $FYN_2$ or mechanical surface on the underlying deposits. Submarine fan environment.
UPPER OLIGOCENE-BURDIGALIAN
*Portella Colla member* ($FYN_2$)

Brown Mn-rich parallel laminated pelites with arenaceous and planktonic foraminifers (*Globorotalia opima opima* biozone), alternating with siltstones and fine arenites and channalized quartzarenitic and/or quartz-conglomeratic layers ($FYN_{2a}$). On the bottom frequent lens of resedimented biocalcarenites with macroforaminifers (*Lepidocyclina* spp.). In the upper part not mapped carbonate megabreccias ($FYN_{2c}$), outcropping at the south of Carini, at M. Mirto, M. Cuccio and Piano Margi. Thickness from few tens to 300 m. Lower boundary, if emerging, is unconformity on the Paleogene Imerese substrate, or detachment or disharmonic on the Mesozoic Panormide carbonate deposits. Slope-to-basin environment.
CHATTIAN- LOWER AQUITANIAN

PROGETTO CARG

TRIASSIC–OLIGOCENE

IMERESE BASIN SUCCESSION

***Caltavuturo formation*** (CAL)

Calcilutites and marly limestones alternating with clayey marls, sometimes scaly, pomace-red, pink and white with parallel laminae and chert nodules. Fauna is represented by planktonic foraminifers (*Morozovella velascoensis, Morozovella formosa formosa, M. aragonensis*, *Turborotalia cerroazulensis* biozones) radiolarians and sponge spicules, calcareous nannofossils (NP9, NP14-NP20 and NP23 biozones). Interbedded metric lens of biocalcarenites with foraminifers (*Nummulites partschi, Nummulites praelucasi, Lepidocyclina* sp.). Thickness is from 50 to 130 m. Lower boundary is unconformity on $CRI_3$, with a wide gap.

Slope-to-basin environment.

UPPER PALEOCENE-LOWER OLIGOCENE

***Crisanti formation***

Siliceous argillites, radiolarites (bedded cherts), cherty limestones, spongolithic marls with interbedded resedimented limestones and carbonate breccias, deriving from an original carbonate platform. In the "Partinico-Mondello" Sheet this formation, consisting of 4 members, is lacking in the $CRI_4$ "brecce a Rudiste" mb.

UPPER LIAS- LOWER CRETACEOUS

*Marly spongolithic member* ($CRI_3$). Reddish, whitish argillites, siliceous marls and marly limestones, thin bedded with sponge spicules, radiolarian, ostracods, benthic (*Dorothia gradata, D. filiformis, D. oxycona, Marginulina planiscula, Saracenaria* cf. *forticosta*) and planktonic foraminifers (*Ticinella primula*), with alternating biocalcarenites and biocalcirudites with coral fragments, algae and orbitolinids (*Orbitolina paronai*), mainly upwards. The thickness is from 20 to 60 m. Lower boundary is a sharp unconformity (onlap) on $CRI_2$. Slope environment.

HAUTERIVIAN-ALBIAN

*Ellipsactinia breccias member* ($CRI_2$). Calcareous breccias and grey resedimented and biocalcarenites, with fragments of *Ellipsactinia* sp., bivalves, corals, algae (*Clypeina jurassica*), foraminifers (*Trocholina alpina*), crinoids and calpionellids (*Calpionella elliptica*). The thickness is from 20 to 80 m. Lower boundary is erosional unconformity (downlap) on $CRI_1$. Slope toe environment.

UPPER TITHONIAN - NEOCOMIAN

PROGETTO CARG

*Radiolarian member* ($CRI_1$). Brown-blackish, pomace-red and green radiolarites and siliciceous argillites, with radiolarians, sponge spicules and benthic foraminifers (*Lenticulina varians, Nodosaria fontinensis, Dentalina mucronata*). The thickness is from 30 to 80 m. Lower boundary is unconformity (marine onlap) on MCD, FUN, SCT. Depositional slope to basin environment.
UPPER TOARCIAN - LOWER TITHONIAN

***Crinoidal limestones and Altofonte breccias*** (MCD)

Biocalcarenites with crinoid fragments and grey-greenish clayey marls (7-10 m thick) with interbedded or passing upwards to resedimented layers of biocalcirudites and calcareous breccias with elements of Triassic reef, echinoid fragments, calcareous algae (Altofonte breccias, $MCD_a$). Thickness 10-80 m. Lower boundary is erosional unconformity on FUN and SCT. Slope and slope toe environment.
MIDDLE-UPPER LIASSIC

***Fanusi formation*** (FUN)

White greyish vacuolar dolomitic breccias, graded and laminated fine dolorudites and doloarenites, laminated dolosiltites and lens-shaped yellow greenish marls. Due to pervasive dolomitization there are only fossil ghosts. The thickness is from 100 to 300 m. The age arises from the stratigraphic position. Lower boundary is an erosional unconformity on SCT. Slope environment (carbonate apron).
LOWER LIASSIC

***Scillato formation*** (SCT)

Greyish laminated calcilutites and calcarenites with chert nodules, bearing pelagic bivalves (*Halobia* spp.), radiolarians, conodonts (*Paragondolella polygnathyformis noha, P. carpathica, Epigondolella pseudodiebeli, Metapolygnatus communisti*); polychrome marls, dolorudites and calcirudites are interbedded. Rare decimetric Mn-crusts. Locally, upwards, white dolomitic calcilutites. The thickness is 500 m. Lower boundary continuous or disharmonic on MUF. Pelagic and slope toe environment.
UPPER CARNIAN-RAETHIAN p.p.

PROGETTO CARG

***Mufara Formation*** (MUF)

Greyish laminated calcilutites, brown-yellowish marls, alternating with greyish biocalcarenites bearing radiolarians, conodonts (*Gladigondolella tethydis* and *Paragondolella polygnathyformis* biozones), pelagic bivalvia (halobides), crustacean, echinoids, microgasteropods, ammonoids. Rare resedimented calcareous breccias with neritic elements ($MUF_d$). The thickness is from 80 to 150 m. Lower boundary not emerging. Pelagic and slope environment.
MIDDLE-UPPER CARNIAN

PANORMIDE CARBONATE PLATFORM SUCCESSION

***Valdesi formation*** (VSI)

Grey bioclastic packstone-to-rudstone with benthic macroforaminifers (*Nummulites crassus, N. munieri, N. molli, Fasciolites oblongus, Fasciolites ellipsoidalis, Orbitolites lehmanni, Fabiana cassis, Discocyclina roberti*), bryozoans, calcareous algae, echinoid and coral fragments. Thin alternation of white pelagic wackestone. Thin breccias and conglomerates with elements of the below Upper Cretaceous limestones, are present at the base of the unit. Thickness 25-150 m. The lower boundary is an unconformity surface with downlap geometries with the Pellegrino fm. limestones and, locally, with the Amerillo fm. pelagic deposits. Depositional environments are related to a carbonatic ramp, dominated by high energy clastic deposits.
EOCENE (*Middle Lutezian - Late Cuisian*)

***Amerillo formation*** (AMM)

Pink calcilutites and white to red greyish marls with planktonic foraminifers (*Globotruncana ventricosa, Turborotalia cerroazulensis* s.l. biozones), alternating to calcarenites with orbitoids and rudistid fragments. Often they occur in sedimentary dykes. Thickness 30-50 m. Lower boundary is unconformity on PNB and LEG. Pelagic to toe-of-slope environment.
UPPER CRETACEOUS-EOCENE

In the Cala Rossa area (Terrasini), due to the scarcity of outcropping or submerged deposits, we mapped together Buccheri, Lattimusa, Hybla and Amerillo formations. Here the total thickness is 150 m. Lower boundary is not emerging. Slope to basin environment. JURASSIC-EOCENE

PROGETTO CARG

***Pellegrino formation*** (LEG)

Bioclastic packstone and floatstone with benthic foraminifers and rudistid fragments alternated to caprinid boundstone, stromatolitic and loferitic layers and wackestone with algae and oncoid grains. The macrofossil content consists of rudistids, caprinids (*Caprina schiosensis, Caprinula* sp., *Ichtyosarcolites rotundus*), caprotinids (*Polyconites verneuilli*), hippuritids, large radiolitids (*Sauvagesia* sp., *Durania* sp., *Radiolites sauvagesi, Radiolites nebrodensis*), hydrozoans, algae and corals. The benthic foraminifers content consist of *Orbitolina (Conicorbitolina) conica, Cuneolina* cf. *pavonia, Cuneolina* cf. *conica, Trocholina elongata, Actinoporella podolica, Conicospirillina basiliensis, Cuneolina* cf. *cretacea, Dicyclina* sp., *Cornuspira* cf. *cretacea*. A network of neptunian dykes, filled by planktonic foraminifers bearing wackestone of Late Cretaceous age (Amerillo formation), characterized the top of the unit. Outcrop thickness 80-100 m. Lower boundary is an erosional unconformity with downlap with the Capo Gallo limestones. Reef and fore-reef depositional enviroments.
LATE CRETACEOUS (*Cenomanian-Senonian*)

***Capo Gallo limestone*** (AFU)

Dark-grey bioclastic wackestone-packstone with small requienids, large gastropods (*Nerinea* sp.), rudistid fragments, algae (*Cayeuxia* sp., *Triploporella* cf. *decastroi*) of the *Salpingoporella dinarica* biozone, benthic foraminifers (orbitolinids, miliolids, *Trocholina* spp., *Cuneolina* ex. gr. *camposauri-laurentii*, *Palorbitolina lenticularis, P. praecursor* and *Rectodyctioconus giganteus*) and microproblematica (*Bacinella* sp.). Stromatolitic wackstone-packstone, oolitic and bioclastic packstone-grainstone, pebbly mudstone and breccias (mostly rudistid floatstone), are frequently interlayered. Outcrop thickness 70-100m. Lower boundary is an unconformity surface (onlap) with Pizzo Manolfo peritidal limestones (CTI). Locally, upwards, few metres of continental azoic yellowish clays alternated with dark-green marls marked the upper boundary. Open carbonate shelf depositional system is suggested.
EARLY CRETACEOUS (*Late Barremian–Early Aptian*)

