



ISPRA

Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale

SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA

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

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

foglio 605
PACECO

A cura di:

**R. Catalano^{o*1}, C. Di Maggio^{o1}, M. Agate^{o*1}, G. Lena^{o1},
V. Valenti^{*1}, A. Moscarillo²**

Con il contributo di:

**A. Contino^{o1}, A. Incandela^{*1}, M. Gasparo Morticelli^{o1},
E. Di Stefano^{o1}, L. Basilone^{o1}, G. Caputo^{o*1}, A. Sulli^{o1}, M. Mancuso^{o3}**

Aree marine e terrestri^o*

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

² Università di Ginevra

³ IAMC, CNR, Mazara del Vallo

Ente realizzatore



Regione Siciliana - Assessorato Territorio e 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: L. Capitano

**Gestione operativa del Progetto CARG per il Servizio Geologico d'Italia - ISPRA:
M.T. Lettieri**

**Gestione operativa del Progetto CARG per la Regione Siciliana - Assessorato Territorio
e Ambiente: L. Capitano**

PER IL SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA - ISPRA:

Revisione scientifica:

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

Coordinamento cartografico:

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

Revisione informatizzazione dei dati geologici:

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

Coordinamento editoriale

F. Pilato, D. Tacchia

PER LA REGIONE SICILIANA:

Allestimento editoriale e cartografico:

R. Catalano, C. Fazio

Allestimento informatizzazione dei dati geologici:

A. D'Argenio, C. Fazio

Coordinamento informatizzazione:

Prof. M. Giammarinaro

Gestione tecnico-amministrativa del Progetto CARG per la Regione Siciliana: L. Capitano

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

Stampa:

INDICE

I	- INTRODUZIONE	Pag. 7
1.	- MOTIVAZIONI.....»	9
2.	- CONTENUTI, METODI DI INDAGINE E MODALITÀ DI RAPPRESENTAZIONE.....»	10
2.1.	- METODI DI ACQUISIZIONE DEI DATI IN TERRA.....»	10
2.2.	- METODI DI ACQUISIZIONE DATI IN MARE.....»	12
3.	- IL CONTRIBUTO DEGLI AUTORI.....»	13
II	- STUDI PRECEDENTI»	15
I)	- GLI STUDI DI GEOLOGIA REGIONALE E STRUTTURALE.....»	16
II)	- I CONTRIBUTI PALEONTOLOGICO-STRATIGRAFICI.....»	19
III)	- IL CONTRIBUTO DELLA CARTOGRAFIA PRECEDENTE.....»	20
IV)	- CONOSCENZE PREGRESSE SULLE AREE SOMMERSE.....»	21
III	- INQUADRAMENTO GEOLOGICO REGIONALE	23
1.	- INTRODUZIONE	23
2.	- LA CATENA SICILIANA.....»	25
IV	- GEOMORFOLOGIA»	27
1.	- ASSETTO GEOMORFOLOGICO NEL SETTORE EMERSO.....»	27
1.1.	- OROGRAFIA ED IDROGRAFIA	27
1.2.	- LE FORME DEL RILIEVO.....»	30
1.2.1.	- <i>I terrazzi marini</i>»	30
1.2.2.	- <i>Le forme del rilievo dell'area collinare</i>»	31
2.	- LINEAMENTI MORFOLOGICI DEL SETTORE SOMMERSO.....»	32
2.1.	- MORFOLOGIA DELLE AREE COSTIERE E MARINE.....»	32
V	- STRATIGRAFIA»	35
1.	- CRITERI E METODI.....»	35
1.1.	- LITOSTRATIGRAFIA E STRATIGRAFIA A LIMITI INCONFORMI.....»	35
1.1.1.	- <i>Unità a limiti inconformi</i>»	37
1.2.	- BIOSTRATIGRAFIA	37
1.2.1.	- <i>Schemi biostratigrafici adottati</i>»	40
1.3.	- ANALISI DEI LOG DI POZZI STRATIGRAFICI E LORO INTEGRAZIONE NELLA STRATIGRAFIA DI TERRENO.....»	41
1.4.	- SISMOSTRATIGRAFIA	42
1.4.1.	- <i>Le Unità sismiche riconosciute</i>»	43
2.	- DESCRIZIONE DELLE UNITA' LITOSTRATIGRAFICHE.....»	44
2.1.	- SUCCESSIONI MESO-CENOZOICHE DEL DOMINIO PREPANORMIDE.....»	48
2.1.1.	- <i>Formazione Sciacca (SIA)</i>»	49
2.1.2.	- <i>Formazione Inici (INI)</i>»	50

2.1.3.	- <i>Formazione Buccheri (riconosciuta soltanto in Pozzo)</i>	50
2.1.4.	- <i>Calcari a Calpionelle (Lattimusa equiv.)</i>	50
2.1.5.	- <i>Formazione Hybla (HYB equiv.)</i>	51
2.1.6.	- <i>Calclutiti di Dattilo (DAT)</i>	52
2.1.7.	- <i>Argille ed arenarie quarzose di Monte Bosco (BCO)</i>	57
2.1.8.	- <i>Argille marnose, calcari ed arenarie glauconitiche di Monte Luziano (LUO)</i>	60
2.1.8.1.	- <i>Marne, calcari, biocalcareniti ed arenarie glauconitiche di Montagnola della Borranìa (LUO_a, LUO_c)</i>	61
2.1.8.2.	- <i>Arenarie, argille sabbiose, quarzosiliti glauconitiche e calcareniti bioclastiche torbiditiche di Costiere Siggiaie (LUO_b, LUO_d)</i> ...	65
2.1.9.	- <i>Biolititi, biocalciruditi algali glauconitiche e sabbie a grandi macrofossili. "Mischio" (HIO)</i>	67
2.2.	- <i>SUCCESSIONI MESO-CENOZOICHE DEL DOMINIO TRAPANESE</i>	72
2.2.1.	- <i>Formazione Sciacca (SIA)</i>	73
2.2.2.	- <i>Formazione Inici (INI)</i>	73
2.2.3.	- <i>Formazione Buccheri</i>	74
2.2.4.	- <i>"Lattimusa"</i>	74
2.2.5.	- <i>Formazione Hybla</i>	74
2.2.6.	- <i>Formazione Amerillo</i>	74
2.2.7.	- <i>Formazione Bonifato</i>	74
2.2.8.	- <i>Calcareniti di Corleone</i>	75
2.2.9.	- <i>Marne di San Cipirello</i>	75
2.3.	- <i>DEPOSITI DI AVANFOSSA (MIOCENE)</i>	76
2.3.1.	- <i>Formazione Castellana Sicula (SIC)</i>	76
2.3.2.	- <i>Formazione Terravecchia (TRV)</i>	77
2.3.3.	- <i>Formazione Baucina (BAU)</i>	78
2.3.4.	- <i>Gruppo Gessoso-Solfifero (Messiniano superiore)</i>	78
2.3.4.1.	- <i>Formazione di Pasquasia (GPQ)</i>	78
2.3.4.2.	- <i>Arenazzolo (GPQ_s)</i>	80
2.4.	- <i>DEPOSITI DI BACINI DI WEDGE TOP (PLIO-PLEISTOCENE)</i>	81
2.4.1.	- <i>Trubi</i>	81
2.4.2.	- <i>Sedimenti del Pliocene superiore -Pleistocene inferiore (Piacenziano-Gelasiano)</i>	83
2.4.2.1.	- <i>Formazione marnoso-arenacea del Belice (BLC)</i>	83
2.4.2.2.	- <i>Formazione Monte Narbone (NRB)</i>	84
2.5.	- <i>DEPOSITI QUATERNARI</i>	84
2.5.1.	- <i>Depositi Quaternari a limiti inconformi</i>	84
2.5.1.1.	- <i>Sintema di Marsala (MRS)</i>	86
2.5.1.1.a.	- <i>Calcarenite di Marsala (MRS_c)</i>	87
2.5.1.1.b.	- <i>Calcarenite di Favignana (MRS_a)</i>	89

2.5.2.	- Descrizione litologica delle sezioni studiate nell'Isola di Favignana.....»	89
2.5.3.	- Sintema di Paceco (ECP).....»	97
2.5.3.1.	- Litofacies di Ballottella (ECP _a).....»	99
2.5.3.2.	- Litofacies di Panniere (ECP _b).....»	105
2.5.4.	- Sintema di Borromia (BRM).....»	109
2.5.5.	- Sintema di Barcarello (SIT).....»	111
2.5.6.	- Sintema di Capo Plaia (AFL).....»	111
2.5.6.1.	- Depositi palustri di Xitta-Salina Grande (AFL _{e3}).....»	113
2.5.6.2.	- Depositi sabbioso-ghiaiosi e livelli di "caliche" di Mozia (AFL _b).....»	114
2.5.6.3.	- Depositi fluvio-palustri di Chinisia-Birgi (AFL _{e2}).....»	114
2.5.7.	- Depositi antropici.....»	115
2.5.7.1.	- Saline (h ₂).....»	115
2.6.	- DEPOSITI SOMMERSE.....»	116
2.6.1.	- Supersintema Noemi.....»	116
2.6.2.	- Unità marine attuali.....»	118
VI	- GEOLOGIA MARINA. CARATTERI GEOLOGICI DELLE AREE SOMMERSE.....»	121
1.	- PREMESSA.....»	121
2.	- DISTRIBUZIONE DELLE BIOCENOSI A FANEROGAME MARINE.....»	122
VII	- TETTONICA.....»	125
1.	- L'ASSETTO GEOLOGICO DELL'ESTREMITÀ OCCIDENTALE DELLA SICILIA. UNA INTRODUZIONE. »	125
2.	- SCHEMA DELL'EDIFICIO STRUTTURALE NEL FOGLIO "PACECO". UNA CHIAVE DI LETTURA.....»	129
2.1.	- AREE EMERSE.....»	132
2.2.	- AREE SOMMERSE.....»	133
3.	- ANALISI DELLE STRUTTURE E LORO RICOSTRUZIONE»	134
3.1.	- DATI STRUTTURALI RACCOLTI IN AREE DI AFFIORAMENTO SIGNIFICATIVE.....»	134
3.1.1.	- Monte Serro.....»	134
3.1.2.	- Da Timpone Sapone a Rocche Emilio (Costa Chiappera) e Timpone Alto Iola nell'Isola di Favignana (Figg. 85-90).....»	135
3.1.3.	- Baglio Vecchio.....»	140
3.1.4.	- Montagnola della Borrania.....»	140
3.1.5.	- Costiera Siggiaie.....»	141
3.1.6.	- Contrada Marcanzotta.....»	141
3.1.7.	- Costa Guardia.....»	142
3.1.8.	- Maraone e Formica.....»	142

3.1.9.	- <i>Levanzo</i>»	142
3.1.10.	- <i>Favignana est</i>»	143
3.1.11.	- <i>Significato dei dati mesostrutturali</i>»	144
3.2.	- DATI PROVENIENTI DALLA INTERPRETAZIONE DELLE SEZIONI GEOLOGICHE E PROFILI GEOSISMICI IN TERRA.....»	145
3.2.1.	- <i>Sezione geologica Birgi Novo-Vaccaria-M.la della Borranìa Sud (AA'A", Fig. 95)</i>»	146
3.2.2.	- <i>Sezione Staz. Marausa-Case Pozzillo-Timpone Nasco (BB'B", Fig. 96)</i>»	148
3.2.3.	- <i>Profilo geosismico Salina Grande-Stazione di Marausa-Marsala Nord (CC'C", Fig. 97)</i>»	150
3.2.4.	- <i>Profilo Monte Serro Ovest-Piani di Borromia (DD', Fig. 98) ..</i> »	152
3.2.5.	- <i>Sezione Case Borranìa-Case Guarinelle (EE', Fig. 99)</i> »	153
3.2.6.	- <i>Sezione M.la Borranìa-Spartivento-Baglio Chitarra (FF', Fig. 100)</i> »	154
3.3.	- DATI DALLE SEZIONI GEOSISMICHE DELLE AREE SOMMERSE.....»	155
3.3.a.	- <i>La carta tematica</i>»	159
4.	- LE UNITÀ STRATIGRAFICO-STRUTTURALI NELLA REGIONE DEL FOGLIO "PACECO". LIMITI E CARATTERI.....»	162
5.	- DEPOSITI DI BACINI DI <i>WEDGE-TOP</i> E TETTONICA PLIO-PLAISTOCENICA.....»	166
6.	- CENNI SULL'EVOLUZIONE TETTONO-SEDIMENTARIA»	167
6.1.	- TIPOLOGIA E CRONOLOGIA RELATIVA DELLE DEFORMAZIONI NEL FOGLIO "PACECO"»	167
6.2.	- EVOLUZIONE CINEMATICA DELLA REGIONE DEL FOGLIO. UNA SINTESI»	168
6.3.	- CENNI SULL'EVOLUZIONE PALEOGEOGRAFICA DELLA REGIONE DEL FOGLIO»	171
6.4.	- NEOTETTONICA E SISMICITÀ RECENTE.....»	172
VIII	- SFRUTTAMENTO ANTROPICO DELLE RISORSE GEOLOGICHE»	175
1.	- RISORSE MINERARIE.....»	175
2.	- IDROGEOLOGIA.....»	176
3.	- TERMALISMO.....»	178
4.	- EVOLUZIONE DEL PAESAGGIO IN TEMPI STORICI.....»	178
4.1.	- GEOARCHEOLOGIA E GEOMORFOLOGIA DEL PAESAGGIO NEL FOGLIO "PACECO".....»	178
IX	- EXPLANATORY NOTES OF PACECO GEOLOGICAL SHEET .. »	181
1.	- EXTENDED ABSTRACT.....»	181
2.	- LEGEND DESCRIPTION.....»	196
APPENDICE I - STRATIGRAFIA DEI POZZI PER RICERCA DI IDRO- CARBURI»		209
1.	- SETTORE TERRESTRE.....»	209
2.	- SETTORE MARINO.....»	217
BIBLIOGRAFIA»		221

I - INTRODUZIONE

Il Foglio 605 “Paceco” della Carta Geologica d’Italia in scala 1:50.000 (Fig. 1) è stato realizzato grazie alla convenzione tra la Regione Siciliana ed il Dipartimento di Geologia e Geodesia (ora Dipartimento di Scienze della Terra e del Mare - DiSTeM), nell’ambito del Progetto CARG; accordo stipulato tra Servizio Geologico d’Italia (ISPRA) e Regione Siciliana L. 226/99. Responsabile scientifico Prof. R. Catalano.

La convenzione prevedeva il rilievo delle sole aree emerse del Foglio; i rilievi che coprono l’area marina (non finanziati da ISPRA) sono stati forniti, su richiesta della stessa, dal Gruppo di Geologia Marina dello stesso Dipartimento (coordinato dal Prof. R. Catalano). I dati relativi sono stati acquisiti nel corso di studi precedenti svolti dal Gruppo nel quadro di autonome ricerche sui fondali delle Isole Egadi (Figg. 1, 2). Le Note Illustrative riportano il risultato dell’integrazione dei dati del settore marino con le informazioni raccolte nel settore emerso del Foglio.

Il Foglio “Paceco” (Fig. 1) ricade nella provincia di Trapani e contiene l’estremità più occidentale della catena siciliana affiorante e sommersa. L’area è limitata a nord dal territorio di Trapani e dalle propaggini più meridionali di Monte Erice, ad est e sud-est dalla dorsale della Montagna Grande, a sud dal territorio della città di Marsala e ad ovest dal Meridiano 12°20’00” (est da *Greenwich*) passante per Favignana. Nella sua parte emersa, il Foglio 605 “Paceco” comprende la fascia costiera nord-occidentale della Sicilia, l’estremità meridionale dell’Isola di Levanzo e la porzione orientale dell’Isola di Favignana (carta nautica, Fig. 2). La metà occidentale del Foglio (circa 118 km²) ricade invece nel braccio di mare

compreso tra la costa trapanese ad est e le isole di Favignana e Levanzo ad ovest.

La porzione marina del foglio insiste su una vasta parte della piattaforma continentale siciliana. Le profondità medie si aggirano intorno ai -20 m, raggiungendo i -50 m in prossimità del limite nord-occidentale del foglio.

L'attuale configurazione fisiografica è il risultato dell'interazione tra

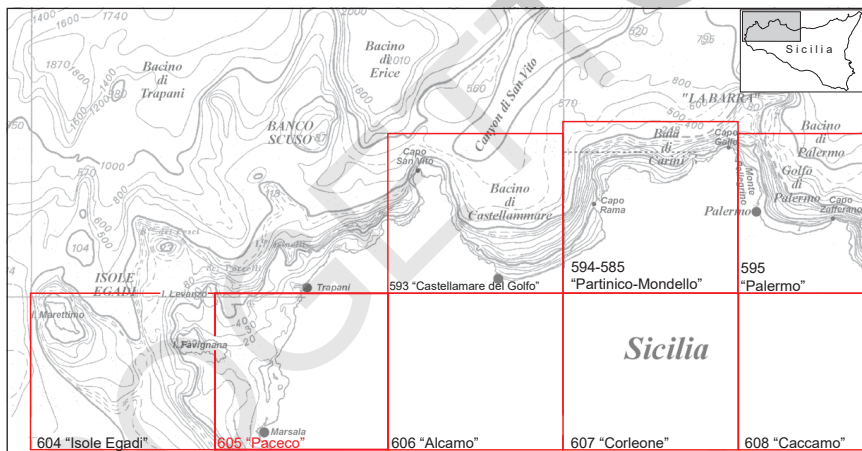


Fig. 1 - Carta batimetrica della Sicilia nord-occidentale e quadro d'unione dei Fogli a scala 1:50.000 del progetto CARG-Sicilia. Localizzazione del Foglio 605 "Paceco" (in rosso).

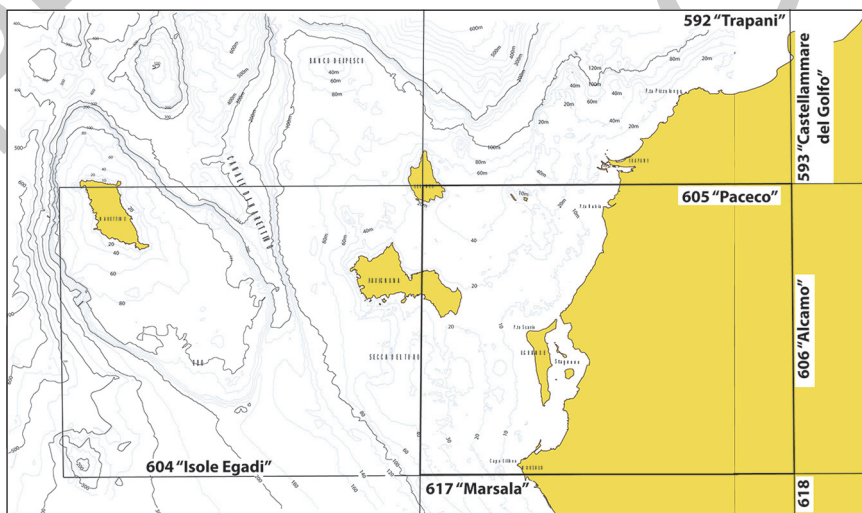


Fig. 2 - Carta batimetrica dell'offshore della Sicilia occidentale e localizzazione del Foglio 605 "Paceco" con riferimento al Quadro d'Unione dei fogli a scala 1:50.000.

processi sedimentari e variazioni relative del livello del mare, avvenuti nel corso del Pleistocene superiore e dell'Olocene.

La linea di costa è caratterizzata da una ripa di erosione (a luoghi impostata su depositi tirreniani) e, meno frequentemente, da spiagge sabbiose e cordoni litorali.

1. - MOTIVAZIONI

Il Foglio “Paceco” presenta alcune peculiarità che ne fanno un'area chiave della geologia dell'estremo settore occidentale della Sicilia e ne giustificano lo studio di dettaglio:

a) presenza di diffuse e potenti successioni di depositi marini, costieri, alluvionali e colluviali, spesso pedogenizzati o marcati da paleosuoli che ricoprono le più antiche successioni mesozoico-neogeniche. L'evoluzione geologico-geomorfologica, all'origine del suo assetto pianeggiante ricostruibile attraverso lo studio dei vari processi erosivo-deposizionali ed eustatici avvenuti nel Quaternario è sicuramente tra gli obiettivi del Foglio;

b) presenza di successioni di rocce mesozoiche-terziarie estese anche al settore marino delle Isole Egadi (vedi avanti) con caratteri dissimili dai terreni affioranti nella Sicilia centrale ed orientale ad est del Foglio “Castellammare del Golfo” (Fig. 1, 2) ma in parte confrontabili con le successioni tunisine;

c) presenza di un esempio ben conservato di costa protetta. Quest'ultima si sviluppa lungo il tratto compreso tra le città di Trapani a nord e di Marsala a sud. L'Isola Grande ripara dal mare aperto il cosiddetto “Stagnone di Marsala”, uno specchio d'acqua quasi chiuso al cui interno sono presenti tre piccole isole; una di esse, l'Isola di San Pantaleo, è nota come sede del sito archeologico punico-romano di Mozia (VIII-III sec. a.C.). Nel corso del tempo le attività degli insediamenti umani lungo questo tratto di costa ne hanno profondamente modificato l'aspetto;

d) presenza delle Saline: l'attività plurisecolare dell'estrazione del sale marino all'interno di vasche artificiali (saline) disposte lungo la costa, ha contribuito alla evoluzione di un paesaggio costiero avente caratteristiche raramente riscontrabili in altre aree del bacino del Mediterraneo;

e) vestigia di una probabile emersione della attuale area marina legata alla fase di abbassamento eustatico verificatasi durante il tardo-Quaternario (circa -120 m rispetto alla quota attuale, BINTANJIA *et alii*, 2005);

f) approccio metodologico: il settore emerso del Foglio (e le immediate aree adiacenti) è caratterizzato, oltre che da estese coperture detritiche recenti, da uno scompaginamento delle giaciture originarie, dovuta alla fase di denudazione spedita di terreni litologicamente disomogenei. Tutto ciò rende difficile estrapolare la continuità dei terreni affioranti, nello spazio (ed in profondità, nel sottosuolo),

non consentendo di registrare le reali giaciture. Gli effetti della tettonica (anche più recente) complicano ulteriormente il quadro rendendo difficoltoso il rilevamento delle successioni stratigrafiche e delle deformazioni presenti. L'apparente caoticità dei componenti rocciosi superficiali ha agevolato nel passato interpretazioni favorevoli alla esistenza di strutture (olistostromi, olistoliti) legate alla tettonica gravitativa. Di converso, la disponibilità di una fitta rete di profili sismici in terra e la loro interpretazione ha consentito di riconoscere le unità stratigrafiche e la loro continuità laterale, anche a livelli superficiali, facilitando la comprensione dell'assetto delle strutture. L'interpretazione in termini geologici dei profili sismici ha contribuito a determinare con una precisione altrimenti impossibile, i caratteri superficiali degli affioramenti e di dotare la carta geologica di indicazioni (immersioni degli strati, pieghe, faglie, etc...) in aree dove i processi di denudazione in atto non avrebbe permesso tale acquisizione.

2. - CONTENUTI, METODI DI INDAGINE E MODALITÀ DI RAPPRESENTAZIONE

Le Note Illustrative, che accompagnano la carta geologica, contengono informazioni e descrizioni dei caratteri stratigrafici dei terreni cartografati, dei lineamenti tettonici principali e dell'evoluzione stratigrafico-strutturale fin qui ricostruita tanto nel settore emerso quanto in quello sommerso.

Nella stesura delle Note si è tenuto conto della esigenza di integrare dati e risultati raggiunti per il Foglio "Paceco" con quelli del Foglio "Castellammare del Golfo" (CATALANO *et alii*, 2011a), ma soprattutto con i dati del Foglio "Isole Egadi" (CATALANO *et alii*, in stampa) precedentemente raccolti in collaborazione tra alcuni ricercatori del Dipartimento di Geologia e Geodesia (oggi DiSTeM) e del Servizio Geologico d'Italia (oggi ISPRA) e già resi pubblici in una edizione preliminare della carta (AGATE *et alii*, 1996; AGATE *et alii*, 1998).

2.1. - METODI DI ACQUISIZIONE DEI DATI IN TERRA

La carta geologica è il risultato dell'esecuzione di rilievi originali che hanno interessato l'intera area e della revisione di alcuni rilevamenti condotti tra gli anni '70 e '90 da studiosi dell'Università di Palermo (cfr. bibliografia cartografica). I rilevamenti originali e le revisioni sono stati raccolti e rappresentati su sezioni topografiche aventi scala 1:10.000 della Carta Tecnica messa a disposizione dalla Regione Siciliana, per essere poi riversati su base cartografica alla scala 1:50.000 dell'IGM. La base topografica, attualmente disponibile a questa scala, è poco dettagliata e manca di un gran numero di toponimi (non solo rispetto alle sezioni

usate per il rilevamento ma anche rispetto alle datate Tavolette in scala 1:25.000) e tra questi, anche alcuni già noti in letteratura come classico riferimento. Questo rende difficoltosi il riferimento e la lettura dei dati geologici; per questo si è convenuto di fare anche ricorso alla citazione di toponimi rinvenibili sulle basi a scala minore. Per la realizzazione del rilevamento delle sezioni si è operato secondo quanto prescritto dal POL ed in conformità alle indicazioni dei Quaderni dell'APAT (oggi ISPRA). I depositi quaternari sono stati cartografati con accuratezza, in quanto informazioni essenziali per il controllo e la tutela del territorio, applicando le norme emanate dal Servizio Geologico d'Italia (1992, 1996, 2001, 2004, 2009). L'esistenza di vaste coperture e manufatti antropici oblitera e/o riduce l'estensione in affioramento di alcune unità litostratigrafiche che invece appaiono più complete e ben rappresentate in aree al limite con gli adiacenti Fogli "Trapani" (contenute in CATALANO *et alii*, 1992b) e "Castellammare del Golfo" (SGI, 2011a) e a cui si farà frequente riferimento.

Il criterio adottato nelle diverse fasi del rilevamento e della rielaborazione cartografica è quello seguito per un buon numero di Fogli della Sicilia Occidentale dal gruppo di ricerca che ha redatto questo Foglio. Il modello interpretativo consente l'individuazione di estesi corpi rocciosi (unità paleogeografiche) depositatisi in specifici paleodomini (insieme di zone isopiche deposizionali, dominio paleogeografico) in tempi precedenti alla deformazione ed al raccorciamento dovuti alla tetto-genesi (CATALANO & D'ARGENIO, 1978). Lo studio delle facies dei terreni affioranti ha così consentito di riconoscere successioni paleozoico-cenozoiche appartenenti a differenti paleodomini crostali (CATALANO *et alii*, 1989).

Per la definizione spaziale delle unità tettoniche e per la loro caratterizzazione interna sono state utilizzate le 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 dalle loro originarie sedi, caratterizzati al tetto ed al letto da limiti tettonici ben tracciabili". Le Unità Stratigrafico-Strutturali appaiono contraddistinte, le une rispetto alle altre, da litologie omogenee a grande scala (al loro interno) e medesimo assetto strutturale. I criteri seguiti nella loro delimitazione sono il riconoscimento della superficie di *thrust* alla base delle varie unità o a volte superfici di disconformità alla base delle unità litostratigrafiche deposte sul dorso delle U.S.S.

Nelle U.S.S. sono state separate unità di rango inferiore (subunità tettoniche) gerarchizzando le superfici tettoniche, identificate in superficie o con l'ausilio dei profili sismici a riflessione.

Molte delle informazioni del sottosuolo provengono dall'interpretazione dei profili sismici a riflessione (messi gentilmente a disposizione da ENI-AGIP), calibrati da alcuni pozzi profondi perforati nell'area per ricerche di idrocarburi, e recentemente reinterpretati nel corso delle ricerche condotte per il Foglio "Paecco".

L'interpretazione dei numerosi profili sismici a riflessione, registrati in terra, oltre che nel settore marino, ha consentito di identificare nel sottosuolo corpi rocciosi, limitati da superfici meccaniche (tettoniche), equivalenti o largamente correlabili con alcune delle unità stratigrafico-strutturali (U.S.S.) meso-cenozoiche definite in affioramento. Alcune di queste si continuano nei Fogli adiacenti (vedi carta schematica della Sicilia Occidentale in cornice o in Fig. 7), costituendo estesi corpi strutturali a scala regionale e mostrano come l'area inclusa nel Foglio geologico rappresenti un settore chiave per la comprensione della catena della Sicilia occidentale.

2.2. - METODI DI ACQUISIZIONE DATI IN MARE

Lo studio del settore marino è stato condotto integrando i dati geologici, acquisiti nel corso di precedenti ricerche scientifiche, con nuove informazioni risultanti dall'interpretazione di profili sismici a riflessione ad alta penetrazione ed acustici (*side scan sonar* in particolare). Il rilevamento della fascia costiera sommersa ed emersa si è avvalso anche dell'analisi fotogrammetrica (rilievo del 1987) e di ortofoto (1998). La rappresentazione cartografica è stata effettuata nel rispetto di quanto previsto dal Programma Operativo coordinato con il Servizio Geologico d'Italia per il rilevamento delle aree marine nel quadro del Progetto CARG (Quaderni del Servizio Geologico d'Italia, Serie III n. 1 (1992) e n. 12 (II, 2009). La base batimetrica sulla quale è stato rappresentato il risultato dei rilievi sottomarini è stata fornita dal Servizio Idrografico della Marina (Foglio IIM n° 260, Fig. 1).

Nel Foglio sono essenzialmente rappresentate: le morfologie rilevate nei fondali, la distribuzione dei sedimenti superficiali, i sistemi deposizionali in via di formazione o relitti, gli affioramenti del substrato pre-olocenico, le principali strutture tettoniche affioranti o sepolte, l'estensione delle praterie a fanerogame marine.

I rilievi sono stati estesi ad un'area marina più ampia di quella inclusa nel Foglio Paceco (Figg. 1, 2), al fine di completare, quando possibile, l'assetto delle strutture tettoniche e di definire un quadro stratigrafico omogeneo e valido anche per l'adiacente Foglio Egadi. Le norme sul rilevamento geologico dei Fogli a scala 1:50.000 (SGI, 1992) prevedono, per la parte sommersa, la rappresentazione dei sedimenti superficiali in termini di composizione, tessitura e sistema deposizionale di appartenenza, integrata da un inquadramento stratigrafico riferito alla Sequenza Deposizionale Tardo-Quaternaria (SDTQ). Nel caso del Foglio "Paceco", per il cui rilevamento del settore marino non era stato assegnato alcun finanziamento, non è stato possibile acquisire nuovi dati di sismica e campioni per una mappatura più dettagliata dei depositi superficiali. Tuttavia, i dati raccolti

dal Gruppo di Geologia Marina di Palermo ed un raffronto con i rilevamenti dell'adiacente Foglio "Isole Egadi" consentono di ricostruire a grandi linee la distribuzione lungo i fondali dei principali sistemi deposizionali olocenici.

Gli strumenti geologici e geofisici utilizzati per il rilevamento dell'area marina sono dunque stati:

- profili sismici a riflessione, gentilmente messi a disposizione da ENI-AGIP, analizzati per la ricostruzione dell'assetto stratigrafico-strutturale. Si tratta di profili multicanale acquisiti principalmente con sorgente *AirGun* e copertura 24 o 48, intervallo di acquisizione fino a 6 s ed interpretati nella versione *stack* e/o migrata;

- stratigrafie di pozzi perforati per la ricerca degli idrocarburi, che hanno permesso di ricostruire l'assetto stratigrafico e di calibrare le linee sismiche a riflessione;

- profili sismo-acustici acquisiti dal Dipartimento di Geologia e Geodesia (oggi DiSTEM) intorno all'isola di Favignana con sorgente *Sub-Bottom Profiler* da 3.5 kHz, analizzati per l'indagine stratigrafica ad alta risoluzione delle coperture sedimentarie tardo-quadernarie;

- profili acustici *side scan sonar*, acquisiti nel corso di successive campagne di indagine allestite dal Gruppo di Geologia Marina del Dipartimento di Geologia e Geodesia (oggi DiSTEM), analizzati per lo studio dei lineamenti geomorfologici, delle coperture sedimentarie e delle principali biocenosi dei fondali. Si tratta di profili acustici a scansione laterale a 100 e 500 hHz acquisiti con sorgente EG&G Mod. 260;

- campioni di sedimento subaffiorante, prelevati mediante benna di tipo *Shipek* ed analizzati dal punto di vista granulometrico e composizionale.

3. - IL CONTRIBUTO DEGLI AUTORI

Nella preparazione del database ASC, con particolare riferimento al settore marino, prezioso è stato il contributo del dott. CARMELO GIBILARO che ha potuto avvalersi della esperienza maturata nella compilazione dei database ASC di numerosi Fogli.

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

I rilievi geologici del Foglio 605 "Paceco" sono stati eseguiti tenendo conto della cartografia precedente (BENEO *et alii*, 1956; D'ANGELO & VERNUCCIO, 1996a; INCANDELA, 1995).

I rilevamenti per la parte emersa, condotti in una prima fase da A. INCANDELA, U. D'ANGELO, S. VERNUCCIO, C. DI MAGGIO, G. LENA, R. CATALANO, sono stati

successivamente effettuati da M. GASPARO MORTICELLI, G. LENA, R. CATALANO, M. MULÈ ed infine rivisti da R. CATALANO, A. CONTINO, G. LENA, M. AGATE. Direttore dei rilevamenti: R. CATALANO. L'esecuzione dei rilievi è risultata ardua 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. Il lavoro di campagna si è giovato del contributo dei profili sismici a riflessione multicanale i cui dati provenienti da precedenti interpretazioni (BORNATI *et alii*, 1997; CATALANO *et alii*, 2002) sono stati integrati da R. CATALANO con la collaborazione di A. SULLI.

Per il settore sommerso, M. AGATE, G. CARUSO, R. CATALANO, G. DI GRIGOLI, M. MANCUSO hanno elaborato la cartografia marina restituendo i risultati delle analisi sismostratigrafiche (V. VALENTI, R. CATALANO), e i dati raccolti negli anni precedenti dai ricercatori del Gruppo di Geologia Marina (GGM, coordinato da R. CATALANO).

I seguenti ricercatori hanno contribuito alla stesura delle Note illustrative:

Introduzione, studi precedenti 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.

Stratigrafia (**Titolo V**): R. CATALANO con contributi di L. BASILONE (depositi mesocenozioci), G. LENA (depositi quaternari).

Depositi Quaternari con riferimento ai sintemi (**Titolo V**, Cap. 2.5.): A. MOSCARELLO (Calcarenite di Favignana), C. DI MAGGIO, G. LENA, R. CATALANO.

Geologia marina. Caratteri geologici delle aree marine e distribuzione delle biocenosi a fanerogame marine (**Titolo VI**): R. CATALANO, M. MANCUSO, M. AGATE.

Tettonica (**Titolo VII**): R. CATALANO.

Analisi mesoscopica dei dati strutturali raccolti in aree di affioramento significative (**Titolo VII**, § 3.1.): M. GASPARO MORTICELLI, R. CATALANO, A. INCANDELA.

Elaborazione e ricostruzione dei profili geologici (**Titolo VII**, § 3.2.): R. CATALANO, A. SULLI (aree emerse).

Dati dalle sezioni geosismiche delle aree sommerse (**Titolo VII**, § 3.3.): R. CATALANO, V. VALENTI.

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

Coordinamento e revisione finale del testo: R. CATALANO.

II - STUDI PRECEDENTI

Vengono qui di seguito riportati gli elementi essenziali degli studi precedenti, svolti da vari ricercatori, nell'area del Foglio e nella regione adiacente. Per semplicità di lettura si è scelto di raggruppare le informazioni seguendo il criterio di separare gli studi di geologia regionale e strutturale da quelli stratigrafici e paleontologici e le conoscenze pregresse dei rilievi cartografici in terra da quelle riguardanti l'area marina. Le loro implicazioni verranno ulteriormente analizzate nel corso della discussione dei dati e riprese nello svolgimento delle conclusioni.

Le conoscenze più datate sulla geologia di questa area risalgono alla fine dell'800, quando BALDACCI (1886) pubblica i rilievi geologici relativi alle Isole Egadi e l'estremità occidentale della Sicilia (Fig. 3) e considera la regione a sud di Paceco caratterizzata dalla diffusa presenza delle "solite argille scagliose eoceniche" che formano basse collinette "degradanti verso il mare". Successivamente LUGEON & ARGAND (1906) ed ARBENZ (1908), introducendo i concetti sull'esistenza di falde di ricoprimento in Sicilia, fanno un riferimento anche al settore in studio.

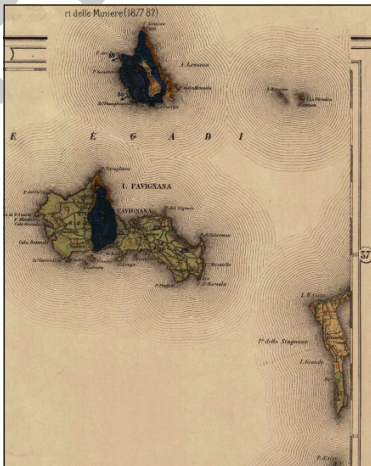


Fig. 3 - Rilievi geologici eseguiti da BALDACCI 1886.

I) GLI STUDI DI GEOLOGIA REGIONALE E STRUTTURALE

I dati più significativi vengono qui di seguito riassunti rispettando una successione temporale che corrisponde al progressivo sviluppo di nuove vedute geologiche:

a) Negli anni '50/60 si affermano i concetti legati alla tettonica gravitativa (MARCHETTI, 1956) (olistostromi ed olistoliti) quale chiave di interpretazione dell'assetto strutturale della regione (BENEÒ 1956). BENEÒ *et alii* (SGI, 1956) pubblicano il rilievo geologico del Foglio "Castelvetrano" in scala 1:100.000 (SGI, 1956) che, pur ancorato alle dominanti concezioni di tettonica gravitativa del tempo e carente nelle indagini sedimentologiche e biostratigrafiche, rimane insuperato dal punto di vista del dettaglio cartografico ed ancora oggi fonte di suggerimenti preziosi, anche per quanto attiene l'area corrispondente al Foglio "Paceco" (vedi avanti). Anche sulla base di questi rilievi, RIGO DE RIGHI (1956) individua nella Sicilia occidentale e descrive regionalmente il "Bacino di Trapani", riprendendo quanto illustrato nell'originario lavoro di BENEÒ (1956) per la Sicilia centro-meridionale. Il Bacino di Trapani corrisponderebbe ad una "fossa di subsidenza miocenica riempita da materiali terziari, costituiti da colate di olistostromi prodotte da frane e scivolamenti conseguenti a movimenti orogenetici" (che l'Autore non definisce con chiarezza) e da terreni in posto del Miocene inferiore e del Tortoniano. Secondo l'interpretazione di questo Autore, ripresa da TRIMAILLE (1982, Fig. 4), il Bacino di Trapani, limitato a nord dalla dorsale di Monte Erice, ad est ed a sud dalla dorsale di Monte Inici-Montagna Grande, risulterebbe "aperto ad occidente" verso le Isole Egadi. I terreni terziari sarebbero olistostromi originati da quattro colate avvenute nel Miocene inferiore e nel Tortoniano. L'area di provenienza degli olistostromi sarebbe riconoscibile anche sulla base della gravimetria (i cui dati, raccolti in quegli anni, appaiono molto preliminari) che segnalerebbe forti anomalie positive nell'area delle Isole Egadi, interpretate come aree denudate di terreni terziari. Queste ricostruzioni in termini di tettonica gravitativa hanno pochi riscontri sul campo

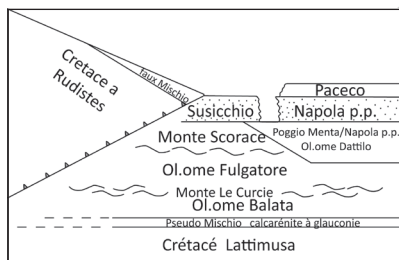


Fig. 4 - Schema strutturale della regione compresa i Monti di Capo San Vito e la regione compresa nel Foglio "Paceco" (da TRIMAILLE, 1982).

ma trovarono un certo seguito negli anni successivi, da parte di diversi studiosi (TRIMAILLE, 1982; SESTINI & FLORES, 1986; ABATE *et alii*, 1996) che tornarono a descrivere con varie argomentazioni il "Bacino di Trapani" (il termine "bacino" chiaramente non appropriato perché non corrispondente al concetto fisiografico di area deposizionale in atto; BALLY *et alii*, 1985). Questo termine viene usato largamente dai petrolieri per indicare un

bacino minerario o petrolifero e quindi una struttura comprendente anche informazioni sulla deformazione tettonica dell'area considerata (i bacini intesi in questa accezione sono infatti a volte dei veri e propri segmenti di catena). Del Bacino di Trapani *sensu* RIGO DE RIGHI, una interpretazione più convincente (legata alle informazioni provenienti dai primi dati resi noti di sismica a riflessione) viene offerta da SESTINI & FLORES (1986) che considerano l'area come una depressione strutturale al margine del fronte della catena della Sicilia nord-occidentale formatasi alla fine del Miocene e che si svilupperebbe con una direzione NE-SO dal Golfo di Castellammare al Banco Avventura nel Canale di Sicilia (Figg. 2, 6). In questa area, limitatamente al settore di Trapani (ed implicitamente per l'area ricoperta dal Foglio "Paceco") questi Autori continuano ad ammettere la presenza di olistostromi durante la sedimentazione del Miocene superiore.

b) Un diverso approccio è alla base dei lavori di GIUNTA & LIGUORI (1972, 1973), autori di una innovativa analisi stratigrafica dei terreni carbonatici mesozoici e di quelli terrigeni neogenici lungo la fascia settentrionale tra Capo San Vito e le Isole Egadi. L'interpretazione strutturale è legata alla tettonica a "thrusts", influenzata, tuttavia, dalle concezioni gravitative del tempo.