***Piano Battaglia limestone*** (PNB)

Coralgal biolitites, calcarenites and calcirudites with Ellipsactinia sp., molluscs (*Nerinea* sp.), echinoids, rare ammonites, oolitic calcarenites. Thickness 200-

PROGETTO CARG

500 m. Lower boundary is unconformity on BCH. Carbonate platform margin and upper slope environment (reef, forereef and oolitic bar facies associations).
MALM (*Upper Tithonian*)-NEOCOMIAN

***Pizzo Manolfo limestone*** (CTI $_{a-b}$)

Dark grey peritidal limestones consisting of wackestone with molluscs (diceratids and nerineids), cyanoficean (*Cayeuxia* sp.) and dasycladacean algae (*Campbeliella striata, Salpingoporella annulata, Clypeina jurassica, Actinoporella podolica*), microproblematica (*Bacinella irregularis*), benthic foraminifers, (*Kurnubia palastiniensis, Montsalevia salevensis, Pseudocyclammina* sp., *Vercorsella camposaurii, V. laurentii, Campanellula capuensis, Debarina* sp., *Belorussiella* sp., *Praechrysalidina infracretacea* and miliolids, textularids, cuneolinids), alternaterd with loferitic and stromatolitic limestones; cm-thick intercalation of oolitic packstone-grainstone are present. Maximum thickness 450m. Lower boundary is an unconformity surface (onlap) with Capo Rama and/or Sciacca Fms. At Spinasanta quarry these deposits pass downwards to few meters of grey-reddish wackestone with *Salpingoporella grudii* (*Salpingoporella annulata* biozone) and small-size gastropods (Gastropods limestones) of Kimmeridgian age.
MALM (*Tithonian*) - NEOCOMIAN

***Buccheri formation*** (BCH)

Calcarenites and calcilutites with brachiopods (*Rhynconellina seguentiae, R. sicula*), calcarenites with crinoids and echinoids fragments (crinoidal limestones, Middle-Upper Liassic); greyish nodular limestones and red calcilutites, massive or stratified, with ammonites and belemnites, condensed layer with Fe-Mn-crusts; calcilutites with *Bositra* sp.; pelagic stromatolites; calcarenites and calcilutites with *Saccocoma* sp. and radiolarians. At Muso di Porco (Terrasini) and M. Pecoraro the grey bioclastic calcarenites with *Saccocoma* sp. are regularly alternated with green marls and cherty calcilutites with calpionellids and radiolarians. Thickness 30-50 m. Lower boundary is unconformity (onlap) on RMF, CZP. Pelagic platform and depositional slope environment.
UPPER LIASSIC -MALM

Due to the scarcity of the outcropping deposits the crinoidal limestones are mapped as BCH

PROGETTO CARG

***Cozzo di Lupo formation*** (CZP)

Coral and algal boundstone, sponge (*Cheilosporites tirolensis*) and hydrozoan boundstone, biocalcarenites and biocalcirudites with reef fragments. In the upper portion of the succession, sedimentary dykes are filled by grey limestones with crinoids (Pliensbachian) and limonitic yellowish calcilutites (reef and fore-reef facies). Minimum thickness 500 m. Lower boundary not emerging.
UPPER TRIAS (*Norian-Rhaetian*)

***Capo Rama formation*** (RMF)

Grey-withish peritidal limestones and dolomitic limestones with bivalves (*Megalodon* cf. *gumbeli, Megalodon* cf. *gemmellaroi, Dicerocardium* cf. *curioni*), gastropods, algae (*Ortonella* spp., *Zonotrichites* spp. *Thaumatoporella parvovesiculifera*), rare dasycladaceans (*Griphoporella curvata, Diplopora tubispora, D. borzai, D. adnetensis, Heteroporella zankli*), benthic foraminifers (*Alpinophragmium* sp., *Aeolisaccus* spp., *Aulotortus* spp., *Glomospira* spp., *Triasina* spp., *Involutina liassica*), microproblematica (*Bacinella irregularis, Lithocodium* spp., *Tubiphytes* spp.), hydrozoans (*Heterastridium conglobatum*), oncoids and, locally, coral boundstone (patch reef). Stromatolitic limestones with birdseyes and in situ breccias with "tepee" structures or with blackish elements rich in organic content. The recognized lithofacies are arranged in cyclic shallowing upwards sequences. At Spinasanta region, brick-red bauxitic clays (*Spinasanta bauxites*, 25-80 cm-thick) lie above an erosional unconformity and are preserved in a dense network of neptunian dykes and in little trough. Outcrop thickness 0-500m. Lower boundary is a paraconformity surface with Sciacca Fm. (SIA).
UPPER TRIASSIC (*Norian*) - LOWER LIASSIC

***Sciacca formation*** (SIA)

White-greyish vacuolate dolostones and dolomitized limestones in massive beds, with rare large megalodontids (*Megalodon* cf. *gumbeli, Megalodon* cf. *gemmellaroi, Dicerocardium* cf. *curioni*). Locally, dm-thick intercalations of azoic white-yellowish dolomitized marls and rare cm-thick stromatolitic laminae, are present. Outcropping thickness 30-150 m. Lower boundary do not outcrops. The upper one is an erosional angular unconformity surface with the Jurassic bauxite deposits and the Pizzo Manolfo peritidal limestones ($CTI_{a-b}$).
UPPER TRIASSIC (*Norian-Rhaetian*)

PROGETTO CARG

PROGETTO CARG

## BIBLIOGRAFIA


Abate B. & Catalano R. (1974) - *Il margine della piattaforma Panormide triassica nei Monti di Palermo*. Boll. Soc. Natur. Napoli, **83**: 1-16.

Abate B., Catalano R. & Renda P. (1978) - *Schema geologico dei Monti di Palermo (Sicilia)*. Boll. Soc. Geol. It., **97**: 807-819.

Abate B., Catalano R., D'Argenio B., Di Stefano P. & Riccobono R. (1977) - *Relationships of algae with depositional environments and faunal assemblages of the Panormide Carbonate Platform, upper Triassic, north-western Sicily*. In: Flügel E. (Ed), Fossil Algae: 301-303.

Abate B., Catalano R., D'Argenio B., Di Stefano E., Di Stefano P., Lo Cicero G., Montanari L., Pecoraro C., Renda P. (1982) - *Evoluzione delle zone di cerniera tra piattaforme carbonatiche e bacini nel Mesozoico e nel Paleogene dellaSicilia occidentale*. In Catalano R. & D'Argenio B. (Eds.): Guida alla Geologia della Sicilia Occidentale, Guide geologiche regionali, Soc. Geol. It., Suppl. A, **26**:53-81.

Abate B., Di Maggio C., Incandela A. & Renda P. (1991) - *Nuovi dati sulla geologia della penisola di Capo San Vito (Sicilia Nord-Occidentale)*. Mem. Soc. Geol. It., **47**: 15-25.

Abate B., Di Maggio C., Incandela A. & Renda P. (1993) - *Carta Geologica dei Monti di Capo San Vito, scala 1:25.000*. Dipartimento Di Geologia e Geodesia dell'Universitá di Palermo.

Agate M. & Lucido M. (1995) - *Caratteri morfologici e mismostratigrafici della piattaforma continentale della Sicilia nord-occidentale*. Naturalista Sicil., **19** (1-2): 3 - 25.

Agate M., Beranzoli L., Braun T., Catalano R., Favali P., Frugoni F., Pepe F., Smriglio G. & Sulli A. (2000) - *The 1998 offshore NW Sicily earthquakes in the tectonic framework of the southern border of the Tyrrhenian Sea*. Mem. Soc. Geol. It., **55**: 103-114.

Agate M., Catalano R., Infuso S., Lucido M., Mirabile L. & Sulli A. (1993) - *Structural evolution of the northern Sicily continental margin during the plio-Pleistocene.* In: Max M. D. & Colantoni P. (Eds.) - *Geological development of the sicilian-tunisian platform.* Unesco Report in Marine Science, **58**: 25-30.

Agate M., D'argenio A., Di Maio D., Lo Iacono C., Lucido M., Mancuso M., Scannavino M. (1998) - *La dinamica sedimentaria dell'offshore della Sicilia nord-occidentale durante il Tardo Quaternario*. In: Catalano R. & Lo Cicero, G. (Eds.), *La Sicilia occidentale*. Guida Alle

Escursioni Del 79° Congresso Nazionale Della Società Geologica Italiana, **1**: 157-167.

Agate M., Infuso S., Lucido M. & Mancuso M. (2004) – *Terrazzi deposizionali sommeri al largo della baia di Carini (Sicilia nord-occidentale)*. In: Chiocci F. L., D'angelo S., Romagnoli C., *Atlante dei terrazzi deposizionali sommersi lungo le coste italiane*. Mem. Descrittive Della Carta Geologica D'Italia, **58**: 115-124.

Agate M., Mancuso M. & Lo Cicero G. (2005) - *Late Quaternary sedimentary evolution of the Gulf of Castellammare (NW Sicily offshore)*. Boll. Soc. Geol. It., **124**: 21-40.

Agnesi V., Macaluso T. & Masini F. (1998) – *L'ambiente e il clima della Sicilia nell'ultimo milione di anni*. In: Tusa S. (Ed.), Prima Sicilia: alle origini della società siciliana, Ediprint, **1**:. 31-56.

Alvarez W. (1990) - *Pattern of extensional faulting in pelagic carbonates of the Umbria-Marche Appennines of central Italy*. Geology, **18**: 407-410.

Antonelli M., Franciosi R., Pezzi G., Querci A., Ronco G. P. & Vezzani F., (1991) - *Paleogeographic evolution and structural setting of the northern side of the Sicily Channel*. Mem. Soc. Geol. It., **41**: 141-157.

Alleman F., Catalano R., Farès F. & Remanes J. (1971) – *Standard calpionellid zonation (Upper Tithonian-Valanginian) of the western Mediterranean province*. Proc. II Plankt. Conference: 1337-1340.

Arbenz. P. (1908) - *Zur Tektonik siziliens*. Vierteljahrsschrift Naturf. Ges., **53**: 281-294.

Assessorato dei Lavori Pubblici (2006) – *Aggiornamento e revisione del piano regolatore generale degli acquedotti*. Gazzetta Ufficiale della Regione Siciliana, anno 60, n. **32**, 355 pp.