GIUNTA & LIGUORI (1972, 1973) nella regione compresa tra Erice e la Penisola di Capo San Vito (solo in una piccola parte riguardante l'area del Foglio in studio) raggruppano i depositi affioranti nelle "facies" tipo Trapanese, di Monte Acci (i terreni oligomiocenici di Monte Luziano e Monte Bosco) e del Complesso Plastico. Quest'ultimo sarebbe un "cuscino" di argille caotiche di spessore poco definito ma superiore ai 200 m costituente l'elemento tettonico che si interpone tra le unità di Monte Acci e l'Unità Inici Montagna Grande (facies Trapanese). I terreni in facies Trapanese vengono ritenuti regionalmente "autoctoni". Gli AA ricostruiscono un modello paleogeografico essenzialmente "cilindrata" nel quale alcuni settori paleogeografici figurano solo sulla base di ipotesi non suffragate dalla presenza in affioramento degli originari depositi. Uno schema strutturale sostanzialmente analogo nelle geometrie tettoniche viene suggerito da ANDREIEFF *et alii* (1974) nello studio della regione al limite orientale con il Foglio "Paceco".

c) Negli anni '80/90 l'approccio stratigrafico-strutturale sul terreno viene integrato (nella regione della Sicilia occidentale) dai risultati di ricerche nelle aree marine adiacenti ottenuti dall'applicazione di metodologie prevalentemente geofisiche. CATALANO & D'ARGENIO (1978, 1982) e successivamente CATALANO *et alii* (1985, 1988, 1989) approfondiscono alcuni temi regionali completando le conoscenze stratigrafiche dei terreni meso-cenozoici delle Unità Prepanormidi. Questi Autori, sulla base della comparazione con i dati raccolti nell'adiacente settore marino, basati sull'interpretazione di profili sismici nel Canale di Sardegna e Sicilia, ricostruiscono uno schema paleogeografico dell'area successivamente ripreso in BORNATI *et alii* (1997) e CATALANO *et alii* (2002). Questi lavori aggiungono nuovi dati alle conoscenze di aree in parte comprese nel Foglio "Paceco".

d) Uno schematico ma completo gruppo di informazioni stratigrafico-strutturali viene riportato da CATALANO *et alii* (1992b) per la Sicilia centroccidentale nella carta geologica (1.500.000) dell'ancora insuperato Modello Strutturale d'Italia (BIGI *et alii*, 1992b). I contributi cartografici relativi al settore della Sicilia occidentale non sono stati contraddetti dai lavori successivi (ABATE *et alii*, 1991; D'ANGELO & VERNUCCIO, 1996a).

e) La considerazione dell'importanza della ricostruzione delle relazioni tra basamento crostale ed originarie coperture sedimentarie (oggi rappresentate da corpi geologici deformati) sta alla base delle ricostruzioni paleogeografiche elaborate a partire dagli anni '60. Gli schemi paleotettonici e paleogeografici di riferimento, proposti da OGNIBEN (1960), GIUNTA & LIGUORI (1973), ANDREIEFF *et alii* (1974), BROQUET *et alii* (1984) e CATALANO & D'ARGENIO (1978, 1982), per la Sicilia centro-settentrionale e settentrionale, sono riassumibili in una ricostruzione che vede, da quelli più interni verso l'esterno, la presenza di un Dominio Interno o Sicilide, del Dominio Panormide, del Dominio Imerese, del Dominio Trapanese, del Dominio Sicano, del Dominio Esterno o Saccense. Tuttavia questi schemi non trovano facile corrispondenza (come si dirà più avanti) nello studio dei terreni e delle strutture siti nella estremità occidentale della Sicilia ed in particolare nell'area compresa nel Foglio "Paceco". Nella regione, non affiorano infatti depositi riferibili al Dominio Sicilide, né al Dominio Imerese, anche se nel passato, alcuni Autori hanno riferito parte dei terreni meso-cenozoici al Dominio Imerese (CATALANO & D'ARGENIO, 1982) o al Dominio Imerese-Numidico (BIGI *et alii*, 1992). In particolare, le successioni terrigene oligo-mioceniche di Monte Luziano e Monte Bosco (GIUNTA & LIGUORI, 1972, 1973) che affiorano anche nel settore settentrionale ed orientale del Foglio "Paceco" sono state oggetto di diverse interpretazioni paleogeografiche da parte degli Autori precedenti che hanno assegnato questi terreni al Dominio Imerese (GIUNTA & LIGUORI, 1972, 1973), o al Dominio Prepanormide (CATALANO & D'ARGENIO, 1982; CATALANO *et alii*, 1989; OLDOW *et alii*, 1990; ABATE & INCANDELA, 1998).

Nel quadro dell'evoluzione del margine continentale Africano in Sicilia gli schemi paleogeografici di CATALANO & D'ARGENIO (1978) e CATALANO *et alii* (1989) riportano anche l'esistenza di un dominio Prepanormide che viene situato in posizione interna (riferito all'originario margine continentale Africano) alla Piattaforma Panormide e giustapposto lateralmente al Bacino Imerese. Sulla base dei dati derivanti dalla interpretazione di profili sismici multicanale, CATALANO (1987) riconosce nel settore delle Isole Egadi un edificio strutturale a pieghe e sovrascorrimenti, con vergenza verso est-sud-est e verso sud, risultato di una progressiva deformazione a partire dal Miocene medio-superiore. L'Autore attribuisce le successioni affioranti alle Isole Egadi al paleodominio pre-Panormide, e considera le derivanti unità tettoniche come quelle geometricamente più elevate nella pila tettonica, ritenuta, nella regione, potente almeno 10 km.

Un panorama delle ricerche stratigrafico-strutturali successive e dati di dettaglio sulla successione Prepanormide sono riportati in CATALANO (1997), CATALANO *et alii* (1996), BORNATI *et alii* (1997), ABATE & INCANDELA (1998), CATALANO *et alii* (1998a, b), CATALANO *et alii* (2002).

II) I CONTRIBUTI PALEONTOLOGICO-STRATIGRAFICI

Ben documentati sono i contributi relativi alla stratigrafia dei terreni mesozoici (GIUNTA & LIGUORI, 1972; TRIMAILLE, 1982; CATALANO & D'ARGENIO, 1978; CATALANO *et alii*, 1989; SCHMIDT DI FRIEDBERG, 1964-65; MAZZA, 1985; INCANDELA, 1995; ABATE *et alii*, 1996) e dei depositi pleistocenici che affiorano diffusamente lungo la fascia costiera tra Paceco e Marsala (BALDACCI, 1886; TREVISAN & DI NAPOLI, 1938; DE STEFANI, 1953; MALATESTA, 1957; RUGGIERI, 1978; RUGGIERI & UNTI, 1974; RUGGIERI *et alii*, 1968, 1975; ABATE *et alii*, 1999; D'ANGELO & VERNUCCIO, 1996b).

In particolare, RUGGIERI & UNTI (1988) datano al Tirreniano una malacofauna marina rinvenuta in un “terrazzo a bassa quota” nelle vicinanze di Birgi Nuovo e ne deducono, per la verità senza approfondimenti, che “ai depositi superficiali della regione circostante andrebbe estesa una età tirreniana”.

RUGGIERI *et alii* (1975) usano per primi il termine litostratigrafico di “Calcareniti di Marsala”, per le calcareniti giallastre non bene cementate e scarsamente fossilifere con *Arctica islandica* (LINNAEUS) datate al Calabriano (come allora inteso) intercalate a rare e sottili argille sabbiose contenenti il gasteropode *Nassarius striatulus* (EICHWALD, 1829). BONOMO *et alii* (1994) studiano, dal punto di vista sedimentologico, i corpi sedimentari calcarenitici, disposti pressoché parallelamente all'attuale linea di costa tra Marsala e Trapani. Gli Autori ne ricostruiscono una evoluzione ambientale da depositi di barre sottomarine a depositi di ambiente continentale. BONOMO *et alii* (1996) e D'ANGELO & VERNUCCIO (1996b) segnalano la presenza di una successione di terrazzi marini nella porzione costiera del Foglio, sostenendo di riconoscerne otto ordini spesso ricoperti da depositi clastico-carbonatici. D'ANGELO & VERNUCCIO (1996b) operano una correlazione (risultata poco convincente) tra superfici dei terrazzi individuati e *stages* isotopici e assegnano le prime all'intervallo Pleistocene medio-superiore. Processi deposizionali e tettonica sinsedimentaria nelle calcareniti quaternarie del settore orientale dell'Isola di Favignana vengono illustrati da INCANDELA (1995, 1996), ABATE *et alii* (1999), SLACZKA *et alii* (2011), SLOOTMAN *et alii* (2016). Le calcareniti sarebbero caratterizzate da associazioni di facies, che nel loro complesso indicano ambienti deposizionali di spiaggia/mare basso.

Studi mineralogico-petrografici significativi “sulle glauconiti ed ialoclastiti in area trapanese” sono quelli di ANZALDI & VIANELLI (1974) che portano a

interessanti considerazioni sulla presenza della glauconite nei depositi carbonatici, sulle sue caratteristiche e sulle condizioni ambientali di deposizione connesse alla “trasgressione langhiana”. Lo studio mineralogico in sezione sottile mostra una roccia calcarea, costituita da abbondanti granuli verde scuro a grappoli o ovoidali, gusci riempiti di cristalli verdi o plaghe bruno verdastre. Gli Autori indicano un ambiente deposizionale di acque relativamente agitate e scarsa sedimentazione ed escludono un’origine dovuta a trasformazione di prodotti vulcanici.

III) IL CONTRIBUTO DELLA CARTOGRAFIA PRECEDENTE

Il settore emerso del Foglio “Paceco” è totalmente coperto da rilievi geologici ufficiali (i più antichi sono quelli di BALDACCI (1886) relativi ai Fogli al 100.000 redatti a cura del Regio Comitato Geologico); privo di rilievi è invece il settore marino del Foglio.

I rilievi cartografici più significativi a cui si è fatto riferimento nelle fasi di rilevamento sono quelli del Foglio “Castelvetrano” alla scala 1:100.000 di BENELO *et alii* (SGI, 1956) (stampato a cura del Comitato Geologico della Regione Siciliana, 1956). I terreni compresi tra il Cretacico ed il Miocene medio sono cartografati come appartenenti ad un “complesso plastico” argilloso-marnoso-arenaceo formato da accumuli di risedimentazione di vario genere. Tra questi, quelli “caotici” vengono indicati come olistostromi ai quali sarebbero intercalati sedimenti “normali” del Miocene medio. L’olistostroma, secondo gli Autori, sarebbe costituito da una pasta di fondo argillo-marnosa e calcarea in cui sarebbero state riconosciute microfaune che vanno dal Cretacico al Miocene medio. Questo complesso conterrebbe vari olistoliti che sono descritti come zolle lapidee di varie dimensioni, costituiti in gran parte da calcari ed arenarie di età compresa tra il Cretacico ed il Miocene inferiore. Il Foglio “Castelvetrano” manca di Note illustrative e le sezioni geologiche riportate in cornice non sempre raffigurano l’assetto tettonico descritto sulla base dell’interpretazione delle giaciture affioranti, basata sulle ipotesi di tettonica gravitativa.

Si è anche tenuto conto di più recenti rilievi e di rilevamenti a scale diverse riguardanti particolari settori ricadenti nel Foglio, risultanti da studi e ricerche accademiche di gruppi di studiosi. In particolare ci riferiamo alla carta con scala 1:200.000 di GIUNTA e LIGUORI (1972), alla carta dei limiti litologici riportata nella tesi di dottorato di TRIMAILLE (1982), e ai rilievi (inediti) di INCANDELA (1995). Questo Autore illustra i dati di stratigrafia (raccolti in occasione del Dottorato) di una regione corrispondente al settore settentrionale del Foglio “Paceco” e definisce, grazie all’analisi mesostrutturale, i caratteri tettonici di alcuni corpi sedimentari di limitato spessore assegnati alle Unità del Dominio Prepanormide.

Nella “Carta geologica dell’area tra Marsala e Paceco”, alla scala 1:50.000 D’ANGELO & VERRUCCIO (1996a) assegnano, con l’ausilio dei dati dei pozzi

profondi, i depositi del Cretacico-Messiniano inferiore ad una unità tettonica regionalmente scollata. Malgrado la presenza di una dettagliata legenda, la carta geologica appare poco informativa per la mancanza di Note illustrative. Nel rilevamento pubblicato vengono indicati sistemi di faglie e di pieghe con assi ad andamento da E-O a NO-SE.

ABATE *et alii* (1997) riprendono i risultati degli studi originari di INCANDELA (1995) con la pubblicazione di rilievi geologici relativi alle Isole di Favignana e Levanzo alla scala 1:25.000, accompagnati da brevi note descrittive, corredate di studi meso-strutturali e di neotettonica (ABATE *et alii*, 1995; INCANDELA, 1996; TAVARNELLI *et alii*, 2003).

IV) CONOSCENZE PREGRESSE SULLE AREE SOMMERSE

L'assetto geologico del settore marino del Foglio "Paceco" non era precedentemente noto malgrado le intense ricerche (Pozzi esplorativi ed acquisizione di numerose linee sismiche) cui l'area era stata sottoposta alla fine degli anni '70/80 per la ricerca di idrocarburi. Gran parte di queste acquisizioni (linee sismiche in particolare) sono stati, in questa sede, consultati grazie alla disponibilità di Eni.

Come già ricordato, non esistono riferimenti bibliografici di natura geologica sul settore marino del Foglio "Paceco" né conoscenze dirette dei depositi costituenti le aree sommerse. Per le aree marine adiacenti (Fig. 5) anche esterne al perimetro del Foglio sono note le informazioni provenienti dai lavori di CATALANO (1987), CATALANO *et alii* (1989), ANTONELLI *et alii* (1991). Dalla seconda metà

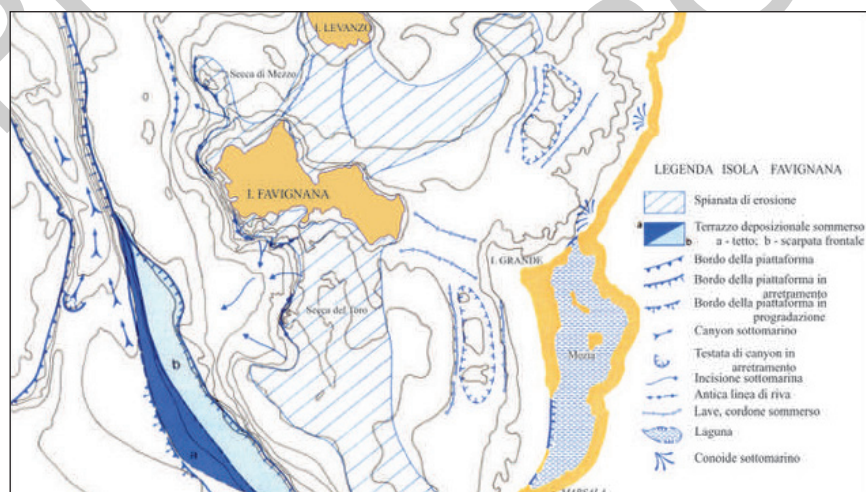


Fig. 5 - Schema geomorfologico dell'area compresa tra il Canale di Marettimo e la costa occidentale siciliana (fra Trapani e Marsala), secondo D'ANGELO *et alii*, 2004.

degli anni ottanta, gli studi basati anche sull'interpretazione di profili sismici a riflessione e di pozzi per la ricerca di idrocarburi, hanno consentito di definire più compiutamente l'assetto strutturale dell'intero arcipelago, e di precisarne meglio l'evoluzione tettono-stratigrafica. Attraverso l'analisi delle linee sismiche, CATALANO (1987) e CATALANO *et alii* (1989), riconoscono nel settore delle Isole Egadi un edificio strutturale a pieghe e sovrascorrimenti, con vergenza verso est-sud-est, progressivamente deformato a partire dal Miocene medio-superiore. La pila di unità tettoniche risulta spesso più di 10 km.

Sulla scorta degli stessi dati sismici ARGNANI *et alii* (1989) descrivono il sistema di avanfosse frontali sviluppatosi durante il Neogene ed il Quaternario nello Stretto di Sicilia, a sud ed al largo delle Isole Egadi. Il sistema risulterebbe costituito da due distinti bacini di avanfossa che presentano differenti direttrici tettoniche ed età del riempimento sedimentario.

L'assetto morfologico attuale della fascia costiera e della piattaforma continentale tra la costa siciliana e le isole di Favignana e Levanzo viene descritto da COLANTONI *et alii* (1993), AGNESI *et alii* (1993), D'ANGELO *et alii* (2004, Fig. 5). AGATE *et alii* (1996) ed AGATE *et alii* (1998), servendosi dell'analisi sismostratigrafica e sequenziale, ricostruiscono la geometria e l'evoluzione della Sequenza Deposizionale Tardo-Quaternaria (SDTQ) dei depositi progradanti al margine della piattaforma continentale sita nell'adiacente Foglio "Isole Egadi" (SGI, in stampa).

III - INQUADRAMENTO GEOLOGICO REGIONALE

1. - INTRODUZIONE

La catena siciliana (Figg. 6-8) è un segmento del sistema Appennini-Tirreno la cui formazione è legata ad ambedue gli eventi legati alla convergenza post-collisionale tra Africa ed un complesso settore di Crosta "Europea" (Arco Calabro) ed alla coeva subduzione della litosfera Adriatico-Ionico-Africana (DOGLIONI, 1991; DOGLIONI *et alii*, 1999; CHIARABBA *et alii*, 2008). Dal Miocene al Pleistocene la distensione, instauratasi nel Tirreno, si sviluppò contemporaneamente al processo di raccorciamento e di *thrusting* nel sistema arcuato di catena Appennino-Sicilia con vergenza orientale e meridionale. 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) nel quadro del Mediterraneo Centrale. Quest'ultimo è considerato come un Orogene terziario-pleistocenico, modificato da processi di *back arc* e dalla fase contrazionale attuale. Il Mediterraneo centrale (Fig. 7) è formato da diversi elementi tettonici: a) la Sardegna e la catena Alkapeca sovrascorsi su b) Sistema di catena costituito dalle Unità del Tell-Sicilidi-Flysch Numidico (comuni alla Sicilia ed alla Tunisia); c) il FTB Siciliano strutturalmente (ma non stratigraficamente) omogeneo alla catena sommersa di Nilde e della Tunisia (transizione laterale del Sistema Atlasico); d) il Cuneo di accrezione Ionico e la adiacente crosta oceanica; e) la Monoclinale crostale, costituente l'Avampaese Ibleo-Pelagiano che, a sua volta, rappresenta l'estensione settentrionale del Promontorio Pelagiano chiaramente attaccato all'Africa.

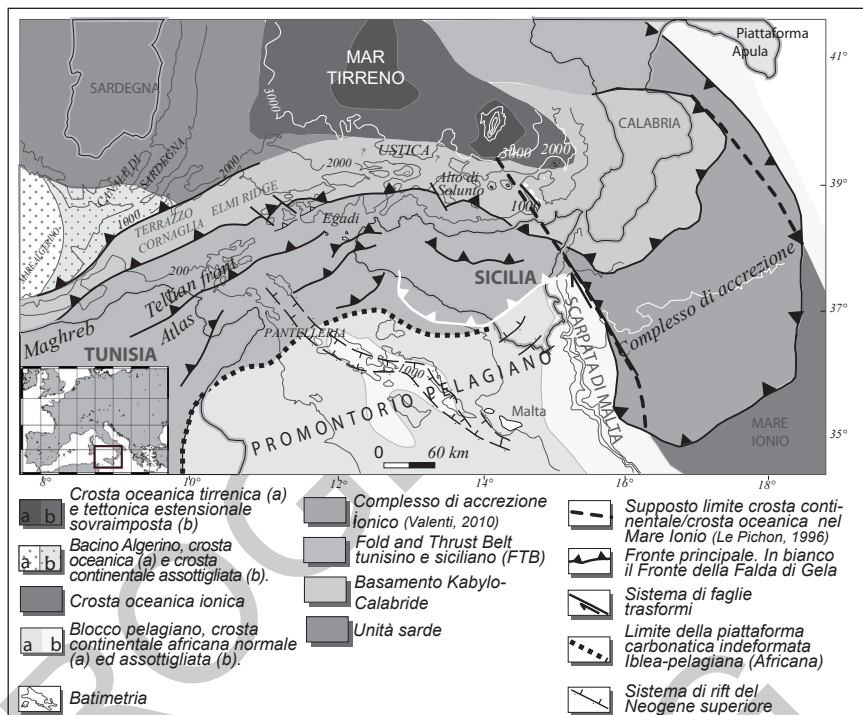


Fig. 7 - La carta illustra i differenti settori crostali della regione centrale del Mediterraneo (modif. da CATALANO et alii, 2001, 2002; CATALANO et alii, 2013b). Il settore della crosta oceanica del Mar Tirreno è stato ripreso da KASTENS et alii, 1987; la faglia con probabile componente transensiva lungo il margine ionico è tratta da CHAMOT ROOKE et alii, 2005.

2. - LA CATENA SICILIANA

Tre elementi principali costituiscono il complesso collisionale della Sicilia (Fig. 8) e del suo prolungamento *offshore*: a) un'area di avampaese, affiorante nella Sicilia sud-orientale e presente nel Canale di Sicilia a sud di Sciacca; b) un'avanfossa recente, localizzata nell'*offshore* meridionale della Sicilia e nel Plateau Ibleo lungo il margine settentrionale dell'avampaese. Essa è in parte sepolta dal fronte della catena nella Sicilia meridionale e nel Bacino di Gela; c) una catena complessa, vergente verso E e SE, spesso a luoghi più di 15 km, costituita dalle Unità calabro-peloritane e dalle Unità Siciliane. Le unità più settentrionali sono generalmente collassate con l'apertura del Tirreno centro-meridionale. Recenti indagini (CATALANO et alii, 2000 a, b; ACCAINO et alii, 2011; CATALANO et alii, 2013b) indicano che la catena siciliana (con esclusione dell'elemento calabro-peloritano) è caratterizzata da occidente ad oriente dalla presenza di corpi pellicolari derivanti dalla deformazione di originari domini meso-cenozoici

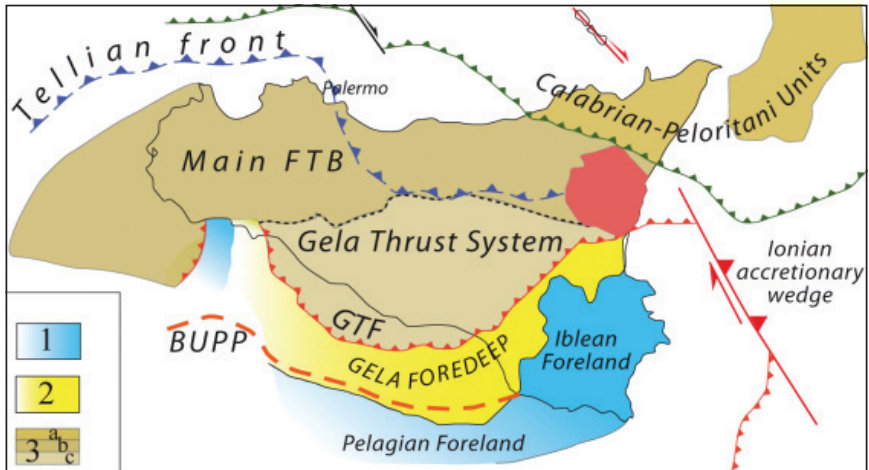


Fig. 8 - Elementi principali caratterizzanti il complesso collisionale della Sicilia. 1) Avampaese Ibleo-Pelagiano non deformato, 2) Avanfossa attuale; 3) Cuneo orogenico: 3a: Unità Calabro-Peloritane, 3b: Catena principale sepolta dal Sistema a thrust di Gela nell'area meridionale, 3c: Sistema a thrust di Gela; Tellian Front: Fronte dei thrust del Flysch Numidico e delle Unità Sicilidi in Sicilia; GTF: Fronte del Sistema di Gela. BUPP: Limite della piattaforma carbonatica Ibleo-Pelagianina indeformata (CATALANO et alii, 2013a).

(Sicilide, Imerese e Sicano), sovrapposti su un cuneo, spesso 8-9 km, di unità tettoniche derivanti dalla deformazione dell'originario dominio di piattaforma carbonatica (conosciuto localmente come Ibleo, Trapanese, Saccense, Panormide). Il cuneo tettonico, così formato, poggia a sua volta sull'avampaese non deformato che affiora nel Plateau di Ragusa e si continua nella Piattaforma Pelagian (avampaese ibleo pelagian). La Sicilia occidentale è una regione che ha sempre suscitato l'interesse degli studiosi attratti dall'apparente diversità del suo assetto stratigrafico-strutturale, rispetto al settore centro-orientale e dalle caratteristiche di zona di collegamento con le strutture geologiche in mare (Figg. 2, 3, CATALANO, 1987; CATALANO et alii, 1989).

Il Foglio in studio copre la parte più occidentale della catena siciliana (nel settore compreso tra la penisola di Capo San Vito e la Piana di Castelvetro). Stratigrafia e caratteri strutturali del Foglio nei settori emerso e sommerso, e le relazioni con questa parte (vedi schema strutturale della Sicilia Occidentale, in cornice) saranno successivamente illustrati.

IV - GEOMORFOLOGIA

Il Foglio “Paceco” comprende un’area di contatto tra la pianura e la piattaforma continentale della Sicilia occidentale; al suo interno, presenta ambienti diversificati che spaziano dalle zone collinari, alla laguna ed al mare. Si individua così una varietà di paesaggi, ricchi di informazioni geologiche e geomorfologiche, importanti per la comprensione delle fasi deposizionali e dell’evoluzione quaternaria della Sicilia occidentale.

1. - ASSETTO GEOMORFOLOGICO NEL SETTORE EMERSO

1.1. - OROGRAFIA ED IDROGRAFIA

Il paesaggio del settore emerso del Foglio “Paceco” è dominato da un’area collinare interna debolmente ondulata e da un’ampia fascia costiera pianeggiante (Fig. 9).

L’area collinare è caratterizzata da un paesaggio debolmente ondulato costituito dall’alternanza di piccoli rilievi isolati, con cime arrotondate e versanti blandamente inclinati, e di dolci depressioni fluviali, appena accennate; i fondovalle di queste ultime appaiono per lo più pianeggianti, lungo le valli delle aste di ordine maggiore, oppure mostrano dei declivi profili a conca o, più raramente, brusche terminazioni a “V”, nel caso delle valli dei piccoli corsi d’acqua tributari. Da sud verso nord i rilievi più significativi sono: Timpone Nasco (136 m s.l.m.), Serra delle Rocche (204 m s.l.m.), Montagnola della Borranina (230 m s.l.m.), Timpone

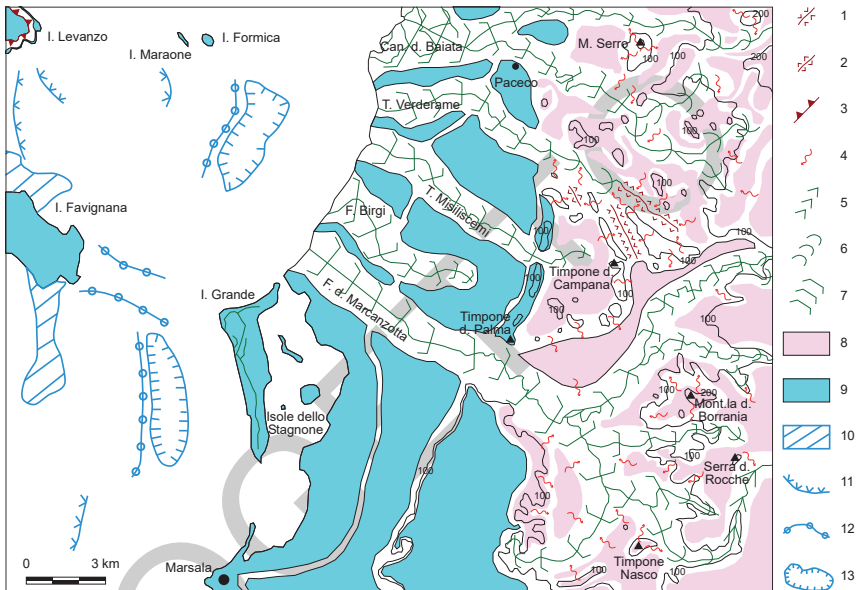


Fig. 9 - Schema geomorfologico dell'area del Foglio "Paceco". *Legenda: 1. depressione di sinforme; 2. dorsale di antiforme; 3. falesia a controllo strutturale; 4. versante interessato da forme prodotte da processi gravitativi o di dilavamento; 5. vallecola a V; 6. vallecola a V; 7. vallecola a fondo piatto; 8. superficie di terrazzo fluviale o glacis di erosione in roccia tenera; 9. superficie di depositi marini e di terrazzo; 10. superfici di abrasione marina; 11. rottura di pendio concava; 12. paleocordone litorale; 13. depressione chiusa.*

della Palma (100 m s.l.m.), Timpone della Campana (127 m s.l.m.) e Monte Serro (128 m s.l.m.). La quota più elevata si raggiunge nell'estremità nord-orientale del Foglio, dove la cima di una collinetta (Timpone Alto Iola) tocca i 245 m s.l.m.

La fascia costiera emersa si sviluppa ininterrottamente da nord a sud, da Paceco a Marsala, per l'intera estensione del Foglio con una larghezza media E-O di quasi 8 km, trasversalmente alla linea di costa. L'area è compresa fra l'attuale livello del mare e le quote di circa 100 m (nel settore settentrionale a nord del Fiume Marcanzotta) e 150 m s.l.m. (nel settore meridionale a sud del fiume prima citato); mostra inoltre una debolissima inclinazione (mediante di $0,6^\circ$) rivolta verso mare (esposizione occidentale) e, fra le fasce altimetriche di 15-30 m e 60-90 m s.l.m., la sua continuità appare bruscamente interrotta da due scarpate N-S che si sviluppano parallelamente all'attuale costa, con altezza media di 1-5 m ed esposizione occidentale. La continuità di queste scarpate si interrompe solamente in corrispondenza dei principali corsi d'acqua che attraversano la pianura. Modestissimi sistemi di piccole dorsali ad andamento N-S a cima arrotondata, con rilievi lunghi qualche chilometro, larghi poche decine di metri e sopraelevati di appena qualche metro rispetto alla piana circostante, contribuiscono a spezzare

la monotonia del paesaggio pianeggiante. Il principale elemento fisico caratterizzante le aree più prossime al mare è comunque rappresentato dalle numerose saline presenti. L'intero paesaggio litoraneo si mostra ormai fortemente antropizzato in conseguenza della diffusa presenza delle stesse saline e degli associati impianti per lo stoccaggio e la lavorazione del sale marino; attività presenti in quest'area fin dall'antichità, documentate a partire dal XI secolo d.C., sebbene siano probabilmente iniziate con i Fenici nel primo millennio a.C. Oggi questo territorio esteso circa 1.000 ettari costituisce un'area protetta ricadente all'interno della Riserva Naturale Orientata "Saline di Trapani e Paceco", istituita nel 1995.

La porzione dell'isola di Favignana compresa nel Foglio e le isole Formica, Maraone e dello Stagnone, sono interamente contrassegnate da pianure che si elevano di pochi metri rispetto al livello del mare (fino a 56 m s.l.m. a Favignana). Il settore di Levanzo, ricadente nel Foglio, mostra un altopiano sospeso a circa 50-80 m s.l.m., inferiormente delimitato da brusche scarpate alte decine di metri, a picco sul mare o su una ristrettissima fascia costiera pianeggiante, compresa fra 1 m e 20 m circa s.l.m.

L'idrografia risente naturalmente della particolare configurazione orografica. Il drenaggio superficiale dell'area viene essenzialmente svolto ad opera della rete idrografica di alcuni corsi d'acqua, per lo più poco sviluppati, che si riversano lungo la costa occidentale in un tratto di mare dove si mescolano le acque del Tirreno e le acque del Canale di Sicilia. Da sud verso nord, le aste principali sono: il Fiume della Marcanzotta, il Fiume Birgi, il Torrente Misiliscemi, il Torrente Verderame e il Canale della Baiata. Tutte queste linee di deflusso presentano direzioni di sviluppo essenzialmente orientate ESE-ONO, con verso occidentale indubbiamente condizionato dalle pendenze regionali. Inoltre, fra questi corsi d'acqua, solo il Fiume della Marcanzotta e il Canale della Baiata mostrano una rete idrografica secondaria sviluppata e ramificata in tutte le direzioni; rete idrografica che risulta praticamente assente nelle isole e nel tratto costiero sud-occidentale, dove lo smaltimento delle acque avviene in modo diffuso o per vie sotterranee. Lungo le aree pianeggianti occidentali i limiti di spartiacque fra i bacini non sono mai ben definiti e sfumano l'uno nell'altro; nelle aree collinari i limiti appaiono abbastanza articolati e congiungono i rilievi più elevati. Significativo il sistema di rilievi collinari di cui fa parte Timpone della Campana, dove passa la principale linea di spartiacque che separa i vari bacini. Vanno infine segnalate alcune aste fluviali secondarie del Fiume della Marcanzotta che, lungo l'estremità sud-orientale del Foglio, mostrano prima un deflusso da nord verso sud e, successivamente, presentano delle improvvise deviazioni ad uncino dirette verso nord; queste evidenze lasciano supporre l'esistenza di una probabile inversione di drenaggio prodottasi nel tempo a seguito di processi di cattura innescati dall'erosione regressiva del Fiume della Marcanzotta.

1.2. - LE FORME DEL RILIEVO

La configurazione geomorfologica dell'area studiata è contrassegnata dalla presenza sia di superfici terrazzate (una successione di terrazzi marini secondo AGNESI *et alii*, 1993; BONOMO *et alii*, 1996; D'ANGELO & VERNUCCIO, 1996b) che conferisce al paesaggio delle aree costiere un assetto pianeggiante, sia di un sistema di valli fluviali poco profonde, responsabile della segmentazione e formazione di modesti ed isolati rilievi collinari (Fig. 9).

1.2.1. - I terrazzi marini

Lungo le aree costiere sono riconoscibili almeno tre ordini di superfici terrazzate. La superficie del terrazzo di quota inferiore e, verosimilmente, più recente si sviluppa dall'attuale linea di riva fino a circa 15-20 m s.l.m. Superfici terrazzate appartenenti a questo ordine si rinvencono anche nelle aree emerse della maggior parte delle Isole del Foglio: Isole dello Stagnone, Formica, Maraone, settore orientale di Favignana e, in piccoli lembi, lungo una ristretta fascia costiera dell'estremità sud-orientale di Levanzo. A quote immediatamente superiori è presente la superficie di un terrazzo più antico che si estende da circa 20 m fino a 65-75 m s.l.m., separata dalla precedente da una paleoripa di erosione costiera alta 1-2 m. Una superficie di abrasione marina correlabile a questo ordine è presente nell'isola di Levanzo, situata fra circa 50 e 80 m s.l.m. Superiormente ad una paleofalesia alta alcuni metri si rinviene, compresa fra le quote di circa 65 m e 135 m s.l.m., la superficie del terrazzo marino più antico. Le superfici di questi terrazzi marini corrispondono a piattaforme di abrasione marina intagliate sui depositi del sistema di Marsala o su rocce prequaternarie. Accumuli di barre sommerse e di cordoni litoranei sono spesso ricoperti da depositi di dune costiere, già segnalati da BONOMO *et alii* (1994). Questi corpi mantengono ancora oggi la loro originaria morfologia andando a costituire un sistema di dorsali allungate e parallele allo sviluppo dell'attuale linea di riva. I depositi a *Strombus bubonius* (LAMARK, 1822), individuati da vari Autori (COGGI, 1965; MALATESTA, 1957; RUGGIERI, 1967; RUGGIERI & UNTI, 1988) ricoprono le piattaforme di abrasione marina del terrazzo di quota inferiore e ne consentono l'attribuzione al sottostadio isotopico 5e. I terrazzi di ordine superiore sono stati riferiti a fasi di stazionamento alto del mare verificatesi durante il Pleistocene medio (BONOMO *et alii*, 1996; D'ANGELO & VERNUCCIO, 1996b). Considerando la supposta originaria vasta estensione delle piattaforme di abrasione, non è da escludere una loro genesi policiclica, con il livello del mare che a più riprese, durante fasi diverse, è ritornato alle stesse quote, rielaborando sempre le stesse superfici. Tale ipotesi sarebbe giustificata anche dai bassi tassi di sollevamento di quest'area. Il tasso di

sollevamento post-tirreniano è ipotizzato essere compreso fra 0,064 e 0,12 m/ka tenendo conto della quota raggiunta dal margine interno del terrazzo “eolitico” (15-20 m s.l.m.), indicativa del livello raggiunto da quel mare e considerando, come oramai comunemente accertato da vari autori (vedi FERRANTI *et alii*, 2006) un livello di circa 5-7 m superiore all’attuale raggiunto dallo stesso mare “eolitico”. Vengono infine segnalate le falesie emerse, prevalentemente attive, dell’estremità sud-orientale di Levanzo, alte alcune decine di metri, la cui origine potrebbe essere controllata dall’attività di faglie NO-SE ed E-O, localizzate lungo i fondali marini prospicienti l’Isola, al piede della stessa falesia.

1.2.2. - Le forme del rilievo dell’area collinare

Il lento ma graduale sollevamento della regione studiata viene ipotizzato come principale causa d’innesco dei processi di erosione di fondo lungo i corsi d’acqua, nonché dell’attuale esposizione dei terrazzi marini emersi. Le valli fluviali che tagliano la successione di terrazzi marini (e che, nel tempo, hanno prodotto l’isolamento di piccoli rilievi collinari) sono infatti il risultato della tendenza all’erosione di fondo dei corsi d’acqua dell’area studiata. Queste valli presentano un fondo costituito da piane alluvionali nei tratti di pianura costiera in cui si raccordano con il loro livello di base (corrispondente all’attuale livello del mare); le piane alluvionali si sarebbero verosimilmente prodotte per processi di sovralluvionamento a causa della risalita del livello del mare fra la fine dell’ultimo evento climatico glaciale quaternario e l’inizio dell’Olocene. Le pianure alluvionali delle aree intravallive hanno anch’esse un fondo piatto probabilmente generato da processi di sovralluvionamento oppure (o in parte) legato a fenomeni di erosione laterale. Questi ultimi sarebbero responsabili della formazione di piani di erosione fluviale successivamente ricoperti, durante eventi di piena, da accumuli alluvionali.

Nei tratti più a monte in cui i corsi d’acqua mostrano dei profili più inclinati, si hanno invece alvei in approfondimento che producono valli a “V” oppure, nel caso in cui si attraversano rocce molto erodibili e le portate dei fiumi sono minime, piccole valli a conca.

I modesti rilievi collinari situati nelle aree orientali del Foglio, rimasti isolati a seguito dell’incisione fluviale, mostrano invece delle sommità addolcite con versanti debolmente ondulati e a bassa inclinazione, risultando essenzialmente modellati da processi di ruscellamento, da movimenti lenti del *regolite* e dalla stessa erosione fluviale operata da piccoli affluenti dei corsi d’acqua principali. Le forme che vi si osservano sono infatti: superfici dilavate; rivoli e solchi di ruscellamento; lobi e terrazzette da soliflusso o *soil creep*; piccole incisioni fluviali. Nel settore di Timpone della Campana le forme strutturali derivate (due valli di anticlinale e una valle di sinclinale) potrebbero essere state originate dai

processi di denudazione, che hanno agito in modo selettivo in seguito all'aumento dell'energia del rilievo prodottosi successivamente all'incisione fluviale degli attuali torrenti Verderame e Misiliscemi. Da notare che, mentre nel caso della depressione di sinclinale esiste una congruenza fra struttura tettonica e topografia (un basso topografico coincidente con un basso strutturale), nel caso delle due depressioni di anticlinale l'erosione selettiva ha nel tempo prodotto una inversione del rilievo (depressioni topografiche impostate in corrispondenza di alti strutturali). Sebbene l'area del Foglio "Paceco" non mostri significative evidenze di forme dovute a movimenti franosi, il centro abitato di Marsala e l'isola di Favignana presentano alcune cavità (*sinkhole*) a forma di dolina di crollo, del diametro di 100-200 metri e della profondità di 10-20 metri, che si aprono in superficie. Tali cavità sono la conseguenza di processi di sprofondamento che hanno interessato la città di Marsala e Favignana a partire dagli anni '60 (PLACENTI, 2005). Questi fenomeni sono dovuti al crollo della volta di antiche cave sotterranee scavate nella calcarenite pleistocenica del sintema di Marsala (BONAMINI *et alii*, 2013; VATTANO *et alii*, 2015; FAZIO *et alii*, 2017).