Avellone G. & Barchi M. (2003) - *Le pieghe minori nelle Unità Imeresi e Trapanesi dei Monti di Palermo ed il loro significato nell'evoluzione tettonica dell'area.* Boll. Soc. Geol. It., **122**: 277-294.

Avellone G., Barchi M. R., Catalano R., Gasparo Morticelli M. & Sulli A. (2010) - *Interference between shallow and deep-seated structures in the sicilian fold and thrust belt*. Journal Of The Geological Societ London, **167**: 109-126.

Baldacci (1886) - *Descrizione geologica dell'isola di Sicilia*. Mem Descr. Carta Geol. d'It., Tip. Nazionale. Roma, I Carta Geol. 1:100.000, 408 pp.

Bally A. W., Catalano R. & Oldow J. (1985) - *Elementi di tettonica regionale*. Pitagora Editrice, Bologna, pp. 1-276.

Barreca G., Maesano F. E., Carbone S. (2010) - *Tectonic evolution of the Northern Sicanian-Southern Palermo Mountains range in Western Sicily: insight on the exhumation of the thrust involved foreland domains*. Italian Journal of Geosciences, **129** (3): 429-440.

Bartolini A., Bucefalo Palliani R., Chiari M., Di Stefano P., Mattioli E., & Parisi G. (2002) - *Deep-water slope to basin Imerese domain, relationships between carbonate platform and basin sedimentation*. In: Santantonio M. (Ed.), 6° *International symposium on the Jurassic system*. General Field Trip Guidebook, Palermo 12-22 September 2002: 169-172.

Bartolomei G., Celico P. & Pecoraro A. (1983) - *Schema idrogeologico della Sicilia nord -occidentale*. Boll. Soc. Geol. It., **102**: 329-354, Roma.

Basilone L. (1995) - *Geologia del comprensorio Monte Palmeto-Capo Rama (Sicilia nord–occidentale)*. Tesi di Laurea, Università di Palermo: 134 pp.

Basilone L. (2000) - *Stratigrafia fisica e facies dei depositi carbonatici mesozoici di piattaforma–bacino della Sicilia nord–occidentale.* Tesi di Dottorato, consorzio Università degli Studi di Napoli Federico II e Università degli Studi Palermo: 227 pp.

Basilone L. (2009 a) - *Sequence Stratigraphy of a Mesozoic Carbonate Platform–to–Basin System in Western Sicily.* Central European Journal of Geosciences, **1** (3): 251–273.

Basilone L. (2009 b) - *Mesozoic tectono–sedimentary evolution of Rocca Busambra in western Sicily.* Facies. **55** (1): 115–135.

Basilone L (2011 a) - *Geologic map of the Rocca Busambra (western Sicily)*. Ital.J.Geosci. (Boll. Soc. Geol. It.), **130** (1): 42-60.

PROGETTO CARG

Basilone L. (2011 b) – *Facies and geometry of an Upper Jurassic-Lower Cretaceous carbonate rimmed-shelf system from Northwestern Sicily*. 28th IAS Meeting of Sedimentology. Zaragoza (Spain), 5th-8th July, 2011.

Basilone L. (2012) – *Litostratigrafia della Sicilia*. Arti Grafiche Palermitane s.r.l., Palermo.

Basilone L. & Lena G. (2009) - *The lower Cretaceous Pizzo Sella formation at Monte Gallo (Palermo Mts., NW Sicily)*. Epitome, Fist, Geoitalia 2009, Rimini.

Basilone L, Gasparo Morticelli M., Lena G. (2010) - *Mesozoic tectonics and volcanism from Tethyan rifted continental margins in western Sicily*. Sedimentary Geology, **226**: 54-70.

Beccaluva L., Morlotti E. & Torelli L. (1984) - *Notes on the geology of the Elimi Chain area (Southwestern Tyrrhenian Sea)*. Mem. Soc. Geol. It., **27**: 213-232.

Béguinot A. (1929 a) - *Illustrazione delle filliti quaternarie dei travertini palermitani conservate nel museo di Geologia della R. Università di Palermo*. Arch. Bot. Sist. Fitogeogr. Genet., **5** (2): 143-173.

Béguinot A. (1929 b) - *Cenni sulle filliti dei travertini quaternari del palermitano*. Boll. Soc. Sci. Nat. Econ., Palermo, n. S., **11**: 77-81.

Bello M., Franchino A. & Merlini S. (2000) - *Structural model of eastern Sicily*. Mem. Soc. Geol, It., **55**: 61-70.

Bellon H., Coulon C. & Edel J. (1977) - *Lé deplacement de la Sardaigne: synthèse de donneés géocronologiques, magmatiques et paléomagnétiques*. Bull. Soc. Geo. Fr., **19** (7): 825-831.

Bernoulli D, & Jenkyns H.C. (1974) - Alpine, Mediterranean and Central Atlantic Mesozoic facies in relation to the early evolution of the Tethys. In Modern and Ancient Geosynclinal Sedimentation, Dott, R.H., Shaver, R.H. (Eds.), SEPM Spec. Publ., **19**, 129–160.

Bernoulli D., Eberli G.P., Pignatti .S., Sanders D., Vecsei A. (1992) - *Sequence stratigraphy of Montagna della Maiella*. In Quinto simposio di Ecologia e Paleoecologia delle Comunitá Bentoniche, Paleobhentos, Roma: Libro-Guida delle escursioni, 85-109

Bianchi F., Carbone S., Grasso M., Invernizi G., Lentini F., Longaretti G., Merlini S. & Mostardini F. (1989) - *Sicilia orientale: profilo geologico Nebrodi - Iblei*. Mem. Soc. Geol. It. **38**: 429-458.

Bigi, G., Castellarin A., Catalano R., Coli M., Cosentino D., Dal Piaz G.V. *et alii* (1990) - *Synthetic structural-kinematic map of Italy.* CNR.

Bolli H. M. & Saunders J. B. (1985) - *Oligocene to Holocene low latitude planktic foraminifera.* In: Bolli H. M., Saunders J.B. & Perch Nielsen K. (Eds.), Plankton Stratigraphy, Cambridge University Press: 175–262.

Bonifay & Mars (1959) - *Le Thyrrhènien dans le cadre de la cronologie quaternarie mèditerranèenne*. Bull. Soc. Geol. de Fr., **7** (1): 62-78.

Bornati P., Catalano R., Merlini S. & Sulli A. (1997) - *Basin evolution and mountain building in Western Sicily*. In: Catalano R. (Ed.), Field workshop in Western Sicily, Origin of Sedimentary Basins, 8th Workshop of the ILP Task Force. Guidebook: 157-166.

Bosellini A. (1991) - *Introduzione allo studio delle rocce carbonatiche*, 328 pp., Zanichelli.

Broquet P. (1968) - *Etude géologique de la région des Madonies (Sicile)*. Thèse Fac. Sc. Lille 797 pp.

Broquet P. (1972) - *Etude géologique de la région des Madonies (Sicile)*. Geol. Romana, **11**: 1-114.

Broquet P. & Mascle G. (1972) - *Les grands traits stratigrafiques et etructuraux de la partie septentrionale des Monts de Trapani (Sicilie occidentale).* C.R. Somm. S.G.F., **7**: 139-146.

Broquet P., Caire A. & Mascle G.H. (1966) - *Structure et évolution de la Sicile occidentale (Madonie et Sicani).* Bull. Soc. Geol. de France, 7e Série, **VIII**: 994-1013.

Brugnone A. (1877) - *Osservazioni critiche sul catalogo delle conchiglie fossili di Monte Pellegrino e Ficarazzi del Marchese di Monterosato.* Boll. Soc. Malacologia Ital., **3**: 17-46.

Burgio E. & Cani M. (1988) - *Sul ritrovamento di elefanti fossili ad Alcamo (Trapani-Sicilia).* Naturalista Sicil. **IV** (XII): 87-97.

Cafiero B. & De Capoa Bonardi B. (1982) - *Biostratigrafia del Trias pelagico della Sicilia.* Boll. Soc. Paleont. It., **21**: 35–71.

PROGETTO CARG

Caflisch L. (1966) - *La geologia dei Monti di Palermo.* Riv. It. di Paleont. e Strat., **12**: 1-108.

Calvi F., Contino A., Cusimano G., Di Cara A., Frias Forcada A., Hauser S. & Pellerito S. (2000) - *Hydrostructures related to the Piana di Palermo aquifers and their hydrogeochemical characteristics.* In: R. Catalano & G. Lo Cicero (Eds.), Sicily, a Natural Laboratory in the Mediterranean Area: Structures, Seas, Resources and Hazards. "Mem. Soc. Geol. It.", **55**, 473-481.

Camoin G. (1983) - *Plateformes carbonates et recifs a Rudistes du Cretaceé de Sicile.* These de Doctorat n.13: 1-244.

Carbone F., Praturlon A. & Sirna G. (1971) - *The Cenomanian shelf-edge of Rocca di Cave (Prenestini Mts., Latium)*. Geol. Rom., **10**: 131-198.

Caron M. (1985) - *Cretaceous planktonic foraminifera.* In: Bolli H. M., Saunders J. B. & Perch-Nielsen K. (Eds.), Plankton Stratigraphy, Cambridge University Press: 17-86.

Castellarin, A. (1972) - *Evoluzione paleotettonica sinsedimentaria del limite fra la piattaforma veneta e il bacino Lombardo a Nord di Riva del Garda*. G. Geol., **38**: 11-212.

Catalano R. & D'Argenio B. (1978) - *An essay of palinspastic restoration across the western Sicily.* Geologica Rom., **17**: 145-159.

Catalano R. & D'Argenio B. (1982 a) - *Infraliassic strike-slip tectonics in Sicily and southern Apennines.* Rend. Soc. Geol. It., **5**: 5-10.

Catalano R. & D'Argenio B. (1982 b) - *Schema geologico della Sicilia occidentale.* In: Catalano R. & D'Argenio B. (Ed.): *Guida alla geologia della Sicilia occidentale. Guide geologiche regionali*, Mem. Soc. Geol. It., Suppl. A, **24**: 9-41.

Catalano R. & Di Maggio C. (1996) - *Sovrapposizione tettonica delle Unità Imeresi sulle panormidi nei Monti di Palermo (Sicilia)*. Naturalista Sicil., **3-4**: 147-166.