2. - LINEAMENTI MORFOLOGICI DEL SETTORE SOMMERSO

2.1. - MORFOLOGIA DELLE AREE COSTIERE E MARINE

Il paesaggio sommerso del Foglio "Paceco" rappresenta una vasta porzione della piattaforma continentale della Sicilia occidentale.

Delimitato verso terra dalla costa bassa e sabbiosa, che da Trapani si estende sino a Marsala, comprende i fondali fino alla batimetrica dei -50 m e le fasce costiere che orlano le isole di Levanzo e Favignana (v. anche D'ANGELO *et alii*, 2004).

La sua variabilità morfologica è il risultato di una complessa (?) successione di eventi paleoceanografici (variazioni eustatiche del livello del mare), sedimentari e tettonici avvenuti in età recente.

La linea di costa è in genere caratterizzata da una bassa ripa di erosione (max 2 m) impostata sui depositi ritenuti tirreniani e, meno frequentemente, da spiagge sabbiose e cordoni litorali. Nel tratto di costa compreso tra Torre Nubia e Torre San Teodoro insistono le foci estuarine di quattro corsi d'acqua con portata modesta e regime tipicamente stagionale: T. Verderame, T. Misiliscemi, F. Birgi, F. di Chinisia (Fig. 9). L'area costiera sommersa si presenta quasi ovunque caratterizzata da una fascia di sabbie litorali estesa mediamente fino alla profondità di -5 m.

Il paesaggio naturale dell'antistante *offshore* è dominato dalla presenza delle isole dell'Arcipelago delle Egadi: le due isole maggiori, Favignana e Levanzo, e le due più piccole, Formica e Maraone (COLANTONI *et alii*, 1993; D'ANGELO

et alii, 2004). Elemento peculiare del litorale, è lo Stagnone di Marsala, un'area lagunare semichiusa, che si estende per circa 8 km, in direzione nord-sud.

Delimitata ad ovest dall'Isola Grande, è confinata a sud, dalla freccia litorale di Punta dell'Alga. Due bocche di laguna, Bocca S. Teodoro a nord e Bocca Grande a sud, garantiscono la circolazione delle acque (MAZZOLA & SARÀ, 1995). Al suo interno, sono presenti tre piccoli isolotti: l'Isola Santa Maria, l'Isola di San Pantaleo o Isola di Mozia e la Scuola.

Ad ovest di Isola Grande e della fascia costiera più settentrionale, i fondali degradano verso il largo con una pendenza media di circa 0,3°, costituendo il tetto dell'attuale piattaforma continentale. Quest'ultima è essenzialmente formata da superfici di abrasione marina intagliate nel substrato roccioso mesozoico-terziario, direttamente affiorante in lembi sparsi. Lo stesso è infatti largamente ricoperto da prevalenti sabbie bioclastiche infralitorali (AGNESI *et alii*, 1993).

La porzione della piattaforma continentale della Sicilia occidentale, compresa nel Foglio "Paceco", appare come una tipica piattaforma di abrasione, a ridotta sedimentazione.

Tra l'attuale spiaggia sommersa e la batimetrica dei -30 m, le isobate disegnano due ampi archi, dei quali quello settentrionale parte da Trapani e si collega verso ovest all'Isola di Levanzo; quello meridionale parte da Favignana e, seguendo l'Isola Grande, si chiude a Capo Lilibeo.

Nella vasta area sottesa ai due archi, si individuano, fino alla profondità di -25 m, una serie di depressioni chiuse, colmate da sedimenti fini, che rappresentano le vestigia di lagune o di stagni retrodunari, forse simili all'attuale Stagnone (AGNESI *et alii*, 1993). Alti morfologici allungati, probabili resti di cordoni litorali, si elevano di una decina di metri dai fondali circostanti, allungandosi per alcuni chilometri (5 - 7 km) in direzione N-S.

Intorno ai -15 m, tra le isole di Favignana ed Isola Grande, una dorsale di sedimenti grossolani, rappresenta forse i resti di un antico tombolo. Questi sistemi di barre e depressioni, si sono probabilmente formati in relazione alla presenza in tempi successivi di uno o più livelli marini più bassi dell'attuale. Questi ultimi potrebbero avere dato luogo anche a sistemi di cordoni litoranei e lagune/stagni costieri, simili a quelli rinvenuti lungo l'attuale litorale. Oltre i -30 m di profondità le curve batimetriche (carta geologica) disegnano due ampie depressioni, rispettivamente a nord ed a sud di Favignana, entrambe caratterizzate da un'estesa piattaforma di abrasione dalla quale si innalzano rilievi isolati costituiti da affioramenti del substrato roccioso delimitati da rotture di pendio concave.

La morfologia dell'area marina compresa nel Foglio è legata essenzialmente a processi operanti dall'Ultimo Massimo Glaciale (LGM: *Last Glacial Maximum*) in poi ed i depositi superficiali sono costituiti da sedimenti che hanno meno di 20.000 anni (AGNESI *et alii*, 1993; COLANTONI *et alii*, 1993).

L'evento più importante per l'intera area e che ha caratterizzato il suo

paesaggio superficiale è stato il LGM, convenzionalmente durato tra 30.000 e 17.000 anni fa (24.000 - 14.500 anni ¹⁴CBP, in cronologia non calibrata), che ha prodotto lo spostamento delle facies costiere fino oltre i -120 m di profondità (LAMBECK *et alii*, 2004) e l'emersione dell'area del Foglio.

Con il passaggio dal LGM al TardoGlaciale, ebbe inizio una nuova fase della dinamica sedimentaria e morfogenetica.

- le soste più durature del livello marino generano superfici di abrasione, piccole falesie, cordoni litorali e depressioni di retrospiaggia, queste ultime probabilmente sul modello dell'attuale Stagnone;

- a partire da 15.000 anni ¹⁴CBP, il progressivo innalzamento del livello marino, dalla quota minima di circa -120 m slm raggiunta all'acme del LGM, risali rapidamente fino a 7000 - 5000 anni fa, quando raggiunse un livello relativo di -10m, confrontabile con l'attuale (LAMBECK *et alii*, 2004).

Lungo la costa della Sicilia occidentale, le modalità della trasgressione e l'espansione dei sistemi deposizionali litorali sono state fortemente condizionate dalla morfologia preesistente, sommergendo prima le zone depresse corrispondenti ai paleoalvei, consentendo lo sviluppo di vaste zone lagunari.

Durante l'attuale fase di stazionamento alto del livello marino, i fiumi hanno manifestato una scarsa capacità sedimentaria, persino nei loro tratti terminali, iniziando lo sviluppo di seppur ridotti apparati deltizi. E' quindi probabile che l'attuale fase della dinamica litorale sia in buona parte da attribuirsi alla subsidenza locale (ANTONIOLI *et alii*, 2008) ed alla forte deriva litorale, che sposta i ridotti apporti sedimentari verso sud.

- al completamento della risalita (*optimum* climatico olocenico, circa 5.500 anni B.P.) i sedimenti fini colmano le depressioni sommerse e la linea di costa assume, sostanzialmente, la sua configurazione attuale.

V - STRATIGRAFIA

Per chiarezza di illustrazione questo capitolo è stato diviso in due parti. La prima (1.) introduce le metodologie e i criteri adottati nello studio stratigrafico, nella datazione dei depositi e nel riconoscimento del loro significato ambientale; la seconda parte (2.) è dedicata alla descrizione ed illustrazione dei caratteri stratigrafici delle successioni sedimentarie affioranti e/o sepolte nell'area del Foglio "Paceco", riconosciuti sulla base dell'analisi litostratigrafica, sedimentologica, biostratigrafica e sismostratigrafica.

1. - CRITERI E METODI

1.1. - LITOSTRATIGRAFIA E STRATIGRAFIA A LIMITI INCONFORMI

Nel Foglio "Paceco" la diffusa e spesso potente copertura detritica limita una puntuale campionatura degli affioramenti carbonatici cretacico-eocenici e terziari miocenici.

Il criterio principale usato nel distinguere i vari depositi è quello litostratigrafico come univocamente stabilito per i fogli CARG del territorio nazionale; criterio che non ha trascurato i dati già esistenti, utilizzando, quando possibile: a) unità litostratigrafiche già descritte nel passato (RIGO & BARBIERI, 1959; SCHMIDT DI FRIEDBERG, 1964-65; PATACCA *et alii*, 1979) alcune delle quali pur emendate (progetto CARG-Sicilia, CATALANO *et alii*, 2010, 2011a, 2013a; BASILONE, 2012) sono ancora in attesa di formalizzazione da parte della CIS (Commissione Italiana

di Stratigrafia); b) unità litostratigrafiche in via di formalizzazione; c) unità “storiche” (“nomi tradizionali”); d) unità litostratigrafiche mutuate dalla nomenclatura adottata anche dalle compagnie petrolifere per i depositi siti nell’*offshore* compreso tra la Sicilia e la Tunisia. Di alcune delle unità “formali”, sebbene revisionate, sono stati mantenuti i nomi di origine, come suggerito nella “Guida Stratigrafica Internazionale” (SALVADOR Ed., 1994). Le unità litostratigrafiche riconosciute (ed i loro rapporti verticali e laterali) provenienti dai dati di pozzi e dell’interpretazione della sismica a riflessione oltre che dai rilievi di superficie, sono state inserite nel quadro cronostratigrafico di GRADSTEIN *et alii*, 2004 (in cornice ed in Fig. 10).

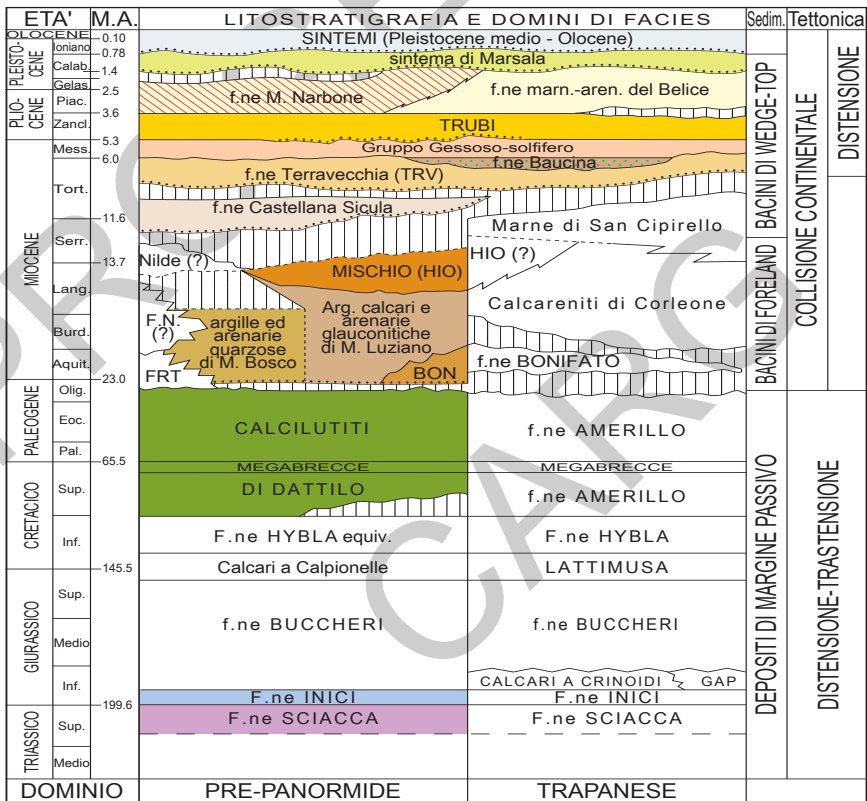


Fig. 10 - Litostratigrafia dei depositi dei domini mesozoici (dal più interno) di margine passivo e della avanfossa (l.s.) mio-pleistocenica. Cronologia secondo GRADSTEIN *et alii*, 2004. (In bianco le litologie dei depositi assenti in superficie, ma incontrati dai pozzi nel sottosuolo del Foglio).

1.1.1. - *Unità a limiti inconformi*

I depositi quaternari marini e continentali cartografati sono stati raggruppati secondo i criteri delle unità a limiti inconformi (UBSU, *sensu* SALVADOR Ed., 1994) seguendo le norme indicate nei relativi Quaderni del SGN (1992). Queste unità sono limitate da superfici di discontinuità correlabili anche ad ampia scala; alcune di esse, 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. Delle unità di vario ordine gerarchico (supersintema, sintema e subsintema) sono state descritte le caratteristiche litologiche, i limiti stratigrafici e le variazioni tessiture, specialmente per i sedimenti sciolti. Una sintesi della distribuzione dei sistemi quaternari affioranti in Sicilia nord-occidentale e dei loro rapporti stratigrafici è riportata in DI MAGGIO *et alii* (2009).

1.2. - BIOSTRATIGRAFIA

Metodologie e schemi biostratigrafici sono quelli adottati nei fogli limitrofi ("Castellammare del Golfo", CATALANO *et alii*, 2011a ed "Isole Egadi", CATALANO *et alii*, in stampa). L'utilizzo di una moderna biostratigrafia a plancton calcareo (foraminiferi planctonici e nannofossili calcarei) consente di ottenere dati di età sicuramente più affidabili (grazie al controllo reciproco derivante dagli eventi segnati dai due gruppi di fossili) nonché una più elevata risoluzione nell'intervallo stratigrafico compreso tra il Serravalliano ed il Recente, grazie al riconoscimento di biozone la cui durata può essere stimata tra 0,2-0,5 milioni di anni. Diversamente per la parte intermedia del Tortoniano (che copre un intervallo temporale di ben 2 milioni di anni), a causa della rarefazione degli eventi relativi ai due gruppi tassonomici, risultano riconoscibili una sola biozona a foraminiferi, approssimativamente della durata temporale di 1 milione di anni, e due biozone a nannofossili calcarei (Tab. II). In assenza di suddivisioni cronostratigrafiche del Tortoniano formalmente codificate, il lungo intervallo di tempo tra 11,6 Ma e 7,25 Ma è stato suddiviso in due parti in modo del tutto informale. Esse sono rispettivamente identificate come parte inferiore, e parte superiore del Tortoniano. Come riportato nelle Tabb. I e II, alla parte inferiore sono stati ascritti i sedimenti riferibili alle biozone a foraminiferi a *Paragloborotalia siakensis*, *Globigerinoides obliquus obliquus* e alle biozone a nannofossili calcarei *Coccolithus miopelagicus/Discoaster kugleri* (MNN 7c), *Helicosphaera stalis/Coccolithus miopelagicus* (MNN 8a), *H. stalis* (MNN 8b). Tale intervallo, pur non codificato dal punto di vista formale, ha una durata di circa 1,2 milioni di anni ed è qui indicato come Tortoniano inferiore.

coincidenza di un orizzonte tempo più antico (11,6 Ma) corrispondente all'evento di LCO (*Last Common Occurrence*) del nannofossile calcareo *Discoaster kugleri* MARTINI & BRAMLETTE ed è di poco più antico dell'evento di LCO di *Globigerinoides subquadratus* BRÖNNIMAN. Prima di tale definizione, il limite tra queste due unità cronostratigrafiche era convenzionalmente riconosciuto in coincidenza dell'evento di comparsa di *Neogloboquadrina acostaensis* (circa 10,5 Ma). Pertanto, depositi precedentemente ascritti al Serravalliano parte superiore, vengono oggi riferiti al Tortoniano inferiore.

Per quanto riguarda il limite Oligocene-Miocene, la base del Miocene è oggi riconoscibile, sulla base dei foraminiferi planctonici, utilizzando la comparsa di *Globorotalia kugleri* (BOLLI). In merito alla definizione del limite Pliocene-Quaternario è stata accettata la più recente proposizione cronostratigrafica (Tab. I) ratificata dallo IUGS (GIBBARD *et alii*, 2010) con la base del Pleistocene posta in coincidenza del limite inferiore del Piano Gelasiano. In considerazione delle attribuzioni cronostratigrafiche operate da vari Studiosi utilizzando schemi cronologici precedenti abbiamo affiancato le due suddivisioni nello schema di Tab. I.

1.2.1. - *Schemi biostratigrafici adottati*

Lo schema biozonale a foraminiferi planctonici di CARON (1985) è stato adottato per le successioni pelagiche del Cretacico; quello a nannofossili calcarei di PERCH-NIELSEN (1985 a, b) che compara gli schemi di MARTINI (1971) con quelli di OKADA & BUKRY (1980), è stato utilizzato per il Paleocene-Oligocene. Per i foraminiferi planctonici dell'intervallo eocenico si è fatto riferimento allo schema biozonale di TOUMARKINE & LUTERBACHER (1985).

Lo schema di BOLLI & SAUNDERS (1985) è stato utilizzato per i foraminiferi dei sedimenti oligocenici. Per i macroforaminiferi dell'intervallo Paleocene-Miocene sono stati presi in considerazione gli schemi zonali di CAHUZAC & POIGNANT (1997), 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; SPROVIERI *et alii*, 1996; SPROVIERI *et alii*, 2002. Le zone riportate in SPROVIERI *et alii* (1996) per l'intervallo stratigrafico relativo alla parte alta del Tortoniano-Messiniano inferiore. Per i nannofossili calcarei del Neogene si è fatto riferimento alle zone di FORNACIARI & RIO (1996) e FORNACIARI *et alii* (1996), emendate in parte in SPROVIERI *et alii* (2002). Per il Plio-Pleistocene è stata usata la zonazione di CITA (1975) emendata da SPROVIERI, 1993. Per le coeve microflore invece il sistema zonale di RIO *et alii* (1990) già utilizzato con successo nella classificazione dei Pozzi ODP perforati in occasione del *Leg 160* in Mediterraneo.

1.3. - ANALISI DEI LOG DI POZZI STRATIGRAFICI E LORO INTEGRAZIONE NELLA STRATIGRAFIA DI TERRENO

Numerosi pozzi per ricerca di idrocarburi (Fig. 105 in Appendice I) sono stati perforati, nel passato, nell'area del Foglio e nelle aree confinanti (Fig. 11), tanto nel settore terrestre quanto in quello marino (dove il gruppo dei pozzi Narciso aveva individuato un probabile giacimento petrolifero, providenzialmente mai sfruttato). Alcune delle unità litostratigrafiche affioranti sono state ricostruite, in toto o in parte, anche nel sottosuolo del Foglio "Paceco", grazie ai dati provenienti dai pozzi profondi per l'esplorazione petrolifera Mozia 1, Corvi 1, Chelbi 1, Biddusa 1 e Trapani 1, in terra, Narciso 1, 2, 3, Noemi 1, Nada 1 e Ninfea 1,

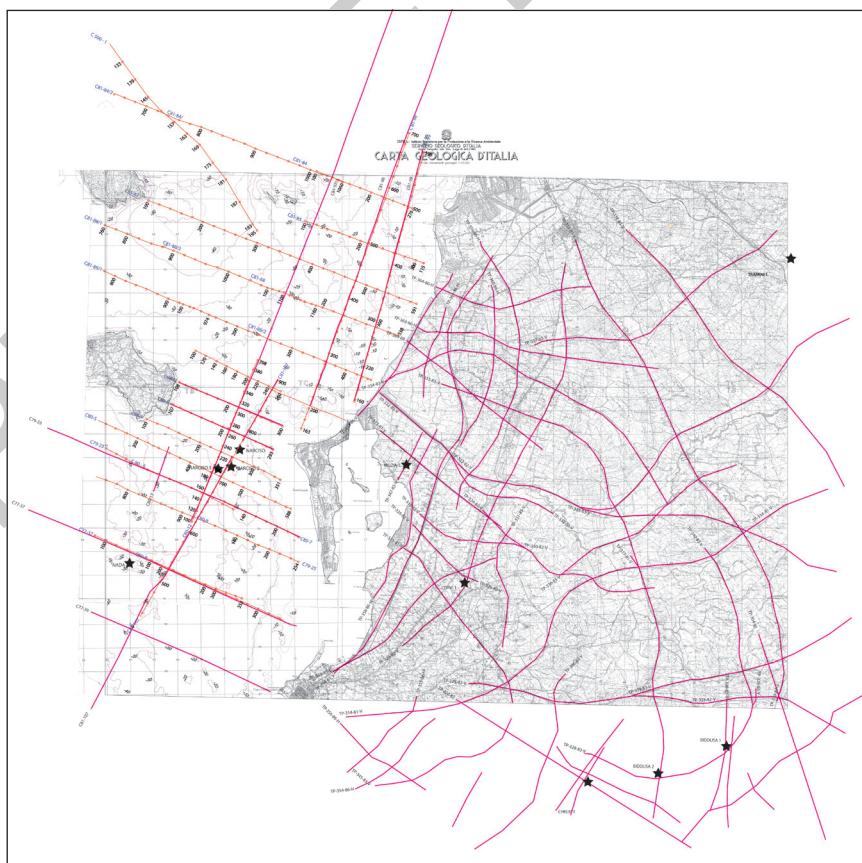


Fig. 11 - Carta indice dei profili sismici a riflessione interpretati ed ubicazione dei pozzi esplorativi (stellette, vedi anche Fig. 102) perforati nell'area comprendente il Foglio "Paceco". Sono stati presi in considerazione anche pozzi e profili sismici di aree adiacenti.

in mare.

La descrizione di cantiere dei *log* stratigrafici è riportata ed è consultabile su Videpi (<http://unmig.sviluppoeconomico.gov.it/videpi/pozzi/pozzi.asp>). In Appendice I, questi *log* sono stati descritti tenendo conto dell'integrazione dei dati tecnici originali, delle successive reinterpretazioni (biostratigrafia e dati petrografico-sedimentologici) di AGIP/ENI (Rapporti tecnici (BERTAMONI, 1993) e schede, gentilmente forniti e discussi con i ricercatori dell'ENI (Dott.ssa CAZZOLA)) e dei risultati legati alla diretta osservazione/interpretazione di *cuttings* e carote acquisiti ad opera degli stratigrafi del Foglio. Va precisato che alcuni dei pozzi sono stati originariamente descritti utilizzando la terminologia adottata dalle Compagnie petrolifere per le successioni sepolte nell'antistante Stretto di Sicilia e affioranti in Tunisia (BONNEFOUS, 1967; BURROLET, 1991; BURROLET *et alii*, 1978, tra gli altri). Conseguentemente sono stati necessari schemi di comparazione tra i termini usati per i depositi del Foglio "Paceco" e quelli relativi alle successioni raggiunte in *offshore* dai pozzi (vedi anche CATALANO, 1987; CATALANO *et alii*, 1989; ANTONELLI *et alii*, 1991). I pozzi, oltre a rivelare stratigrafia e rapporti strutturali dei terreni nel sottosuolo, sono stati utilizzati anche per calibrare i numerosi profili sismici a riflessione registrati nella regione.

La descrizione dettagliata dei pozzi viene fornita in Appendice I, ma se ne raccomanda la consultazione nel corso della lettura delle unità litostratigrafiche.

1.4. - SISMOSTRATIGRAFIA

L'interpretazione della fitta maglia di linee sismiche multicanale ad alta penetrazione, ricadenti tanto nel settore terrestre quanto nel settore marino del Foglio (Fig. 11), ha consentito di identificare nel sottosuolo parte delle successioni stratigrafiche affioranti e di riconoscere le stesse nelle aree sommerse. Questi profili, acquisiti negli anni '80/90 per la esplorazione petrolifera nella Sicilia occidentale e nel relativo *offshore*, sono stati analizzati, nella versione "stack" e/o nella versione migrata, e consentono di distinguere corpi riflettenti fino a uno spessore di alcune decine di metri. La finestra temporale di acquisizione ha consentito di estendere l'interpretazione delle strutture fino ad alcune migliaia di metri nel sottosuolo.

L'analisi degli attributi sismici e delle geometrie dei riflettori (in parte riportata in BORNATI *et alii*, 1997; CATALANO *et alii*, 2002) ha permesso di riconoscere alcune unità di facies sismica che sono state poi calibrate ed interpretate dalle stratigrafie dei pozzi profondi per l'esplorazione petrolifera (Fig. 12a-e, Tab. III). L'interpretazione geologica delle linee sismiche ha consentito la costruzione di profili geosismici (*line drawings*) aventi la scala verticale delle profondità espressa in valori in tempo e quella orizzontale in metri (vedi Cap.VII, Tettonica).

Unità stratigrafica	Vel. (m/s)
Plio-Quaternario	1.800
Trubi	2.000
Terravecchia	3.000
Complesso sovrascorso	3.300-3.500
Nilde, Mahmoud, Fortuna	3.200-3.500
Amerillo, Dattilo	4.500
Hybla, Buccheri	4.700
Inici/Sciaccia	5.000

Tab. III - *Velocità di propagazione delle onde sismiche utilizzate per convertire in "tempi di arrivo" le profondità degli orizzonti stratigrafici attraversati dai pozzi esplorativi. Questi valori sono largamente usati nella ricerca petrolifera della regione.*

pleistocenici o dei *systems tracts* della Sequenza deposizionale tardoQuaternaria e l'individuazione dei relativi *sequence boundaries*.

1.4.1. - *Le Unità sismiche riconosciute*

Nel corso dell'analisi sismostratigrafica (ed in accordo con quanto riportato in BORNATI *et alii* 1997 e CATALANO *et alii*, 2002) sono state riconosciute varie unità sismiche costituite da gruppi di riflettori con specifiche geometrie e caratteristiche di ampiezza, frequenza e continuità. Le unità sismiche vengono mostrate nella Figura 12 a-e dove appaiono calibrate da alcuni pozzi profondi che consentono la loro correlazione con le corrispondenti litologie. Di seguito ne vengono descritte le caratteristiche sismiche principali.

Unità sismica A: corrisponde ad un gruppo di riflettori ad ampiezza variabile, frequenza medio-bassa e buona continuità laterale, intercalati a bande più trasparenti (Figg. 12 a-e). Il suo spessore è variabile da 1 a 2 s. twt (corrispondente ad un corpo litologico di circa 3000-4000 m). Nella porzione superiore si riconoscono, a luoghi, riflettori di elevata ampiezza corrispondenti al tetto delle Formazioni Inici/Sciaccia). Il corpo sismico è superiormente limitato da un riflettore ad alta ampiezza e buona continuità laterale (orizzonte K, correlabile con il tetto della formazione Amerillo o in alternativa con il tetto delle coeve calcilutiti di Dattilo. L'Unità sismica B è quindi diagnostica di ambedue gli intervalli sedimentari

Alcuni profili geosismici, integrati con i dati geologici di superficie, sono stati poi convertiti in sezioni geologiche in profondità. Per la conversione in profondità dei profili sismici sono stati utilizzati, oltre ai pozzi, i valori di velocità dei corpi sismici adottati in letteratura e riportati nella Tab. III.

Nel settore marino l'interpretazione delle linee sismiche è stata particolarmente utile per ricostruire, nelle grandi linee, l'assetto stratigrafico-strutturale dell'edificio tettonico sepolto al di sotto della piattaforma continentale e di correlare le unità tettoniche ed i livelli strutturali con quelli riconosciuti nel settore emerso del Foglio.

La mancanza di profili sismici ad alta ed altissima risoluzione, registrati in mare, ha invece impedito l'identificazione delle sequenze deposizionali dei depositi plio-

appartenenti alle successioni Trapanesi e Prepanormidi.

Unità sismica B: corrisponde ad una banda di segnale acustico molto debole (facies sismica trasparente), di spessore variabile e con geometria interna a luoghi caotica (Fig. 12), il cui andamento nel sottosuolo segue spesso la giacitura del tetto dell'unità sismostratigrafica associata alla successione di piattaforma carbonatica (Unità sismica A). Dati di pozzo e di affioramento indicano che si tratta di depositi marnosi del Miocene medio-superiore (Marne di San Cipirello, f.ne Castellana Sicula, f.ne Terravecchia per la parte argillosa). Le unità finora descritte sono sovrastate, lungo un contatto meccanico rimarcato anche da un'inversione di velocità delle onde acustiche, dall'unità sismica C (Fig. 12e) costituita da un gruppo di riflettori con ampiezza medio-alta, frequenza media e continuità laterale da scarsa a relativamente buona con geometria interna da pianparallela a caotica che, soprattutto nella porzione basale, può diventare trasparente. L'Unità sismica C, il cui spessore varia tra 0,3 e 1 s. twt, corrisponde alle successioni pelagico-terrigene di età Oligocene-Miocene del Dominio Prepanormide (BORNATI *et alii*, 1997).

Unità sismica D: è costituita da pacchi di riflettori ad ampiezza medio-alta, buona continuità laterale e frequenza medio-alta (Fig. 12 a-e). La geometria interna è spesso pianparallela, anche se a luoghi si presenta caotica o trasparente. L'unità, il cui spessore è molto variabile, si rinviene nelle aree più meridionali del Foglio; corrisponde alle successioni clastiche e terrigene grossolane della formazione Terravecchia (vedi Pozzo Biddusa) in Fig. 12.

Unità sismica E: è costituita da un gruppo di riflettori paralleli ad alta frequenza, bassa ampiezza e continuità laterale variabile, limitati al tetto da un riflettore ad ampiezza elevata e buona continuità laterale (orizzonte M). La taratura con i pozzi indica che si tratta di esigui spessori di depositi evaporitici. Il riflettore M è spesso rappresentativo di una superficie erosiva al limite Messiniano-Pliocene inferiore (SELLI & FABBRI, 1971), piuttosto che di un corpo sedimentario.

Unità sismica F: è costituita da riflettori discontinui ed a bassa ampiezza passanti verso l'alto ad orizzonti di maggiore ampiezza e continuità laterale, a luoghi con geometria progradante e troncature erosive di estensione locale. Sono limitati in basso dall'orizzonte M. La calibrazione con i dati stratigrafici dei pozzi consente di assegnare questo pacco di riflettori ai depositi del Pliocene-Quaternario (TRB, NRB, BLC, MRS, NO, etc...).

2. - DESCRIZIONE DELLE UNITÀ LITOSTRATIGRAFICHE

I depositi affioranti e/o presenti nel Foglio (Fig. 10) sono raggruppabili in:

a) sedimenti clastico-carbonatici di origine marina e continentale di età compresa tra il Pleistocene e l'Attuale (questi ultimi rinvenuti in gran parte dell'area

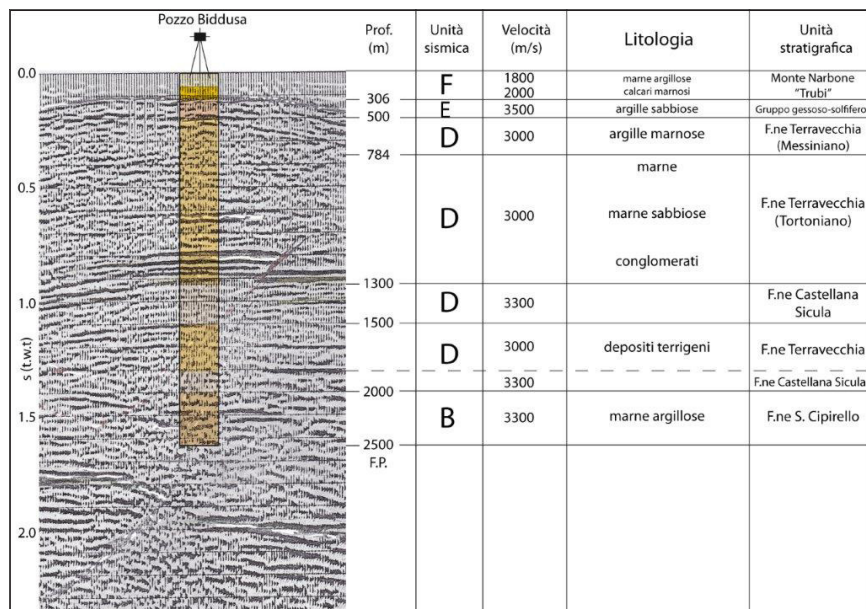
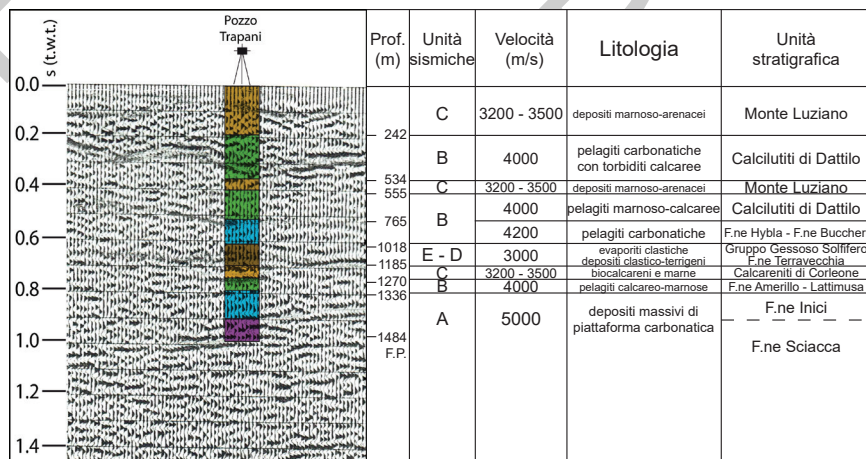
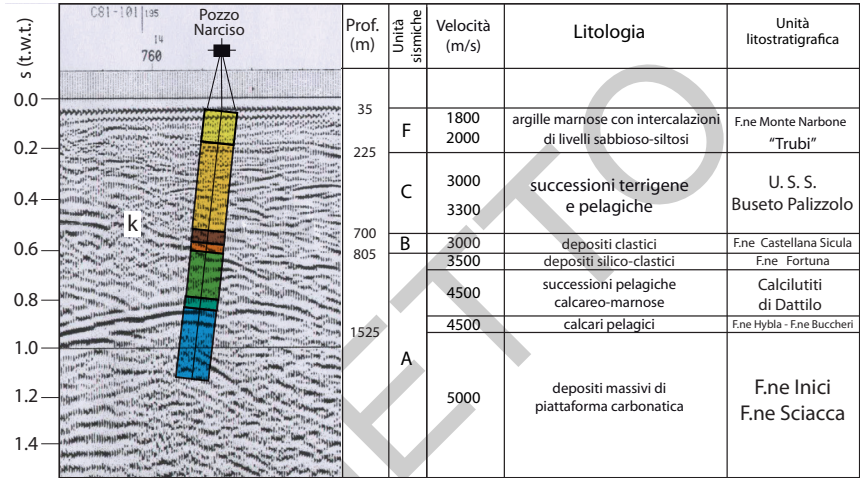


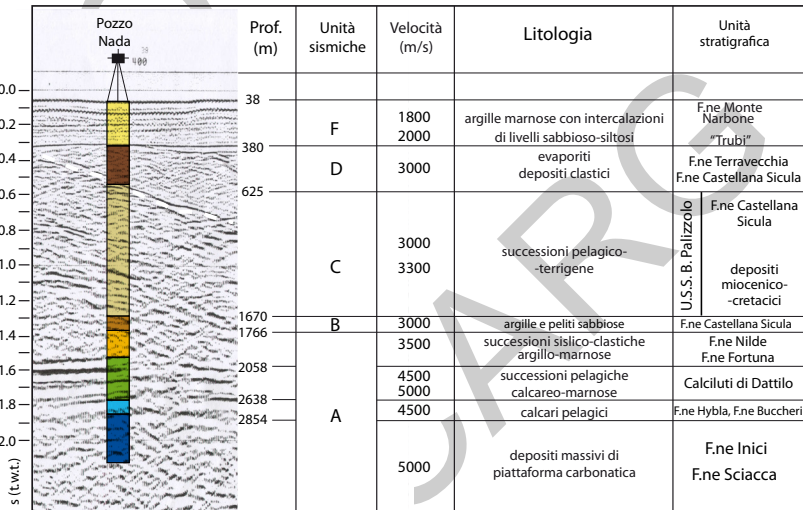
Fig. 12 - Sono rappresentate, in questa e nelle successive figure, le stratigrafie di alcuni pozzi profondi (a-e), utilizzate per calibrare le facies sismiche A-F descritte nel testo. Sono inoltre riportati i valori degli spessori in profondità, le velocità sismiche, le litologie e la relativa nomenclatura a) Pozzo Biddusa.



b - Pozzo Trapani 1.



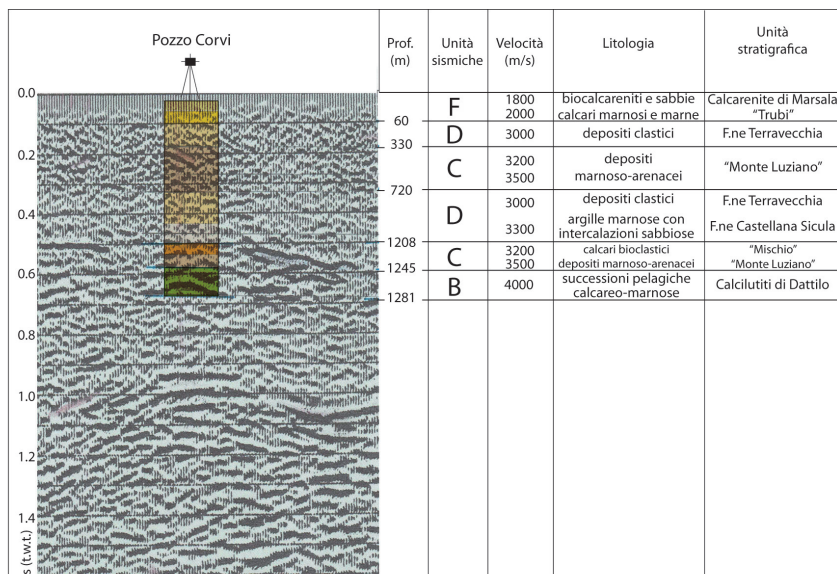
c - Pozzo Narciso.



d - Pozzo Nada.

emersa del Foglio sono raccolti in unità a limiti inconformi, UBSU).

b) terreni silico-clastici, quali le peliti marnose ed arenarie del Serravalliano-Tortoniano inferiore (formazione Castellana Sicula), i conglomerati, sabbie ed argille (formazione Terravecchia, solo localmente affioranti sotto le coperture



e - Pozzo Corvi.

recenti), depositi evaporitici di età Messiniano e sedimenti pelagici e clastico-carbonatici (Pliocene) nel loro insieme discordanti su:

c) terreni carbonatici, clastici e terrigeni di età compresa tra il Triassico ed il Miocene medio (riferibili alle successioni del Paleodominio Prepanormide (CATALANO & D'ARGENIO, 1978). Per completezza di informazione verranno descritte anche alcune unità stratigrafiche non affioranti, che sono state riconosciute nel sottosuolo con l'ausilio dei pozzi per l'esplorazione petrolifera prima ricordati.

d) depositi carbonatici di mare basso e/o pelagiti di età Triassico-Miocene medio superiore (riferibili alle successioni del Paleodominio Trapanese) mai affioranti in terra o raggiunti nel sottosuolo dalle perforazioni profonde.

Seguendo le linee guida del Progetto CARG verranno descritte nell'ordine le unità litostratigrafiche appartenenti alle unità tettoniche che risultano geometricamente più alte nella catena e successivamente i depositi pertinenti le aree di avanfossa mio-pliocenica e le successioni sedimentarie marine e continentali quaternarie.

Data l'esistenza di estese coperture recenti che riducono le aree di reale affioramento di parte dei terreni, a volte oscurandone la giacitura, verrà fatto riferimento, per completarne la descrizione, agli affioramenti, per altro meglio preservati, dell'adiacente Foglio "Alcamo" (v. INCANDELA, 1996 e bibliografia inclusa).