Catalano R., Abate B. & Renda P. (1979) - *Carta geologica dei Monti di Palermo, scala 1:50.000.* Istituto di Geologia e Geodesia dell'Università di Palermo.

Catalano R., Agate M., Basilone L., Di Maggio C., Mancuso M. & Sulli A. (2011 a). *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 del Foglio 593 "Castellammare del Golfo", con carta geologica 1:50.000 allegat*a. Progetto CARG.

Catalano R., Avellone G., Basilone L. & Sulli A. (2010 a) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 del foglio 607 "Corleone", con carta geologica 1:50.000 allegat*a. Progetto CARG.

Catalano R., Avellone G., Basilone L. & Sulli A. (2010 b) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 del foglio 608 "Caccamo", con carta geologica 1:50.000 allegat*a. Progetto CARG.

Catalano R., Avellone G., Basilone L. & Sulli A. (2011 b) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 del foglio 608 "Termini Imerese-Capo Plaia", con carta geologica 1:50.000 allegat*a. Progetto CARG.

Catalano R., Avellone G., Basilone L. & Sulli A. (2013) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 del foglio 595 "TPalermo", con carta geologica 1:50.000 allegat*a. Progetto CARG.

Catalano R., Channel J.E.T., D' Argenio B. & Napoleone G. (1976) - *Mesozoic paleogeography of the southern Apennines and Sicily. Problems of paleotectonics and paleomagnetism.* Mem. Soc. Geol. It., **15**: 95-118.

Catalano R., Cusimano G., Grasso M., Lentini F., Macaluso T., Monaco P., Monteleone S. & Pipitone G. (1988) - *Inventario delle risorse geotermiche nazionali. Regione Sicilia. Principali strutture idrogeologiche della Sicilia*. C. N. R., Istituto internazionale per le ricerche geotermiche: 17 pp.

Catalano R., D'argenio B.& Lo Cicero G. (1974 a) - *I ciclotemi triassici di Capo Rama (Monti di Palermo).* Studi sulle piattaforme carbonatiche siciliane. Geol. Rom. **13**: 125-145.

Catalano R., D'Argenio B. & Lo Cicero G. (1974 b) - *Ritmi deposizionali e processi diagenetici nella successione di piattaforma carbonatica nei Monti di Palermo.* Studi sulle piattaforme

PROGETTO CARG

carbonatiche siciliane. Boll. Soc. Geol. It., **93**: 1029-1041.

Catalano R., D'Argenio B., Montanari L., Morlotti E. & Torelli L. (1985) - *Marine geology of the NW Sicily offshore (Sardinia channel) and its relationships with mainland structures*. Boll. Soc. Geol. It., **104**: 207-215.

Catalano R., D'Argenio B., Montanari L., Renda P., Abate B., Monteleone S., Macaluso T., Pipitone G., Di Stefano E., Lo Cicero G., Di Stefano P. & Agnesi V. (1978) - *Contributo alla conoscenza della struttura della Sicilia occidentale. 1) Il profilo Palermo Sciacca*. Mem. Soc. Geol. It., **19**: 485-493.

Catalano R., Di Stefano P., Nigro F. & Vitale F. P. (1993) - *Sicily mainland and its offshore: a structural comparision*. In: Max M. D. & Colantoni P. (Eds.) - *Geological development of the sicilian-tunisian platform*. Unesco Report In Marine Science, 58: 19-24.

Catalano R., Di Stefano P., Sulli A. & Vitale F. P. (1995) - *Evoluzione paleogeografica e strutturale della Sicilia e dei mari adiacenti*. Natur..Sicil., S. IV, **XIX** (3-4): 143-187.

Catalano R., Di Stefano P., Sulli A. & Vitale F. P. (1996) - *Paleogeography and structure of the central mediterranean: Sicily and its offshore area*. Tectonophysics, **260**: 291-323.

Catalano R., Di Stefano E., Infuso S., Sulli A., Vail P. R., & Vitale F. P. (1998 a) - *Sequences and systems tracts calibrated by high-resolution bio-chronostratigraphy, the central mediterranean plio-Pleistocene record*. In: De Graciansky F. (Ed.), *Mesozoic and Cenozoic sequence stratigraphy of european basins.* Society Of Economic Palaeontologists and Mineralogists Special Publ., **60**: 155 - 177.

Catalano R., Franchino A., Merlini S., Sulli A., Agate M. & Basilone L. (1998 b) - *Materiali per la comprensione dell'assetto profondo della Sicilia centro-occidentale.* In: R. Catalano & G. Lo Cicero (eds.). La Sicilia, un laboratorio naturale nel Mediterraneo. Strutture, Mari, Risorse e Rischi. Guida alle Escursioni del 79° Congresso della Soc. Geol. It, **1**: 175-183.

Catalano R., Franchino A., Merlini S. & Sulli A. (2000) - *A crustal section from the eastern Algerian Basin to the Ionian ocean (central Mediterranean)*. Mem. Soc. Geol. It., **55**: 71-85.

Catalano R. Maniaci C., Renda P. & Urso G. (1973) - *Un esempio di evoluzione sedimentaria nelle facies di bacino dei Monti di Palermo. La successione mesozoico-terziaria di Calarossa (Terrasini)*. Geologica Rom., **12**: 151-175.

Catalano R., Merlini S. & Sulli A. (2002) - *The structure of wester Sicily, central Mediterranean.* Petroleum Geoscience, **8**: 7-18.

Catalano R., Valenti V., Albanese C., Sulli A., Gasparo Morticelli M., Accaino F., Tinivella U., Giustiniani M., Zanolla C., Avellone G., Basilone L. (2012) - *Crustal structures of the Sicily orogene along the SIRIPRO seismic profile*. Rend. Online Soc. Geol. It., **21** (2012): 67-68.

Catalano R., Sulli A., Abate B., Agate M., Avellone G. & Basilone L. (2004) - *The crust in Western and Central Eastern Sicily*. Field Trip Guide Book P45. 32° International Geological Congress, Firenze.

Censi P. & Ferla P. (1989) - *Evidenze isotopiche di ambienti pedogenetici associati alle bauxiti del giurassico medio di Monte Gallo (Palermo)*. Min. Petrog. Acta, **32**: 253-260.

Chalepopoulos O. (1986) - *Le filliti pleistoceniche dei travertini di Monreale e Montelepre conservate presso l'Istituto e Museo di Geologia dell'università di Palermo. Revisione generale e tipologia delle litofacies*. Tesi di Laurea inedita, Corso di Laurea in Scienze Geologiche, Facoltà di Scienze dell'università degli Studi di Palermo, A. A. 1985/86 (rel. Prof. Buccheri).

Channell J. E. T., Catalano R. & D'argenio B. (1980) - *Palaeomagnetism and deformation of the mesozoic continental margin in Sicily*. Tectonophysics, **61**: 391-407.

Channell, J.E.T., D'Argenio, B. & Horvath, F. (1979) - *Adria, the African promontory, in Mesozoic Mediterranean paleogeography*. Earth Sci. Rev., **15**: 213–292.

Channell J. E. T., Oldow J., Catalano R. & D'argenio B. (1990) - *Palaeomagnetically determined rotations in the western sicilian fold and thrust belt*. Tectonics, **9** (4): 641-660.

Cahuzac B. & Poignant A. (1997) - *Essai de biozonization de l'Oligo–Miocène dans le bassins*

PROGETTO CARG

*européens à l'aide des grands foraminifères néritiques.* Bull. Soc. Géol. Fr., **168** (2): 155–169.

Chiocchini M. & Mancinelli A. (1977) - *Biostratigrafia del Mesozoico in facies di piattaforma carbonatica dei Monti Aurunci (Lazio meridionale).* Studi Geologici Camerti III, 1977, pp. 109–152.

Chiocchini M., Farinacci A., Mancinelli A., Molinari V. & Potetti M. (1994) - *Biostratigrafia a foraminiferi, Dasicladali e Calpionelle delle successioni carbonatiche mesozoiche dell'Appennino centrale (Italia)*. Studi Geologici Camerti, volume speciale, 1994, "*Biostratigrafia dell'Italia centrale*"**:** 9-129.

Cipolla F. (1926) - *Il Monte Gallo a NO di Palermo nel Quaternario inferiore*. Giornale Sc. Nat. Econ., 24.

Cita M. B. (1975) - *Studi sul Pliocene e gli strati di passaggio dal Miocene al Pliocene.* VII. Planktonic foraminiferal biozonation of the Mediterranean Pliocene deep sea record. A revision. Riv. It. Paleont. Strat., **81** (4): 527-544.

Compagnoni R., Morlotti E. & Torelli L. (1986) - *Crystalline and sedimentary rocks from the scarps of the Sicily-Sardinia Trough and Cornaglia Terrace (south western Tyrrhenian sea, Italy): paleogeographic and geodynamic implications*. Chemical Geology, **77:** 375-398.

Contino A., Cusimano G., Bova P. & Gatto A. (2010) – *La valle dell'Oreto. Aspetti geologico-geomorfologici, idrogeologici e vegetazionali di un bacino della Sicilia nord-occidentale*. Regione Siciliana - Azienda Regionale Foreste Demaniali, Università degli Studi di Palermo - Dipartimento di Geologia e Geodesia dell'Università degli Studi di Palermo, Accademia Mediterranea Euracea di Scienze, Lettere e Arti – onlus, Termini Imerese. Collana Sicilia Foreste, 46: 216 pp.

Contino A., Cusimano G., Di Cara A., Di Maggio C., Frias Forcada A. & Hauser S. (2001) - *Pollution of aquifers in the Monti di Palermo area: the role of geologic structure, karstification and urban impact*. In: J. Mudry & F. Zwaler (Eds.), Proceeding of the 7th Conference on Limestone Hydrology and Fissured Media, Besançon, France, 20-22 Septembre 2001. Université de Franche Comté, Département de géoscience, Besançon, France, Université de Neuchâtel, Centre d'hydrogéologie, Suisse. Sciences et Technique de l'environnement. Mémoire hors-série n. 13, Pubbl. n. 2308 G. N. D. C. I. – C. N. R., Editeur Université de Franche Comté, 101-104.