2.1. - SUCCESSIONI MESO-CENOZOICHE DEL DOMINIO PREPANORMIDE

Le unità del Dominio Prepanormide (*sensu* CATALANO & D'ARGENIO, 1978, ridiscusse successivamente in CATALANO *et alii*, 1989) consistono di:

a) Calcari di piattaforma carbonatica di età Triassico-Giurassico Inferiore *p.p.* (Formazioni Sciacca e Inici), con spessori di parecchie centinaia di metri, e di cui non si conosce il limite inferiore, affioranti soltanto nelle Isole di Levanzo e Favignana ma incontrati nel sottosuolo dai pozzi ricadenti nell'area del Foglio (BORNATI *et alii*, 1997; CATALANO *et alii*, 2002);

b) Successione carbonatica, prevalentemente pelagica o di scarpata-bacino potente 200-300 metri circa di età Cretacico-Paleogene compresa nelle unità litostratigrafiche Formazione Hybla e calcilutiti di Dattilo. I depositi cretacico-paleogenici affioranti nel Foglio "Paceco" hanno caratteri simili a quelli delle unità rinvenute nei pozzi *offshore* degli Stretti di Sicilia e più a sud ovest nell'*offshore* Tunisino (CATALANO *et alii*, 1989; MONTANARI, 1989; ANTONELLI *et alii*, 1991, tra gli altri);

c) Depositi silico-clastici e carbonatico-clastici di età Oligocene superiore-Miocene inferiore e medio (Aquitaniense-Langhiano/Serravalliano inferiore) con spessori dell'ordine delle centinaia di metri sormontate in discordanza da d) marne ed arenarie del Serravalliano-Tortoniano inferiore (depositi sintettonici). Nel Foglio "Paceco" i termini oligo-miocenici clastico-carbonatici e terrigeni, affioranti estesamente, sono stati raggruppati in tre unità litostratigrafiche informali, che appaiono geneticamente collegate ma ciascuna leggermente sfasata nel tempo rispetto alle altre. Si tratta di successioni, grosso modo coeve, che presentano una notevole variabilità di facies che non consente una chiara delimitazione formazionale al loro interno e di conseguenza una identificazione netta sul campo. Le tre unità litostratigrafiche individuate sono: argille ed arenarie quarzose di Monte Bosco (**BCO**); argille marnose, calcari ed arenarie glauconitiche di Monte Luziano (**LUO**), ed infine bioliliti, biocalciruditi algali glauconitiche e sabbie a grandi macrofossili ("Mischio", **HIO**). I depositi di **LUO** sono a loro volta separati in due unità di associazioni di facies: marne, calcari, biocalcareni ed arenarie glauconitiche di Montagnola della Borrana (**LUO_a**, **LUO_c**) arenarie, argille sabbiose, quarzosiliti glauconitiche e calcareniti torbiditiche di Costiere Siggia (**LUO_b**, **LUO_d**). All'interno delle tre unità le transizioni più significative si riscontrano tra l'unità **BCO** e l'unità di associazione di facies **LUO_b**, **LUO_d** per i depositi terrigeno-carbonatici e tra unità di associazione di facies **LUO_a**, **LUO_c** e l'unità **HIO** per i depositi clastico-carbonatici. I depositi delle tre unità vengono qui interpretati come appartenenti ad un bacino di sedimentazione più o meno coevo del Bacino Numidico ma probabilmente collocato in posizione più esterna (CATALANO *et alii*, 1992b; CATALANO *et alii*, 2013a).

Di seguito vengono riportate in dettaglio le descrizioni dei caratteri delle

single unità litostratigrafiche formali e/o non formalizzate, integrate (come già ricordato) da informazioni provenienti dall'interpretazione dei pozzi per ricerche di idrocarburi.

2.1.1. - *Formazione Sciacca (SIA)*

Questi depositi affiorano nell'intera Isola di Levanzo di cui costituiscono l'ossatura; nel settore ricadente nel Foglio le sezioni naturali significative si osservano a Punta Pesce e a Cala Minnola (dove i cicli peritidali, ben esposti, sono stati segnalati da INCANDELA, 1995). In altri settori dell'Isola questi terreni sono celati da detriti recenti. Rocce con queste caratteristiche sono state carotate nei pozzi perforati nel settore marino del Foglio per spessori di oltre 500 m (Pozzi Narciso).

Dolomie stromatolitiche nerastre, a luoghi bituminose, in spessi banchi, alternate a marne dolomitizzate essenzialmente azoiche (solo rari ostracodi) di colore giallo-verdastro o bruno passano a dolomie e calcari dolomitici bianchi, nocciola o grigio-nerastri, in strati pianparalleli spessi da qualche decimetro a 1 metro, con molluschi (lamellibranchi (*Megalodon* sp.), gasteropodi), alghe (*Thaumatoporella parvovesiculifera* (RAINERI)) e foraminiferi bentonici (tra cui *Aulotortus sinuosus* (WEYNSCHENK), *A. tumidus* (KRISTAN-TOLLMANN), *Agathammina* sp., *Glomospirella* sp. (vedi anche ABATE *et alii*, 1997). Questi litotipi sono alternati a banchi di dolomie stromatolitiche e loferitiche cui si intercalano, a luoghi, livelli centimetrici di marne brune o verdastre. La successione misurata a Levanzo (parte sudorientale) ha una potenza apparente di circa 450 m, e mostra una organizzazione stratigrafica in cicli peritidali. Sono presenti livelli paleocarsici, tasche di depositi continentali e strutture a "tepee". In accordo con il contenuto fossilifero riconosciuto la Formazione viene attribuita al Triassico superiore (Norico-Retico). Limite inferiore non affiorante; il limite superiore, quando visibile, è una labile superficie di discordanza o di paraconformità con i depositi della Formazione Inici. Tale limite è comunque ben visibile nella porzione occidentale dell'Isola di Favignana (adiacente Foglio 604 "Isole Egadi", CATALANO *et alii*, in stampa). Ambiente deposizionale di piattaforma carbonatica (piana tidale e laguna di retroscogliera).

2.1.2. - *Formazione Inici (INI)*

Calcarei dolomitici, stromatolitici e loferitici, alternati nella parte inferiore del litosoma con calcari dolomitici a rari *Megalodon* sp., passanti verso l'alto a calcari oolitici con frequenti foraminiferi ed alghe (*Thaumatoporella parvovesiculifera*) e a intercalazioni di marne sterili decimetriche. Nella porzione sommitale, a luoghi, sono riconoscibili paleocarsi e filoni sedimentari. Visibili in affioramento a Levanzo, sono stati rinvenuti in alcuni dei pozzi profondi già citati. Livelli di encriniti limitano verso l'alto la successione. Poiché il limite litostratigrafico tra le due formazioni appena descritte appare di difficile individuazione, le stesse sono cartografate con una sigla comune (SIA) e con lo stesso colore.

2.1.3. - *Formazione Buccheri (BCH) (riconosciuta soltanto in Pozzo)*

Calcarei silicei ed argille rossastre e verdastre (*mudstone*) con intercalazioni di calcareniti pseudonodulari nocciola chiaro, contenenti radiolari, foraminiferi bentonici e crinoidi pelagici (*Saccocoma* sp.) sono stati riconosciuti nel Pozzo Trapani 1 (Figg. 11, 12 e 102 in Appendice I). La presenza di *Saccocoma* sp., pur in assenza di forme più specifiche, consente una generica datazione al Giurassico Superiore. Questi depositi sono confrontabili con le calcilutiti rossastre silicizzate, radiolariti ed argilliti silicee contenenti ammoniti (*Phylloceras* sp.) descritte da WENDT (1964) in contrada Boschitto nell'isola di Favignana e datate al Malm (GIUNTA & LIGUORI, 1972) e con i calcari a grana fine e marne calcaree alternate a sottili livelli di diaspri neri e rossastri che affiorano anche nella costa meridionale di Favignana per uno spessore di 2/3 metri. Lo studio dei radiolari ben conservati (BECCARO 2006) suggerisce un'età risalente all'Oxfordiano superiore (UAZ D). Tali depositi possono corrispondere alle facies di Rosso Ammonitico segnalate nel pozzo Narciso, come indicato in Appendice I. Nel pozzo Trapani 1, questa unità è delimitata da un contatto tettonico (o di scollamento) con le sottostanti "argille caotiche" a livelli gessosi del Messiniano. Contatti meccanici con i depositi terrigeni descritti come, spesso impropriamente, formazione Terravecchia sono segnalati nei pozzi Narciso, Mozia 1 e Corvi 1 (Figg. 12, 102).

2.1.4. - *Calcarei a Calpionelle (Lattimusa equiv.)*

Calcilutiti marnose con Calpionelle sono segnalate in alcuni dei pozzi che insistono sull'area studiata (Appendice I) anche se assegnate impropriamente alla f.ne Chiaromonte (unità litostratigrafica informale segnalata nella regione Iblea, PATACCA *et alii*, 1979).

Questi depositi, altrove in contatto stratigrafico con la F.ne Hybla, non sono stati incontrati in affioramento probabilmente perché ricoperti da detriti attuali, assetto che ha determinato una bassa risoluzione dei rilievi sul terreno. L'unità qui descritta si correla con la Lattimusa, formazione storica, affiorante e ben descritta nella successione mesozoica Trapanese.

2.1.5. - *Formazione Hybla (HYB equiv.)*

Marne calcaree verdastre, calcari marnosi verdi e biancastri con radiolari, calcari silicei grigio-verdastri con liste e noduli di selce con intercalazioni di argille tufacee, passanti verso l'alto ad alternanze di calcari marnosi e marne rosso-grigie. Questi depositi della Formazione Hybla (rinvenuti solo in pozzo) affiorano nei pressi di Baglio Montesi, immediatamente ad est di Dattilo, al bordo nord-orientale del Foglio e in aree limitrofe, presso Monte Murfi e Baglio Regoleo, ricadenti nell'adiacente Foglio "Alcamo". In questi siti è possibile riconoscere il limite superiore corrispondente al passaggio in continuità sedimentaria con la soprastante unità delle calcilutiti di Dattilo. I depositi descritti vengono qui considerati come crono-correlabili e/o eteropici della F.ne Hybla s.s., affiorante, in aree adiacenti, nelle successioni di facies Trapanese. Questa unità, incontrata nel Pozzo Trapani 1 (vedi Appendice I) rivela una significativa continuità laterale nel sottosuolo come evidenziato dalla interpretazione dei profili sismici. L'intervallo attraversato dal pozzo Trapani 1 è datato al Barremiano-Aptiano grazie alla presenza di radiolari nella parte inferiore, e di *Hedbergella* sp. nella parte sommitale. La datazione viene confermata dal contenuto fossilifero dei litotipi affioranti nella sezione di Monte Murfi dove sono stati rinvenuti *Biticinella breggiensis* (GANDOLFI), *Rotalipora subticinensis* (GANDOLFI) (biozona a *Biticinella breggiensis*), aptici e radiolari.

Il limite inferiore della formazione non affiora; nel pozzo Trapani 1 è una superficie paraconcordante o di scollamento sui depositi del Giurassico superiore assegnati alla f.ne Buccheri. L'ambiente di sedimentazione, come risultante dall'analisi delle litofacies affioranti è di tipo pelagico ed emipelagico. La Formazione Hybla appare come un equivalente laterale delle facies emipelagiche della F.ne Fadhene diffusa in Tunisia, come suggerito dai dati dei pozzi perforati negli Stretti di Sicilia (successioni carbonatiche meso-cenozoiche indicate con il termine di "facies di Nilde", ANTONELLI *et alii*, 1991) e dalla comparazione con i coevi depositi descritti nella regione nord-africana da vari autori.

2.1.6. - *Calcilutiti di Dattilo (DAT)*

a) Dati generali

Questa unità litostratigrafica (già descritta in CATALANO *et alii*, 2011, NI Foglio “Castellammare del Golfo”, ma non ancora formalizzata) è costituita da litotipi calcilutitici e marnosi con frequenti intercalazioni di materiali bioclastici risedimentati, prevalentemente carbonatici. Sono distinguibili con buona approssimazione sul terreno tre associazioni di litofacies: calcilutiti e calcisiltiti marnose varicolori, spesso rossastre, a luoghi con selce (i) passanti, verso l’alto, a calcilutiti, argilliti e marne verdastre (ii) e ad argille marnose grigio scure con intercalazioni di torbiditi calcaree talora glauconitiche (iii). La formazione viene datata all’intervallo Cretacico Superiore (Cenomaniano) - Oligocene inferiore (Chattiano) sulla base della distribuzione di abbondanti faune a foraminiferi planctonici. Date le complesse condizioni giaciture che rendono insicura una definizione cronologica, le litologie costituenti l’unità litostratigrafica sono state rappresentate con un unico simbolo (**DAT**) e cartografate con un solo colore. La giacitura degli strati piegati, contorti e rovesciati, intagliati spesso da superfici erosive recenti non consente di ricomporre facilmente il loro assetto, potenza e continuità verticale originari. Tuttavia i dati provenienti dal Pozzo Trapani 1 perforato in aree limitrofe agli affioramenti (vedi Appendice 1) confermano che l’originaria potenza della formazione non doveva essere inferiore ai 250 m. Questi valori non sono percepibili nei frequenti affioramenti dell’unità caratterizzati raramente da spessori superiori ai 70 metri. Le calcilutiti di Dattilo affiorano molto diffusamente nella regione a nord-ovest del centro abitato di Dattilo (Figg. 13, 14), a Baglio Vecchio e Timpone Serbatoio (Figg. 15-18), lungo una fascia a decorso est-ovest, a Timpone Vosca, Timpone Sapone, Timpone Margherita, Case Martorana, a Monte Serro e nei pressi della sommità ed alla base di Montagnola della Borrania (Fig. 19). Il limite inferiore dell’unità, mai visibile nelle località sopra elencate, affiora, invece, qualche chilometro più ad est nell’adiacente



Fig. 13 - *Calcilutiti di Dattilo, Cretacico superiore. Loc. Dattilo.*

Foglio “Alcamo”, a Baglio Regoleo e Monte Murfi (INCANDELA, 1995) ed al limite con il più settentrionale Foglio “Castellammare del Golfo”, vedi CATALANO *et alii*, 2011a). In queste regioni le calcilutiti di Dattilo poggiano in apparente continuità sedimentaria sui depositi del Cretacico inferiore. Tale limite è stato riconosciuto anche nel Pozzo Trapani 1



Fig. 14 - *Alternanze di calcilutiti in strati sottili e marne argillose con strutture da slumping nelle calcilutiti di Dattilo. Loc. Dattilo.*

(vedi Appendice I).

Il limite superiore della formazione è una superficie discordante erosiva o di scollamento (*décollement*) con le soprastanti peliti ed arenarie quarzose di Monte Bosco (BCO) ma anche con le argille, calcari ed arenarie glauconitiche di Monte Luziano (LUO).

b) Caratteri sedimentologici

Le frequenti intercalazioni lenticolari di calcareniti bioclastiche risedimentate (Figg. 15-18) con frammenti di lamellibranchi e macroforaminiferi (*Nummulites* sp., *Lepidocyclina* sp., orbitoidi) sono caratterizzate da gradazione, laminazione (sequenze Ta-b di BOUMA) e base erosiva con impronte da corrente del tipo *flute casts* (Fig. 16); la tessitura è matrice-sostenuta (*floatstone*) e i grani sono prevalentemente intraclasti e bioclasti. In particolare, le argille marnose grigio scure dell'associazione di facies superiore (iii) passano verso l'alto a calcilutiti e calcisiltiti marnose in strati decimetrici con intercalazioni di biocalcareniti e biocalciruditi torbiditiche (Figg. 17-18) talora glauconitiche, e di livelli lenticolari di *grainstone-packstone* con tessitura granosostenuta e matrice micritica non molto abbondante. Gli elementi per lo più rudistici, sono ciottoli di selce, breccie calcaree ricche in frammenti di alghe, coralli, gasteropodi, lamellibranchi, rudisti e macroforaminiferi e ciottoli di basalti.



Fig. 15 - Livello di brecciole calcaree con giaciture lentiformi e spessore variabile, intercalate a fitte alternanze di calcilutiti in strati sottili e marne argillose verdastre, appartenenti alle "calcilutiti di Dattilo". Loc. Timpone Serbatoio (sita nelle vicinanze di Dattilo).



Fig. 16 - Impronte da erosione coniche (flute cast) nel livello calcarenitico nelle calcilutiti di Dattilo. Loc. Timpone Serbatoio.



Fig. 17/18 - Calcilutiti di Dattilo, brecciole carbonatiche. Loc. Timpone Serbatoio-Dattilo.



Fig. 19 - Calcilutiti di Dattilo, a) banchi decimetrici di calcilutiti bianco-rosate a foraminiferi planctonici finemente laminati; b) livelli calcilutitici caratterizzati da liste e noduli di selce policroma. Loc. Montagnola della Borronia.

c) Biostratigrafia

Nei depositi dell'associazione di litofacies (i), il contenuto fossilifero è dato da radiolari, spicole di spugna e foraminiferi planctonici. Questi ultimi rappresentati da *Globotruncana arca* (CUSHMAN), *G. falsostuarti* (SIGAL & CARON), *G. lapparenti* (BROTZEN), *G. linneiana* (D'ORBIGNY), *Globotruncanita cf. stuarti* (DE LAPPARENT), *Gtr. stuartiformis* (DALBIEZ), *Heterohelix striata* (EHRENBERG), *Planoglobulina glabrata* (CUSHMAN), *Pseudoguembelina excolata* (CUSHMAN), *Rosita contusa* (CUSHMAN). Congiuntamente a *Globotruncana fornicata* (PLUMMER), *G. elevata* (BROTZEN), *G. cf. caliciformis* (DE LAPPARENT), *G. lamellosa* (SIGAL), *G. fundiconulosa* (SUBBOTINA), segnalate da MASCLE (1979) nelle colline circostanti Dattilo, permettono di datare l'associazione di litofacies al Senoniano-Maastrichtiano. Nell'associazione di litofacies (ii), la distribuzione delle faune planctoniche più significative consente di datare l'intervallo temporale Paleocene (?) - Eocene. In particolare, la presenza di *Morozovella velascoensis* (CUSHMAN) e di *Morozovella subbotinae* (MOROZOVA) data rispettivamente il Paleocene e l'Eocene inferiore della porzione inferiore dell'unità, mentre la presenza di *Acarinina bulbrooki* (BOLLI), *Morozovella aragonensis* (NUTTAL), *Globigerinatheka* sp., *Turborotalia gr. cerroazulensis* (TOUMARKINE & BOLLI) permette di riferire la porzione superiore dell'unità all'intervallo Eocene inferiore (parte alta) - Eocene medio.

Il contenuto faunistico dei depositi dell'associazione di litofacies (iii) è rappresentato da associazioni ricche in foraminiferi planctonici, tra cui *Crybrohantkenina inflata* (HOWE), *Hantkenina alabamensis* (CUSHMAN), *Turborotalia cerroazulensis cocoaensis* (CUSHMAN), *Turborotalia cerroazulensis cunealensis* (TOUMARKINE & BOLLI), *Turborotalia cerroazulensis pomeroli* (TOUMARKINE & BOLLI) ricadenti nella biozona a *Turborotalia cerroazulensis* s.l. (Eocene superiore, TOUMARKINE & LUTERBACHER, 1985) e *Globigerina ciperoensis* (BOLLI), *Globorotalia opimana* (BOLLI), *Globigerina ampliapertura* (BOLLI), *Catapsydrax dissimilis*, ricadenti nella biozona a *Cassigerinella chipolensis/Pseudohastigerina micra* (BOLLI & SAUNDERS, 1985) che identifica l'Oligocene inferiore.

d) Sezioni studiate in dettaglio

A Timpone Sapone si rinvenivano calcilutiti biancastre con foraminiferi planctonici che datano l'Eocene inferiore intercalate a livelli calcarenitici a foraminiferi bentonici (nummulitidi) con noduli e liste di selci nerastre, la cui frequenza aumenta verso l'alto con il diminuire degli interstrati marnosi. A Timpone Vosca sono riconoscibili due affioramenti a strati subverticali di calcari marnosi bianchi passanti verso l'alto stratigrafico a marne argillose rossastre. La successione viene

datata all'Eocene superiore sulla base della presenza di *T. cerroazulensis coccaensis*, *Crybrohantkenina inflata* (biozona a *Turborotalia cerroazulensis* s.l.). I depositi descritti contengono numerosi ostracodi e rari denti di pesce che coesistono con foraminiferi planctonici rimaneggiati. In un invaso, a circa 100 m da Timpone Vosca e lungo il letto di un torrente (Concordia), a nord di Paceco si rinvengono argille marnose grigio scure di età Eocene superiore. Ancora, nelle collinette di Timpone Sapone e Timpone Margherita gli affioramenti in parte smembrati, mostrano strati piegati e contorti il cui contenuto paleontologico consente di ricostruire una successione di calcilutiti bianche e rosate databili al Maastrichtiano ed all'Eocene medio-superiore. A Monte Serro, in una complessa struttura ripetutamente deformata si ricostruisce una successione in cui sono presenti calcilutiti varicolori databili all'intero intervallo Cretacico superiore-Oligocene inferiore. Frequenti sono le intercalazioni di banchi calcarenitici e calciruditici, spesso gradati negli elementi grossolani e con scarsa matrice. Vi si rinvengono frequenti foraminiferi rimaneggiati (in particolare nummulitidi ed orbitoididi).

Nelle collinette di Dattilo (Figg. 13, 14), le calcilutiti argillose bianche con lenti di microbreccie torbiditiche e marne verdi intercalate databili al Senoniano, sono seguite verso l'alto da calcari finemente stratificati policromi e rossastri datati al Maastrichtiano (vedi anche MASCLE, 1979). Nella località Serbatoio (Figg. 15-18) la successione affiorante (ricoperta da abbondante detrito) appare dislocata in due segmenti da un contatto tettonico; nella successione al tetto (spessore 10 m circa) le calcilutiti bianco-rosate con marne argillose intercalate sono di età maastrichtiana (*Rosita contusa*, CUSHMAN; *Globotruncanita stuartiformis*, DALBIEZ; *Globotruncana arca*, CUSHMAN). La successione al letto della faglia mostra 20 m di calcilutiti grigie e bianco rosate cui si intercalano tre orizzonti cuneiformi (spessi da 20 a 60 cm) di breccie e calcareniti gradate ad elementi litoidi alla cui base sono riconoscibili impronte da corrente (Fig. 16). Nella sezione di Case Martorana, campionabile per circa 35 m, affiorano calcilutiti bianche e rossastre, in strati decimetrici, alternate a marne sostituite verso l'alto da calcilutiti con spessi noduli di selce (Cretacico superiore), a loro volta passanti a marne grigie ed argille marnose rosse (Eocene inferiore-medio).

Nella successione affiorante alla sommità di Montagnola della Borrana (Fig. 19), l'analisi micropaleontologica di calcilutiti e calcisiltiti marnose rosse e bianche in strati sottili, con abbondante selce in liste e noduli, ha restituito una ricca microfauna a foraminiferi planctonici, tra cui *Globotruncana arca*, *Gl. linneiana*, *Bolivinoidea drago* (MARSSON), *Globorotalia opima opima* (BOLLI), *Acarinina bullbrooki* (BOLLI), *Hantkenina aragonensis* (NUTTALL), *Catapsidrax dissimilis* (CUSHMAN & BERMUDEZ), *Turborotalia cerroazulensis pomeroli* (TOUMARKINE & BOLLI), che datano l'intervallo temporale Cretacico superiore-Oligocene inferiore.

e) Ambiente deposizionale

Le litologie descritte sono tipiche di ambienti deposizionali di piattaforma pelagica o di transizione ad una scarpata sottomarina; le litofacies risedimentate, caratterizzate da strutture sedimentarie legate a fenomeni di scivolamento gravitativo (*slumping*, *debris flow* e *grain flow*), sono generalmente riferibili ad un ambiente di scarpata poco acclive in cui si innescano frane sottomarine e correnti gravitative. Queste ultime sarebbero state alimentate da aree a differente sedimentazione (tra cui una con probabile proliferazione di biocostruzioni (banchi ?) lungo uno *shelf* carbonatico ed un'altra con possibile sedimentazione fluvio-costiera) che fornivano rispettivamente materiali clastico-carbonatici e risedimentati a composizione silicea (quarzoareniti e siltiti).

f) Comparazioni

Lo studio di superficie calibrato dai citati dati del sottosuolo mette in risalto le analogie tra le calciliti di Dattilo e le formazioni Abiod (Cretacico superiore), El Haria (Paleocene-Eocene inferiore) e Souar (Eocene-Oligocene inferiore), in uso nella terminologia litostratigrafica delle successioni tunisine (BUROLLET *et alii*, 1978) e riprese dagli studi petroliferi per descrivere tanto le successioni attraversate dai pozzi presenti nell'area studiata (vedi Pozzo Trapani) quanto quelle presenti nell'*offshore* degli Stretti di Sicilia ed in Tunisia ("Unità atlasiche" vedi anche ANTONELLI *et alii*, 1991; CATALANO, 1987; CATALANO *et alii*, 1989; CASERO & ROURE, 1994). I tipi litologici più frequenti della unità qui descritta sono interessati da un significativo apporto terrigeno (soprattutto della componente argillosa e si differenziano agevolmente dai coevi termini a prevalente composizione carbonatica generalmente riconoscibili nella formazione Amerillo (SCHMIDT DI FRIEDBERG, 1964-65; PATACCA *et alii*, 1979). Quest'ultima (in attesa di formalizzazione) caratterizza le successioni di domini pelagici più esterni (Trapanese, Sicano, Saccense, Ibleo, CATALANO *et alii*, 1996; BASILONE, 2009, 2011). Le osservazioni di campagna rafforzano l'esigenza di tenere separate le calciliti di Dattilo (in attesa di formalizzazione) dalla formazione Amerillo e confermano le più marcate analogie con alcune coeve formazioni tunisine (f.ni El Haria, Souar etc.).

2.1.7. - Argille ed arenarie quarzose di Monte Bosco (BCO)

Peliti siltose color tabacco ed argille silicee verdastre con livelli sottili di calcareniti, biocalcareniti a macroforaminiferi risedimentati; alternanze

centimetrico-decimetrickie di arenarie quarzose brune con rari noduli sideritici, a luoghi friabili, gradate, laminate (sequenze Ta-b, Tb-c che diventano più frequenti e potenti) nella porzione sommitale. I depositi si rinvencono diffusamente nella porzione nord orientale del Foglio, nella regione a SE di Dattilo (da C.da Fumosa a Case Sarbucella) con spessori non valutabili, anche in ragione della decisa azione erosiva e delle coperture recenti presenti. Spessori certamente nell'ordine di parecchie decine di metri se si prendono in considerazioni le significative potenze affioranti ad est, nella regione degli adiacenti Fogli "Alcamo" e "Castellammare del Golfo". Di questi depositi, fortemente tettonizzati, il limite inferiore è un contatto meccanico sulle calcilutiti di Dattilo (originariamente discordante ?), visibile in affioramento a bivio Benefiziata (nei pressi di Ponte Scialacche). Di difficile interpretazione è invece il contatto con le marne, calcari, biocalcareni ed arenarie glauconitiche di Monte Luziano (**LUO**), visibile a sud del sito del Pozzo Trapani 1 al margine orientale della carta. Il limite superiore, quando esposto, è una superficie apparentemente discordante con i sovrastanti e poco spessi depositi argillo-sabbiosi della formazione Castellana Sicula (**SIC**, Case Sabbucia). A C.da Fumosa, tale contatto è evidenziato dalla presenza di superfici spianate su cui poggiano depositi continentali (sintema di Borromia, **BRM**). L'unità, caratterizzata da intercalazioni quarzarenitiche frequenti e significative (sezione tipo di Monte Bosco, già descritta in CATALANO *et alii*, 2011a) mostra, nell'area del Foglio, una ridotta presenza di queste litologie arenacee ed una transizione laterale verso una successione più carbonatica. Nei livelli carbonatici risedimentati gran parte dei bioclasti sono macroforaminiferi quali *Alveolina cremae* (CHECCHIA-RISPOLI), *A. distefanoi* (CHECCHIA-RISPOLI), *Orbitolites* sp., *Asterocyclina* sp., *Halkyardia minima* (LIEBUS), *Chapmanina gassinensis* (SILVESTRI), borelidi, discocycline, nummulitidi, orbitoclypeidi, orbitoidi cretacici risedimentati; la matrice inglobante è di età almeno più recente del Priaboniano. Nelle peliti sono stati rinvenuti numerosi echinidi irregolari, frammenti di coralli e clasti ben arrotondati di biocalcareni ad alveolinidi di grande taglia oltre a miliolidi e piccoli rotalidi non meglio identificati. Tale associazione fossilifera chiaramente rimaneggiata e risedimentata è riconducibile all'Eocene inferiore e medio e più specificatamente al Cuisiano (ABATE & INCANDELA, 1998). Frequenti sono le intercalazioni verso l'alto di lenti conglomeratiche potenti qualche metro, contenenti coralli, echinodermi e clasti carbonatici biancastri con faune eoceniche (discocycline, nummulitidi, *Cuvillierina vallensis*, RUIZ DE GAONA; *Pellatospira madaraszii*, HANTKEN; *Chapmanina gassinensis*, SILVESTRI e *Silvestriella tetraedra*, GÜMBEL).

I campioni raccolti nelle frazioni pelitiche contengono rari foraminiferi agglutinanti (*Cyclammia* sp.) e nannofossili calcarei (*Sphenolithus ciperoensis* BRAMLETTE & WILCOXON, *Cyclicargolithus abisectus* (MULLER), *Discoaster deflandrei* BRAMLETTE & RIEDEL, *Helicosphaera recta* HAQ, *Dictyococcites bisectus* (HAY, MOHLER & WADE) BUKRY & PERCIVAL, *Sphenolithus cf. distentus* (MARTINI)

ricadenti nelle biozone NP24 e MNP25a. In regioni adiacenti (Fogli “Alcamo” e “Castellammare del Golfo”) negli stessi depositi sono stati riconosciuti, tra i foraminiferi planctonici, *Globorotalia opima nana* BOLLI, *Globorotalia opima opima* BOLLI, *Catapsydrax dissimilis* (CUSHMAN & BERMUDEZ), *Globigerinoides trilobus* (REUSS), *Globoquadrina dehiscens* (CHAPMAN, PARR & COLLINS), *Globorotalia kugleri* (BOLLI). Queste forme permettono di datare la formazione all’intervallo compreso tra il Rupeliano *p.p.* e il Chattiano *p.p.* nell’area del Foglio e all’Oligocene superiore-Miocene inferiore (Aquitano-Burdigaliano) in aree ricadenti nei Fogli limitrofi (per completezza di informazione vedi NI del Foglio “Castellammare” in CATALANO *et alii*, 2011a e bibliografia *ibidem*).

Ambiente deposizionale

I caratteri sedimentologici riconosciuti nei litotipi costituenti quest’unità permettono di riferire la loro genesi ad un ambiente sedimentario di scarpata e base di scarpata con sedimentazione emipelagica, frequentemente interessata da fenomeni di risedimentazione da sistemi carbonatici di mare basso per frane sottomarine (*debris flow* e *grain flow*) e di tipo terrigena (arenarie quarzose torbiditiche).

Nota

La descrizione, di questa unità, tuttora non formalizzata, emenda quella dell’omologa Argille ed Arenarie di Monte Bosco riportata in CATALANO *et alii* (2011a). Infatti, nell’area del Foglio “Paceco” non si rinvencono le facies quarzoarenitiche, precedentemente descritte a Monte Bosco (F. “Castellammare del Golfo”). Queste ultime sono infatti ritenute correlabili con l’episodio silico-clastico della coeva sedimentazione del Flysch Numidico s.s. negli originari domini maghrebidi più interni. Per le peliti sabbiose, biocalcareni risedimentate, argille brune, ed arenarie rilevate nel Foglio, viene tentativamente suggerita una possibile correlazione con la parte più alta della Formazione Fortuna (cfr. **FRT** dello schema Litostratigrafia e Domini di facies nel Foglio) segnalata nei pozzi dell’*offshore* siciliano (Area di Nilde, ANTONELLI *et alii*, 1991) e largamente nota negli affioramenti della Tunisia orientale (YAICH, 1992) e nell’antistante Canale di Sicilia occidentale.

2.1.8. - Argille marnose, calcari ed arenarie glauconitiche di Monte Luziano (LUO)

Questi depositi, largamente affioranti nel Foglio “Paceco”, costituiscono una unità litostratigrafica caratterizzata da una frequente variabilità delle facies. Tali caratteristiche sedimentologiche inducono a separare l’unità litostratigrafica, (non ancora formalizzata), in due unità di associazione di litofacies, riconoscibili e definibili principalmente sulla base della prevalenza delle facies carbonatiche (a luoghi clastico-carbonatiche) o di quelle clastico-terrigene:

a) “marne, calcari, biocalcareni ed arenarie glauconitiche (Fig. 20) di Montagnola della Borrania“ (LUO_a, LUO_c);

b) “arenarie, argille sabbiose, quarzosiltiti glauconitiche e calcareniti bioclastiche torbiditiche (Fig. 21) di Costiere Siggiaire” (LUO_b, LUO_d).

Quando questi caratteri non sono ben definiti (omogeneità di facies, intervallo cronologico, etc.) o risultano poco riconoscibili all’analisi di terreno (area di Costa Chiappera, area di Timpone Granatello), si è scelto di cartografare i depositi con il simbolo generale (LUO) assegnandoli all’unità litostratigrafica indistinta.

Nel loro insieme i depositi raggiungono una potenza di oltre 300 m in affioramento (dato supportato anche



Fig. 20 - Nella valle alternanze di calcareniti fossilifere, arenarie glauconitiche e marne (LUO_a). Loc. Montagnola della Borrania.

dalla interpretazione dei profili sismici). Limite inferiore dell’unità litostratigrafica (quando visibile) è una superficie da paraconcordante a discordante sulle calcilutiti di Dattilo (DAT) o un contatto irregolare spesso di tipo meccanico con le “argille ed arenarie quarzose di Monte Bosco” (BCO). Il contenuto fossilifero depone per un’età ascrivibile all’intervallo Oligocene (superiore)-Miocene medio. I depositi di questa



Fig. 21 - Alternanze di arenarie giallastre in spessi banchi e argille marnose bruno giallastre appartenenti alla unità “Arenarie, argille sabbiose, quarzosiltiti glauconitiche e calcareniti bioclastiche di Costiere Siggiaire” (LUO_b). Loc. Costiera Siggiaire. L’affioramento, rappresenta il fianco di una anticlinale fagliata.

unità sono interpretabili, nel loro insieme, come il prodotto della sedimentazione in un ambiente compreso tra la piattaforma esterna e la base della scarpata con apporti terrigeni e carbonatici di un'area dell'originaria avanfossa.

Da un punto di vista formale, la terminologia qui adottata emenda in parte la precedente di “marne ed arenarie glauconitiche di Monte Luziano” (CATALANO *et alii*, 2011a) definita come unità litostratigrafica informale (tuttora non validata) per descrivere i litotipi affioranti tra Baglio Raccarruni e Monte Luziano nell'estremità sud occidentale del Foglio “Castellammare del Golfo” (SGI, 2011a).

Vengono di seguito descritte nel dettaglio le due unità di associazione di litofacies.

2.1.8.1. - Marne, calcari, biocalcareniti ed arenarie glauconitiche di Montagnola della Borranìa (**LUO_a**, **LUO_c**)

Marne, argille sabbiose, calcilutiti con frequenti intercalazioni di arenarie, banchi metrici di calcareniti e calciruditi glauconifere e bioclastiche con base generalmente erosiva. Limite inferiore discordante e/o (?) eteropico con **BCO** ma paraconcordante (o a luoghi di natura meccanica) sui litotipi marno-argillosi e calcarei delle “calcilutiti di Dattilo” (**DAT**). I depositi riferibili a questa associazione di litofacies affiorano in varie regioni del Foglio tra cui:

i) quella nord orientale (Timpone Alto Iola, Napola-Mockarta e Dattilo, Case Vecchie e Specchia), dove si riconoscono caratteri simili alle calcareniti glauconitiche grigio verdi ed argille siltose con glauconite, incontrate dal vicino Pozzo Trapani 1 e datate all'intervallo Oligocene superiore-Miocene inferiore. Il relativo *log* stratigrafico (Fig. 10) mostra, a circa 260 metri di profondità, la loro sovrapposizione sulle calcilutiti di Dattilo, caratterizzate dalla presenza di forme di *Turborotalia ex gr. cerroazulensis* (vedi Appendice I).

Le litofacies descritte sono ben osservabili anche a Borgo Peralta-Tangi (area ricadente al limite con l'adiacente Foglio “Alcamo”) dove le stesse sono state studiate come termine di confronto.

ii) quella centromeridionale, nell'affioramento prevalentemente carbonatico di Montagnola della Borranìa (Fig. 20), di Piana di Zafferana, dove affiorano in plaghe residuali al di sotto delle coperture più recenti (**AFL**) a Serra delle Rocche, Case Scorsone, Roccazzello, a Timpone Spartivento fino a Baglio Pellegrino (corrispondente a Parecchiata Pellegrino, termine generalmente riportato su carte topografiche meno recenti), e a Cozzo S. Maria, dove si rinvencono a diretto contatto con i depositi del Messiniano o del Pliocene inferiore.

iii) quella nordoccidentale, negli affioramenti di Mandre Rosse, Baglio Inferno, Timpone Pelato.

Spessori complessivi stimati intorno ai 300 m.

L'analisi micropaleontologica di questi depositi rivela la presenza di rari foraminiferi planctonici. Tra questi, *Globigerina binaiensis* (KOCH), *G. ciperensis* (BOLLI), *Globorotalia opima nana* (BOLLI), *Glt. opima opima* (BOLLI) e *Catapsydrax dissimilis* (CUSHMAN & BERMUDEZ) datano i livelli inferiori della successione all'Oligocene mentre, *Globigerinoides trilobus* (REUSS), *Praeorbulina glomerata sicana* (DE STEFANI), ritrovate nella porzione sommitale, sono indicativi del Miocene inferiore (Burdigaliano-base Langhiano ?). La presenza di esemplari di *Orbulina* spp., in alcuni campioni consente di assegnare al Langhiano i livelli più recenti della litofacies.

Sezioni stratigrafiche di riferimento dell'unità di facies

Una buona esposizione delle caratteristiche dell'unità di facies e dei suoi rapporti stratigrafici con le unità litostratigrafiche più antiche è sicuramente riconoscibile nelle successioni di Borgo Peralta (al margine orientale con il Foglio "Alcamo") e nella sezione affiorante lungo il versante meridionale di Timpone Tangi (a nord-ovest dell'abitato di Fulgatore e quindi nell'adiacente Foglio "Alcamo"); qui la base dell'unità poggia in discordanza ma in continuità deposizionale sulle calcilutiti di Dattilo (vedi anche INCANDELA, 1995). Dal basso si succedono argille marnose talora sabbiose, sabbie e siltiti in strati decimetrici di colore variabile da bruno a giallo, con livelli di calcareniti fini e di brecciole glauconitiche a volte gradate e con intercalazioni lenticolari di arenarie quarzose con base erosiva marcata da sciame di ciottoli di argilla. Le direzioni di corrente prevalenti sono orientate NO-SE nei livelli più grossolani ed E-O in quelli più fini. Gli strati calcarenitici presentano generalmente base erosiva, struttura granosostenuta, e a luoghi fangosostenuta, con granuli dispersi all'interno di una matrice carbonatica micritica. I granuli sono prevalentemente carbonatici ed in subordine quarzosi, mentre rari sono i bioclasti. La porzione marnosa diminuisce e le calcareniti e le arenarie appaiono organizzate in livelli e banchi metrici lenticolari, gradate e laminate (Ta-b, Ta-e di BOUMA). I banchi passano verso l'alto a rare marne siltose grigio-verdastre e giallastre con sottili intercalazioni di arenarie e di calcareniti glauconitiche con resti di lamellibranchi e macroforaminiferi. La preponderanza di litotipi marno-argillosi nella parte basale è un motivo comune lungo le varie sezioni della litofacies.

Nella regione di Timpone Alto Iola, ubicata a nord del centro abitato di Dattilo, la successione, priva del suo limite basale sovrastante le calcilutiti di Dattilo, mostra un'alternanza di marne, peliti sabbiose ed arenarie quarzose con frequenti intercalazioni di biocalcareniti e biocalciruditi poco glauconifere. Verso l'alto si passa ad un livello di quasi 2 metri di un conglomerato poligenico ad elementi di

pochi cm (con grani molto arrotondati di quarzo), cui segue una biorudite spessa 1 m con macroforaminiferi rimaneggiati (orbitoidi, nummunitidi), vermetidi e briozoi, frammenti di lamellibranchi in grani isorientati.

La porzione più bassa della successione è stata riferita all'Oligocene superiore per la presenza di *Globigerina ampliapertura*, *Globigerina ciperoensis*, *Globorotalia opima nana* mentre la porzione sommitale è stata riferita al Miocene inferiore per la presenza di *Gld. trilobus* (REUSS).

Queste facies carbonato-clastiche, rappresentative di ambienti di piattaforma esterna-scarpata, sono qui ritenute approssimativamente coeve delle bioliti (*boundstone*) a pectinidi ed alghe rosse del Mischio (vedi avanti).

A Case Vecchie e Case Specchia (nord-est di Dattilo), la successione mostra dal basso calcareniti, argille marnose e nella parte alta, un livello di 10 m di calcareniti con intercalazioni marnose contenenti *Praeorbulina glomerata sicana* (DE STEFANI), *Globigerinoides trilobus* (REUSS), *Globoquadrina altispira* (CUSHMAN & BERMUDEZ), *Globoquadrina dehiscens* (CHAPMAN, PARR & COLLINS) nei campioni raccolti in basso e *Orbulina suturalis* (BRÖNNIMAN). Questo livello è stato perciò datato al Langhiano.

A Montagnola della Borranìa, una balza carbonatica quadrangolare, oggi in gran parte sventrata dai lavori del sito adibito a discarica del Comune di Trapani, affiorano dal basso (Figg. 22, 23): i) marne argillose ed arenarie glauconitiche (spessore visibile 30 metri) seguite verso l'alto da: ii) calcareniti fossilifere grigio bluastre con plaghe verdastre; iii) alternanze di marne giallastre con livelli di calcareniti fossilifere a luoghi con aspetto pseudo-nodulare. La base della successione poggia in lieve discordanza con probabile *hiatus* sulle calcilutiti di DAT (Fig. 24) che si rinvencono anche sul lato orientale del rilievo. Mineralizzazioni (a baritina e fluorite fra le altre) riempiono fratture probabilmente legate al sistema regionale di faglie orientate NO-SE con componente laterale ed alla presenza di fluidi geotermici nel sottosuolo. La parte affiorante di Montagnola della Borranìa consente di valutare lo spessore della successione per un valore di circa 100-200 m. Data la composizione litologica e la povertà biogenica delle intercalazioni marnose i dati biostratigrafici sono scarsi e non sempre affidabili. La rara presenza di *Gld. trilobus*, a luoghi in associazione a esemplari di *Praeorbulina* spp. indica un'età probabilmente ascrivibile al Langhiano.

Nel settore meridionale del Foglio, a contrada Scorsone, non lontano da case Spartivento, alle argille siltose si sovrappongono alcuni banchi a giacitura lenticolare di calcari (con grandi *Pecten* sp.) che immergono verso nord con inclinazione di 40-60°.

Particolare interesse assumono le successioni affioranti tra Case Scorsone e Serra delle Rocche e più a sud a Timpone Spartivento che sono caratterizzate dalla presenza di litosomi calcareo-arenitici, che formano delle barre immergenti a nord/nord-est. Le stesse poggiano e si intercalano alle argille brunastre ed alle



Fig. 22 - Montagnola Borrانيا. Calcareniti fossilifere, arenarie glauconitiche e marne intercalate (LUO_a , LUO_c).



Fig. 23 - Arenarie ed argille glauconitiche dell'unità di litofacies LUO_a , LUO_c . Loc. Montagnola Borrانيا.

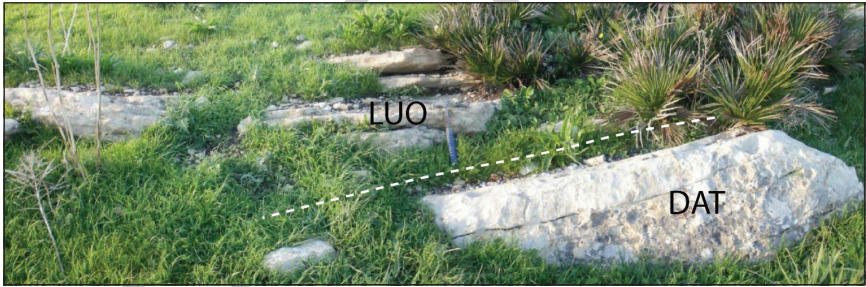


Fig. 24 - Contatto basale, leggermente discordante, calcareniti fossilifere, arenarie glauconitiche e marne intercalate (LUO_a , LUO_c) sui banchi calcareo-marnosi delle calcilutiti di Datilo. Loc. Montagnola Borrانيا.

arenarie; in particolare (Fig. 25) la litofacies carbonatica mostra, dal basso: un banco metrico (1) di calcare massiccio contenente esemplari giganti di lamelibranchi (per lo più *Pecten* spp.; Fig. 26), sulla superficie sommitale incisa di quest'ultimo trova posto un livello (2) di pochi cm con gusci di molluschi, echinodermi ed ancora sparsi *Pecten* (questo litotipo mostra chiare transizioni ai litotipi del Mischio). Verso l'alto stratigrafico si succedono calcareniti fossilifere gradate (3) e calcareniti fini (*wackestone*) sottilmente stratificate (4) che si intercalano a partimenti argillosi e barre sabbiose. Le argille verdastre e giallastre contengono foraminiferi bentonici e planctonici tra cui *Globigerinoides obliquus* e *Praeorbulina* spp. che ci

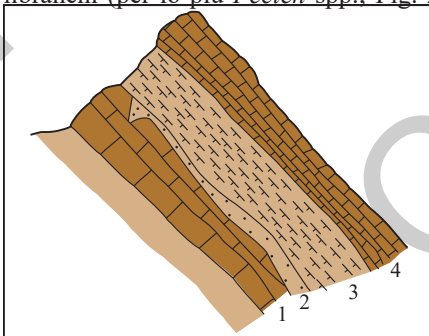


Fig. 25 - Unità di associazione di litofacies LUO_a , LUO_c . Sezione rappresentativa dei banchi carbonatici intercalati ai partimenti argillosi e arenacei che si sviluppano con analogia di facies e spessore tra Serra delle Rocche e Case Scorsono. Le litologie indicate dai numeri 1-4 sono descritte nel testo.



Fig. 26 - Marne, calcari, biocalcareni ed arenarie glauconitiche della Montagnola della Borranìa (LUO_b, LUO_a). Sono visibili calcareniti glauconifere contenenti esemplari giganti di lamellibranchi (per lo più *Pecten* spp.). Contrada Scorsona.

consentono di assegnare le parti alte delle successioni al Langhiano. Queste litologie sono visibili, a luoghi, nella più settentrionale Piana Zafferana dove si può ricostruire in continuità una successione nord immergente che non consente di interpretare le affioranti barre sabbiose come “*klippe* sedimentari” o olistoliti, come sostenuto da TRIMAILLE (1982) e RIGO DE RIGHI (1956).

2.1.8.2. - Arenarie, argille sabbiose, quarzosiltiti glauconitiche e calcareniti bioclastiche torbiditiche di Costiere Siggiaie (LUO_b, LUO_a)

Argille e peliti sabbiose di colore avana a giallastro con intercalazioni di brecciole e calcareniti, arenarie a grana fine con aspetto lentiforme. Verso l'alto le argille diventano più marnose, le intercalazioni più frequenti ed il colore tende al grigio verdastro. Superiormente, alle argille e rare calcareniti si alternano ritmicamente arenarie fini e grossolane che diventano progressivamente più ricche in glauconite.

Argille, siltiti marnose grigio giallastre, con rare calcareniti e quarzosiltiti glauconitiche affiorano, da sud a nord, tra i fiumi Marcanzotta e Quasarano (località, quest'ultima, citata da BALDACCI, 1886, il quale descrisse questi terreni usando il termine di “argille scagliose”). I depositi sono ben studiabili a C.da Marcanzotta, Contrada Siggiaie e Costa Guardia (settore occidentale del Foglio). A Costa Guardia e a C.da Marcanzotta le arenarie calcaree di colore giallastro-marrone mostrano un marcato aumento della componente glauconitica rispetto alle sottostanti argille marnose e areniti glauconifere su cui appaiono poggiate in continuità di sedimentazione. Le calcareniti sono poco cementate, paleontologicamente sterili ed appaiono troncate superiormente. Lo spessore è di circa

7-8 metri, l'età è incerta (ma ascrivibile per posizione al Miocene inferiore); il litosoma in affioramento appare lateralmente correlabile con le marne argillose e biocalcareniti riconosciute nella unità di associazione di facies di Montagnola della Borrania.

I depositi descritti si rinvencono anche a Timpone Mazzamarelli, Case Ferrauddo, Timpone della Campana come intercalazioni di calcareniti e calciruditi gradate e con sottili lamine argillitiche, poco glauconitiche; queste ultime affiorano in banchi potenti circa due metri intercalate alle argille con frequenza di 5-10 metri. Spessore misurabile in affioramento non meno di 120 m. A Costiere Siggia-Timpone Campana prevalgono le litologie arenacee (Fig. 21); vi si riconosce una barra sabbiosa dello spessore di 100 m circa. La frequente stratificazione incrociata indica direzioni di trasporto verso sud-ovest che andrebbero più accuratamente valutate per la identificazione di una probabile originaria area sorgente. Le arenarie fini dal tipico colore giallastro e le sabbie argillose con grandi molluschi (Figg. 27, 28) e frequenti modelli interni di strutture organiche (*poupée*, Fig. 29), progressivamente più ricche in glauconite verso l'alto, costituiscono una vera e propria "molassa" (vedi anche TRIMAILLE, 1982). Questi depositi (cartografati come **LUO**) si rinvencono anche nell'area centrale del Foglio a sud dell'alveo del Fiume Marcanzotta, lungo una fascia affiorante parallelamente all'alveo stesso (Baglio Granatello, Baglio Musciuleo) e successivamente verso SSO.

Altrove, lungo il margine meridionale del Foglio (Baglio Alfaraggio, Baglio Fontana) gli affioramenti (genericamente cartografati come **LUO**) si dispongono con andamento Ovest-Est. In questi luoghi (Baglio Mamuna) il limite inferiore



Fig. 27 - Costiere Siggia. Sabbie tipo "molassa" con sparsi gusci di molluschi nell'unità di associazione di facies di Costiere Siggia.



Fig. 28 - Costiere Siggia. Grandi ostreidi nelle litologie arenacee della unità di associazione di facies di Costiere Siggia.



Fig. 29 - Costiere Siggjare. Strutture organiche. Modelli interni nelle sabbie ed arenarie della associazione di litofacies LUO_{β} , LUO_{γ}

dell'unità è generalmente non affiorante mentre quello superiore (quando visibile) è una discordanza (*unconformity*) con le sabbie argillose del Serravalliano-Tortoniano inferiore (f.ne Castellana Sicula) come rilevabile a C.da Marcanzotta. A Rocche Draele (prolungamento occidentale della dorsale di Timpone dello Sparagio), il limite superiore corrisponde ad una superficie discordante con i soprastanti depositi dunari del sistema Paceco (ECP) che si estendono da Borgo Misiliscemi fino a Ballottella. L'analisi micropaleontologica di questi depositi evidenzia la presenza di foraminiferi bentonici e rari e mal preservati foraminiferi planctonici (*Globigerinoides trilobus*), che consentono di confermare un'età riferibile al Miocene inferiore (Burdigaliano). Nel sottosuolo, l'unità **LUO** è

stata riconosciuta nel Pozzo Corvi a circa 600 m di profondità (vedi Appendice I).

Nei pozzi profondi dell'*offshore* (pozzo Nada in particolare, Appendice I) sono state incontrate marne verdastre ed arenarie biancastre a grana fine e con cemento calcareo, biocalcareni glauconitiche ed argille scagliettate contenenti foraminiferi planctonici (*Globorotalia opima*, *Globigerina ciperoensis*, *Globorotalia kugleri*); nei livelli calcarenitici foraminiferi bentonici (*Lepidocyclina* sp., *Amphistegina* sp., *Miogypsinoidea* sp.). Sulla base del contenuto fossilifero vengono assegnati all'intervallo Oligocene superiore-Miocene inferiore. La successione viene attribuita dagli stratigrafhi petroliferi alla F.ne Fortuna tunisina. In realtà la successione attraversata dal pozzo non corrisponde a quella descrizione ma può essere correlata con la gran parte dei litotipi illustrati nell'unità di associazione di facies di Costiere Siggjare.

2.1.9. - Biolititi, biocalciruditi algali glauconitiche e sabbie a grandi macrofossili ("Mischio", **HIO**)

Biolititi lentiformi ad alghe rosse (in particolare lithotamni di grosse dimensioni) e coralli, con grossi lamellibranchi, gasteropodi, echinidi (*Clypeaster* sp.), denti di pesci, macroforaminiferi (*Amphisteginae*, *Operculinae*). Le stesse passano lateralmente e verso l'alto a biocalcareni e biocalciruditi glauconitiche algali con base erosiva cui si alternano sottili lenti di sabbie pelitiche e strati decimetrici di calcareniti con laminazione obliqua a grande scala, poco cementate inglobanti grandi lamellibranchi e foraminiferi bentonici rimaneggiati in strati decimetrici.

Brecce e conglomerati calcarei intercalati rimaneggiano localmente le facies carbonatiche sottostanti. Queste ultime, in banchi calcarei dello spessore variabile tra 2 e 10 m, si alternano, verso il basso stratigrafico, a sabbie giallastre e peliti (*mudstone*) argillose bruno-giallastre a rari foraminiferi planctonici. Le peliti sono interstratificate con lenti decimetriche di calciruditi e calcareniti glauconitiche e calcareniti bioclastiche (*packstone*) a laminazioni obliqua e/o parallela a grande scala.

Per l'insieme di tali depositi (Figg. 30-37) viene proposto l'uso formazionale del termine "Mischio", nell'accezione diagnostica più restrittiva riservata all'unità litostratigrafica storica, in attesa della validazione della CIS. Originariamente descritto da BALDACCIO (1886) come "calcarei concrezionati cerulei di Trapani", il termine Mischio, introdotto dai cavatori (che ne cavavano i blocchi per le sue caratteristiche di pietra ornamentale nelle prossimità dell'abitato di Trapani al piede di scarpata del Monte Erice), fu utilizzato da RIGO DE RIGHI (1956) per descrivere i vari depositi carbonatici organogeni. Successivamente il termine è stato usato impropriamente per indicare anche unità litologiche con caratteri assai diversi fra loro (ad esempio le Calcareniti di Corleone) o è divenuto sinonimo di termini che indicavano altre unità stratigrafiche (vedi più avanti discussione sulla formazione Bonifato).

Regionalmente questi sedimenti sono stati segnalati al Monte Erice e nei Monti di San Vito dove il Mischio si rinviene (con le sue facies biolititiche) in discordanza angolare su una superficie incisa nei calcari mesozoici della piattaforma carbonatica Panormide di Monte Sparagio-Monte Monaco ("Mischio" s.s., CATALANO *et alii*, 2011a). Nel complesso, i termini carbonatici di mare basso del Mischio appaiono come una evoluzione laterale dei depositi elastico-carbonatici più alti dell'unità di associazione di facies di Montagnola della Borranina. Nella regione del Foglio una buona corrispondenza di questa eteropia è riconoscibile nelle successioni di Serra delle Rocche.

La formazione affiora nella zona compresa tra Paceco e Dattilo. Significativi i siti cartografati a sud ovest di Paceco nelle vicinanze di Monte Serro (C.da Patatara, Timpone Mosca, C.da Carestia) e nella collina tra casa Martorana e Rocche Emilio, situata a sud di Napola-Mokarta. Gli spessori massimi dell'unità si aggirano intorno ai 40/60 metri.

I dati su spessori e giaciture non sempre appaiono incontrovertibili, in quanto i banchi del Mischio mostrano forti deformazioni in cui le pieghe spesso isoclinali hanno cerniere molto strizzate ed a luoghi troncate superiormente dall'erosione (v. anche Figg. 86-87). Questo assetto rende incerta, a luoghi, l'identificazione del letto e del tetto dell'intero litosoma.

Il limite inferiore dell'unità affiora raramente o è poco esposto; quando osservabile, in particolare a Rocche Emilio, lo stesso appare come una superficie di paraconcordanza o di discordanza geometrica (difficilmente cartografabile)

con le sottostanti argille, calcari ed arenarie glauconitiche di Monte Luziano (LUO). Altrove, nell'area di case Chiappera (erroneamente indicato come Costa Chiappera sulla carta), il limite è un contatto meccanico dell'unità sulle calcilutiti di Dattilo particolarmente deformate. Il limite superiore del Mischio è raramente affiorante; quando visibile è una superficie di discordanza erosiva con i depositi sintettonici terrigeni (f.ne Castellana Sicula) o con i depositi evaporitici del Messiniano.

Una determinazione inequivocabile della sua età appare generalmente problematica. In particolare, il litosoma a bioliti che caratterizza la parte stratigraficamente medio-alta della successione, contiene grossi lamellibranchi (*Pecten burdigalensis*, LAMARCK; *Pecten latissimus*, BROCCHI), rodoficee (*Lithotamnyum* spp.), echinidi in posizione di vita (*Clypeaster* sp.), coralli spesso integri, briozoi e foraminiferi bentonici (*Miogypsinoides* sp., *Elphidium* sp., *Amphistegina* sp., *Heterostegina* sp., e forme di foraminiferi bentonici rimaneggiati, quali *Operculina* sp., *Assilina* sp.). Il contenuto fossilifero permette di datare l'unità formazionale al Miocene inferiore. Simili bioliti nella successione del Monte Erice sono state datate al Burdigaliano da WENDT (1971) sulla base della presenza di foraminiferi quali *Heterostegina complanata* (SILVESTRI) ed *Amphistegina haueriana* (D'ORBIGNY) e di macrofossili quali *Pecten burdigalensis*.

Nelle peliti e sabbie marnose sommitali si riconoscono sia livelli contenenti foraminiferi bentonici (*Lagenidae*), radioli di echinidi (Costa Chiappera, Rocche Emilio), e spicole di spugna, poco o per nulla diagnostiche, sia livelli contenenti una associazione faunistica a foraminiferi planctonici (*Preorbulina glomerata sicana*; *Globigerinoides trilobus*; *Orbulina suturalis*, BRONNIMANN). Queste faune planctoniche e la presenza di alcuni *taxa* (es.: *Pecten burdigalensis*, LAMARCK), consentono di riferire la parte alta dell'unità al Burdigaliano-Langhiano.

Sezioni studiate

Una sezione ben preservata è stata studiata a Rocche Emilio (nei pressi di Costa Chiappera), dove i banchi carbonatici hanno un assetto molto tormentato dalla tettonica che ne determina la giacitura verticale fino a rovesciata (Fig. 30). Dal basso e per uno spessore medio di circa 45 metri si susseguono (Fig. 32):

- Argille, argille sabbiose ed arenarie glauconifere (a);
- *mudstone* sabbiosi e calcareniti bioclastiche intercalate (potenti fino a 6 metri) con grossi lamellibranchi, gasteropodi, alghe, echinidi, frammenti di coralli, lithotami, foraminiferi (*Amphistegina* sp., *Assilina* sp.) (A, B, in Fig. 32).

In sezione sottile le calcareniti presentano una struttura granosostenuta a tessitura isotropa con matrice micritica e talora cemento carbonatico. I granuli sono prevalentemente bioclastici ma si hanno anche intraclasti carbonatici. Le



Fig. 30 - *Litosoma biolititico* del "Mischio". I banchi mostrano una giacitura da verticale fino a rovesciata. Loc. Rocche Emilio.

peliti sabbiose, in strati centimetrici, passano a calcareniti glauconifere a struttura massiccia, con lenti di calciruditi con base marcatamente erosiva;

- Calcari compatti marnosi con macchie rosa carnicino (c);

- Biolititi (spesse fino a 10 metri) ad alghe (rodoficee, Figg. 34-36), a grossi lamellibranchi (*Pecten burdigalensis*, *P. latissimus*), echinidi (*Chlypeaster* sp., Fig. 33, 37), coralli spesso integri ed in posizione di vita, briozoi macroforaminiferi bentonici (*Miogipsinoides* sp., *Elphidium* sp.,



Fig. 31 a, b - *Mischio*. Biolititi ad algal balls (alghe rosse), Rocche Emilio.

Amphistegina sp., *Heterostegina* sp., *Operculina* sp., Fig. 36) e, nelle laminiti marnose intercalate presenza di foraminiferi planctonici (*Globigerinoides trilobus*). Questo livello biocostruito (d in Fig. 32) passa lateralmente e verso l'alto, ora a biocalcareniti e biocalciruditi glauconitiche con lenti di argille sabbiose e di calcareniti poco cementate, con laminazione obliqua a grande scala, ora a calcareniti marnose con faune litorali (e in Fig. 32).

- Sabbie marnose giallastre e calcareniti bioclastiche (a grana media e grossa verso l'alto) in strati centimetrici, spesso glauconitiche, con intercalazioni di calcareniti gradate e con base erosiva. Si riconoscono nell'intervallo superiore della successione (f).

- Peliti sabbiose con *slumps* (g) chiudono verso l'alto la sequenza.

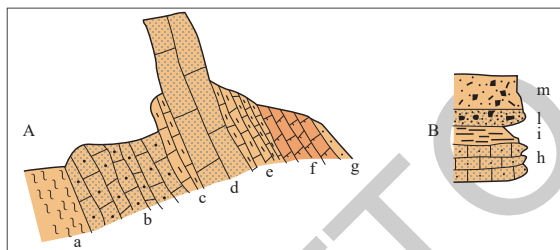


Fig. 32 - Variazioni di facies nelle successioni del Mischio. Nella area di Rocche Emilio (Costa Chiappera) è frequente la successione rappresentata in A (a, peliti ed argilliti sabbiose mudstones; b, biocalcarenti; c, calcari marnosi fini; d, biolititi ad alghe rosse e foraminiferi bentonici (Orthophragminae); e, calcareniti marnose con faune litorali; f, arenarie calcaree glauconitiche, poco consolidate con grandi lamellibranchi; g, peliti sabbiose con slumps). La successione rappresentata in B affiora in strati molto inclinati a Timpone Mosca (h, biolititi ad alghe rosse e macroforaminiferi (Orthophragminae), areniti glauconitiche con alghe; i, calcareniti fossilifere; l, Biocalciruditi ("pseudoconglomerati") con elementi rimaneggiati dai depositi sottostanti più antichi; m, arenarie marnose friabili ricche in lamellibranchi.



Fig. 33 - Brecciole con *Clypeaster sp.* del Mischio. Loc. Rocche Emilio.



Fig. 34 - Biolititi ad alghe rosse, pectinidi, *Chlamys sp.* nei banchi di Mischio. Loc. Rocche Emilio.

A case Martorana, il Mischio poggia in contatto anomalo sulle calcilutiti di Dattilo i cui livelli sommitali sono databili all'Eocene inferiore. Sono riconoscibili le biolititi algali e le calcareniti bioclastiche con frammenti di grossi lamellibranchi e di altri organismi di mare basso, seguite da un banco di calciruditi con elementi rimaneggiati provenienti dalla distruzione del deposito sottostante. Questo "pseudoconglomerato" passa verso l'alto ad un banco di almeno 4 m di sabbie tenere e mal cementate ma ricche di grandi lamellibranchi (*Pecten spp.*) in parte in posizione di vita. A Timpone Mosca, strati molto inclinati fino a verticali mostrano la variabilità di facies della sezione (vedi Fig. 32 B) dove i litotipi più significativi per le ricostruzioni paleoambientali risultano essere i livelli biocalciruditi.



Fig. 35 - Breccie calcaree ad alghe rodoficee, Mischio. Loc. Rocche Emilio.

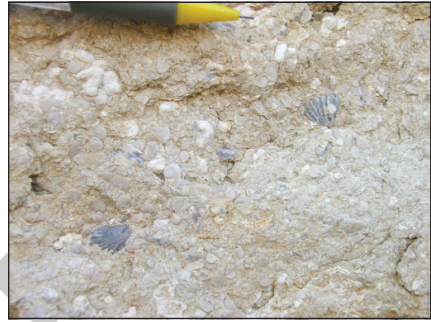


Fig. 36 - Brecciole a macroforaminiferi (*Amphistegina* sp.), gusci di pectinidi e frammenti di echinoidi, Mischio. Loc. Rocche Emilio.



Fig. 37 - Brecciole con Clypeaster, Mischio. Loc. Rocche Emilio.

Ambiente deposizionale

Un'attenta ricostruzione dell'ambiente deposizionale dell'unità Mischio, sulla base dell'analisi delle facies, permette di attribuire l'episodio carbonatico nel suo insieme ad un ambiente neritico-costiero evolvente rapidamente ad un ambiente di scarpata nel contesto di una piattaforma continentale temperata dominata dalla sedimentazione carbonatica (vedi gli attuali esempi delle piattaforme mediterranee, CARANNANTE *et alii*,

1988; BRANDANO *et alii*, 2000; BRANDANO & CIVITELLI, 2007).

Nelle aree più vicine alla costa si allineavano presumibilmente veri e propri *patch reefs* (corrispondenti ai litosomi biolitici) ed aree marginali (piattaforma continentale esterna) in cui si risedimentavano, con geometrie progradanti e sequenze di facies regressive, i materiali derivanti dall'erosione delle presunte scogliere (depositi clastico-carbonatici e marne).

2.2. - SUCCESSIONI MESO-CENOZOICHE DEL DOMINIO TRAPANESE

Le successioni del Paleodominio Trapanese mai affioranti nel Foglio "Paceco" sono però presenti nel sottosuolo dell'area investigata. Questi depositi affiorano nella regione immediatamente adiacente al Foglio al suo margine orientale (la

ben nota area di Montagna Grande) e settentrionale (Monte Erice, Carta regionale, in cornice). Si immergono nel sottosuolo dell'area del Foglio a profondità diverse, dove sono stati intercettati dai pozzi profondi per la ricerca di idrocarburi (Appendice I). La presenza delle unità Trapanesi nel sottosuolo del Foglio ci induce, per completezza di informazione, a descrivere anche se brevemente le caratteristiche delle unità stratigrafiche riconosciute nel sottosuolo (in particolare nel Pozzo Trapani 1, dove sono riportati gli spessori) e note nelle aree adiacenti. In affioramento (vedi successione di Montagna Grande) la successione Trapanese è caratterizzata da calcari triassico-liassici di piattaforma carbonatica (Formazione Sciacca e Inici) su cui poggiano i calcari della formazione Buccheri (Rosso-Ammonitico *l.s.*) con le sue caratteristiche di deposito condensato e le formazioni francamente pelagiche cretacio-paleogeniche (formazioni Lattimusa, Hybla ed Amerillo); a questi succedono, con contatto discordante, i depositi clastico-carbonatici oligo-miocenici (formazione Bonifato *sensu* RUGGIERI 1959, calcareniti di Corleone, Marne di San Cipirello). Gli ambienti deposizionali ricostruiti per il Mesozoico, sono quelli di piattaforma carbonatica nel Triassico-Liassico, evoluti ad altofondo pelagico nel Giurassico-Cretacio (CATALANO & D'ARGENIO, 1978; SANTANTONIO, 1993), instauratosi quando l'originaria piattaforma carbonatica venne progressivamente annegata per opera della tettonica trastensile prodotta dal *rifting* crostale giurassico del margine continentale africano.

2.2.1. - *Formazione Sciacca (SIA)*

L'unità è costituita da dolomie saccaroidi, alternanze di dolomie a grana media e dolomicrite calcarea con livelli algali, presenza di marne argillacee. Tracce di molluschi (megalodonti ?) e foraminiferi (*Aulotortus sinuosus*, *Glomospirella* sp.). Limite inferiore non noto, limite superiore paraconcordante con i depositi della Formazione Inici. Ambiente deposizionale di piattaforma carbonatica (piana tidale e laguna di retroscogliera). Nel Pozzo Trapani 1 ne sono state attraversate poche decine di metri; la formazione, di cui si riconoscono spessori superiori ai 500 m in affioramento (Monte Inici, Carta regionale, in cornice) mostra potenze ben maggiori se si accettano i dati interpretativi dei profili sismici a riflessione. In accordo con il contenuto micropaleontologico la formazione viene attribuita al Triassico superiore.

2.2.2. - *Formazione Inici (INI)*

L'unità è rappresentata da calcari dolomitici bianchi pseudoolitici (*packstone*) ed argille; l'età, Giurassico inferiore *p.p.*, è confermata dalla presenza di

Palaeodasycladus mediterraneus. Limite inferiore è una paraconcordanza con la F.ne Sciacca o una chiara fascia di transizione dalle facies dolomitiche a quelle carbonatiche. Spessore misurato nel pozzo Trapani 1 da 10 a 20 m; in affioramento (Montagna Grande) 150 m circa.

2.2.3. - *Formazione Buccheri*

E' rappresentata da marne rossastre e calcari (*packstone-wackestone*) brecciatati a *Saccocoma* sp. Contenuto fossilifero e facies confermano un'età ascrivibile all'intervallo Giurassico Medio-Giurassico Superiore. Spessore misurato nel Pozzo Trapani 1 10 m circa.

2.2.4. - "*Lattimusa*"

Calcari marnosi bianco-verdastri con radiolari e calpionelle (*Calpionella alpina*, *Crassicollaria* sp.). Titonico-Neocomiano. Spessore riconoscibile nel Pozzo Trapani 1, 60 m circa.

2.2.5. - *Formazione Hybla*

Calcari marnosi verdastri con foraminiferi planctonici (*Hedbergella* sp., *Ticinella* sp.). Aptiano-Albiano. Nel Pozzo Trapani 1 è presente per uno spessore di 30 m.

2.2.6. - *Formazione Amerillo*

Calcolutiti e calcisiltiti bianco-verdastre, calcari micritici e marne calcaree (*mudstone*). Cretacico Superiore-Oligocene inferiore. Nel Pozzo Trapani 1 sono stati misurati 20 m circa di spessore.

2.2.7. - *Formazione Bonifato*

Calcareniti bioclastiche con foraminiferi bentonici (*large foraminifera*) interstratificate a marne e calcolutiti. La formazione venne definita da RUGGIERI (1959) che aveva individuato lo strato-tipo sul fianco occidentale della successione Trapanese del Monte Bonifato (Alcamo). Anche se la sezione appare incompleta

o lacunosa la formazione viene datata all'Oligocene superiore-Langhiano. Lo spessore noto è compreso tra 10 e 30 m. Ambiente deposizionale di scarpata. Ignorando ogni regola di priorità, SCHMIDT DI FRIEDBERG & TROVÒ (1962) usarono lo stesso termine (Bonifato) per indicare un litosoma litostratigraficamente differente, costituito di "argille marnose con intercalazioni arenacee giallo-verdastre scarsamente cementate e verdastre al taglio fresco per la presenza di glauconite" a cui assegnarono un'età Oligocene superiore-Miocene (oggi Serravalliano-Tortoniano inferiore). Questi Autori interpretarono questa formazione rinvenuta nell'area dei Monti Judica e Scalpello (Sicilia orientale) come una facies di transizione alla formazione Collesano (oggi nota come F.ne Flysch Numidico (FN)) riconoscendo che le arenarie presenti non sono equivalenti alle quarzareniti del FN. L'uso del termine Bonifato ha ingenerato spesso confusione terminologica ed attribuzioni cronologiche errate dei depositi analizzati. Nell'analisi biostratigrafica eseguita dalle compagnie petrolifere nei pozzi della Sicilia occidentale e degli Stretti di Sicilia, il termine Bonifato viene usato anche per indicare i caratteri carbonatici della F.ne Fortuna.

2.2.8. - *Calcareniti di Corleone*

Nel sottosuolo del Foglio la formazione è rappresentata da argille sabbiose ed areniti glauconitiche con rari livelli calcarei verso il basso; nei pozzi, il litosoma è stato descritto come appartenente all'unità litostratigrafica "Monte Orsino" (termine oggi in disuso, vedi SCHMIDT DI FRIEDBERG, 1964-1965); viene qui correlato alla successione di età aquitaniano-langhiano delle calcareniti di Corleone; il limite inferiore dell'unità è un contatto discordante sulle sottostanti litologie della f.ne Amerillo. Il limite superiore è una transizione alle Marne di San Cipirello. Spessore (in pozzo) 90 m circa.

2.2.9. - *Marne di San Cipirello*

Marne e marne argillose grigie con livelli carbonatici sabbiosi.

Le facies clastiche assumono, come vedremo, particolare significato perché il loro riconoscimento permette di distinguere le successioni del Dominio Prepanormide da quelle del dominio Trapanese. Ambiente di piattaforma continentale esterna. Nella regione di Montagnola della Borranìa, le Marne di San Cipirello si rinvencono ad una profondità di poco più di 300 m in quanto termine più recente della successione Trapanese che nell'area rappresenta un alto strutturale (vedi sezione geologica di Fig. 97).

2.3. - DEPOSITI DI AVANFOSSA *l.s.* (MIOCENE)

2.3.1. - *Formazione Castellana Sicula (SIC)*

Argille e peliti sabbiose ricche in glauconite e pirite con concrezioni calcareo-gessose (Fig. 38) intercalate a lenti di arenarie marnose, sabbie e calcareniti. Questi depositi contengono foraminiferi planctonici (biozone a *Orbulina suturalis-Paragloborotalia peripheroronda*) nei livelli inferiori, indicativi del Langhiano-Serravalliano. Nella parte alta della successione ricorrono microfaune della Zona a *P. siakensis* e microfaune con rari esemplari di *Neogloboquadrina acostaensis* (BLOW), *Globorotalia menardii* (D'ORBIGNY), e *Globigerinoides obliquus obliquus* (BOLLI) (parte basale della biozona a *Neogloboquadrina acostaensis*) indicative della parte inferiore del Tortoniano.

Nel Foglio, i depositi affiorano a luoghi e in aree ridotte, con spessori esigui (40/50 m al massimo), tanto da essere cartografati con difficoltà; ma sono diffusi e consistenti nel sottosuolo come riconosciuto anche dalle interpretazioni dei profili sismici. Sono stati campionati nelle colline (timponi) a sud di Paceco, in particolare nella fascia a decorso NO-SE compresa tra i fiumi Quasarano e Marcanzotta, e lungo le loro valli (Timpone della Palma, Ponte Scialacche, Baglio Sarbucia, Baglio Monnino, lungo la valle del torrente Quasarano; sono presenti ad ovest di Guarrato e Fontanasalsa lungo le sponde del fiume Misiliscemi, a Cuddia Soprana, alla base della formazione Terravecchia (TRV) di P. Rinazzo, e a sud del Fiume Marcanzotta tra Baglio Musciuleo e case Genna ed infine a Baglio Inferno. Nella fascia tra Rassalleme e Perino l'unità affiora come marne argillose grigio-verdastre con frequenti cristalli di gesso fibroso e microcristallino. Nel settore di Torre Chinisia, Porco Spino (Fig. 38) e Granatello costituiscono la



Fig. 38 - Argille con concrezioni centimetriche calcareo-gessose della formazione Castellana Sicula. Loc. Porco Spino.

base deposizionale su cui poggiano in discordanza erosiva i conglomerati poligenici del sintema di Paceco. Il limite inferiore dell'unità quando visibile è una superficie erosiva (o da contatto meccanico) sui depositi oligo-miocenici (LUO, BCO). Il limite superiore, poco visibile, è una superficie di paraconcordanza con i depositi basali della formazione Terravecchia o erosivo con il sintema di Paceco. I sedimenti della SIC sono stati attraversati per 85 m dal pozzo Trapani 1 (Appendice I) a circa 1185 m di profondità; nel pozzo, il

limite inferiore è un contatto meccanico con i calcari marnosi biancastri eocenici, quello superiore è una superficie erosiva con le argille caotiche gessose. Rapporti stratigrafici ben più chiari sono stati riconosciuti nelle adiacenti aree del Foglio “Castellammare del Golfo” (SGI, 2011a) dove questi depositi sono stati datati sulla base della biostratigrafia a plancton calcareo. I rapporti stratigrafici con i terreni più antichi testimoniano chiaramente una deposizione sintettonica dell’unità Castellana Sicula al limite Serravalliano/Tortoniano.

2.3.2. - *Formazione Terravecchia (TRV)*

Marne argillose color tabacco, con granuli di pirite e glauconite, con lenti di sabbia, arenarie fluvio-deltizie, sabbie più o meno cementate di colore giallastro. I depositi descritti affiorano nella regione meridionale del Foglio, lungo una fascia a decorso nord-sud a Case Santangelo, Baglio Rinazzo, C.da Rinazzello, Timpone Nasco. Limite inferiore non affiorante o discordante su terreni più antichi. Limite superiore una superficie di discordanza erosiva con i depositi evaporitici messiniani o con i Trubi. La microfauna rinvenuta è data da *Bolivina dentellata* (BRADY), *Bulimina echinata* (D’ORBIGNY), *Globigerina bulloides* (D’ORBIGNY), *G. nepenthes* (TODD), *Neogloboquadrina acostaensis* (BLOW), *Globorotalia humerosa* (TAKAYANAGI & SAITO), *Globorotalia gr. menardii* (D’ORBIGNY), *Orbulina universa* (D’ORBIGNY), *Globorotalia suterae* (CATALANO & SPROVIERI). Alcune forme fossili (*G. suterae*, *N. acostaensis*) datano il membro sabbioso al Tortoniano superiore-Messiniano inferiore. Nella regione, lo spessore affiorante non supera i 200 m. Nel Foglio non si rinvencono le tipiche facies del membro conglomeratico, comunemente affioranti con notevoli spessori nelle aree limitrofe, conglomerati che compaiono invece al limite sud orientale, all’interno dell’adiacente Foglio “Alcamo” (coinvolti in una frana rovinosa). Nel Foglio “Alcamo”, il membro dei conglomerati affiora invece con notevoli spessori insieme con gli altri membri che costituiscono la formazione Terravecchia. Nel sottosuolo, sulla base dei responsi dei pozzi Trapani 1, Corvi 1 e Mozia 1, sono stati segnalati litosomi clastico-terrigeni di grande spessore (300-800 m) tettonicamente interposti tra le sovrastanti falde Prepanormidi ed il substrato carbonatico Trapanese. Questi corpi sono stati originariamente attribuiti (per età e facies) alla formazione Terravecchia (Appendice I). Pur nelle limitazioni, determinate dalla povertà di organismi utilizzabili per le datazioni, una più attenta analisi biostratigrafica suggerisce che solo parte di questi depositi appartiene alla formazione qui descritta.

2.3.3. - *Formazione Baucina (BAU)*

Calcarei a frammenti di Porites, calcari “pseudo travertinosi” in lembi, calcari marnosi con molluschi. Affiorano a Timpone Nasco, Timpone Campagna. Spessori di pochi metri. Limiti superiore ed inferiore, corrispondenti a incise superfici erosive, rispettivamente con la formazione Terravecchia e la soprastante formazione Pasquasia e/o i Trubi. Ambiente deposizionale di *talus* di scogliera (CATALANO, 1979). Messiniano inferiore.

2.3.4. - *Gruppo Gessoso-Solfifero (Messiniano superiore)*

I depositi pertinenti al Gruppo gessoso-solfifero del Messiniano affiorano in ridotti lembi come gessi selenitici, gessi in lamine millimetriche ritmiche (balatino ?), gessi saccaroidi, gessareniti, argille gessose e sabbie consolidate grigio-verdastre. Questi litotipi vengono qui assegnati in gran parte alla formazione di Pasquasia (**GPQ**) in accordo con DECIMA & WEZEL (1971), o al ciclo evaporitico superiore (ROVERI *et alii*, 2008) ed in parte al membro Arenazzolo. In affioramento si rinvencono i) come lembi isolati e frequentemente in contatto tettonico con i depositi adiacenti, piegati in strutture isoclinaliche che ne rendono incerta la misurazione degli spessori che comunque sono valutabili nell'ordine di qualche decina di metri; ii) in regolare successione stratigrafica con i termini che li racchiudono temporalmente (Timpone Nasco).

Poiché alcuni dei lembi gessosi mostrano tra i loro strati inclusi di marne argillose, probabilmente cretache, sono stati considerati come intercalazioni stratigrafiche nei depositi pelagici del Cretacico superiore-Eocene e datati a questo intervallo temporale (COGGI, 1957). Questi Autori probabilmente non hanno tenuto conto dei rapporti anomali tra i litosomi deformati delle evaporiti ed i depositi pelagici. In accordo con MASCLE & SIGAL (1972) e TRIMAILLE (1982) si suggerisce invece la presenza di un contatto tettonico tra le calcilutiti di Dattilo e i corpi gessosi.

2.3.4.1. - *Formazione di Pasquasia (GPQ)*

Gessi selenitici, gessareniti ed argille gessose e gessi laminati di colore grigio scuro (Figg. 39, 40) affiorano in piccoli lembi a Rocche Emilio, a Costa Chiappera, a Montagnola della Borronia, lungo la SS 113 in prossimità della Stazione di Erice, a Baglio Vecchio e a Baglio Rabbice (Monte Serro, in finestra tettonica), nell'area circostante Dattilo, a Timpone Serbatoio (due affioramenti), ed a Costa Chiappera. Il limite inferiore è una superficie di contatto tettonico sui



Fig. 39 - *Piega nei gessi laminati. Loc. Timpone Serbatoio.*

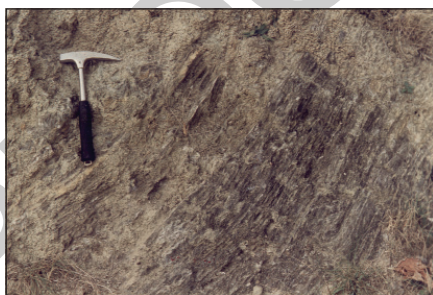


Fig. 40 - *Particolare dei gessi laminati (GPQ) affioranti in loc. Timpone Serbatoio.*

terreni cretacico-eocenici (Timpone Serbatoio) e miocenici (Costa Chiappera, Timpone Serbatoio), oppure una superficie discordante o paraconcordante ed erosiva (Timpone Nasco). A luoghi la tettonica post deposizionale ha coinvolto, modificandone l'assetto questi depositi oscurando la loro reale giacitura.

La successione più completa si osserva nel settore meridionale; nella struttura monoclinica di Timpone Nasco e Fontana Coperta, affiorano

più estesamente depositi sabbiosi e gessarenitici fini grigio-nocciola, caratterizzati da particolari strutture sedimentarie (vedi par. seguente), con alla base alcuni metri di depositi calcarei algali o vacuolari, lamine mm gessose (equivalente Calcarea di base ?). Verso l'alto si osserva un aumento della porzione argillosa, sino al passaggio con le emipelagiti dei Trubi che appaiono in apparente paraconcordanza con le sottostanti sabbie gessose (Arenazzolo).