Contino A., Cusimano G. & Frias Forcada A. (1998) - *Modello Idrogeologico dei Monti di Palermo*. Atti del 79° Cong. Nazionale della Soc. Geol. It., "La Sicilia, un laboratorio naturale nel Mediterraneo. Strutture, mari, risorse e rischi", Palermo 21-23 settembre 1998, vol. **A**, 334-337.

Contino A., Cusimano G. & Frias Forcada A. (1999) - *Nuovi contributi alla conoscenza dell'assetto idrostrutturale dei Monti di Palermo*. "Geologi di Sicilia", n. 2 (aprile-giugno 1999), Palermo.

Cuffaro, M., Riguzzi, F., Scrocca, D., Doglioni, C. (2011) - *Coexisting tectonic settings: the example of the southern Tyrrhenian Sea.* Int. J. Earth Sci. (Geol Rundsch), DOI 10.1007/s00531-010-0625-z.

Cusimano G., Frias Forcada A. & Hauser S. (1996) - *Processi di salinizzazione caratterizzanti gli acquiferi della Piana di Palermo*. "Acque sotterranee", a. XIII, Marzo 1996: 13-25.

Cusimano G. & Liguori V. (1980) - I*drogeologia della Piana di Palermo. "Atti del 4° Convegno internazionale sulle acque sotterranee*. 3° Conferenza internazionale sulla pianificazione delle acque, Acireale (Catania), 17-21 febbraio 1980", Palermo, ST. ASS.: 92 pp.

Dagh Watson (1982) - *Studi e indagini relative al reperimento di acque sotterranee per l'approvvigionamento idrico del sistema I nord occidentale della Sicilia*. Cassa per il Mezzogiorno Schemi idrici intersettoriali della Sicilia, PS. **30**: 607 pp.

D'Argenio B. (1999) - *Analisi stratigrafica delle successioni mesozoiche e terziarie dell'offshore della Sicilia nord-occidentale.* Naturalista Sicil., S. IV, **XXIII** (1-2)**:** 43-61.

D'Argenio B. & Scandone P. (1970) - *Jurassic facies pattern in the southern Appennines (Campania-Lucania).* Ann. Hung.Geol, **92:** 903-924.

De Castro P. (1991) - *Mesozoic*. In**:** Barattolo F., De Castro P. & Parente M. (Eds.), Field trip

PROGETTO CARG

Guide Book, V. Int. Symp. Fossil algae: 21-38.

De Graciansky P.C., Hardenbol J., Jacquin T. & Vail, P.R. (1998) - *Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins*. SEPM Spec. Publ. **60**: 1-442.

De La Pierre F., Lozar F. & Polino R. (1997) - *L'utilizzo della tettonostratigrafia per la rappresentazione cartografica delle successioni metasedimentarie nelle aree di catena*. Mem. Sci. Geol., **49**: 195-206.

De Stefani T. (1946) - *L'evoluzione biologica e geografica della Sicilia dall'inizio del Quaternario ad oggi*. Il Naturalista Sicil., s. III, **1**: 26-32.

De Stefani T. (1948) - *Contributi alla conoscenza geologica e paleontologica del Quaternario di Sicilia II. Ancora sui fossili del travertino di Fiumelato (Monreale)*. Il Naturalista Sicil., s. III, **2**: 43-47.

De Wever P., Sanfilippo A., Riedel W. R. & Gruber B. (1979) - *Triassic radiolarians from Sicily and Turkey.* Micropaleontology, **25** (1): 75–110.

Dejong K. A. (1975) - *Gravity tectonics or plate tectonics - example of Numidian Flysch, Tunisia*. Geological Magazine **112** (4): 373–381.

Della Porta, G., Kenter, J.A.M., Bahamonde, J.R. (2004) - *Depositional facies and stratal geometry of an Upper Carboniferous prograding and aggrading high-relief carbonate platform (Cantabrian Mountains, N Spain)*. Sedimentology, **51**, 267–295

Dercourt J., Zonenshain L. P., Ricou L. E., Kazmin V. G., Le Pichon X., Knipper A. L., Grandjacquet C., Sbortshikov I. M., Geyssant J., Lepvrier C., Pechersky D. H., Boulin J., Sibuet J. C., Savostin L. A., Sorokhtin O., Westphal M., Bazhenov M. L., Lauer J. P. & Biju-Duval B. (1986) – *Geologic evolution of the Tethys belt from the atlantic to the pamirs since the Lias*. Tectonophysics, **123**: 241-315.

Di Maggio C. (1997) - *Assetto morfostrutturale ed evoluzione geomorfologica di un settore dei Monti di Palermo* Tesi di dottorato, Università degli Studi di Napoli "Federico II", Biblioteche Nazionali di Roma e Firenze: 175 pp.

Di Maggio C. (2000) - *Morphostructural aspects of the central northern sector of Palermo Mountains (Sicily)* Mem. Soc. Geol. It., **55**: 353-361.

Di Maggio C., Agate M., Contino A., Basilone L. & Catalano R. (2009). *Unità a limiti inconformi dei depositi quaternari utilizzate per la cartografia nei fogli CARG della Sicilia nord occidentale.* Il Quaternario (Italian Journal of Quaternary Sciences), **22** (2): 345-364.

Di Maggio C., Incandela A., Masini F., Petruso D., Renda P., Simonelli C. & Boschian G. (1999) - *Oscillazioni eustatiche, biocronologia dei depositi continentali quaternari e neotettonica nella Sicilia nord-occidentale (Penisola di San Vito Lo Capo, Trapani)*. Il Quaternario, **12** (1): 25-50.

Di Salvo G. (1933) - *I crostacei del Terziario inferiore della provincia di Palermo*. Giorn. Sci. Nat. Econ., **37**: 50 pp.

Di Stefano E. (1998) - *Calcareous nannofossil quantitative biostratigraphy of holes 969E and 963B (eastern mediterranean).* Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, **160**: 99-111.

Di Stefano G. (1907 a) - *I pretesi grandi fenomeni di carreggiamento in Sicilia. I: Sicilia occidentale*. Rend. R. Acc. Lincei, I Sem., **16**: 258-271.

Di Stefano G. (1907 b) - *I pretesi grandi fenomeni di carreggiamento in Sicilia. II: Sicilia orientale*. Rend. R. Acc. Lincei, I Sem., **16**: 375-381.

Di Stefano P. (1981 a) - *Diplopora Panormitana n. sp., una nuova specie di Dasicladacea (alga verde) del Trias dei Monti di Palermo (Sicilia)*. Boll. Soc. Natur. Napoli, **89**: 73-94.

Di Stefano P. (1981 b) - *Cozzo di Lupo reef: Late Triassic depositional model and role of algal communities*. Guide book, Penrose Conference. Sept. 1981.

Di Stefano P. (1990) - *The Triassic of Sicily and the Southern Apennines*. Boll. Soc. Geol. It. **109**: 21-37.

Di Stefano P. & Ruberti (1998) - *I calcari cenomaniani di Monte Pellegrino (Sicilia): cicli di facies*

PROGETTO CARG

*e loro significato ambientale*. Atti 79° Congresso Soc. Geol.It., **B**: 427-430.

Di Stefano P. & Ruberti D. (2000) - *Cenomanian Rudist-dominated shelf-margin limestones from the Panormide Carbonate Platform (Sicily, Italy): facies analysis and sequence stratigraphy*. Facies, **42**: 133-160.

Di Stefano P. & Senowbari-Daryan B. (1985) - *Upper Triassic Dasycladales (green algae) from the Palermo Mountains (Sicily, Italy)* - Geologica Rom., **XXIV**: 189-218.

Di Stefano P., Avellone G., Basilone L., Di Maggio C., Mallarino G., & Nicchitta D. (1997). *Upper Triassic reef to back-reef lagoon facies in the Panormide Platform*. In: R. Catalano (ed.), 8° Workshop ILP Task Force. "Origin of Sedimentary Basins", Field workshop in Western Sicily, Guidebook: 25-29. Altavilla Milicia (Palermo), 7-13 June 1997.

Di Stefano P., Mallarino G., Mindszenty A & Nicchitta D. (2002 a) – *Stop1 – Monte Gallo: a Jurassic angular unconformity marked by bauxites in the Panormide Carbonate Platform*. In M. Santantonio Ed. 6° International Simposium on the Jurassic System. General Field Trip Guidebook. pp. 31-34, 19-22 sept. 2002, Palermo.

Di Stefano P., Galacz A., Mallarino G., Mindszenty A. & Voros A. (2002 b) - *Birth and early evolution of a jurassic escarpment: Monte Kumeta, western Sicily*. Facies, **46**: 273-298.

Eberli G. (1988) - *The evolution of the southern continental margin of the Jurassic Tethys ocean (eastern Alps, Switzerland)*. Sedimentology, **34**: 363-388

Eberli, G.P., Anselmetti, F.S., Betzler, C. Van Konijnenburg, J.H., Bernoulli, D. (2004) - *Carbonate platform to basin transition on seismic data and in outcrop – Great Bahama Bank and the Maiella platform, Italy*. In: Eberli, G.P., Massaferro, J.L., Sarg, J.F. (Eds.), Seismic Imaging of Carbonate Reservoirs and Systems, AAPG Mem., **81**: 207-250

Elter P., Grasso M., Parotto M. & Vezzani, L. (2003) - *Structural setting of the Apennine-Maghrebian thrust belt*. Episodes, **26** (3): 205–211.

Everts A.J.W., Reijmer J.J.G. (1995) - *Clinoform composition and margin geometries of a Lower Cretaceous carbonate platform (Vercors, SE France)*. Palaeo, **119**: 19–33

Everts AJW, Stafleu J, Schlager W, Fouke BW, Zwart EW (1995) - *Stratal patterns, sediment composition, and sequence stratigraphy at the margin of the Vercors carbonate platform (Lower Cretaceous, SE France)*, J. Sediment. Res., **65**: 119– 31.

Fouke BW, Everts AJW, Zwart EW, Schlager W, Smalley PC, Weissert H. (1996) - *Subaerial exposure unconformities on the Vercors carbonate platform (SE France) and their sequence stratigraphic significance.* In: Howell JA, Aitken JF, (Eds.), High Resolution Sequence Stratigraphy: Innovations and Applications, Geol. Soc. of London, Spec. Pub.: 295– 320

Fabbri A. & Curzi P. (1979) - *The Messinian of the Tyrrhenian Sea: seismic evidence and dynamic implications*. G. Geol., **43**: 215-24.

Fabbri A., Gallignani P. & Zitellini N. (1981) - *Geologic evolution of the peri-Tyrrhenian sedimentary basins of Mediterranean margins*. In: Wezel, F. C. (Ed.), Sedimentary Basins of Mediterranean Margins, Bologna (Tecnoprint): 101-126.

Fabiani R. (1941) - *Tracce di Tirreniano (strati a Strombus Bubonius lk.) entro la città di Palermo*. Boll. Soc. Sc. Nat. e Econ. di Palermo, **23**: 3-8.

Fabiani R. & Trevisan L. (1940) - *Prove dell'esistenza di uno stile tettonico a falde di ricoprimento nei Monti di Palermo*. Atti R. Acc. D'Italia, **11**: 437-448.

Ferla P. & Bommarito S. (1988) - *Bauxiti latenti medio-giurassiche nei calcari della piattaforma carbonatica Panormide di Monte Gallo (Palermo)*. Boll. Soc. Geol. It., **121**: 121-137.

Ferla P., Censi P. & Meli C. (2002) - *Petrography and geochemistry of the Monte Gallo Bauxites*. In Santantonio M. (Ed.), General field Guidebook, International Symp. on the Jurassic System, Palermo, Italy: 5-20.

Ferretti O., Immordino F., Niccolai I., Bertoldo M., Buccheri G. & Setti M. (1996) - *Cartografia sedimentologica del Golfo di Castellammare (Sicilia nord-occidentale): informazioni, criteri e finalità*. In: A Colella (Ed). Riunione del Gruppo Sedimentologia del CNR., Catania, 147-148.

PROGETTO CARG

Ferruzza G., Fallo L., Scotti G. & Vaccaro F. (2008) - *Confronto fra l'evoluzione recente di due spiagge bioclastiche: la baia di Mondello (Palermo) e la baia di S. Vito lo Capo (Trapani)*. In: Coste, prevenire, programmare, pianificare. Maratea, 15-17 Maggio 2008: 289-292.

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 Litospheric Tectono-Dynamics of its Tyrrenian Margin from new CROP Seismic Data*. In: Finetti I. R. (Ed.), Crop Project, Deep Seismic Exploration of the Central Mediterranean and Central Italy. Elsevier B.V., **1**: 319-376

Follieri M., Magri D. & Sadori L. (1986) - *Late Pleistocene Zelkova extinction in Central Italy*. New Phytologist, **103**, 269-273.

Follieri M., Magri D. & Sadori L. (1988) - *250,000 year pollen record from Valle di Castiglione (Roma)*. Pollen et Spores, **30**, 329-356.

Folk R. L. (1954) - *The distinction between grain size and mineral composition in sedimentary rocks nomenclature*. Jour. Geol., **62:** 344-359.

Foresi L. M., Bonomo S., Caruso A., Di Stefano E., Salvatorini G. & Sprovieri R. (2001) - *Calcareous plankton high resolution biostratigraphy (foraminifera and nannofossils) of the uppermost Langhian–lower Serravallian Ras Il-Pellegrin section (Malta)*.. In Iaccarino S. (Ed.) - Integrated stratigraphy and paleoceanography of the Mediterranean Middle Miocene. Riv. Ital. Paleont. Strat, **108** (2): 195-211.

Fornaciari E., Di Stefano A., Rio D., Negri A. (1996) - *Middle Miocene quantitative calcareous nannofossil biostratigraphy in the Mediterranean region.* Micropaleontology, **42**: 37-63.

Fornaciari E. & Rio D. (1996) - *Latest Oligocene to early middle Miocene quantitative calcareous nannofossil biostratigraphy in the Mediterranean region.* Micropaleontology, **42**: 1-36.

Gasparo Morticelli M. (2008) - *Le unità tettoniche della catena nella Sicilia centro occidentale. Evoluzione cinematica*. Tesi di Dottorato, Università degli Studi di Palermo.

Gaudin C. T. & Strozzi C. (1860) - *Contributions à la flore fossile italienne*. Nouv. Mém. Soc. Helv. Sc. Nat. (Neue Denkschr. Allg. Schweiz. Ges. Gesammt. Naturwiss.), Mém. IV., **17**: 48 pp.

Gemmellaro G. G. (1872-82) - *Sopra alcune faune giuresi e liassiche della Sicilia*. Atti Accad. Lincei, **12:** 451-472.

Gemmellaro G.G. (1880) - *Sul Trias della regione occidentale di Sicilia*. Atti R. Acc. dei Lincei. XII, ser. III: 25 pp.

Gemmellaro G.G. (1886) - *Monografia sui fossili del Lias superiore delle provincie di Palermo e Messina, esistenti nel Museo di Geologia della R. Università di Palermo*. Boll. Soc. Paleont. It., **2** (1): 57-145.

Gemmellaro M. (1921) - *Il Trias dei dintorni di Palermo. Parte I. La fauna triassica dei calcari delle cave di Bellolampo (Palermo)*. Giorn. Sc. Nat. Econ. Palermo, **33:** 1-72.

Geyssant G. & Enay R. (1991) - *Tithonique*. 3rd Internat. Symp. Giurassic Strat. Poitiers, Abstract Vol.: 134.

Ghisetti F. & Vezzani L. (1984) - *Thin-skinned deformations of the western Sicily thrust belt and relationships with crustal shortening: mesostructural data on the Mt. Kumeta-Alcantara fault zone and related structures*. Boll. Soc. Geol. It. ,**103:** 129-157.

Gignoux M. (1913) - *Les formations marines pliocénes et quaternaires de l'Italie du sud et de la Sicile*. Ann. Univ. Lyon, **36**: 1-693.

Gibbard P. L., Head M. J., Walker M. J. C. and the Subcommission on Quaternary Stratigraphy (2010) - *Formal ratification of the Quaternary System/Period and the Pleistocene Series/Epoch with a base of 2.58 Ma*. J. Quaternary Sc., **25**: 96-102.

Giunta G. & Liguori V. (1970) - *Geologia della penisola di Capo San Vito (Sicilia nord-occidentale)*. Lav. Ist. Geol. Univ. Palermo, **9**: 1-21.

Giunta G. & Liguori V. (1972) - *Geologia della estremità nord-occidentale della Sicilia*. Riv. Min. Sic., **136-138**: 165-226.

Giunta G., Luzio D., Agosta F., Calò M., Di Trapani F., Giorgianni A., Oliveri E., Orioli S.,

PROGETTO CARG

Perniciaro M., Vitale M., Chiodi M., Adelfio G. (2008) - *An integrated approach to investigate the seismotectonics of northern Sicily and southern Tyrrhenian*, Tectonophysics, **476**: 12-21.

Giunta G., Nigro F., Renda P. & Giorgianni A. (2000) - *The Sicilian-Maghrebides Tyrrhenian margin: a neotectonic evolutionary model.* Boll. Soc. Geol. It., **119**: 553-565.

Goes, S., Giardini, D., Jenny, S., Hollenstein, C., Kahle, H.G., Geiger, A. (2004) - *A recent tectonic reorganization in the south-central Mediterranean*. Earth and Planetary Sc. Lett., **266**: 335-345.

Grasso M., Lentini F. & Vezzani L. (1978) - *Lineamenti stratigrafico-strutturali delle Madonie (Sicilia centro-settentrionale).* Geologica Rom., **17**: 45-69.

Greco A. & Buccheri G. (1988) - *Considerazioni paleoecologiche e stratigrafiche sulla malacofauna del Pliocene inferiore della foce del Nocella (Partinico, Palermo).* In Robba E. (Ed.), Atti del IV Simposio di Ecologia e Paleoecologia delle Comunità Bentoniche, Museo Regionale di Scienze Naturali, Torino: 397-427.

Guerrera F., Martin-Martin M., Perrone, V. & Tramontana M. (2005) - *Tectono-sedimentary evolution of the southern branch of the Western Tethys (Maghrebian Flysch Basin and Lucanian Ocean): consequences for Western Mediterranean geodynamics*. Terra Nova **17** (4): 358–367.

Gullo M., Avellone G., Mallarino G. & Di Maggio C. (1997) - *Stop 3. Valle Cuba, Palermo Mts. Upper Triassic-Jurassic basin-to-slope deposits of the Imerese Units.* . 8th Workshop of the ILP Task Force "Origin of Sedimentary Basins": 34-41.

Haq B.U., Hardenbol J., Vail P.R. (1987) - *Cronology of fluctuating sea level since the Triassic*. Science, **235**: 1156-1167

Hantzpergue P., Atrops F. & Enay R. (1991) - *Kimmeridgen*. 3rd Internat. Symp. Jurassic Strat. Poitiers, Abstract vol.: 133.

Hearty P. J., Miller G. H., Stearns C. E. & Szabo B. J. (1986) - *Aminostratigraphy of Quaternary shorelines in the Mediterranean basin*. Geol. Soc. America Bull., **97**: 850-858.

Hills H. (1999) - *Marmi mischi siciliani: invenzione e identità. Collana Biblioteca dell'archivio storico messinese.* Società messinese di storia patria: 457 pp.

Hugonie G. (1979) - *L'èvolution gèomorphologique de la Sicile septentrionale. Thèse lettres (geomorphologie)*, Univ. de Paris - Sorbonne, **2**:565-884.

Hugonie G. (1982) - *Mouvements tectoniques et variations de la morphogenèse au quaternaire en Sicile septentrionale.* Revue de Gèologie Dynamique et Gèographie Physique, **23**: 3-14.

Iaccarino S. (1985) - *Mediterranean Miocene and Pliocene planctic foraminifera.* In: Bolli H. M., Saunders J. B. & Perch-Nielsen K. (Eds.) - Plankton Stratigraphy, Cambridge Univ. Press., **1**: 283-314.

Inea (2000) - *Stato dell'irrigazione in Sicilia. Istituto Nazionale di Economia Agraria (INEA)*, QCS 1994-1999, Programma Operativo Multiregionale (POM) "Ampliamento e adeguamento della disponibilità e dei sistemi di adduzione e di distribuzione delle risorse idriche nelle Regioni dell'Obiettivo 1". Sottoprogramma III Misura 3: "Risorse Idriche, Studio sull'uso irriguo della risorsa idrica, sulle produzioni agricole irrigate e la loro redditività". Coordinamento scientifico: Delfino G., Gruppo di Lavoro INEA per la regione Sicilia, coordinato da Agosta I.: 187 pp.