2.3.4.2. - Arenazzolo (GPQ_5)

Presso la culminazione della monoclinale di Timpone Nasco si rinvencono ridotti lembi di arenarie più o meno gessose, sabbie debolmente cementate (Fig. 41 b) con strutture sedimentarie (*mud cracks*), laminazione incrociata, *ripple*, bioturbazioni, etc. (Fig. 41 a, c), seguiti verso l'alto da calcari conchigliari e fossiliferi con faune dulcicole (gasteropodi e lamellibranchi) e conglomerati polimitici. I depositi sopra descritti, noti anche come facies di Lagomare (ROVERI *et alii*, 2008 e bibliografia *ibidem*), sono intercalati a varie altezze in argille brunastre sabbioso-gessose (tipiche del membro GPQ_5). Lo spessore complessivo, misurato presso un impluvio sul versante meridionale di Timpone Nasco, non supera i



Fig. 41 - Timpone Nasco. Depositi dell'Arenazzolo (in alto). a) laminazione incrociata, b) laminazione parallela, c) strutture da disseccamento tipo mud craks.

20 m. Il limite inferiore è discordante a luoghi sulle argille messiniane della f.n.e Terravecchia o sulle gessareniti. Limite superiore una superficie in paraconcordanza o in leggera ma percepibile discordanza con i Trubi.

2.4. - DEPOSITI DI BACINI DI WEDGE TOP (PLIO-PLEISTOCENE)

2.4.1. - *Trubi*

Alternanze regolari di banchi decimetrici di calcari biancastri teneri a foraminiferi planctonici e livelli centimetrici di marne bianco-grigiastre (Fig. 42). Nella porzione sommitale si osservano marne calcaree ricche in frammenti di lamellibranchi, gasteropodi ed echinidi (caratteristica osservabile negli affioramenti più settentrionali). Spessore affiorante tra 60 e 80 m. Il ricco contenuto in foraminiferi (*Globorotalia margaritae* (BOLLI & BERMUDEZ), *Globorotalia punctulata* (DESHAYES), *Sphaerodinellopsis* spp.) e nannofossili permette di datare questi depositi al Pliocene inferiore (Zancleano), per la presenza della biozona a *Globorotalia margaritae* (MPL2). In realtà campioni prelevati negli sparsi affioramenti, quando datati, suggeriscono la presenza dell'intero intervallo cronologico dello Zancleano. Limite inferiore discordante sui terreni miocenici. Limite superiore graduale con i terreni della formazione marnoso arenacea del Belice. Affiorano in una larga plaga tra Baglio Pellegrino (discordanti su calcari travertinosi (probabile Messiniano) e la fiumara di Agezio lungo le cui sponde è possibile osservare una splendida sezione naturale deformata dalla tettonica distensiva



Fig. 42 - Affioramento dei Trubi lungo la Fiumara di Agezio (a sud di B. Pellegrino). Si notino gli effetti della tettonica distensiva.

(Fig. 42); nell'area di Santi Filippo e Giacomo (presso Timpone Granatello), nel settore di Narcisi, dove poggiano in forte discordanza sui depositi della formazione Castellana Sicula e, a loro volta, sono ricoperti dai depositi carbonato-terrogeni della formazione marnoso arenacea del Belice e da quelli dunari del sistema di Paceco; a Timpone Nasco poggiano sui depositi gessosi della formazione di Pasquasia e su quelli dell'Arenazzolo; affiorano estesamente nella restante porzione meridionale del Foglio, al confine con l'adiacente Foglio "Marsala", probabilmente discordanti anche sui termini serravalliano-tortoniani.

Depositi tempo equivalenti della parte alta dei Trubi, ma con facies dissimili, affiorano nell'Isola di Levanzo in località La Fossa (Fig. 43). La successione, dello spessore affiorante una decina di metri consiste di strati decimetrici di argille sabbiose e marne che si alternano con banchi di areniti e marne di colore giallastro, scarsamente cementate ed a base erosiva; al tetto della successione, troncata in alto, si rinviene un grosso banco di circa 1 m costituito da ciottoli carbonatici (calcarei e dolomie triassici) di dimensioni cm/dm che aumentano verso l'alto (gradazione inversa?) nella matrice marnoso arenacea. La successione è caratterizzata dalla presenza di macrofaune (lamellibranchi, echinodermi e coralli) che si rinvengono in posizione di vita o leggermente spiazzati (?), valve dei lamellibranchi sparsi nei livelli marnosi e con la concavità verso l'alto) oppure isorientati e concentrati all'interno dei livelli arenitici. I lamellibranchi più frequenti *Chlamys angelonii*, *C. (Hinnites) crispa* ed *Ostrea (Neopycnodonte cochlear* (POLI, 1795), sono stati segnalati in vari affioramenti di Trubi in Sicilia. Il limite inferiore dell'unità è una superficie di discordanza con le dolomie triassiche affioranti nell'area circostante. Sulla base della presenza dei foraminiferi planctonici



Fig. 43 - Sezione colonnare (a) dei depositi tempo-equivalenti della parte superiore dei Trubi, affioranti a La Fossa (b), Isola di Levanzo. 1, marne 2, areniti marnose 3, fossili (lamellibranchi in c), echinodermi e coralli), 4, ciottoli carbonatici.

Orbulina universa, *Globigerinoides obliquus obliquus*, *Neogloboquadrina atlantica* e *Globorotalia puncticulata* (DESAYES), questi depositi vengono riferiti alla parte alta dello Zancleano (zona MPL4a).

Nell'*offshore*, i Trubi sono stati segnalati in alcuni pozzi, tra cui Nada, con spessori di almeno 150 metri, valori mai misurati in affioramento in Sicilia. Ai depositi tipicamente pelagici sono intercalati livelli di sabbie a granulometria variabile che diventa grossolana nei livelli disposti al *top* degli stessi Trubi. La successione incontrata nei pozzi appare correlabile con i depositi coevi affioranti alla Fossa di Levanzo (Fig. 43).

2.4.2. - *Sedimenti del Pliocene superiore-Pleistocene inferiore (Piacenziano-Gelasiano)*

I depositi di questo intervallo sono stati tradizionalmente assegnati a due unità litostratigrafiche diverse: i) nella formazione marnoso-arenacea del Belice (come precedentemente descritta, RUGGIERI & TORRE, 1973) ricadono quei depositi che sono comparabili con le successione affioranti nella Valle del Belice (Sicilia Occidentale); ii) nella formazione Monte Narbone (MARCHETTI, 1960), diffusa nella Sicilia centroccidentale, ricadono, in gran parte, argille e marne che sono state attraversate da vari pozzi perforati nell'*offshore* della Sicilia occidentale (Noemi, Ninfea etc., Fig. 10). Come più avanti argomentato la formazione fa parte di un corpo sedimentario sommerso a limiti inconformi (supersintema Noemi, Fig. 80) e i relativi depositi vengono descritti in questo contesto.

2.4.2.1. - Formazione marnoso-arenacea del Belice (BLC)

Alternanze di argille marnose-siltose e arenarie calcaree di colore bianco sporco, azzurro o giallastro, con microfaune planctoniche e tipiche macrofaune a brachiopodi. Spessore massimo affiorante 30 m.

La maggior parte dei depositi affiora nella porzione sud orientale del Foglio (al limite con l'adiacente Foglio "Marsala") nella regione Baglio Chitarra e Chiana di Capo Feto, ma gli stessi si continuano, con spessori crescenti, verso sud nell'adiacente Foglio "Marsala". Nelle vicinanze di Case S. Maria è possibile osservare il limite inferiore dell'Unità che appare graduale con i sottostanti Trubi. Il limite superiore affiorante è una superficie erosiva (abrasione marina) con i sovrastanti depositi dei sintemi di Marsala e Paceco. L'analisi micropaleontologica a plancton calcareo conferma i dati precedentemente noti, e, in particolare, la presenza di *Globorotalia bononiensis* (DONDI) che permette l'attribuzione dell'unità alle biozone MPL4a-MPL5 (Piacenziano-Gelasiano *p.p.*).

Litologie simili a quelle descritte affiorano nel settore di Baglio Woodhouse e sono caratterizzate dalla presenza di brachiopodi (*Terebratula ampulla*, BROCCHI) e molluschi (*Chlamys* spp.); marne argillose grigie più o meno sabbiose con macrofauna a gasteropodi e bivalvi, sono stati rinvenuti in pozzo presso Case Anca.

2.4.2.2. - Formazione Monte Narbone (NRB)

Argille e marne di colore variabile dal giallo all'azzurro in strati cm/dm con rare intercalazioni sabbiose percorse da superfici indurite di colore marrone. I depositi sono stati cartografati lungo la fascia costiera nordorientale (Cala Rossa) e quella sud orientale (Cala Canalello) di Favignana dove sono esposti per uno spessore di 10 m circa. Nell'Isola non è noto il limite inferiore mentre il limite superiore è una superficie erosiva (sulla quale sono state rinvenute concentrazioni di *Arctica islandica* (LINNAEUS, 1767), *Chlamys septemradiata* (MULLER, 1776) ed elementi rodolitici) con i depositi del sistema di Marsala. L'analisi micropaleontologica ha rivelato, tra i foraminiferi planctonici, la presenza di *Globorotalia crassaformis* (GALLOWAY & WISSLER) ed *Orbulina universa* e tra i nannofossili, quella di *Discoaster pentaradiatus*. Questi dati confermano l'appartenenza dei depositi silico-clastici all'intervallo Piacenziano-Gelasiano *p.p.* Sedimenti con i caratteri appena descritti sono presenti in gran parte dei pozzi dell'area *offshore* del Foglio (in particolare nel pozzo Nada). I pozzi hanno incontrato per uno spessore di 200 m circa marne grigie siltoso-sabbiose ed argille con foraminiferi planctonici (tra cui *Globorotalia inflata* (D'ORBIGNY)), bentonici (tra cui *Hyalinea balthica* (SCHRÖTER)) e nannofossili che datano al Gelasiano-Calabriano questi depositi di ambiente neritico-epibatiale.

2.5. - DEPOSITI QUATERNARI

2.5.1. - Depositi Quaternari a limiti inconformi

I depositi quaternari affiorano estesamente in quasi tutta l'area emersa del Foglio "Paceco". Sono concentrati lungo la fascia costiera, soprattutto nelle piane di Marsala, Birgi, Paceco e presso le isole dello Stagnone e di Favignana (settore est). Sono costituiti principalmente da depositi di ambiente costiero e neritico e da depositi fluvio-palustri, deltizi e continentali in genere. Nei settori più interni del Foglio affiorano depositi di ambiente fluviale (depositi alluvionali di fondovalle e di terrazzo) ed estese coltri eluvio-colluviali, interessate da intense attività agricole. In considerazione dell'assetto topografico dell'area e della limitata presenza di pareti rocciose, poco diffusi sono invece i detriti di falda, rappresentati quasi

esclusivamente da rari accumuli eterometrici.

Fra i depositi quaternari, le calcareniti marine e costiere del Pleistocene della Sicilia Occidentale sono state oggetto di indagini stratigrafiche sin dal secolo scorso per il loro valore stratigrafico-paleontologico e per il significato che esse assumono nel quadro dell'evoluzione tettono-sedimentaria pleistocenica dell'area (BALDACCI, 1886; TREVISAN & DI NAPOLI, 1938; RUGGIERI, 1978; RUGGIERI & UNTI, 1974, 1988; RUGGIERI *et alii*, 1975; BONOMO *et alii*, 1994; ŚLĄCZKA *et alii*, 2011; SLOOTMAN *et alii*, 2016). Altrettanto significativo è lo studio legato all'importanza economica che esse hanno rivestito come materiale da costruzione in ragione di una grande estensione nel territorio.

Per lo studio stratigrafico ed il rilevamento di questi depositi sono state applicate le norme emanate dal Servizio Geologico d'Italia (2001, 2009), che consentono di realizzare una cartografia basata su unità a limiti inconformi (UBSU) del rango di supersintemi, sintemi e sub-sintemi (CHANG, 1975; ISSC, 1994). Di ogni unità sono stati indicati limiti inferiori e superiori, caratteristiche litologiche, variazioni di tessitura ed ambienti deposizionali. Il lavoro, condotto a scala regionale, è stato molto complesso ed ha richiesto il confronto dei dati da noi acquisiti con i risultati ottenuti nelle aree di competenza degli altri Fogli Geologici della Sicilia nord-occidentale. Una sintesi di questi studi è riportata in DI MAGGIO *et alii*, 2009. I depositi marini e continentali del Quaternario sono stati dunque distinti in sintemi, unità limitate da superfici di discontinuità, correlabili ad ampia scala, quali superfici di erosione marina o subaerea e superfici di non deposizione, marcate a volte da paleosuoli, oppure nel caso del limite superiore, dalla superficie topografica attuale. Le superfici di erosione sono costituite da: piattaforme di abrasione marina; falesie di erosione costiera; piani, scarpate e alvei di erosione fluviale; rivoli e solchi di ruscellamento; superfici dilavate prodotte da erosione areale o inondazione a coltre. Spesso la discontinuità-limite fra due corpi rocciosi (sintemi) è di tipo verticale e, nel caso di depositi di terrazzo o di altri accumuli isolati o discontinui, i depositi più recenti possono ritrovarsi a quote inferiori rispetto a depositi più antichi. 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 permettono 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).

2.5.1.1. - Sintema di Marsala (MRS)

Il sintema è costituito da una alternanza di calcareniti bioclastiche, conglomerati, arenarie e peliti di ambiente di spiaggia o di piattaforma, con abbondanti foraminiferi (*Hyalinea balthica* SCHRÖTER, *Globorotalia truncatulinoides excelsa* SPROVIERI, RUGGIERI, UNTI, 1980), coralli, alghe, briozoi e molluschi (*Arctica islandica* (LINNAEUS, 1767), *Chlamys septemradiata* (MULLER, 1776), spessore variabile da pochi ad oltre 50 metri. Il limite inferiore è una superficie di erosione marina intagliata su rocce pre-quadernarie delle unità di catena, o una superficie di non deposizione. L'età dei depositi è stata comunemente attribuita al Pleistocene inferiore (RUGGIERI *et alii*, 1975; RUGGIERI, 1978) e più precisamente all' Emiliano (*p.p.*) e Siciliano (*sensu* RUGGIERI *et alii*, 1984) corrispondenti oggi alla parte media e alta del Calabriano (nell'accezione di CITA *et alii*, 2006; CITA *et alii*, 2008); l'età del limite inferiore dovrebbe di conseguenza collocarsi nel Calabriano, parte media (Emiliano). Nei depositi pertinenti il sintema sono state riconosciute caratteristiche composizionali sedimentologiche e paleoambientali che consentono di separare locali associazioni di facies (calcareniti di Favignana (MRS_a), calcareniti di Castelluzzo (MRS_b) e calcareniti e sabbie di Marsala (MRS_c) affioranti anche nella Penisola di Capo San Vito e nell'area di Castellammare e Partinico (Fogli Geologici 593, SGI, 2011 e 594, SGI, 2013a).

Nel Foglio "Paceco", il sintema di Marsala affiora nel settore occidentale emerso, rappresentato dall'associazione di litofacies delle calcareniti e sabbie di Marsala (MRS_c) e si estende nella parte orientale dell'Isola di Favignana dove è stata riconosciuta l'associazione di litofacies delle calcareniti di Favignana (MRS_a).

Nel settore orientale dell'Isola di Favignana (località Canalello (o Cala Azzurra) e Cala Rossa), il sintema di Marsala poggia sulle marne e peliti bioturbate, giallo-grigiastre, attribuite alla formazione di Monte Narbone, lungo una superficie erosiva sulla quale sono state rinvenute concentrazioni di *Arctica islandica*, *Chlamys septemradiata* ed elementi rodolitici. Datazioni isotopiche tramite ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr (SLOOTMAN *et alii*, 2016) sul carbonato autigenico delle rodoliti fossili indicano una età di circa 1.19 ± 0.1 Ma. Secondo questi Autori la produzione dei carbonati sarebbe iniziata a 1.6 ± 0.1 Ma e conclusa a 1.1 ± 0.1 Ma, coprendo così un intervallo di tempo di circa 500 ± 200 ka (95% di *confidence interval*). Questa età coincide con il limite basale del ciclo di terzo ordine della curva delle variazioni globali del livello del mare (WORNARDT & VAIL, 1991) riconosciuto nel Pleistocene della Sicilia (CATALANO *et alii*, 1998).

2.5.1.1.a. - Calcareniti di Marsala (MRS)

Nell'area del Foglio si rinvencono conglomerati, calcareniti bioclastiche a stratificazione incrociata o arenarie quarzose con, a luoghi, livelli lenticolari di sabbie argillose, argille o marne. Spessore compreso tra 5 ed oltre 40 m. Limite inferiore è una superficie di erosione marina intagliata su terreni mesozoico-terziari o pliocenici, marcata da una discordanza angolare. Alla base è a volte presente un conglomerato poligenico probabilmente trasgressivo. I conglomerati, a elementi quarzosi in prevalente matrice arenitica si presentano in strati con spessori da 10 a 30 cm, con rare intercalazioni argilloso-sabbiose.

Le calcareniti e le calciruditi, molto porose e di colore variabile (dal bianco giallastro, all'arancio fino al rossiccio), al microscopio presentano una struttura granosostenuta a granuli prevalentemente carbonatici e in subordine quarzosi (regione di Marsala); molto frequenti i granuli bioclastici. Risultano poco cementate specie nei livelli più bassi, dove maggiore è la frequenza di lenti sabbioso-argillose. Affiorano in piccoli lembi a Monte Serro, nell'area circostante l'abitato di Paceco, a Case Genna (a sud ovest di Case Spina, Figg. 44-45) e diffusamente lungo l'area costiera, dove mimano una struttura monoclinale leggermente immergente verso SO, anche se generalmente poco visibile in quanto ricoperta da depositi continentali (sezione lungo le sponde del Canale di Baiata, a nord di Paceco) e a luoghi da marne argillose e arenarie quarzose (zona a sud di Paceco).

Lungo le ripe del Canale di Baiata, uno spaccato naturale sito a circa 20 m s.l.m. mostra un sottile banco (non cartografato) di conglomerati ad elementi minuscoli, cui seguono banchi calcarenitici, paleontologicamente sterili, con spessore massimo di 7 m circa.

In un affioramento di biocalcareniti, sito 300 m ad ovest di questa sezione naturale, l'analisi del nannoplancton calcareo ha evidenziato la presenza di placoliti di media taglia (4-5,5 micron) di *Gephyrocapsa oceanica* s.l. KAMPTNER, che datano il deposito ad un'età, sicuramente pleistocenica, non più antica del Calabriano.

Biocalcareniti a gasteropodi datate al Siciliano (FISCHIETTI, 1988) si rinvencono nella sezione di Monte Serro (Fig. 46 a, b) discordanti sul substrato costituito da gessi laminati e argille gessose del Messiniano a loro volta discordanti sui terreni meso-cenozoici prepanormidi. L'affioramento è ubicato sul versante sud di una collina a quota 165 m s.l.m., ha una estensione di circa 100 m² ed uno spessore stimato approssimativamente intorno ai 2-3 m.

Il contatto tra le biocalcareniti ed il substrato avviene lungo una superficie inclinata sulla quale poggiano, in *onlap* le testate degli strati. I sedimenti calcarenitici sono poco litificati e di colore giallastro, con un numero elevatissimo di fossili, per lo più gasteropodi ben conservati, appartenenti a diversi generi e specie (FISCHIETTI, 1988). Nei livelli calcarenitici si distinguono variazioni sia



Fig. 44-45 - *Sintema di Marsala*. In a) *Calcareniti di Marsala (MRS)* regionalmente discordanti sui depositi sintettonici del Miocene superiore. In b) particolare del coniatto. Loc. Case Genna.

qualitative che quantitative nel contenuto faunistico. Nei pressi dell'affioramento ed in particolare sulla spianata sommitale della collinetta, frammenti delle calcilutiti di Dattilo, in contatto anomalo con gli adiacenti gessi appaiono forate da lamellibranchi litofagi, alcuni dei quali ancora inseriti nei fori ed in posizione fisiologica. Questo dato conferma l'interpretazione paleoambientale più avanti illustrata relativa alla presenza di una deposizione costiera.

La macrofauna è molto ben conservata e presenta spesso anche esiti delle colorazioni originarie; tra i vari organismi fossili, RUGGERI (comunic. personale al Prof. DI MAGGIO) ha riconosciuto: *Loripes lacteus* (LINNAEUS, 1758), *Ostrea edulis* (LINNAEUS, 1758), *Cerithium crenatum* (BROCCHI, 1814), *Zippora* sp., *Rissoa cimex* (LINNAEUS, 1758), *Bittium reticulatum* (DA COSTA, 1778), *Phasinella* sp., *Clanculus jussieni* (PAYRAUDEAUX, 1826). Nel residuo più fine dei campioni esaminati si sono riscontrate decine di specie di ostracodi, micromolluschi e foraminiferi tutti aventi un significato ambientale. Tra i foraminiferi, in prevalenza epifiti, sono stati riconosciuti anche un buon numero di miliolidi, per lo più quinqueloculinidi. Nella microfauna ad ostracodi predomina il genere *Aurila* (POKORNY,



Fig. 46 a, b - *Calcareniti e calciruditi bioclastiche con balanidi (a) e sabbie a gasteropodi (b) del sintema di Marsala (MRS)*. Loc. Monte Serro.

1995) associato alle specie *Dendrocytere parva* (SEGUENZA) e *Cimbourila latissolia* (RUGGIERI, 1975). Quest'ultima non è mai stata ritrovata in terreni più recenti del Siciliano. I campioni trattati per lo studio dei nannofossili calcarei hanno evidenziato la presenza di *Calcidiscus leptoporus* (MURRAY & BLACKMAN, 1898), *Coccolithus pelagicus* (WALLICH, 1877), *small Gephyrocapsa* e *Pseudoemiliania lacunosa* (KAMPTNER, 1963) e di *taxa* rimaneggiati di età Eocene-Oligocene. L'associazione risulta indicativa della biozona a *small Gephyrocapsa* (MNN 19 e) e cronostatigraficamente della sommità dell'Emiliano e della base del Siciliano (odierno Calabriano superiore, Tab. I). La quota dell'affioramento (oltre 150 m s.l.m.) non può essere giustificata dalle variazioni eustatiche del livello marino e pertanto il suo significato va ricercato nelle vicissitudini tettoniche del Pleistocene che hanno portato ad un generalizzato sollevamento di tutta la zona costiera tra Trapani e Marsala e le zone insulari delle Egadi.

2.5.1.1.b. - Calcarenite di Favignana (MRS_a)

Nota da tempo come "Pietra di Favignana" (BALDACCI, 1886) o tufo conchigliare biancastro, la successione è caratterizzata da calcareniti e calciruditi tenere bioclastiche (comprendenti facies a *rudstone*, *grainstone* e *packstone*) in strati e/o banchi dello spessore variabile dal decimetro al metro, di colore da bianco passante a giallo chiaro e ad ocreo nella parte orientale dell'Isola (Fig. 47). Le areniti, a vario grado di cementazione e subordinata componente silico-clastica (< 3%), sono più tenere inferiormente e diventano più compatte verso l'alto dove la grana è più omogenea. La matrice, poco abbondante, è micritica, a luoghi sostituita da feltri di cemento carbonatico diagenetico. Strati e banchi mostrano molteplici forme di strutture sedimentarie primarie più avanti descritte nel dettaglio (laminazione parallela orizzontale, stratificazione incrociata a basso angolo, *foresets* ad alto angolo a grande scala). Il riconoscimento di varie sub-associazioni di litofacies ha consentito di delineare una distribuzione spaziale coerente con un sistema deposizionale di rampa carbonatica, migrante da ovest-nord-ovest ad est-sud-est. Informazioni complementari sulle cave, le tecniche di sfruttamento e altri aspetti applicativi sono riportate più avanti.

2.5.2. - Descrizione litologica delle sezioni studiate nell'Isola di Favignana

Vengono riportati i risultati dell'analisi litostratigrafica e sedimentologica di numerose sezioni naturali delle calcareniti di Favignana (localizzate come mostrato in Fig. 48), che integrano gli originari studi di INCANDELA 1995 (in parte inseriti in ABATE *et alii*, 1999). Le integrazioni sono dovute ad ulteriori indagini

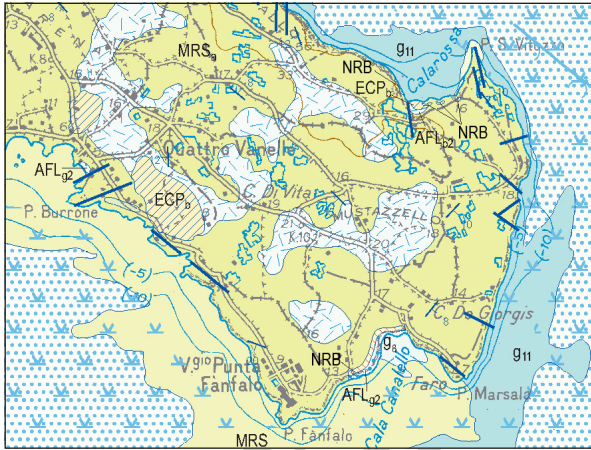


Fig. 47 - Carta geologica del settore orientale di Favignana (vedi legenda in cornice). Sono riconoscibili anche le cavità prodotte dallo sfruttamento delle calcareniti con cave a cielo aperto.

effettuate nel quadro dei rilievi del Foglio e tengono conto delle analisi sedimentologiche di alcune delle sezioni campionate e delle nuove interpretazioni riportate da SLACZKA *et alii* (2011) e SLOOTMAN *et alii* (2016).

Sezione di Punta Longa (a). La sezione studiata ha uno spessore di circa 6 m. Inizia dal basso con banchi calcarenitici potenti 1-2 m, in cui sono presenti clasti di dimensioni di 10-40 cm costituiti da frammenti di carbonati di piattaforma, di calcilutiti di Dattilo, radiolariti, etc., talora arrotondati ma più frequentemente a spigoli vivi. Si rinvencono anche bioclasti e gusci integri frequentemente di lamellibranchi (ostreidi e pectinidi) e da gasteropodi ed alghe rodofeece. Seguono, per circa 1,5 m, calcareniti fini con lamine incrociate decimetriche, con sottili livelli di ciottoli e di fossili ben allineati; quindi 1 m di calcareniti con laminazioni concave. La successione termina con un livello di calcareniti poco cementate, molto fossilifere e con piste di vermi e crostacei di grandi dimensioni e possibili apparati radicali (UCHMAN *et alii*, 2012) formanti una complessa rete di *burrows* orizzontali e a basso angolo, circa parallele alla stratificazione.

Sezione della Tonnara (b). Affiora a nord della Tonnara dei Florio, per uno spessore di circa 10 m (Fig. 48). In basso e per circa 5 m si ha una alternanza di banchi, di spessore metrico, di calcareniti con lamine incrociate e/o concave, caratterizzate da allineamenti di ciottoli carbonatici (derivanti dallo smantellamento di dolomie mesozoiche, calcilutiti cretaceo-paleogeneiche o calcari algali "Mischio"), silicei e di macrofossili (lamellibranchi, gasteropodi, echinidi, alghe rodofeece, etc.) per lo più integri, anche se ben levigati. Seguono verso l'alto strati decimetrici (circa 3 m) senza evidenti strutture o con lamine parallele e con *burrow* verticali in cima ed una alternanza di livelli di calcareniti (2 m) con ciottoli

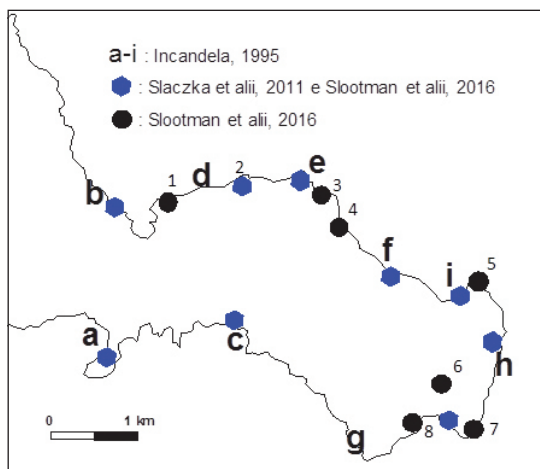


Fig. 48 - Settore orientale dell'Isola di Favignana. Carta indice delle sezioni affioranti studiate dai diversi AA. a-i: sezioni studiate originariamente da INCANDELA, 1995; esagoni: sezioni studiate da SLACZKA et alii, 2011 e SLOOTMAN et alii, 2016; cerchi pieni: sezioni studiate da SLOOTMAN et alii, 2016. In particolare, i simboli con numeri da 1 a 8 si riferiscono alle sezioni ridiscusse nel testo: 1: Punta S. Leonardo; 2: Frascia; 3: Cala San Nicola; 4: Scalo Cavallo; 5: Punta San Vituzzo; 6: Mustazzello; 7: Punta Marsala; 8: Cala Calanello (Azzurra, parte occidentale).

anche spigolosi prevalentemente rappresentati da lamellibranchi, gasteropodi ed alghe rodofeece.

Sezione di Lido Burrone (c). Questa successione è caratterizzata da circa 12 m di una alternanza di calcareniti bioturbate, senza laminazioni, né altre evidenti strutture sedimentarie, banchi metrici di calcareniti in livelli metrici con lamine parallele ed inclinate a grande scala, e calcareniti con strutture a festoni. Il contenuto fossilifero, presente in quasi tutti i banchi e localizzato in livelli decimetrici, è dato da alghe, pectinidi, che in alcuni livelli presentano valve disarticolate con concavità verso l'alto (tipica da sedimentazione in acque calme), e da *Venus* sp., *Dentalium* sp. e bioturbazioni con icniti attribuibili a vermi e spatangidi. Tra i *taxa* fossili molti sono in posizione di vita, altri in posizione sub-orizzontale.

I livelli sommitali sono troncati da una superficie articolata, interpretata (INCANDELA, 1995) come un canale erosivo a direzione N-S che nella parte centrale mostra una profondità di circa 3 m. Il materiale di riempimento del supposto canale è costituito alla base da ciottoli arrotondati di dolomie stromatolitiche e loferitiche nere mesozoiche e di frammenti delle calcilutiti di Dattilo, ritenuti depositi di tipo *debris flow* (INCANDELA, 1995). I materiali più grossolani sono resti o parti integre di pectinidi, echinidi ed alghe, immersi in una matrice sabbiosa grossolana. I riempimenti laterali del canale sono caratterizzati da materiali più sottili, calcareniti e sabbie, con gusci di lamellibranchi allineati in livelli. Tali corpi a composizione grossolana sono stati recentemente reinterpretati come il prodotto di intensi processi erosivi al margine della piattaforma carbonatica associati a processi catastrofici indotti da tempeste e/o *tsunami* (SLOOTMAN et alii, 2016).

Sezione di C.da Camarro (d). La successione mostra, dal basso: sabbie (2 m) con lamine parallele, interrotte da corpi lenticolari (canali anastomizzati secondo l'interpretazione di INCANDELA, 1995) costituiti da calcareniti molto fossilifere ma senza strutture, calcareniti (2 m) con lamine parallele, con abbondanti gusci di echinidi e pectinidi. Locali canali riempiti da sabbie grossolane a laminazione inclinata si alternano a livelli calcarenitici con lamine parallele o senza strutture, molto bioturbate e con grandi *burrow* verticali. Alla sommità un livello di 1,5 m di calcareniti poco cementate mostra grandi tasche di erosione superiori al metro. Le superfici di dette tasche sono spesso marcate da crosta carbonatica. Chiude la successione un livello di circa 3 m costituito da corpi lenticolari (interpretati come riempimento di canali da INCANDELA, 1995 e ŚLACZKA *et alii*, 2011), costituiti da calcareniti grossolane e livelli di *debris flow*. In alternativa tali profonde incisioni sono da interpretare come il risultato di correnti ad alta energia indotte da eventi di tempesta o *tsunami* lungo il profilo della scarpata della piattaforma carbonatica, con rimaneggiamento e rideposizione di materiale formatosi in ambiente prossimale (SLOOTMAN *et alii*, 2016; MOSCARIELLO A. ricerche in corso).

Sezione di Contrada Madonna, località Scalo Cavallo (e). La successione, potente circa 10 m, è caratterizzata per i primi 6 m da una alternanza di banchi di calcareniti senza strutture e/o con lamine parallele ed oblique a grande scala, e locali corpi canalizzati con base marcatamente erosiva in cui si anastomizzano canali secondari. Chiude la successione un livello calcarenitico (potente 4-5 m) costituito da un corpo lenticolare a base erosiva colmato da conglomerati i cui clasti sono costituiti essenzialmente da rodoliti, sabbie grossolane e medie a composizione carbonatica con locali lenti di sabbie sciolte o poco cementate.

Sezione di Torretta (f). La successione, potente circa 15 m mostra nei 10 m inferiori una alternanza di calcareniti a grana fine con lamine parallele in banchi metrici e sabbie bioturbate in livelli di circa 50 cm talora con tracce di liquefazione, separati da livelli più sottili di calcareniti con lamine parallele/o omogenee e con un ridotto contenuto fossilifero. La parte superiore della successione è caratterizzata da corpi lenticolari a scala decametrica, poco incisi, con lamine oblique e presenza di grandi pectinidi con valve disarticolate e concavità rivolta verso l'alto. Seguono piccoli corpi lenticolari meno larghi ma più incisi e quindi calcareniti fini stratificate orizzontalmente con lamine parallele.

Sezione di Punta Fanfalo (g). La successione esaminata mostra alla sua base un corpo potente circa 6 metri in cui si alternano banchi calcarenitici con

laminazione obliqua a grande scala e/o lamine parallele con tracce di *burrows*, calcareniti senza evidenti strutture sedimentarie e riccamente fossilifere. Nelle calcareniti a laminazione parallela o prive di strutture, i fossili (echinidi e pectinidi) appaiono integri a differenza di quanto notato nelle calcareniti a laminazione obliqua nelle quali i fossili sono frammentati.

Seguono verso l'alto 3 metri di strati lentiformi, con lamine ad alta inclinazione, al cui *top* sono presenti livelli molto bioturbati con piste di vermi ben preservate. Tali livelli indicano probabilmente una locale interruzione della sedimentazione, o un ridotto apporto, precursore di un'unità a stratificazione obliqua.

La successione si chiude con un banco di circa 2 m di sabbie molto bioturbate, un livello riccamente fossilifero con forme integre e complete (talune in posizione di vita) cui segue un banco di calcareniti a laminazione concava di analogo spessore.

Sezione di Bue Marino (h). Alla base della successione potente circa 11 m si rinvencono 2 m di calcareniti a tessitura omogenea sottostanti un'alternanza di banchi con laminazione concava, obliqua ed incrociata, e di livelli decimetrici di calcareniti molto bioturbate. Segue un banco lenticolare con canali decimetrici a luoghi colmati da materiali bioclastici costituiti essenzialmente da frammenti di alghe calcaree. La successione continua con un livello di circa 3 m di calcareniti a laminazione obliqua in cui i grani delle lamine risultano rappresentati da lamellibranchi integri ed allineati. La successione termina verso l'alto con un banco potente circa 2 m di sabbie grossolane riccamente fossilifere.

Sezione di Cala Rossa (i). Come indicato altrove (sezioni Madonna, Torretta, Punta Fanfalo) questa successione poggia in discordanza (vedi datazioni con gli isotopi dello Stronzio) sulle argille del Piacenziano ed è stata campionata per uno spessore di circa 9 m. La successione monotona di strati e/o banchi metrici di calcareniti, poco fossilifere a grana media e fine con superfici di deposizione inclinate, mostra laminazione obliqua tabulare, raramente concava; al suo *top* è caratterizzata dalla presenza di corpi lenticolari a scala metrica colmati da calcareniti grossolane, bioclasti e sabbie prive di strutture sedimentarie.

Analisi sedimentologica ed ambienti deposizionali

Come prima anticipato, ai dati litostratigrafici sono state aggiunte nuove conoscenze raccolte nel corso dei rilevamenti più recenti del Foglio o mutate da analisi sedimentologiche e paleontologiche condotte da uno degli Autori

(MOSCARIELLO) nel quadro delle ricerche più specificatamente riportate in KIL (2010) e SLOOTMAN *et alii* (2016).

Nella zona della Tonnara ai piedi del versante orientale del Monte Santa Caterina (sezioni Tonnara, Cala Monaci, Punta San Leonardo e Punta Lunga), *rudstone* e *grainstone* a stratificazione planare orizzontale e basso angolo sono intercalati a *rudstone* e *packstone* pelitici contenenti abbondanti faune a foraminiferi bentonici e caratterizzati da frequenti bioturbazioni a *Thalassinoides* e (più raramente) a *Ophiomorpha*. Questa associazione di facies indica un ambiente di spiaggia (*foreshore*) a sedimentazione controllata dall'attività delle onde: ambiente ripetutamente sommerso in modo repentino da condizioni marine tipiche di ambiente più profondo localizzato sotto il limite di azione delle onde. Nelle località Frascia (2), Scalo Cavallo (1)-Torretta e Cala Rossa (vedi Fig. 48) le calcareniti appaiono distintamente progradanti verso sud ovest e nord est, e formano una serie di clinoforni in banchi fino a 50 m di spessore, sovrapposte lateralmente. I sedimenti costituiti da *rudstone* e *grainstone/packstone* a stratificazione incrociata formano *set* di dune subacquee composite, con *foresets* a basso e alto (fino a 30°) angolo. Il loro contenuto paleontologico è dato da resti di alghe rosse (rodoficee, *coralline red algae*), bivalvi, echinodermi, briozoi, e grandi foraminiferi bentonici in proporzioni variabili. Bioclasti sino a 15 cm di diametro, formati essenzialmente da frammenti o gusci interi di *Pecten maximus* LINNAEUS, echinidi e rodoliti sono localmente abbondanti. Frammenti di serpulidi, gastropodi (*Patella* sp.), cirripedi ed ostracodi costituiscono insieme a rari denti di squalo, ossa e denti di mammiferi (cervidi, *Sirenia* sp. (Fig. 49) e cetacci (questi ultimi documentati da R. MASSOLI-NOVELLI, comunicazione personale al Prof. MOSCARIELLO, Fig. 50), costituiscono la componente biogenica meno importante.

Nelle calcareniti è stata riconosciuta anche una rara componente silicoclastica costituita da sabbia, granuli e ciottoli e rari cristalli di glauconite. La bioturbazione, prevalentemente indotta da *Thalassinoides* sp., è concentrata in livelli sedimentari ben definiti, intercalati sporadicamente nell'intera successione sopra-descritta, e diminuisce in frequenza e intensità da ovest verso est. I grandi corpi clinoforni, descritti ad ovest, si assottigliano verso est (località La Frascia (2), Punta San Vituzzo (5), dove i *set* a stratificazione incrociata di dune composite con spessori fino a 4 m, tendono a scomparire in direzione sud-est, subordinatamente verso sud-ovest, parallelamente alle direzioni di paleo-corrente prevalenti. Tracce di corrente indicante direzioni verso nord e nord est sono presenti nel settore orientale dell'Isola (Fig. 48) nella zona tra Bue Marino e Punta Marsala (7).

Regionalmente, le facies descritte sono interpretate come geneticamente associate alla progradazione di una rampa carbonatica dove si sviluppano da ovest a est facies prossimali (rampa mediana) e di scarpata (*ramp slope*). A tali strati calcarenitici sono intercalati livelli di calcareniti bianche e giallastre, a granulometria prevalentemente grossolana (*rudstone* con rari *grainstone*), spesso omogenee,



Fig. 49 - Dente di Sirenia rinvenuto alla base delle calcareniti di Favignana in località Torretta durante le ricerche eseguite nel 2012-2015 dall'Università di Ginevra, ritrovamento di A. SLOOTMAN, A. MOSCARIELLO.



Fig. 50 - Ossa di cetaceo rinvenute da R. MASSOLI-NOVELLI nelle calcareniti di Favignana in località San Nicola (Favignana).

contenenti rari dispersi frammenti di molluschi e rodoliti. Le calcareniti bianche e giallastre sono organizzate in strati lenticolari di spessore variabile da 4 a 10 m di spessore, a base marcatamente erosiva (Fig. 51, località Scalo Cavallo), e sono caratterizzate anche dalla presenza di frequenti forme di fondo ad alta energia (antidune), stratificazione incrociata planare opposta al senso della corrente (*backsets*) e gradini ciclici (*cyclic steps sensu* CARTIGNY *et alii*, 2014), associati da SLOOTMAN *et alii* (2016), alla formazione di salti idraulici.

I depositi lenticolari, nel loro insieme, sono interpretati come geneticamente legati a processi di erosione e rideposizione catastrofica lungo il pendio della rampa carbonatica di sedimenti calcarenitici non consolidati provenienti dal top della piattaforma, in seguito ad eventi di tempeste eccezionali o *tsunami* (SLOOTMAN *et alii*, 2016). In località Bue Marino, Punta Marsala, nella parte più orientale e sud-orientale dell'Isola, le calcareniti diventano di colore giallastro scuro e arancione. Esse sono formate da *rudstone*, *grainstone* fino a *packstone* composti da alghe rosse, echinodermi, lamellibranchi, foraminiferi bentonici e briozoi; quest'ultimi sono più abbondanti se confrontati con simili facies descritte precedentemente per il settore centrale e occidentale. Il colore marcatamente giallastro, più simile alle calcareniti e sabbie di Marsala che a quelle descritte per Favignana, è spiegabile con un maggiore contenuto in Mn e Fe.