Istat (2001) - *Ottavo censimento dell'Industria e dei Servizi. Roma*.

Jacquin T., Arnaud-Vanneau A., Ravenne C., Vail P.R. (1991) - *Systems tracts and Depositional Sequence in a carbonate setting: study of a continuous outcrops from platform to basin at the scale of the seismic line*. Marine and Petroleum Geology, **8**: 121-139.

Johansson M., Braakenburg N. E., Stow D. A. V. & Faugeres J. C. (1998) - *Deep-water massive sands: facies, processes and channel geometry in the Numidian Flysch, Sicily*. Sedimentary Geology, **115**: 233-265.

Kozur H. (1989) - *Significance in Conodont evolution for the Permian and Triassic stratigraphy. Courier Forsch.* Inst. Senckenberg, **117**: 358-408.

Lentini F. (1983) - *The geology of the Mt. Etna basement*. Mem. Soc. Geol. Ital., **23**: 7-25.

Lentini F., Carbone S. & Guarnieri P. (2006) - *Collisional and post-collisional tectonics of the*

PROGETTO CARG

*Apenninic-Maghrebian orogen (Southern Italy)*. In: Dilek Y. & Pavlides S. (Eds.): "Post-Collisional Tectonics and Magmatism in the Eastern Mediterranean region". Geol. Soc. Of America, Spec. Paper., **409**: 57-81.

Lo Cicero G. (1987) - *Carbon And Oxigen Isotopic Composition Of Norian Sediments Panormide Carbonate Platform, Palermo Mountains, Sicily.* Rend. Soc. Geol. It., **9** (2): 209-218.

Logan B.W., Rezaki R. & Ginsburg R.W. (1964) - *Classification and environmental significance of algal stromatolites.* J. Geol., **72**: 68-83.

Lucido M. (1992) - *Geomorfologia della piattaforma continentale tra Torre del Pozzillo e Torre Mondello (Sicilia nord-occidentale)*. Naturalista Sicil., **IV**: 91-107.

Lugeon M. & Argand E. (1906 a) - *Sur de grands phénomènes de charriage en Sicile*. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, **142**: 966-969.

Lugeon M. & Argand E. (1906 b) - *Sur la grande nappe de recouvrement de la Sicile*. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, **142**: 1001-1003.

Martini E. (1971) - *Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation*. Proceed. II Planctonic Conference, **2**: 739-777.

Mascle G. (1979) - *Etude géologique des Monts Sicani*. Riv It. Paleont. Strat., Mem. **XVI**: 430 pp.

Mauz B., Buccheri G., Zoller L. & Greco A. (1997) - *Middle to upper Pleistocene morphostructural evolution of NW Sicily coast: thermoluminescience dating and paleontological-stratigrafical evaluations of littoral deposits*. Palaeo, **128**: 269 - 285.

Miall A. D. (1977) - *A review of the braided river depositional environment*. Earth Science Reviews, **13**: 1-62.

Ministero dei Lavori Pubblici (1973) - *Piano Regolatore Generale degli Acquedotti* (Legge 4 Febbraio 1963 n. 129). Indice dei Comuni ed elenco delle acque da riservare - Regione Sicilia. Edigraf, 45 pp., Roma.

Ministero dei Lavori Pubblici - Servizio Idrografico (1934a) - *Le sorgenti italiane. Sicilia*. Vol. **II**, Servizio Idrografico di Palermo. 546 pp., Ist. Poligrafico dello Stato, Roma.

Montana G. & Gagliardo-Briuccia V. (1998) - *I marmi ed i diaspri nell'architettura ornamentale barocca in Sicilia*. F. Flaccovio Ed., Palermo: 135 pp.

Montana G. & Gagliardo-Briuccia V. (2003) - *Les marbres et les jaspes siciliens dans la pratique décorative a "marmi mischi"*. Proceedings «Le marbres de Rois, XVIIe et XVIIIe siècles» Paris-Versailles, 22-24 Mai 2003.

Montanari L. (1965) - *Geologia del Monte Pellegrino (Palermo)*. Riv. Min. Sic., **15** (68-90): 1-64.

Montanari L. (1989) - *Lineamenti stratigrafico-paleogeografici della Sicilia durante il ciclo alpino*. Mem. Soc. Geol. It., **38**: 361-406.

Moullade M. (1980).- *Gargasien*. In: Cavelier C. & Roger J. (Eds.), Les Étages Français et leurs Stratotypes.- Mémo. du Bureau de Recherches Géol. et Minières, Orléans, **109**: 120-122.

Nicchitta D. (1998) - *Sedimentologia e stratigrafia dei carbonati di piattaforma del Cretacico inferiore del Dominio Panormide (Sicilia Nord-Occidentale)*. Atti del 79° Congr. Soc. Geol. It., **B**: 626-629.

Nigro F. & Renda P. (1999) - *Evoluzione geologica ed assetto strutturale della Sicilia centro-settentrionale*. Boll. Soc. Geol. It., **118**: 375, 388.

Nigro F. & Renda P. (2000) - *Un modello di evoluzione tettono-sedimentaria dell'avanfossa neogenica siciliana*. Boll. Soc. Geol. It., **119**: 667-686.

Nigro F. & Renda P. (2002) - *From Mesozoic extention to Tertiary collision: deformation patterns in the units of the north-western Sicilian Chain.* Boll. Soc. Geol. It., **121**: 87 - 97.

Ogniben L. (1960) - *Nota illustrativa dello schema geologico della Sicilia nord - orientale*. Riv. Min. Sic., **64-65**: 183-212.

Oldow J. S., Channel J. E. T., Catalano R. & D'argenio B. (1990) - *Contemporaneous thrusting and large-scale rotations in the western Sicilian fold and thrust belt*. Tectonics, **9** (4): 661-681.

Ottman & Picard (1954) - *Contributions à l'ètude du Quaternaire des règions de Palerme et de*

PROGETTO CARG

*Milazzo (Sicile)*. Boll. Soc. Gèol. France, **6** (4): 395-407.

Pasquarè G, Abbate E., Castiglioni G. B., Merenda L., Mutti E., Ortolani F., Parotto M., Pignone R., Polino R., Premoli Silva I. & Sassi F.P. (1992) - *Guida al rilevamento e all'informatizzazione della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000*. Quaderni SGN, serie III, **1**: 203 pp.

Pasta S. (2000) - *Il patrimonio paleobotanico dei travertini di Montelepre*. "Atti della giornata di studi sulle emergenze geo-paleontologiche di Montelepre, "Montelepre un salto nel passato", Montelepre, 6 dicembre 1998: 18-31.

Patacca E., Scandone P., Giunta G. & Liguori V. (1979) - *Mesozoic paleotectonic evolution of the Ragusa zone (southeastern Sicily)*. Geologica Romana, **18**: 331-369

Perch-Nielsen K. (1985 a) - *Cenozoic calcareous nannofossils*. In: Bolli H. M., Sanders J. B. & Perch-Nielsen K. (Eds.), Plankton Stratigraphy. Cambridge University Press.: 427-554.

Perch-Nielsen K. (1985 b) - *Mesozoic calcareous nannofossils*. In: Bolli H. M., Sanders J. B. & Perch-Nielsen K. (Eds.), Plankton Stratigraphy. Cambridge. Cambridge University Press.: 329-426.

Polsak A., Praturlon A. & Sirna G. (1970) - *Contribution a la correlation de couches cenomanienes a facies netitique carbonatee dans les Dinarides externes et l'Apennin central*. Kongres Geologa SFR, Jugoslavije, **7** (1): 263-274.

Pondrelli S., Salimbeni S., Ekström G., Morelli P., Gasperini A. & Vannucci G., (2006) - *The Italian CMT dataset from 1977 to the present*. Phys. Earth Planet. Int., **159**/3-4: 286-303.

Pratelli W. (1961) - *Osservazioni sulla tettonica dei monti di Palermo*. Riv. Min. Sic., **70-72**: 180-182.

Praturlon A. & Sirna G. (1976) - *Ulteriori dati sul margine cenomaniano della piattaforma carbonatica laziale-abruzzese*. Geol. Rom. **XV**: 83-111.

Piazza S. (1992) - *I Marmi mischi delle chiese a Palermo*, Sellerio: 164 pp.

Posamentier H. W, Allen G. P., James D. H. & Tesson M. (1992) - *Forced regressions in a sequence stratigraphic framework: concepts, examples, and exploration significance*. A.A.P.G. Bull., **76**: 1687 - 1709.

Ramsay A.T.S. (1967) - *A history of organic siliceus sediments in oceans* - special papers In Palaeontology **12:** 199-234.

Regione Sicilia - *Assessorato Territorio e Ambiente (1987) - Piano Regionale di Risanamento delle Acque*, 4 (Valutazione della domanda idrica per usi civili, irrigui e zootecnici), 725 pp., **5** (Valutazione della domanda per usi industriali), 772 pp., 6 (Censimento corpi idrici), 736 pp..

Regio Istituto Idrografico (1909) - *Carta Idrografica d'Italia. Corsi d'acqua della Sicilia con atlante. 2 carte 1:25000*, Stab. Tip. G. Civelli, Roma.

Rigo M. & Barbieri F. (1959) - *Stratigrafia pratica applicata in Sicilia.* Boll. Serv. Geol. Italia, **80**: 351-442.

Rio D., Raffi I. & Villa G. (1990) - *Pliocene - Pleistocene calcareous nannofossil distribution patterns in the Western Mediterranean.* In: Kastens K. A., Mascle J. *et alii* (Eds.), Proc ODP, Sci. Result., **107**: 513-533.

Ruggieri G. (1967) - *Quadro sintetico del Quaternario fra Castellammare del Golfo e Altavilla (Palermo)*. Atti Acc. Gioenia Sc. Nat., Suppl. Sc. Geol., **18**: 345-355.

Ruggieri G. (1978) - *Una trasgressione del Pleistocene inf. nella Sicilia occidentale*. Naturalista Sicil., **2**:159-171.

Ruggieri G. (1979) - *A "new stratigraphy" for the marine Quaternary of Italy*. Litoralia, 9-10.

Ruggieri G. & Cicala A. (1962) - *Il Quaternario inferiore di Terrasini*. Riv. Min. Sic., Anno XIII, **76-78**: 3-7.

Ruggieri G. & Milone G. (1974) - *La macrofauna del Tirreniano di Tommaso Natale (Palermo)*. Boll. Soc. Paleont. It., **12**: 217-222.

Salvador A. (1994) - *International Stratigraphic Guide. A guide to stratigraphic classification, terminology and procedure*. The International Union of Geological Sciences and the Geological

PROGETTO CARG

Society of America (Eds.): 214 pp.

Santantonio M. (1994) - *Pelagic carbonate platform in the geologic record – their classification and sedimentary and paleotectonic evolution.* AAPG Bull., **78** (1): 122-141.

Scinà D. (1818) - *La topografia di Palermo e de' suoi contorni*. Palermo, Reale Stamperia. 292 pp.

Scandone P., Radoicic R., Giunta G., Liguori V. (1972) - *Sul significato delle dolomie Fanusi e dei calcari ad Ellipsactinie della Sicilia settentrionale.* Riv. Min. Sic., **133-135:** 51-61.

Scopelliti G., Neri R., Bellanca A.. Di Stefano P. & Barbieri M. (2009) - *Sedimentology, petrography and geochemistry of a limestone breccia ( Pietra di Billiemi) from north-west Sicily, Italy: implications for evolution of the Tethyan basins around the Triassic/Jurassic boundary*. Sedimentology, **56**, 2: 591-607.

Schmidt di Friedberg P. (1964-65) - *Litostratigrafia petrolifera della Sicilia*. Riv. Min. Sic., **88-90**, **91-93**: 80 pp.

Serra-Kiel J., Hottinger L., Caus E., Drobne K., Ferrandez C., Jauhri A.K., Less G., Pavlovec R., Pignatti J., Samso J.K., Schaub H., Sirel E., Strongo A., Tombareau Y., Tosquella J. & Zakrevskaya E. (1998) - *Larger foraminiferal biostratigraphy of the Tethyan Paleocene and Eocen*e. Bull. Soc. Geol., France, **16**9 (2): 281-299.

Shackleton N. J. (1995) - *New data on the evolution of Pliocene climatic variability*. In Erba E. *et alii* (Eds.), *Palaeoclimate and evolution*, Yale University Press: 242-248.

Seguenza (1873) - *Studi stratigrafici sulla formazione pliocenica dell'Italia meridionale. Parte II*. Boll. Comit. Geol. d'It., n. **1-2:** 29-45.

Selli R. (1974) - *Appunti sulla geologia del Mar Tirreno.* In*:* Paleogeografia del terziario sardo nell'ambito del Mediterraneo occidentale. Rend. Sem. Fac. Sc., Univ. Cagliari, suppl.: 327-349.

Senowbari-Daryan B. (1980) - *Neue kalkschwamme (phinotozoen) aus Obertriadischen Riffkalken von sizilien*. Mitt. Ges. Geol. Bargbaustud, Osterr, **26:** 179-203.

Senowbari-Daryan B. (1984 a) - *Mikroproblematica aus den Obertriadischen Riffkalken von Sizilien.* Munster. Forsch. Geol. Palaont., **61:** 1-81.

Senowbari-Daryan B. (1984 b) - *Ataxophragmiidae (foraminifera) aus den Obertriadischen riffkalken von Sizilien.* Munster. Forsch. Geol. Palaont., **61:** 83-99.

Senowbari-Daryan B. & Abate B. (1986) - *Zur Paläontologie, Fazies und stratigraphie der Karbonate Innerhalb der "Formazione Mufara" (Obertrias, Sizilien).* Naturalista siciliano, **4** (10): 59-104.

Senowbari-Daryan B & Di Stefano P. (2001) - *Middle Triassic dasycladales in Sicily: Evidence of an Anisian?-Ladinian carbonate platform*. Acta Geologica Hungarica, **44** (1): 95-109.

Serra-Kiel J., Hottinger L., Caus E., Drobne K., Ferrandez C., Jauhri A.K., Less G., Pavlovec R., Pignatti J., Samso J. K., Schaub H., Sirel E., Strongo A., Tombareau Y., Tosquella J. & Zakrevskaya E. (1998) - *Larger foraminiferal biostratigraphy of the Tethyan Paleocene and Eocen*e. Bull. Soc. Geol., France, **169** (2): 281-299, Paris.

Servizio Geologico Nazionale (1992) – *Carta Geologica d'Italia -1:50.000. Guida al rilevamento*. Quaderni del Servizio Geologico Nazionale, serie III, **1**.

Servizio Geologico Nazionale (2009) - *Nuove linee guida per il rilevamento geologico delle aree marine ricadenti nei fogli CARG alla scala 1:50.000*. Quaderni del Servizio Geologico Nazionale, serie III, n. 12 (II).

Sissingh W. (1977) - *Biostratigraphy of Cretaceous calcareous nannoplankton*. Geol. Mijnbouw., **56** (1): 37-65.

Speranza F., Maniscalco R., Mattei M. & Funiciello R. (2000) - *Paleomagnetismin the Sicilian Maghrebides: review of the data and implications for the tectonic styles and shortening estimates* Mem. Soc. Geol. It., **55**: 95-102.

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:** 371-414.

Sprovieri R., Bonomo S., Caruso A., Di Stefano A., Di Stefano E., Foresi M. L., Iaccarino S.M.,

PROGETTO CARG

Lirer F., Mazzei R. & Salvatorini F. (2002) - *An integrated calcareous plankton biostratigraphic scheme and biochronology for the Mediterranean middle Miocene*. Riv. It. Paleont. Strat., **108**: 337-353.

Sprovieri R., Di Stefano E. & Sprovieri M. (1996) - *High resolution chronology for Late Miocene Mediterranean stratigraphic events*. Riv. It. Paleont. Strat., **102**: 77-104.

Theodoridis S. A. (1984) - *Calcareous nannofossils biozonation of the Mioceneand revision of the Helicoliths and Discoasters*. Utrecht Micropaleontological Bulletin, **31**: 1–271.

Thomas M.F.H., Bodin S., Redfern J. & Irving D.H.B. (2010) - *A constrained African craton source for the Cenozoic Numidian Flysch: implications for the paleogeography of the western Mediterranean basin*. Earth Science Reviews, **101**: 1-23.

Tongiorgi E. & Trevisan L. (1953) - *Excursion en Sicile*. Livret Guide IV Congr. Intern. INQUA, 1-38.

Toumarkine M. & Luterbacher H. (1985) - *Paleocene and Eocene planktic foraminifera*. In Bolli H. M., Saunders J. B. & Perch-Nielsen K. (Eds.) - Plankton Stratigraphy, Cambridge Univ. Preess., **1**: 87-154.

Trevisan L. (1960) - *Elementi di geologia*. IV Ed., Vallerini E. S., Pisa: 406 pp.

Tucker M. E. & Wright V. P. (1990) - *Carbonate sedimentology*. Oxford, Blackwell Scientific Publications: 496 pp.

Tricomi (1939) - *Brachiopodi liassici di Cozzo di Cugno presso Torretta (Palermo)*. Bol. Soc. Mat. Econ., Palermo, **XXI**: 3-13.

Vail P.R. (1987) - *Seismic stratigraphy interpretation using sequence-stratigraphy*. In: A.W. Bally (Ed.), Atlas of Seismic Stratigraphy. AAPG Stud.Geol., **27**: 1-10.

Van Wagoner J. C., Posamentier H. W., Mitchum R. M., Vail P. R., Sarg J. F. & Loutit T. S. (1988) - *An Overview of the Fundamentals of Sequence Stratigraphy and key definitions*. In: Wilgus C.K., Hasting B., Ross C., Posamentier H.W., Van Wagoner J., Kendall C. G. St. C. (Eds.), Sea level change: an integrated approach. SEPM Spec. P., 1988, **42**: 39-45.

Vecsei A., Sanders D.G.K., Bernoulli D., Eberli G.P., Pignatti J.S. (1998) - *Cretaceous to Miocene sequence stratigraphy and evolution of the Maiella carbonate platform margin, Italy*, In: P.C. de Graciansky , Jan Hardenbol, T. Jacquin & P.R. Vail, Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins, SEPM Spec. Publ., **60**: 53-72

Vörös A., Galácz A. & Catalano R. (1987) - *Stratigraphic data to the Jurassic development of the Panormide Zone (western Sicily)*. Rend. Soc. Geol. It., **9**: 243-248.

Warman M. R. & Arkell W. J. (1954) - *A review of the Jurassic of western Sicily based on new ammonite faunas*. Quart. Journ. of the Geol. Soc. of London, **CX**, (3): 267-282.

Wendt J. (1963) - *Stratigraphisch-palaeontologische Untersuchungen im Dogger Westsizilien*. Boll. Soc. Geol. Paleont. It., **2**: 56-145.

Wendt J. (1969) - *Die stratigraphisch-paleographische Entwiklung des Jura im Westsizilien*. Geol. Rdsch., **58**: 735-755.

Wezel, F.C. (1970 a) - *Numidian Flysch - an Oligocene - Early Miocene continental rise deposit off African platform*. Nature **228** (5268): 275–276.

Wezel F. C. (1970 b) - *Geologia del Flysch Numidico della Sicilia nord -orientale*. Mem. Soc. Geol., It., **9**: 225-280.

Wilson J. L. (1975) - *Carbonate Facies in Geologic History*, Springer-Verlag, 471 pp.

Zarcone G. & Di Stefano P. (2010) - *Mesozoic discontinuities in the Panormide Carbonate Platform: constraints on the palaeogeography of the central Mediterranean*. I.J.G., **2**: 191-194.

Zarcone G., Petti F.M., Cillari A., Di Stefano P., Guzzetta D. & Nicosia U. (2010) - *A possible bridge between Adria and Africa: New palaeobiogeographic and stratigraphic constraints on the Mesozoic palaeogeography of the Central Mediterranean area*. Earth Science Reviews, **103** (3-4): 154-162..

PROGETTO CARG

PROGETTO
CARG