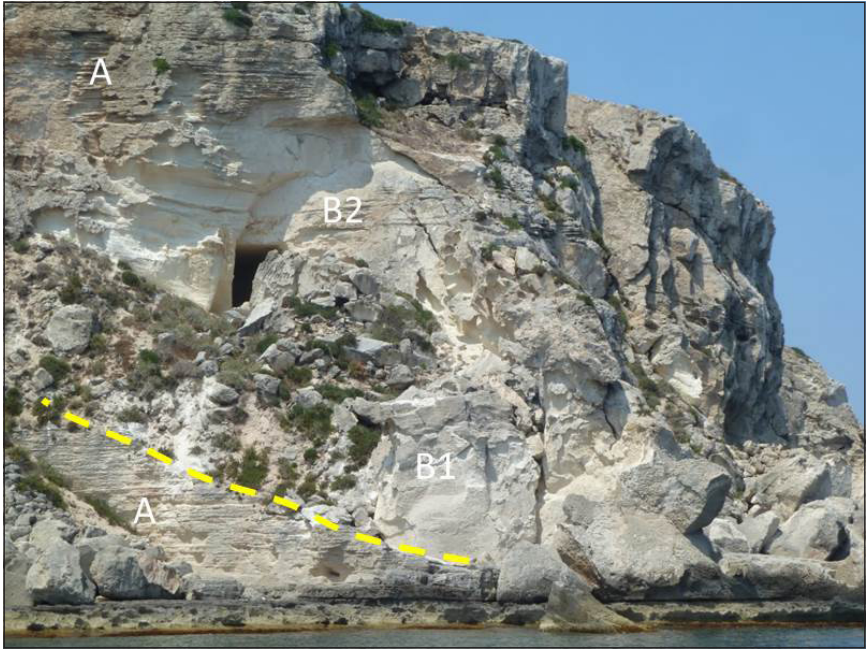


Fig. 51 - Calcareniti di Favignana in località Scalo Cavallo. E' molto ben visibile l'alternanza tra due unità ben stratificate orizzontalmente (A) composte da laminazione incrociata planare (dune subacquee) e una unità più spessa (B1), poggiante su superficie (linea in giallo a tratteggio) fortemente erosiva e omogenea alla base e leggermente organizzata verso la parte sommitale. Quest'ultima (B2) è interpretata come originata da evento catastrofico di rimaneggiamento e risedimentazione di depositi di piattaforma lungo la scarpata.

I dati riportati, lungi dal risolvere le problematiche aperte, costituiscono utile supporto per più dettagliate analisi sedimentologiche e puntuali ricostruzioni paleoambientali da sviluppare in contesti dedicati.

Le ricostruzioni paleoambientali delle calcareniti di Favignana proposte da INCANDELA (1995), KIL (2010), SLACZKA *et alii* (2011), SLOOTMAN *et alii* (2016), ed elaborate durante il presente lavoro (MOSCARIELLO), descrivono condizioni di sedimentazione carbonatica essenzialmente di tipo bioclastico in ambiente marino temperato (*cool water carbonates sensu* JAMES & CLARKE, 1997) con cambiamento di facies da ovest verso est. Sono stati riconosciuti distinti ambienti litoranei variamente profondi con condizioni energetiche più o meno elevate (Fig. 52). Sia INCANDELA (1995) che SLACZKA *et alii* (2011) concordano nell'interpretare i grandi corpi erosivi lentiformi come riempimenti di canale, mentre gli altri autori (KIL, 2010; SLOOTMAN *et alii*, 2016) riconoscono in tali forme l'effetto di processi erosivi e gravitativi associati a forti correnti indotte da tempeste e tsunami lungo la scarpata della rampa carbonatica. A differenza di SLACZKA *et alii*

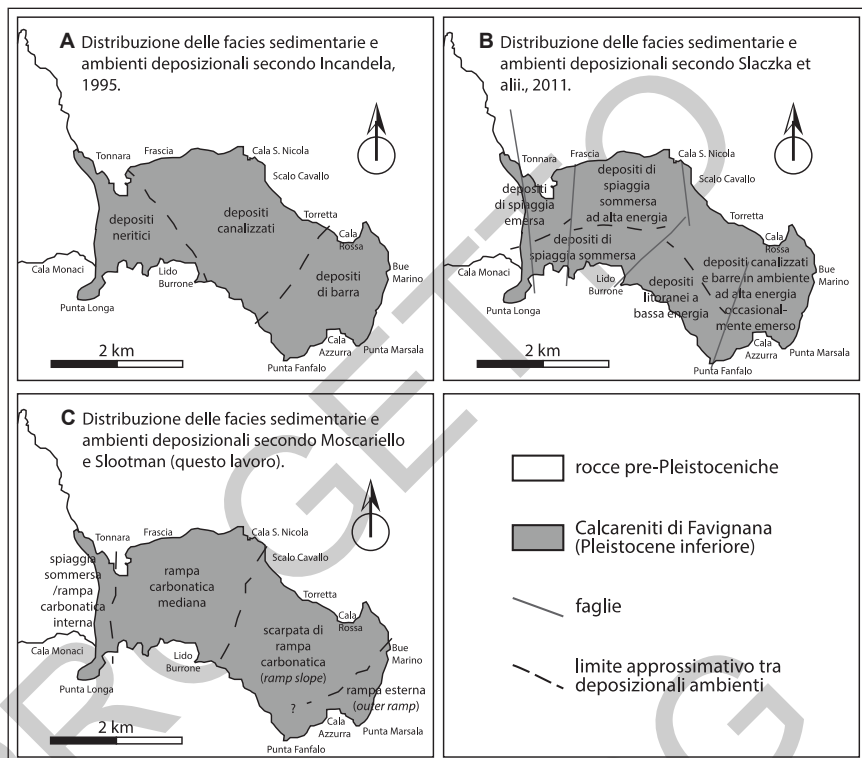


Fig. 52 - Confronto tra le interpretazioni degli ambienti sedimentari rappresentati dalle calcareniti di Favignana proposte da: A: INCANDELA (1995); B: SLACZKA et alii (2011) e C: questo lavoro.

(2011) che, pur riconoscendo l'importanza di processi catastrofici come tempeste e *tsunami*, interpretano i depositi della parte orientale dell'isola come depositi di mare basso ipotizzando anche occasionali emersioni (dune eoliche), SLOOTMAN et alii (2016) e questo lavoro propongono, sulla base delle facies e contenuto faunistico (aumento di briozoi) della fascia orientale dell'isola, un approfondimento progressivo da ovest a est (*outer ramp*); *trend* deposizionale in parte riconosciuto da INCANDELA (1995).

2.5.3. - Sintema di Paceco (ECP)

Nell'area nord occidentale del già citato Foglio "Castelvetrano" (Carta Geologica d'Italia, scala 1:100.000, SGI, 1956), corrispondente al territorio del Foglio "Paceco", si rinvencono depositi clastico-carbonatici, caratterizzati da

particolari facies e giaciture ed assegnati al Pleistocene (Q3). Studiando questi depositi, POLIZZI (1988, tesi di laurea non pubblicata) segnalò la presenza di “sistemi di dune”, affioranti in corpi allungati in direzione nord-sud, con andamento quasi-parallelo alla costa e distanti tra loro da uno a due chilometri. Vengono descritti successioni litologiche e rapporti stratigrafici (questi ultimi di natura discordante ed erosiva sui terreni miocenici e del Pleistocene Inferiore) riconosciuti, in particolare, nei siti di Rocche Draele, Baglio Adragna e Case Rizzo.

BONOMO *et alii* (1994) pubblicano una carta degli affioramenti più completa (anche in relazione all'estensione), nella quale i corpi sedimentari individuati vengono descritti come “strutture” calcarenitiche in rilievo (in realtà nelle loro carte sono riportate con il termine di *paleostrutture*). Ai dati di terreno si accompagna uno studio sedimentologico (granulometrico) ed un modello deposizionale di accrezione tipo cordone litorale (o barra emersa) con evoluzione in stadi successivi di un sistema barriera-laguna.

Questi risultati sono stati tenuti in conto nell'analisi stratigrafica che ha condotto all'identificazione, in queste Note, di una unità a limiti inconformi costituita da depositi tra loro geneticamente correlati (sintema di Paceco, **ECP**, Fig. 53) ed alla differenziazione di quest'ultimo in due unità di associazioni di facies. Questa distinzione è stata tentativamente riportata nella carta geologica del Foglio.

Il sintema di Paceco risulta composto da areniti, sabbie consolidate e conglomerati raramente fossiliferi (ambiente marino-costiero), areniti e sabbie eoliche, e da cicli di conglomerati e paraconglomerati a volte fossiliferi alternati a peliti sabbiose cementate prevalentemente carbonatiche (depositi di terrazzo marino). All'interno del sintema si ritrovano inoltre discontinuità di rango inferiore, a luoghi marcate da paleosuoli. I sedimenti costituiscono corpi allungati nord-sud, parallelamente alla costa (definiti, informalmente, sistemi in queste Note), distribuiti su vari livelli a quote comprese fra il livello marino attuale e 120 m s.l.m. Spessore massimo superiore a 35 m. Il loro limite inferiore, talvolta marcato da paleosuoli, corrisponde a: i) una piattaforma di abrasione marina verosimilmente formatasi durante la parte inferiore del Pleistocene Medio, in quanto intagliata su



Fig. 53 - Superficie di contatto (in tratteggio bianco) inconforme tra i depositi del sintema di Paceco (d) e il substrato argilloso miocenico (a). Alla base conglomerati di spiaggia. Località Rocche Draele.



Fig. 54 - Sintema di Paceco. Limite inferiore del sintema di Paceco (ECP). Si evidenzia la superficie inconforme tra il conglomerato basale (di spiaggia) e i sottostanti depositi miocenici (SIC). Loc. Fontana di Granatello.

rocce del Pleistocene inferiore (sintema di Marsala) o ancora più antiche (Figg. 53, 54); oppure, a luoghi, a ii) una superficie, in parte di non-deposizione e in parte di erosione subaerea o marina, coeva, impostata sui depositi del sintema di Marsala. In relazione alla natura del limite inferiore, i depositi basali di questo sintema appaiono nettamente discordanti sui terreni più antichi (LUO, SIC, TRV, MRS) o paraconcordanti (a luoghi) sui depositi del sintema di Marsala. L'età dei depositi viene assegnata Pleistocene Medio, in quanto gli stessi appaiono compresi tra depositi del Pleistocene inferiore (sintema di Marsala) e del Tirreniano (sintema di Barcarello). DI MAGGIO *et alii* (2009) ritengono, sulla base di analisi comparative a scala regionale, che questo sintema sia correlabile con il sintema della Piana di Partinico (Fogli 593 "Castellammare del Golfo" (SGI, 2011a) e 594-585 "Partinico-Mondello" (SGI,

2013a)) e dei sintemi di altri Fogli della Sicilia Nord-Occidentale (che risultano essenzialmente costituiti da depositi riferibili o correlabili a terrazzi marini del Pleistocene Medio).

Come prima descritto, nel sintema di Paceco, sono state riconosciute due associazioni di facies : 1) la litofacies (o unità) di Ballottella (ECP_a), costituita da depositi di spiaggia, barra, cordone litorale ed eolici appartenenti a più cicli, potenti almeno 30 m; 2) la litofacies (o unità) di Panniere (ECP_b), formata da depositi marini, di spiaggia e di sistemi di stagno/laguna/lago costiero, con potenze massime superiori a 15 m.

2.5.3.1. - Litofacies di Ballottella (ECP_a)

I depositi della litofacies di Ballottella (Figg. 55-65b, c) affiorano, in chiara discordanza erosiva, in lembi disposti lungo almeno quattro sistemi di duna-cordone-barra, grossomodo paralleli che si rinvergono da ovest ad est, rispettivamente alle quote 0, 25, 50 e 120 m s.l.m. con distanza di interduna compresa

tra circa 1 ed 2 chilometri; quest'area interduna è, a luoghi, occupata dai depositi della litofacies di Panniere o da depositi colluviali e alluvionali, spesso pedogenizzati, appartenenti ai sistemi più recenti. Il sistema più orientale (ed attualmente più interno rispetto alla costa) si sviluppa da Baglio Misiliscemi a Ballottella fino a Marcanzotta con l'interruzione prodotta dalla valle della Marcanzotta, fino all'area di Rattaloro. Da qui, deviando verso SSO raggiunge Case Narcisi per esaurirsi, biforcandosi, nell'agglomerato urbano di S.S. Filippo e Giacomo dove mostra chiari rapporti di discordanza sul sistema di Marsala. Il sistema adiacente (più occidentale) ancora a direzione nord-sud inizia nell'area di Rilievo e si sviluppa da Baglio Rizzo a Baglio Adragna, Rocche Draele, C.da Granatello, Dara fino a S.S. Filippo e Giacomo dove si restringe di molto l'areale interduna occupato dai depositi della litofacies di Panniere (che sono ancora presenti poco più a nord nell'area compresa tra Case Narcisi e Bivio Granatello). Il terzo sistema, originariamente presente nel tratto compreso tra Torre Chinisia e Stazione di Ragattisi e verso sud da Timpone Cutusio fino all'agglomerato urbano di Teresa risulta a luoghi totalmente asportato per la costruzione della ferrovia Marsala-Trapani. Il sistema (più vicino alla costa) ha un *trend* leggermente differente in quanto si sviluppa da nord-est a sud-ovest a partire dal centro abitato di Paceco e si continua a sud di questo centro, sino a Pietretagliate, Case Scuderi, Palma e sulla costa (in parte sommerso) tra Torre di Mezzo e Marausa Lido (Fig. 65a, b). Un banco localizzato a Villa Fardella e locali puntuali affioramenti presentano andamenti variabili. I suddetti sistemi sono verosimilmente riferibili a distinte fasi di stazionamento alto del livello del mare del Pleistocene medio (il sistema più interno, situato a quote più elevate - mediamente 100 m s.l.m. - è quindi il più antico).

Questi depositi sono stati rinvenuti anche sulle Isole ed in particolare a Levanzo (ad es. Cala Minnola) e qui segnalati per la prima volta.

Di seguito vengono descritte alcune sezioni stratigrafiche della litofacies di Ballottella. Molto significative risultano le sezioni in località Baglio Adragna, Granatello, Rocche Draele, Ballottella e Baglio Misiliscemi, in cui dal basso si susseguono:

a) conglomerato basale (ambiente di spiaggia, Figg. 54, 55 a, b) con elementi quali ciottoli arrotondati di arenarie, encriniti, frammenti di calcilutiti di Dattilo immersi in una abbondante matrice caratterizzata da un tritume di gusci di molluschi (*Cardium* spp.) "spiaggiati" (Fig. 56a). Alla base sono presenti ciottoli di piccole dimensioni più o meno arrotondati, poco assortiti. La matrice dei conglomerati è limosa, il cemento è calcareo. Ben cartografati a Rocche Draele e nei dintorni tra questo sito e case Marcanzotta (Fig. 56b), i conglomerati basali si ritrovano alla Ballottella chiaramente discordanti sui depositi oligo-miocenici (unità **LUO**);

b) sabbie medio grossolane ben assortite, a evidente laminazione piano



Fig. 55 - a) Conglomerato di base del sistema di Paceco, costituito da ciottoli carbonatici e quarzoarenitici e faune marine banali (*Glycymeris* sp., *Cardium* sp., *Turbo* sp., muricidi). Località Chinisia. b) Conglomerati ad elementi costituiti da ciottoli ben arrotondati di quarzoareniti e calcari mesozoici, frammenti di lamellibranchi e gasteropodi. Località Granatello.

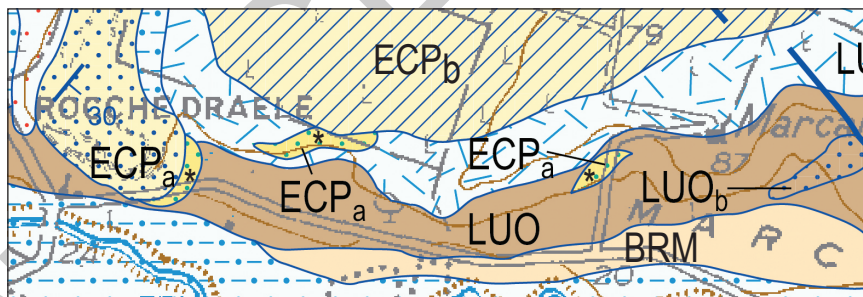


Fig. 56a - Conglomerati (*) alla base di ECP_a nella regione di Rocche Draele.



Fig. 56b - Depositi marnosi alla base del sistema di Paceco; nella matrice abbondante si rinvencono molluschi dispersi (impronte di *Cardium* sp.). Località Granatello.

parallela, a basso angolo (Figg. 57-59), passanti verso l'alto, in eteropia di facies con sovrapposizione stratigrafica, a depositi grossolani bimodali a ciottoli e blocchi poligenici e polimitici da arrotondati a semi arrotondati, immersi in matrice sabbiosa medio grossolana ben assortita, interpretati come originari depositi di delta/foce fluviale successivamente rimaneggiati dalle correnti costiere e dal moto ondoso;

c) corpi calcarenitici ben stratificati a geometria tabulare e lenticolare, a laminazione a basso ed alto

angolo, con direzione di paleocorrenti prevalentemente verso ovest, interpretati



Fig. 57 - Sintema di Paceco. Depositi di spiaggia formati da sabbie medio fini ben classate, a corpi in prevalenza tabulari con laminazione piano parallela a basso angolo. Località Fontana di Granatello.



Fig. 58 - Sintema di Paceco. Limite tra le sabbie bioturbate e la base delle dune continentali, marcato da un paleosuolo. Località Baglio Adragna.

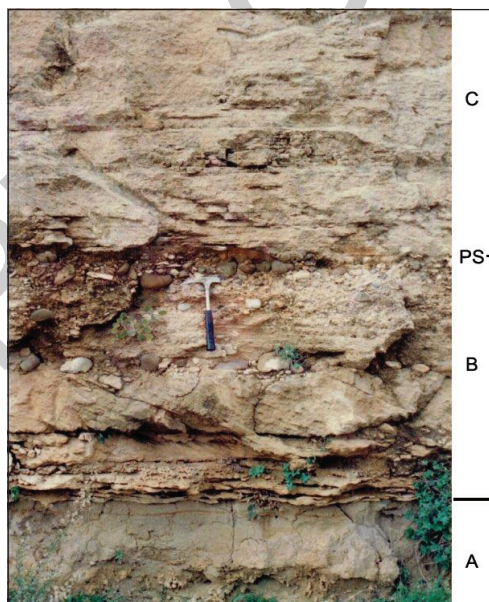


Fig. 59 - Sezione naturale del sintema di Paceco. A: sabbie con bioturbazioni; B: depositi di spiaggia cui seguono un livello di paleosuolo (PS) e quindi sedimenti dunari potenti fino a 15-20 m (C). L'intero litosoma poggia sul conglomerato di trasgressione (qui fuori campo), la cui base, discordante sui terreni miocenici, costituisce il limite inferiore del sintema. Cava a sud di Baglio Adragna.

come depositi marino-costieri subtidali di *upper shoreface* e *foreshore* dominati da processi di rimaneggiamento e sedimentazione da onde (Fig. 59);

d) sabbie e arenarie medio grossolane variamente cementate, prevalentemente carbonatiche ed in subordine quarzose, mediamente ben classate e a volte bioturbate, con rari foraminiferi rimaneggiati e gasteropodi terrestri (*Helix* sp.), a stratificazione inclinata, parallela ed incrociata (Figg. 59, 60). Le lamine tabulari e concave, di spessore regolari compreso tra 0,5 e 2 cm, indicano direzioni di trasporto comprese tra N 40° E e N 140° E. Formano un litosoma a forma lenticolare e allungato parallelamente alla costa attuale, di spessore totale compreso tra 2 e 15 m (Fig. 60). Tale unità è formata a sua



Fig. 60 - Depositi eolici del sintema di Paceco (litofacies di Ballottella, ECP). Le sabbie medio grossolane a stratificazione incrociata di grandi dimensioni sono associate alla costruzione e migrazione di un sistema di dune costiere composite. Località Rocche Draele. Si notino le clinostratificazioni poggianti in downlap su un paleosuolo rossastro (linea rossa).

volta da almeno tre subunità a spessore decrescente verso l'alto, che si ritagliano l'un l'altra con basi erosive concave svasate marcate talvolta da paleosuoli (Figg. 60-62). A Rocche Draele è visibile un livello di circa 20 cm di terre rosse (paleosuolo, Figg. 60, 61) tra due cicli di depositi eolici, che marca una superficie di discordanza di ordine inferiore. I depositi descritti sono interpretati come geneticamente legati allo sviluppo di cordoni di dune eoliche costiere composite a forma irregolare, accumulatisi in un'antica zona litoranea ora sopraelevata (situata sull'attuale superficie di terrazzo marino compresa fra le quote di circa 40/60 m s.l.m.). Si ipotizza che tali strutture si siano prodotte per azioni di venti provenienti sia dal mare (da ovest) che costieri spiranti verso nord, per una larghezza media ONO-ESE di circa 0,3 km e una lunghezza complessiva NNE-SSO di oltre 9 km da località Rilievo a località SS. Filippo e Giacomo. Gli estesi pianori orizzontali, localizzati immediatamente a est di tali cordoni eolici, sono interpretati come l'espressione morfologica del riempimento di lagune litoranee protette dal mare aperto dal coevo cordone di dune eoliche, i cui depositi fanno parte della

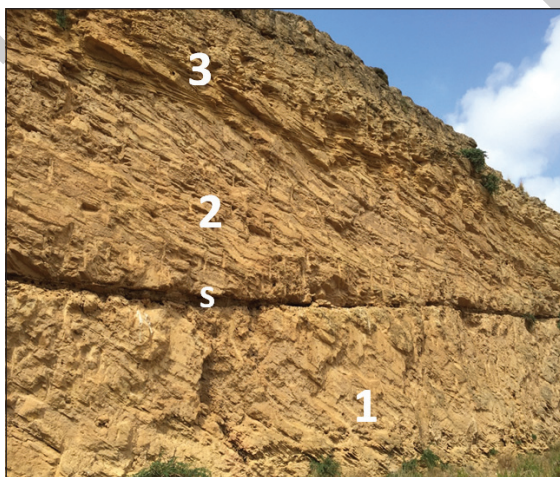


Fig. 61 - Complesso di depositi eolici formato da tre unità sovrapposte di sabbie medio/fini a composizione prevalentemente calcarenitica a stratificazione obliqua ed inclinazione compresa tra 25° e 28°. Tra l'unità 1 e 2 un livello pedogenizzato (S) indica l'interruzione per un considerevole numero di anni della sedimentazione eolica dopo una importante fase di erosione responsabile della 'decapitazione' della duna sottostante. Un simile processo di riattivazione e erosione del sistema eolico avviene tra l'unità 2 e 3 ma senza evidenze di formazione di suolo che in base ai dati a disposizione potrebbe essere stato eroso o mai sviluppatosi. Località Rocche Draele.



Fig. 62 - Depositi eolici (sintema di Paceco). Particolare di stratificazione incrociata nella cava di Rocche Draele (vedi Fig. 60). Il litosoma arenitico (calcarenite con granuli di quarzo arrotondato, porosa e poco cementata) caratterizzato dalla tipica stratificazione incrociata dunare ha uno spessore di circa 5 metri (nella cava). Alla base (non visibile) poggia discordante su un conglomerato di trasgressione. Nelle strutture incrociate le laminazioni sono costituite da granuli alternativamente più fini e più grossolani. Località Rocche Draele.

litofacies di Panniere.

Il cordone dunare, affiorante in località Ballottella (vedi carta) su una superficie di terrazzo marino compresa fra circa 90 e 110 m s.l.m. è situato ad est di Baglio Adragna ed è costituito da areniti quarzose e da calcareniti che poggiano su depositi di spiaggia sommersa o intertidale. La successione di Ballottella è stata campionata all'interno di un laghetto che mostra i terreni del substrato oligo-miocenico sottostante. Dal basso verso l'alto si riconoscono: conglomerati di spiaggia con ciottoli poligenici più o meno arrotondati e bioclasti di molluschi; sabbie con bioturbazioni; sabbie e arenarie eoliche con foraminiferi quaternari rimaneggiati di dune "trasversali" di ambiente costiero. I depositi eolici sono costituiti da areniti quarzose con granuli talora ben arrotondati ed, in qualche punto, debolmente cementate da una matrice della stessa natura. Il colore è giallo; il diametro medio dei granuli è di circa 0,3 mm. Gli spessori dei depositi dunari



Fig. 63 - Sezione naturale del sintema di Paceco presso Fontana del Granatello (strada veloce Birgi-Marsala). B: sedimenti di barra sommersa (calcareniti marine clinostratificate), PS: paleosuolo rossastro, E: eolianiti giallastre.



Fig. 64 - Sintema di Paceco. Eolianiti rossastre clinostratificate. Località Rilievo-Collo d'Oca.

sono notevoli, raggiungendo i 20/30 m nella cava di Baglio Misiliscemi a conferma dell'ipotesi di un ispessimento delle stesse verso nord.

Superiormente poggiano, con contatto netto, calcareniti eoliche di colore dal rossastro al giallastro (Fig. 64), scarsamente cementate e costituite prevalentemente da granuli quarzosi e carbonatici (BONOMO *et alii*, 1994). Gli strati presentano stratificazione piano-parallela o ondulata, a luoghi incrociata. I banchi

si presentano finemente laminati o massivi e di spessore non superiore ai 2 m. Lo spessore complessivo è inferiore ai 30 m. Questi depositi, nel loro insieme, poggiano direttamente sulle argille serravalliano-tortoniane della formazione Castellana Sicula.

2.5.3.2. - Litofacies di Panniere (ECP_b)

I depositi della litofacies di Panniere affiorano negli estesi pianori peneorizzontali localizzati immediatamente a est dei cordoni eolici descritti ed in contatto morfologico con questi ultimi (vedi Piana di Panniere); sono rappresentati da sabbie cementate di ambiente costiero, con paraconglomerati a ciottoli ben arrotondati di quarzareniti di diametro massimo di 10 cm, legati da una matrice carbonatica giallo-biancastra (Figg. 66-68), a luoghi argillosa rossastra con scarsa fauna marina (lamellibranchi e gasteropodi) e da fini alternanze di calcareniti marine (spessore non superiore ai 2 m). Nella località (qui ritenuta tipo) di Panniere, nell'area retrostante (più orientale) ai cordoni dunari affioranti nel sistema di Baglio Adragna, si rinvencono livelli sabbioso-pelitici di ambiente di laguna/stagno costiero. Tali depositi presentano talvolta sedimenti eluvio-colluviali rossastri, ricchi in ossidi ferrosi e con concrezioni calcaree nodulari, che evidenziano l'esistenza di discontinuità di ordine inferiore. A luoghi è presente una calcarenite giallastra a stratificazione da piano-parallela ad incrociata, con ciottoli quarzarenitici e alternanza di conglomerati e microconglomerati rossastri, che contiene una fauna a polmonati.

Lungo il sistema che si distende tra Rilievo e Collo d'Oca (40-55 m s.l.m.) affiorano calcareniti e calciruditi, di ambiente di barra sommersa, con a luoghi una ricca fauna marina a lamellibranchi (*Cardium* sp., *Venus* sp., *Chlamys* sp., *Pecten* sp., rari *Glycymeris* sp. (Fig. 68), gasteropodi (cypreidi, turritellidi),



Fig. 65a, b - *Sintema di Paceco*. Calcareniti dunari lungo il litorale di Marausa-Torre di Mezzo.



Fig. 65c - *Sintema di Paceco*. Calcareniti dunari nell'area di Cala Mimmola, Levanzo.

anellidi (*Ditrupa* sp.), scafopodi (*Dentalium* sp.), briozoi, echinodermi, etc.; verso l'alto questi depositi elastici si mostrano più incoerenti, fino ad essere interrotti da una troncatura erosiva marcata, a luoghi, da un paleosuolo rossastro con rari polmonati.

Gli strati presentano stratificazione piano-parallela o ondulata, a luoghi incrociata. I banchi si presentano finemente laminati o massivi e di spessore non superiore ai 2 m. Lo spessore complessivo è inferiore ai 30 m. Questi depositi

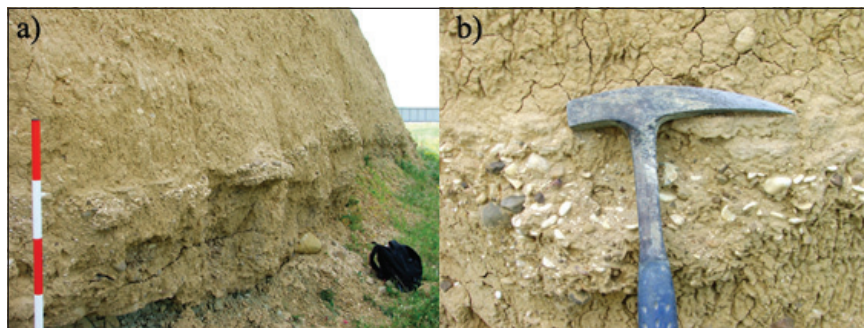


Fig. 66 - Depositi terrigeni costituiti da argille grigiastre alternate a livelli conglomeratici e fanglomeratici di ambiente fluvio-deltizio della litofacies di Panniere. Località Torre Chinisia.

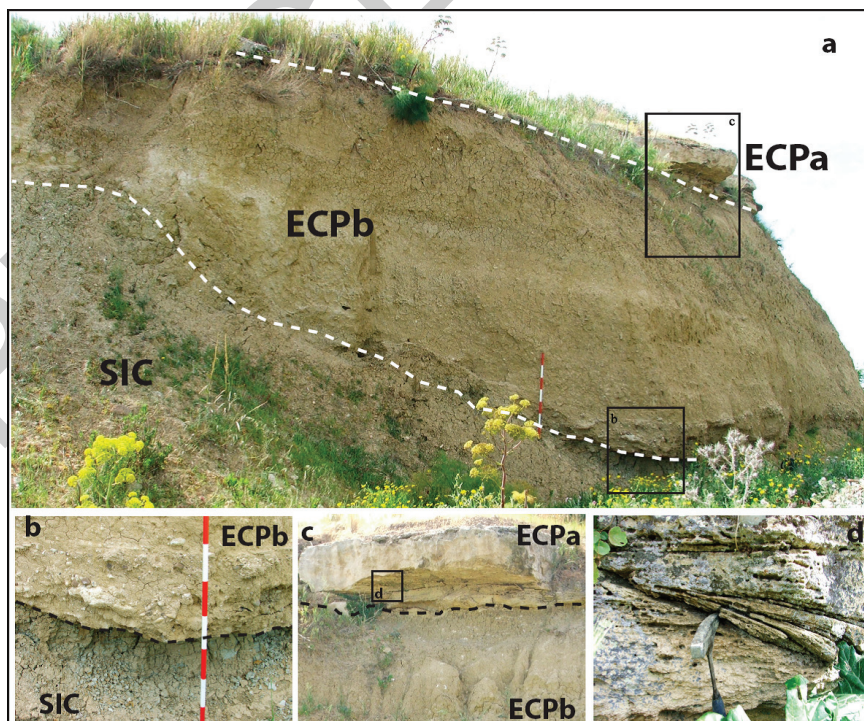


Fig. 67 - Sintema di Paceco: a) successione stratigrafica che mostra i contatti stratigrafici discordanti ed erosivi tra il sintema (rappresentato dalle due litofacies) e i sottostanti depositi miocenici; b) dettaglio del contatto erosivo tra i livelli terrigeni fluvio-deltizi della litofacies di Panniere (ECP_p) ed i depositi argillosi miocenici della formazione di Castellana Sicula (SIC); c) contatto tra le calcareniti e calciruditi cementate bianco-giallastre (facies di spiaggia) e i depositi terrigeni fluvio-deltizi; d) particolare delle calcareniti con stratificazione incrociata e pianparallela. Località Torre Chinisia.



Fig. 68 - Livelli a *Glycymeris sp.* del sistema di Paceco. Località Rilievo-Collo d'Oca.

di vista paleontologico, spessi circa 6 m; il litosoma giace in discordanza erosiva sui depositi sabbiosi ed argillosi miocenici (Fig. 67 b); ii) calciruditi costituiti da ciottoli prevalentemente quarzarenitici, con matrice rossastra (diametro massimo di 40 cm), di spessore compreso tra 0,5 e 1,5 m con contatto netto ed ondulato (Fig. 67 c); iii) calcareniti e calciruditi cementate bianco-giallastre con stratificazione da piano-parallela ad incrociata, ricche di lamellibranchi (*Glycymeris sp.*, *Cardium sp.*, *Venus sp.*, *Pecten sp.*, etc.), gasteropodi (*Turbo sp.*, turritellidi, cypreidi, etc.), frammenti di echinodermi (*Paracentrotus lividus*, LAMARCK), briozoi, scafopodi e numerosi bioclasti, depositi correlabili con quelli affioranti a Rilievo-Collo d'Oca (Fig. 68).

Complessivamente, la sequenza di quattro sistemi di cordoni dunari/lagune del sistema di Paceco, che si evidenziano a partire dalle quote maggiori (100-120 m s.l.m.) fino alle quote minori (20-30 m s.l.m. e 0-2 m s.l.m.), mostra un'evoluzione da ambiente marino marginale a costiero (vedi modello deposizionale in Fig. 69) in risposta a generalizzate fasi trasgressive probabilmente durante

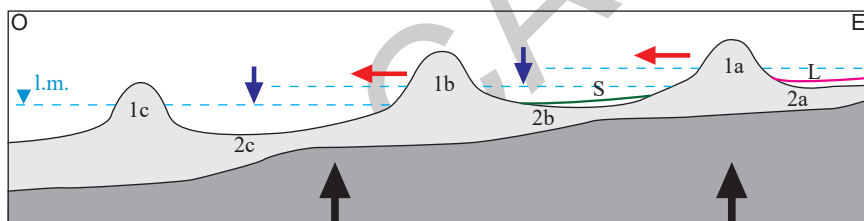


Fig. 69 - Modello deposizionale ed evolutivo dei depositi del sistema di Paceco (in grigio chiaro). 1a, 1b, 1c: litofacies di Ballottella (prevalenti depositi di barra sommersa, cordone litoraneo e duna eolica, riferibili a più cicli). 2a, 2b, 2c: litofacies di Panniere (prevalenti depositi di laguna/stagno costiero -L/S- riferibili a più cicli). Le frecce blu indicano la tendenza all'abbassamento del livello marino; le frecce rosse indicano la migrazione della linea di riva verso ovest (attuale linea costiera); le frecce nere la tendenza al sollevamento dell'area. In grise è rappresentato il substrato roccioso indifferenziato.

poggiano direttamente sulle argille serravalliano-tortoniane (formazione Castellana Sicula).

A Torre Chinisia, nell'incisione del fiume omonimo, in sinistra idrografica, la successione potente complessivamente 10 m, mostra dal basso: i) depositi terrigeni costituiti da argille grigiastre e brunastre alternate a livelli conglomeratici e fanglomeratici di ambiente fluvio-deltizio, con isorientazione ed embricazione dei ciottoli (Fig. 66 a, b), sterili dal punto

il Pleistocene Medio, tipiche di eventi climatici caldi e caratterizzate da variazioni eustatiche sulle quali ha successivamente prevalso il segnale tettonico di sollevamento.

Il progressivo sollevamento della zona costiera tra Marsala e Trapani avrebbe conseguentemente indotto l'incisione del reticolato idrografico, che probabilmente terminava nei sistemi lagunari, e i successivi isolamenti e disattivazioni dei sistemi sedimentari eolici e costieri.

2.5.4. - *Sintema di Borromia (BRM)*

Il sintema è costituito da depositi alluvionali distribuiti in un intervallo di quote compreso fra circa 20 e 150 s.l.m. su due ordini di terrazzi fluviali situati lungo i versanti vallivi o in posizione sommitale. La giacitura di questi depositi mima l'assetto di due corpi sedimentari ognuno dei quali presenta geometrie tabulari e spessore compreso fra circa 1 e 20 m. La superficie (ridotta) delle aree di distribuzione non consente di individuare con chiarezza l'esistenza di due sintemi indipendenti; pertanto i depositi verranno descritti come compresi in una sola unità a limiti inconformi. Il limite inferiore è una superficie di erosione fluviale (Fig. 70-71) su sedimenti del Pleistocene Medio e/o più antichi. Il limite superiore è una superficie di non deposizione, a luoghi degradata, spesso coincidente con l'attuale superficie topografica. Come già detto, incertezze esistono circa la possibilità di distinguere due subsintemi riferibili a due diversi ordini di terrazzi fluviali. Tuttavia vanno distinti i depositi più recenti in quanto situati a quote inferiori (circa 5-40 m di altezza rispetto alla quota degli attuali fondovalle) e depositi più antichi in quanto situati a quote superiori, e che si ritrovano sospesi fino a oltre 50 m di altezza rispetto alla quota degli attuali fondovalle.

Nell'area tra il Fiume Lenzi, il Fiume di Bordino ed il Fiume Fittasi esistono lembi di depositi alluvionali su superfici di terrazzi fluviali, a quote variabili tra 50 e 150 m s.l.m.

Questi depositi, poco cementati, sono essenzialmente costituiti da ciottoli poligenici arrotondati, in cui prevalgono elementi quarzarenitici, immersi in una matrice sabbioso-ghiaiosa (Figg. 70-73).

E' difficile risalire all'età di questi depositi mancando elementi di stratigrafia continentale. Tuttavia: essendo le superfici dei terrazzi fluviali di questi depositi riconducibili a livelli di base relativamente più alti di quelli attuali e potendo correlare tali livelli con gli stazionamenti alti del mare che hanno prodotto i terrazzi marini su cui si ritrovano i depositi dei sintemi di Paceco e Barcarello (vedi paragrafo successivo) è plausibile datare i depositi del sintema di Borromia al Pleistocene medio-superiore.

Regionalmente l'unità corrisponde, infatti, ai sintemi dei vari bacini idrografici



Figg. 70-71 - Contatto discordante ed erosivo tra le alluvioni grossolane di BRM e le eolianiti rosso giallastre (del sistema di Paceco) poco cementate (particolare in b). Località Birgi, Torre Chinisia.

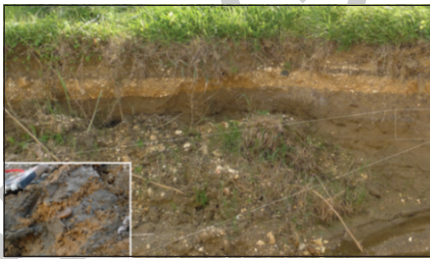


Fig. 72 - Depositi alluvionali del sistema di Borromia (BRM), costituiti da argille marnose e sabbie inglobanti ciottoli quarzarenitici e frustoli carboniosi. Località Timpone dello Sparagio.



Fig. 73 - Contatto tra alluvioni sabbioso-ciottolose giallastre del sistema di Paceco e depositi alluvionali rossastri recenti del sistema di Borromia (BRM). Località Comune.

del Pleistocene medio-superiore della Sicilia nord-occidentale (DI MAGGIO *et alii*, 2009), così come descritti nei numerosi Fogli geologici (SGI, 2011).

2.5.5. - Sintema di Barcarello (SIT)

Il sintema racchiude areniti di spiaggia o marine con abbondanti fossili (faune calde con *Strombus bubonius* LAMARK), deposte su una superficie di erosione marina compresa fra l'attuale livello del mare e la quota di 10-15 m s.l.m., incisa sui terreni del sintema di Paceco o su rocce più antiche (spessore 1-3 m). Questi depositi sono tradizionalmente assegnati al Tirreniano sulla base della presenza di *S. bubonius* e poche altre forme di molluschi, molto note. In seguito alle più recenti proposte sulla stratigrafia del Quaternario, gli stessi ricadrebbero nel Tarentiano *p.p.*, *sensu* ANTONIOLI *et alii*, 2008.

In particolare si tratta di depositi calcarenitici di colore dal giallo paglierino a terra di Siena, compatti, di spessore da decimetrico a metrico, ricche di faune banali (gasteropodi, lamellibranchi, briozoi). Nei pressi di Buggiurano questi depositi sono ben visibili lungo la linea di costa e hanno restituito esemplari di *Cassidaria echinophora* e *Strombus bubonius*. Affiorano ad Isola San Pantaleo. I depositi sono segnalati in vari siti dell'Isola di Favignana (ABATE *et alii*, 1992), a quote comprese tra 5 m ed il livello marino attuale; nell'area ricadente nel Foglio in studio si rinvencono a Lido Burrone (presenti in diaclasi e fratture), a Punta Longa, a Nord della tonnara dei Florio, rappresentati da calcareniti, calciruditi e conglomerati con molluschi. Sulla base della associazione faunistica (*Conus textudinarius* MARTINI, *C. mediterraneus*, *Patella ferruginea* GMELIN, ed in particolare, *Strombus bubonius*) i sedimenti incassanti risultano tipici di un ambiente prettamente costiero (spiaggia sommersa), posto nelle vicinanze di una prateria a *Posidonia*, caratterizzato da una profondità compresa tra i 10 ed i 20 m, e da condizioni climatiche calde. RUGGIERI & UNTI (1988), analizzando una malacofauna (abbondante *Jujubinus* sp. e numerose *rissoe*) estratta da un campione sito a Birgi Nuovo ad una quota di 2 m s.l.m., riconoscono un sedimento infralitorale tipico del Biotopo delle praterie a *Posidonia* (PERES & PICARD, 1964) di età Tirreniano.

A Levanzo (Cala Fredda), un conglomerato fossilifero eterometrico a *Strombus bubonius* ricopre una superficie di erosione intagliata sui calcari del substrato. Ridotti affioramenti si rinvencono lungo la costa dell'Isola, da sud ovest ad est, a quote comprese tra +3 e +5 m (AGNESI *et alii*, 1993; ABATE *et alii*, 1997).

2.5.6. - Sintema di Capo Plaia (AFL)

L'unità comprende i depositi continentali e quelli costieri attuali. Il limite

inferiore corrisponde a superfici di inconformità di differente genesi aventi una età corrispondente a quella del passaggio dallo stadio isotopico 2 allo stadio isotopico 1. Nel Foglio, la stessa si riconosce al tetto del sintema di Paceco, di Borromia e a luoghi su depositi più antichi. Sono riconoscibili alcune discontinuità di ordine inferiore di età olocenica. Il limite superiore è l'attuale superficie topografica. L'età dei depositi è compresa fra la parte terminale del Pleistocene superiore e l'Olocene (15 ka). Nel dettaglio i depositi sono rappresentati (Figg. 74-77) da: detrito di falda costituito da ciottoli a spigoli vivi eterometrici e poligenici (AFL_{a3}), affiorante a Baglio Adragna, Case Granatello e Casa Scorsone; depositi fluviali (AFL_b) costituiti da limi sabbiosi grigiastri con faune miste di gasteropodi polmonati e lamellibranchi, presenti nelle località Milazzo, Chinisiotta, Marcanza

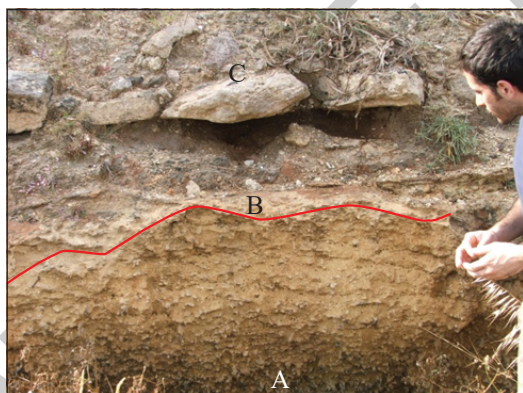


Fig. 74 - A: sabbie poco cementate con concrezioni calcaree, B: paleosuolo (3500 a. C.) con frammenti della tarda età del Bronzo, C: terrazzamento di epoca punica (?). Isola di Mozia, sezione di Porta Nord.

Sottana e a est di Rassallelemi; suoli rimaneggiati e altri depositi colluviali costituiti da ghiaie, sabbie e limi variamente frammisti, spesso pedogenizzati (AFL_{b2}) presenti a Contrada Ettore, da Carrubotta a Spagnola, Ballottella, Timpone dello Sparagio, a nord di Case Abbadessa, Rassallelemi, Isola di San Pantaleo, Isola di Santa Maria e Mozia; depositi di spiaggia e di cordone litorale (AFL_{g2}) e lacustri (AFL_{e2}), depositi di origine



Fig. 75 a - Alternanze di sabbie e conglomerati fluvio-deltizi con faune marine. Isola di Mozia, costa orientale.



Fig. 75 b - Sabbie con livelli a croste calcitiche di tipo "caliche" e concrezioni calcareo-gessose. Isola di Mozia, costa orientale.



Fig. 76 a - Limi e argille grigie con gasteropodi (*Triton sp.*, *Buccinum sp.*, *Murecidi*) e lamellibranchi (*Cardium sp.*) in posizione fisiologica. Isola di Mozia.



Fig. 76 b - Particolare mostrando un esemplare integro di bivalve (*Cardium sp.*). Isola di Mozia.



Fig. 77 - Sedimenti limosi nerastri. Depositi fluvio-palustri di Chinisia-Birgi. Fiume Birgi.

livelletti clastici e rari gasteropodi polmonati. L'eoianite è a sua volta ricoperta da un deposito di pendio, costituito da clasti disposti in livelli alternati a granulometria differente (*éboulis ordonnés* ?).

2.5.6.1. - Depositi palustri di Xitta-Salina Grande (AFL_{e3})

Particolare significato assume nelle aree limitrofe alle saline la presenza di depositi palustri costituiti da terre nere, limi e limi argillosi di colore bruno con scarsa frazione sabbiosa, generalmente distribuita in livelli lenticolari, e con alto contenuto organico (componente humica data da piccoli frustoli carboniosi) che si riduce gradualmente con la profondità. Lo spessore massimo di questi depositi è di circa 7 m, valore riconosciuto sulla base dei dati provenienti dai numerosi sondaggi meccanici.

palustre (AFL_{e3}) (terre nere) ad ovest della Chiesa dell'Immacolata e in prossimità di Punta Grassellino e Punta Palermo; depositi di saline (AFL_{h2}) presenti nelle Saline di San Teodoro, Ettore e Infersa e dell'Isola Grande; sabbie eoliche recenti distribuite irregolarmente lungo la costa tra Trapani e Marsala; ghiaie e sabbie costiere.

A Levanzo (Cala Fredda) sui depositi tirreniani, prima descritti, si riconosce una arenaria eolica ben cementata a laminazione incrociata con

2.5.6.2. - Depositi sabbioso-ghiaiosi e livelli di “caliche” di Mozia (AFL_b)

Depositi sabbioso-ghiaiosi, poco cementati, di colore giallastro contenenti, ciottoli poligenici ben arrotondati, prevalentemente quarzarenitici, si sovrappongono ad un paleosuolo (riconosciuto essenzialmente a Mozia, presso Porta Nord); quest'ultimo assume importanza archeologica in quanto al suo interno sono stati rinvenuti manufatti litici di probabile età eneolitica (4500 a.C.) che ipotizzerebbero un'età di formazione nell'intervallo 7000-4000 a.C.

I depositi prima descritti passano verso l'alto a sabbie poco cementate con frequenti alternanze di concrezioni carbonatiche e livelli biancastri di “caliche” (Figg. 75 a, b) e, lateralmente (Figg. 76 a, b), a limi e limi sabbiosi grigiastri palustri con ricca fauna marina a *Cardium* (in posizione fisiologica), *Triton* sp., *Ditrupea* sp., scafopodi e murecidi. Affiorano esclusivamente nell'area insulare dello Stagnone (Isola di Mozia, Isola di S. Maria). Discordanti sui depositi pre-olocenici. Ambiente di sedimentazione fluzio-deltizio e litoraneo-palustre.

2.5.6.3. - Depositi fluvio-palustri di Chinisia-Birgi (AFL_{c2})

Depositi limo-sabbiosi grigiastri di ambiente fluvio-palustre affioranti nella piana di Birgi, relitti dell'area palustre dei delta dei fiumi Birgi e Chinisia. Questi terreni sono considerati come il riempimento di antiche aree depresse formatesi in prossimità di sistemi deltizio-lagunari molto sviluppati (si ipotizza la presenza di “sistemi deltizi” in considerazione del fatto che più impluvi si riversavano nella stessa area palustre. I sedimenti sarebbero più recenti del sistema di Barcarello in quanto poggiano sulle calcareniti tirreniane (Tarentiano *p.p.*), come confermano alcuni pozzi per la ricerca idrica nel settore di Birgi Novo). I limi grigiastri di spessore metrico (anche 3 m) con faune miste di polmonati, gasteropodi e lamellibranchi vengono interpretati come il prodotto di una veloce deposizione. L'emersione di porzioni di queste aree nel corso dell'Olocene sarebbe dovuta al lento abbassamento relativo del livello marino. In epoca storica la regione è stata oggetto di una intensa operazione di bonifica, con la canalizzazione dei torrenti che la alimentavano, con il prosciugamento delle aree palustri e con il successivo rimodellamento costiero ad opera della costruzione delle aree di coltivazione del sale.

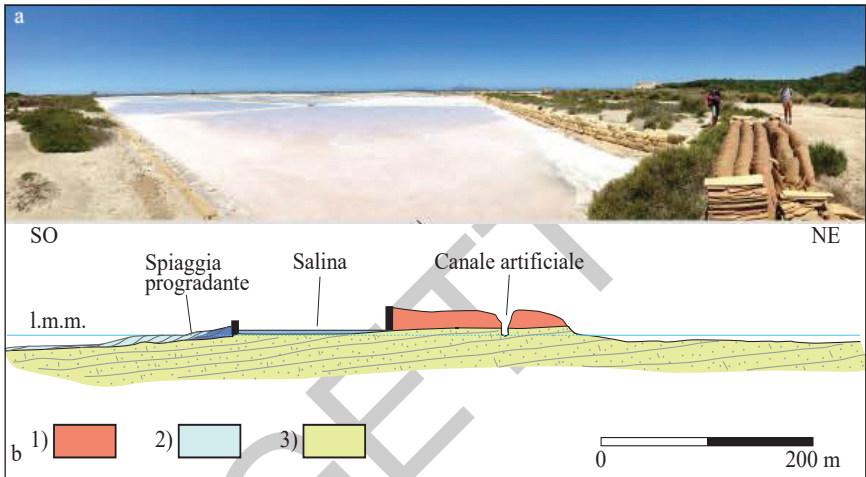


Fig. 79 - a) Vista della Salina Carco e dei depositi costieri dell'Isola Grande; b) sezione schematica non in scala attraverso il settore meridionale dell'Isola Grande. Legenda: 1) suoli attuali; 2) depositi di spiaggia (sintema di Capo Plaia); 3) calcareniti del Pleistocene medio (sintema di Paceco).

2.6. - DEPOSITI SOMMERSI

2.6.1. - Supersintema Noemi

Marne sabbiose, argille siltose, biocalcareni, livelli di conglomerati e concrezioni organogene attribuibili a sistemi deposizionali della scarpata superiore, della piattaforma continentale e della fascia litorale. Questi depositi silicoclastici, e, subordinatamente, bioclastici sono sommersi lungo lo *shelf margin* (ciglio della piattaforma) e la scarpata del settore occidentale del Foglio e sono presenti nel settore sud-occidentale, dove raggiungono uno spessore di poche centinaia di metri. Limite inferiore dell'unità è una superficie di disconformità riconosciuta, sia nei log di pozzo che nei profili sismici, al tetto dei Trubi; limite superiore la base della Sequenza Deposizionale tardo-Quaternaria (SDTQ).

Nello schema di correlazione di Fig. 80 è presentata (a sinistra) la distribuzione cronostratigrafica delle unità stratigrafiche plio-quaternarie riconosciute nel Foglio "Paceco", riferita alla *International Chronostratigraphic Chart* (COHEN *et alii*, 2013). Tali unità vengono correlate: a) con le unità sismostratigrafiche individuate nelle aree *offshore* delle Isole Egadi e calibrate da stratigrafie di pozzi petroliferi; b) con le unità stratigrafiche plio-quaternarie individuate nella Sicilia nord-occidentale ed utilizzate nel rilevamento dei fogli geologici 593, SGI, 2011a, 594-585, SGI, 2013a, 595, SGI, 2013b e 609-596, SGI, 2011b del Progetto CARG ; c) con le sequenze deposizionali del terzo ordine della "Plio-Pleistocene

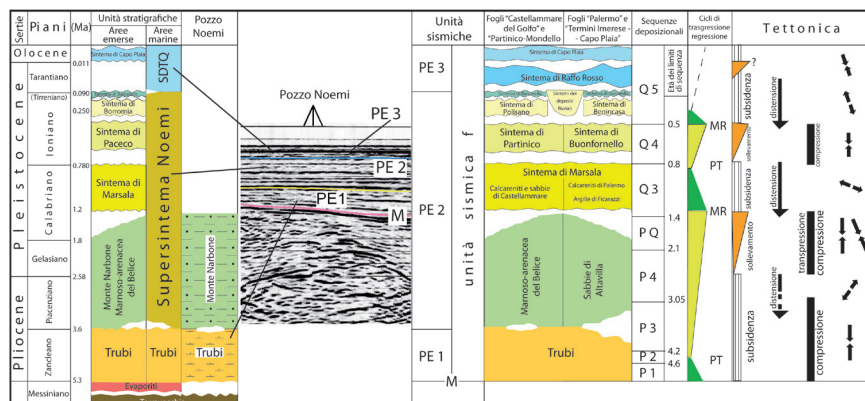


Fig. 80 - Schema di correlazione tra le unità stratigrafiche plio-quadernarie della Sicilia nord-occidentale e del prospiciente settore offshore (vedi testo per ulteriori chiarimenti). M: superficie di discontinuità riconosciuta al tetto dei depositi evaporitici messiniani; unità sismica "f": sequenza sismica plio-quadernaria riconosciuta nell'area marina del Foglio "Paceco"; PE 1: unità sismica correlabile ai depositi sommersi del Pliocene inferiore (= Trubi); PE 2: unità sismica correlabile ai depositi sommersi del Pliocene superiore-Pleistocene medio (= supersistema Noemi); PE 3: unità sismica correlabile ai depositi del Pleistocene superiore-Olocene (= Sequenza Depositionale tardo-Quaternaria, SDTQ); PT: momento di massima trasgressione della linea di costa; MR: momento di massima regressione della linea di costa.

Sequence Cycles Chart" (CATALANO *et alii*, 1998). Nella parte destra dello schema, infine, vengono riportati i cicli di trasgressione-regressione delimitati dai maggiori spostamenti della linea di riva a scala regionale e gli eventi tettonici plio-pleistocenici riconosciuti in Sicilia centro-occidentale (le coppie di vettori nell'ultima colonna a destra rappresentano l'orientamento del campo degli sforzi; modificato da AGATE *et alii*, 2000).

Il supersistema è un'unità complessa che al suo interno contiene diverse unità lito- e sismo-stratigrafiche (vedi Fig. 80) che coprono un intervallo stratigrafico esteso dal Pliocene superiore sino al Pleistocene superiore *p.p.* In aree adiacenti (settore a sud ovest del Foglio nell'area del Pozzo Noemi, Figg. 10, 80) questi depositi sono stati datati all'intervallo di tempo compreso tra il Pliocene superiore e la base della sequenza tardo-quadernaria. In prossimità del vertice sud-occidentale del Foglio il supersistema è rappresentato da depositi pleistocenici (AGNESI *et alii*, 1993) privi della copertura dei sedimenti olocenici (dati confermati dai profili *side scan sonar*, Fig. 8, *ibidem*). Regionalmente, il supersistema è stato riconosciuto, nel settore offshore della Sicilia nord-occidentale, dalle Isole Egadi fino al Golfo di Termini Imerese.

Il supersistema Noemi è stato istituito e descritto per la prima volta nel Foglio 604 "Isole Egadi" (CATALANO *et alii*, in stampa) dove è stato riconosciuto nei pozzi esplorativi profondi (Noemi, Ninfea, Fig. 10) dell'*offshore* della Sicilia occidentale. Un tentativo di comparazione riportato nella complessa Figura 80,

illustra come, all'interno del supersistema, si possano separare unità di rango inferiore corrispondenti in larga parte ai sistemi affioranti in terra. Fra questi, grazie alla qualità dei profili sismici e a locali conoscenze stratigrafiche, è stato distinto, in particolare, il sistema di Marsala.

La parte inferiore del supersistema Noemi comprende i depositi marini equivalenti alle formazioni Monte Narbone e Marnoso Arenacea del Belice, costituiti da marne siltose a foraminiferi planctonici (presenza di *Globorotalia inflata*) con intercalazioni di livelli arenacei e calcarenitici, contenenti frammenti di molluschi, echinodermi, spugne ed alghe calcaree. La porzione superiore del supersistema Noemi corrisponde principalmente al sistema di Marsala (calcareniti e sabbie bioclastiche).

2.6.2. - Unità marine attuali

La carta geologica del Foglio "Paceco" mostra, nel settore marino, la distribuzione dei sistemi deposizionali dei sedimenti attualmente presenti sui fondali. La distribuzione delle facies dei sedimenti sommersi, appartenenti alla parte stratigraficamente più recente dell'associazione di sistemi deposizionali (FISHER & MCGOWEN, 1967) della fase di stazionamento alto (*HST*), è generalmente contraddistinta da un impilamento delle facies sedimentarie di tipo aggradazionale avvenuto nel corso degli ultimi 5.500 anni circa. Le facies riconosciute sono riconducibili all'ambiente deposizionale costiero ed a quello della piattaforma interna ed intermedia. Questi sedimenti ricoprono con buona continuità laterale i fondali ad eccezione di poche aree dove, in corrispondenza di asperità morfologiche, affiora il substrato roccioso pre-olocenico.

Nel Foglio "Paceco", sono state distinte tre unità di ambiente litorale e due di piattaforma continentale. I sistemi deposizionali litorali bordano la fascia costiera al margine con la terraferma siciliana ed attorno alle isole per una estensione limitata, non superiore al chilometro; essi passano lateralmente, con passaggi sia netti che gradualmente, ai sistemi di piattaforma generalmente caratterizzati da depositi bioclastici grossolani e spessore esiguo, non superiore agli 8 m. Da evidenziare la presenza, non comune nelle aree costiere siciliane, di un sistema deposizionale di un ambiente deposizionale di laguna aperta, lo Stagnone di Marsala (vedi anche BASSO *et alii*, 2008).

g₈ - Deposito di spiaggia sommersa

Sabbie ghiaiose, ghiaie sabbiose e ghiaie prevalentemente bioclastiche costituite da frammenti di gusci di gasteropodi e bivalvi e da concrezioni organogene

del detritico costiero. Si distribuiscono in modo abbastanza continuo lungo la costa siciliana, soprattutto a nord dello Stagnone di Marsala, fino a profondità non superiori a 10 m. Lo spessore è di pochi metri.

g₉ - Deposito costiero di ambiente lagunare

Sedimenti sabbioso-limosi accumulatisi all'interno dei bassi fondali protetti dello Stagnone, dello spessore di pochi metri ed in larga parte ricoperti dalla prateria a *Posidonia oceanica* (L.) DELILE.

g₁₁ - Deposito di transizione alla piattaforma

Sabbie e sabbie ghiaiose litoclastiche e bioclastiche, in parte rielaborate dall'azione della corrente di deriva litorale; a luoghi sono anche presenti piccoli accumuli detritici di piede di falesia. Nella frazione bioclastica prevalgono i frammenti di gusci di bivalvi e gasteropodi. Sono distribuite con continuità lungo la costa siciliana e la costa orientale dell'Isola di Favignana a profondità comprese tra il limite di bassa marea e 10 m. Hanno uno spessore di pochi metri.

g₁₉ - Deposito di piattaforma

Sabbie da medie a grossolane prevalentemente bioclastiche, con prevalenza di resti di organismi bentonici del piano infralitorale: bivalvi, gasteropodi, foraminiferi bentonici. La composizione delle associazioni faunistiche è influenzata dalla presenza della prateria a *Posidonia oceanica* e dalle aree a coralligeno e pre-coralligeno di piattaforma. Lo spessore è variabile, non superiore a 8 m, controllato dalle irregolarità morfologiche della sottostante superficie di abrasione marina. Ricoprono in modo quasi continuo la piattaforma continentale a profondità comprese tra 10 e 30 m, estendendosi tra la fascia costiera sommersa della terraferma e le isole di Favignana e Levanzo.

g₂₀ - Deposito di piattaforma intermedia

Sabbie da medie a fini, prevalentemente bioclastiche, di spessore variabile non superiore a 5 m. A luoghi, si osserva il passaggio a facies biodetritiche, con una significativa frazione pelitica, tipica del detritico costiero infangato. Ricoprono la piattaforma continentale a partire da profondità superiori a 30 m. E' presente nel settore nord-occidentale del Foglio, a ridosso dell'Isola di Levanzo.

PROGETTO

CARG

VI - GEOLOGIA MARINA. CARATTERI GEOLOGICI DELLE AREE SOMMERSE

1. - PREMESSA

Le norme sul rilevamento geologico per la parte marina dei fogli a scala 1:50.000 (SGI, 1992, 1996, 2004) prevedono la rappresentazione dei sedimenti superficiali in termini di composizione, tessitura e sistema deposizionale di appartenenza, ed un inquadramento stratigrafico riferito alla Sequenza Deposizionale Tardo-Quaternaria ed ai *systems tracts* che la compongono. Nel caso del Foglio “Paceco”, per il quale non è stato finanziato il rilevamento del settore marino, non è stato possibile disporre di profili sismici ad alta risoluzione e campioni mirati allo studio della SDTQ che consentissero di cartografare i relativi *systems tracts*, come era invece avvenuto negli adiacenti fogli “Isole Egadi” (SGI, in stampa) e “Castellammare del Golfo” (SGI, 2011a). Tuttavia, i dati raccolti in precedenti ricerche dal Gruppo di Geologia Marina di Palermo (isolati profili sismo-acustici ad alta risoluzione e/o da campionamenti del fondale eseguiti mediante benne o in immersione) ed il contributo delle ricerche, effettuate nel quadro del Progetto Miur-CIPE, Gebec-Sud, Ambiente Marino (Responsabile scientifico R. CATALANO) e rese note in AGATE, CATALANO, LO IACONO *et alii* (2005), hanno consentito di definire, almeno in parte, la carta geologica del settore marino del Foglio “Paceco” in cui sono visibili:

i) 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*), prima descritti; ii) i subaffioramenti dei depositi

compresi nel supersistema Noemi (prima illustrati); iii) i subaffioramenti di depositi carbonatici mesozoici, cartografati in quelle aree dove le conoscenze derivanti dall'analisi sismostratigrafica sulla copertura recente/attuale indicavano spessori inferiori agli 0,2 ms (tempi doppi); la presenza di tali depositi è stata segnalata nei paragrafi della Stratigrafia (**Titolo V**); iv) la distribuzione delle biocenosi a fanerogame marine (descritta più avanti nel paragrafo 2); v) la distribuzione delle cronosopache dei depositi plio-pleistocenici che, oltre ad evidenziare la potenza di questi depositi, ha messo in evidenza l'esistenza di bacini generalmente sin-tettonici. Questa ricostruzione ha condotto alla definizione di una carta tematica descrittiva del probabile assetto geologico della superficie sepolta dai sedimenti plio-pleistocenici (v. Tav. III).

2. - DISTRIBUZIONE DELLE BIOCENOSI A FANEROGAME MARINE

Nella porzione sommersa del Foglio è presente un esteso e fitto posidonieto che ha colonizzato un fondale per lo più costituito da sedimento sciolto fine (sabbie in prevalenza bioclastiche) ma che, per larga parte, oggi si sviluppa anche su una spessa *matte* che ha ricoperto gli originali fondali sabbiosi. La prateria a *Posidonia oceanica* (L.) DELILE, specie endemica del Mar Mediterraneo, è presente pressoché ovunque, ad eccezione di limitate chiazze ampie al massimo un paio di chilometri, distribuite a macchia di leopardo e rinvenute solamente a profondità superiori ai 20 m. Nello Stagnone di Marsala, *P. oceanica* forma delle strutture ad atollo (*atollo-shaped structures*) e delle strutture recifali (*récif-barrière*), come sottolineato da CALVO & FRADA' ORESTANO, 1984.

La prateria è attualmente in fase di estrema sofferenza, con la scomparsa quasi totale nella porzione settentrionale delle strutture ad atollo; queste ultime resistono solo nella porzione meridionale.

Nella parte settentrionale, *P. oceanica* è stata sostituita da *Cymodocea nodosa* (UCRIA) ASCH e da *Caulerpa prolifera* (FORSSK) LAM.

Caulerpa prolifera e *Caulerpa racemosa* (FORSSK) J. AGARDH, hanno colonizzato anche i posidonieti siti al largo del Bue Marino.

Attorno all'Isola di Favignana il grado di copertura della prateria raggiunge anche l'80% e generalmente non scende sotto il 65% (v. in AGATE, CATALANO, LO IACONO *et alii*, 2005). Grazie ad una generalmente buona qualità delle acque, il limite superiore della prateria si spinge fino ad un solo metro di profondità mentre il limite inferiore si aggira intorno ai -35 m nel settore nord-occidentale del foglio. Molto di rado (v. area a nord di Favignana) la prateria si presenta mista a macchie di *Cymodocea nodosa* (UCRIA) ASCH, una fanerogama che colonizza sedimenti medio-fini e che riesce a tollerare anche acque più torbide di quanto non riesca a sopportare la *Posidonia oceanica*.

La prateria si sviluppa su *matte* soprattutto lungo il braccio di mare che si estende tra l'Isola di Favignana e la terraferma, inframmezzata da rari canali *intramatte* con evidenti *ripple marks*, mentre si accresce su sabbia o su sabbia mista a *matte* a nord ed a sud dell'Isola di Favignana; attorno all'isola può anche rinvenirsi su roccia ma limitatamente ad una stretta fascia costiera; chiazze di *Posidonia oceanica* su roccia si ritrovano anche lungo la fascia costiera sud-orientale dell'Isola di Levanzo ed in corrispondenza di limitati affioramenti del substrato roccioso localizzati in vari settori del Foglio e modellati alla sommità da superfici di abrasione marina.

Lo scarso apporto sedimentario proveniente dalla terraferma, unito ad un sostenuto idrodinamismo, è uno dei fattori ambientali che concorre allo sviluppo della prateria; solamente attorno a Punta Marsala (estrema propaggine sud-orientale dell'Isola di Favignana) la struttura del posidonieto interagisce con un'intensa dinamica sedimentaria (probabilmente favorita da un'accelerazione delle correnti, a causa della quale la prateria viene periodicamente attraversata da cospicui apporti sabbiosi subendo fenomeni di temporaneo seppellimento (v. in AGATE, CATALANO, LO IACONO *et alii*, 2005).

Altri fattori geologici che probabilmente hanno favorito la diffusione della prateria su un areale così vasto sono stati: la litologia carbonatica del substrato roccioso che favorisce l'ancoraggio delle radici; la morfologia sub-pianeggiante per ampia parte dei fondali, che consente l'accumulo della *matte*; la taglia prevalentemente sabbiosa dei sedimenti superficiali. In questo contesto sono riconoscibili in locale alternanza alle praterie a *Posidonia oceanica* dei substrati duri (Coralligeno di piattaforma) presenti nelle falesie sommerse e negli alti sommersi con sporadiche identificazioni della formazione di "*maerl* e *praline*".

Nel complesso la prateria presenta un discreto stato di conservazione anche se a luoghi sono riconoscibili i segni del degrado prodotti dagli ancoraggi, soprattutto in corrispondenza degli approdi più attraenti per i diportisti, e dai divergenti delle reti a strascico. In prossimità dei centri abitati si riconoscono anche gli effetti degli scarichi urbani, che si attenuano procedendo verso il largo in virtù dei processi di autodepurazione delle fanerogame.

PROGETTO

CARG

VII - TETTONICA

1. - L'ASSETTO GEOLOGICO DELL'ESTREMITÀ OCCIDENTALE DELLA SICILIA. UNA INTRODUZIONE.

Per una migliore comprensione della struttura tettonica dell'area studiata appare utile introdurre preliminarmente alcune informazioni sul complesso assetto dell'intera estremità occidentale della Sicilia (Fig 6. e Tav. in cornice) nella quale ricade il Foglio "Paceco". Il quadro geologico regionale precedentemente noto consente di distinguere:

- a) un settore settentrionale, fortemente raccorciato, formato da una pila di unità tettoniche il cui spessore complessivo è di almeno 12 km;
- b) un settore meridionale in cui il multistrato sedimentario mostra un minore raccorciamento tettonico ed è riferibile ad un *foreland* deformato.

Questo complesso assetto è stato descritto in lavori precedenti (CATALANO *et alii*, 2002 e bibliografia *ibidem*, CATALANO *et alii*, 2013a) ed è ben rappresentato dalla sezione crostale raffigurata nella Fig. 81a.

In questa parte della Sicilia, i caratteri geofisici e le profondità delle maggiori strutture crostali sono evidenziati da dati magnetometrici e gravimetrici. I risultati di questi ultimi (riportati originariamente in BORNATI *et alii*, 1997; confermati dagli studi di CASSANO *et alii*, 2000) individuano nella Sicilia occidentale un basamento "magnetico" che si estende tra l'*offshore* di Capo S. Vito, dove è segnalato alla profondità di 12-13 km, e l'area di Castelvetrano-Capo San Marco (Sicilia meridionale, Fig. 82a) dove lo stesso sarebbe profondo attorno ai 10 km.

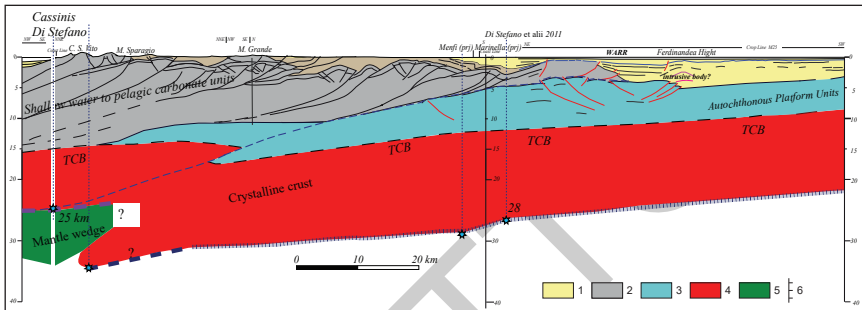


Fig. 81a - Settore centrale (vedi traccia in nero in Fig. 81b) della sezione crostale che attraversa il Mediterraneo centrale tra il Fronte di Drepano e Pantelleria (modif. da CATALANO, 2013). La sezione qui rappresentata (modif. da CATALANO R. et alii, 2015) offre una ricostruzione (basata su dati geologici e geofisici) dell'assetto strutturale profondo della Sicilia occidentale ed in particolare (nella sua parte settentrionale) della regione su cui insiste l'area del Foglio studiato. 1. Depositi plio-pleistocenici. 2. Unità stratigrafico-strutturali meso-cenozoiche. 3. Unità carbonatiche non deformate. 4. Basamento (crosta continentale). 5. Mantello subcrostale. 6. Indagini sismiche SSD.

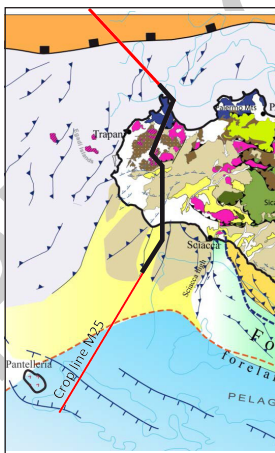


Fig. 81b - La carta (che è parte della Fig. 6) riporta la traccia della sezione geologica crostale dell'area compresa tra il Fronte di Drepano (a nord) e l'Isola di Pantelleria (a sud). La traccia in nero corrisponde al settore rappresentato nel profilo geologico di Fig. 81a.

Questi valori relativi alla profondità del basamento in questa regione sono confermati dalle indagini SSD di sismica a rifrazione (CHIRONI *et alii*, 2000) e dalla interpretazione di Profili Crostali marini nel Tirreno Meridionale (CROP MARE, SCROCCA *et alii*, 2003). Nel profilo magnetometrico di Fig. 82a la presenza di una leggera culminazione del basamento intorno ai 9 km di profondità nell'area circostante l'allineamento ovest-est Marsala-Montagna Grande (v. Fig. 82b) è stata ipoteticamente interpretata come una scaglia tettonica dello stesso basamento (CATALANO *et alii*, 2013a). La carta delle anomalie di BOUGUER (Fig. 82b, mod. da ENI-AGIP) mostra una maggiore definizione rispetto al modello gravimetrico accreditato per la penisola italiana (riportato in FINETTI *et alii*, 2005). Nella carta gravimetrica del settore occidentale della Sicilia (Fig. 82b) sono infatti riconoscibili (ad una profondità tra 3 e 6 km) tre pronunciati alti gravimetrici a direzione OSO/ENE separati da due bassi strutturali. Gli alti si sviluppano in corrispondenza rispettivamente i) della Penisola di San Vito e degli adiacenti Monte Erice (Trapani) e Monte Inici (Castellammare del Golfo); ii) dell'allineamento OSO-ENE congiungente Marsala ed Alcamo e iii) dell'allineamento SO-NE Mazara-Salemi. I bassi gravimetrici si alternano agli alti prima descritti nella regione che si sviluppa a sud di Trapani e della Penisola di Capo San Vito fino Castellammare

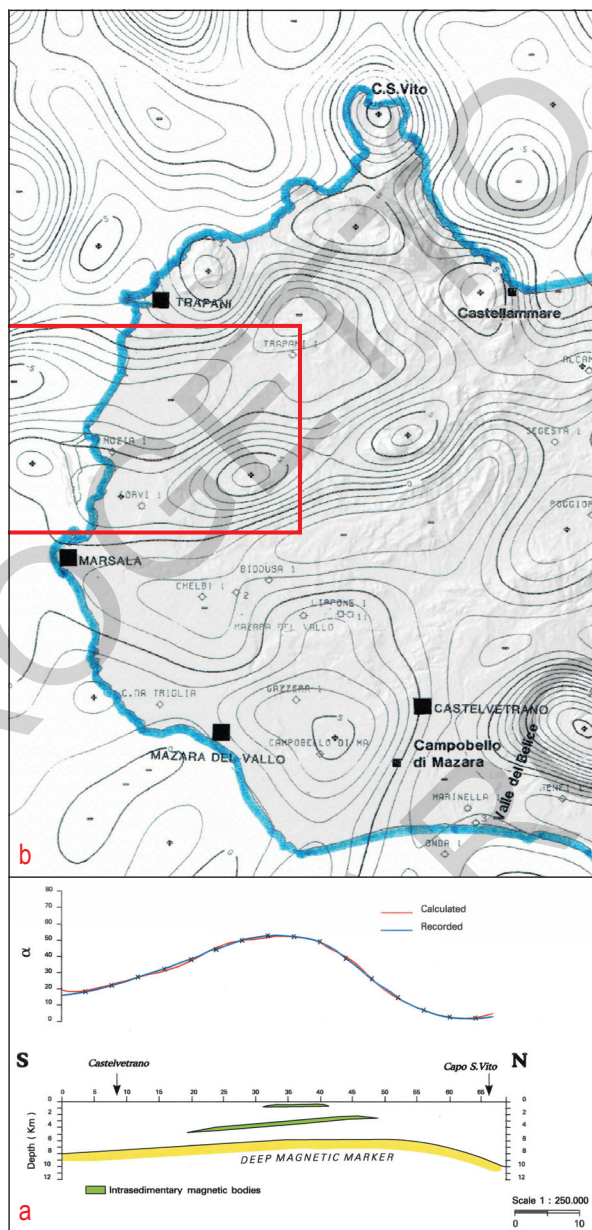


Fig. 82 - a) Profilo magnetometrico attraverso la Sicilia Occidentale tra Capo san Vito e Castelvetro. b) Carta delle anomalie di BOUGUER, filtrate alla profondità di 3-6 km (MURGIA, 1989). Il rettangolo in rosso indica l'ubicazione del Foglio 605 "Paceco".

e lungo l'allineamento Marsala-Biddusa-Segesta. Il significato geologico del modello gravimetrico risulta piuttosto complesso quando riferito tanto al tetto dei carbonati, quanto all'esistenza di significative depressioni degli stessi, quali quelle riportate nella carta strutturale della Sicilia occidentale (in cornice al Foglio).

Nell'estremità settentrionale della Sicilia occidentale, il motivo strutturale più significativo è dato dalla sovrapposizione tettonica delle successioni dei paleodomini Panormide e Prepanormide sulle successioni carbonatiche di facies Trapanese o Trapanese-Saccense (CATALANO *et alii*, 2002). Le Unità Prepanormidi (cui appartengono i terreni carbonatici e elastici mesozoico-paleogenici affioranti nel Foglio), sono state recentemente descritte in letteratura come scaglie tettoniche di limitato spessore (*thrust sheet* pellicolari) originariamente messe in posto nel Miocene superiore con geometrie di tipo *ramp-flat* (BORNATI *et alii*, 1997; CATALANO *et alii*, 2002 e bibliografia *ibidem*).

Secondo questi Autori, le unità tettoniche si sarebbero ulteriormente embriate a partire dal Miocene superiore con prevalente direzione di trasporto sud orientale. Regionalmente le unità pellicolari si proseguono nel sottosuolo immergendosi con generale vergenza meridionale. L'andamento di questo fronte nel sottosuolo è stato riconosciuto grazie ai dati dei profili sismici a riflessione. Le Unità strutturali Trapanesi (mai affioranti nel Foglio "Paceco") sono diffusamente presenti nel sottosuolo e si continuano nell'adiacente settore offshore del Foglio; riaffiorano regionalmente (v. Carta Tettonica in cornice e in Tav. I) sia a sud-est (Montagna Grande) sia a nord (Monte Erice) rispettivamente negli adiacenti Fogli "Alcamo" e "Trapani" (Fig. 1). Nell'area orientale immediatamente adiacente al Foglio, gli Autori prima ricordati hanno messo in luce un assetto strutturale definito dalla sovrapposizione di tre rampe carbonatiche che corrispondono, spostandosi da NO a SE, a tre significative U.S.S. (Erice, Montagna Grande e Lippone (rispettivamente e, g, l) in Fig. 82c)). La loro deformazione è ritenuta originata dalla tettonica plio-pleistocenica (CATALANO, 1987; CATALANO *et*

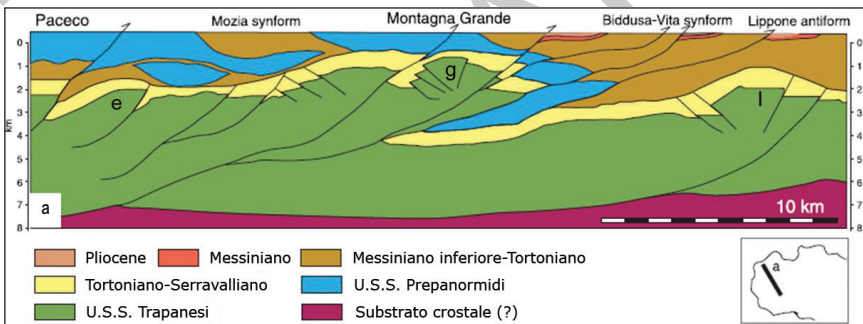


Fig. 82c - La sezione geologica profonda (ripresa da BORNATI *et alii* (1997)) attraverso la regione della Sicilia Occidentale (comprendente anche il Foglio "Paceco"). I simboli e, g, l indicano le U.S.S. Erice, Montagna Grande e Lippone rappresentative, a scala regionale, della strutturazione del Dominio Trapanese.

alii, 1989, 2002). Questo evento compressivo avrebbe rideformato anche le unità Prepanormidi, precedentemente messe in posto, e coinvolto progressivamente i sovrastanti depositi clastico-terrigeni dei bacini sintettonici mio-pliocenici. La sequenza di eventi tettonici modifica a luoghi gli originari rapporti geometrici dando luogo a strutture di *thrust envelopment* (OLDOW *et alii*, 1990; CATALANO *et alii*, 2002).

Nel complesso, il multistrato sedimentario deformato mostra che la gran parte delle pieghe e delle faglie con direzione ONO-ESE e NO-SE sono state rideformate a loro volta lungo il *trend* NE-SO. Le strutture, come si illustrerà più avanti, appaiono dissezionate anche da faglie di tipo *strike slip* e *dip-slip*.

2. - SCHEMA DELL'EDIFICIO STRUTTURALE NEL FOGLIO "PACECO". UNA CHIAVE DI LETTURA

Il Foglio "Paceco" occupa l'area centro-settentrionale della regione prima sommariamente descritta e pertanto gran parte delle strutture e dei terreni della stessa sono presenti nel Foglio in cui abbiamo distinto, metodologicamente, un settore orientale emerso e un settore occidentale sommerso (Tab. IV). Nel settore orientale i rilevamenti di superficie, l'analisi stratigrafica, lo studio delle strutture alla scala cartografica, mesoscopica e dell'affioramento (vedi § 3.1., Tab. V) sono stati integrati con i dati provenienti dall'interpretazione dei profili sismici a riflessione (le cui tracce sono riportate in Fig. 11), calibrati dalle analisi lito- e biostratigrafiche dei pozzi profondi per ricerche di idrocarburi (Fig. 12). L'elaborazione

	SETTORE SOMMERSO	SETTORE EMERSO	Età Deform.
DOMINI PREPANORMIDI	U.S.S. BUSETO PALIZZOLO		(I) TORTONIANO INFERIORE
	Depositi carbonatici, silico- e clastico-carbonatici (Meso-Cenozoico)		
	Subun. MISLISCEMI / Subun. SCORACE		(II) MIOCENE
	Subun. CORVI / Subun. SIGGIARE		
DOMINI TRAPANESI SACCENSI	U.S.S. EGUSEA		(I) TORTONIANO MESSINIANO
	Depositi carbonatici e silico clastici (Meso-Cenozoico)		(II) MIOCENE
	Subun. LEVANZO / Subun. FAVIGNANA / Subun. MOZIA		
	U.S.S. TRAPANESI		(II) PLIOCENE/ PLEISTOCENE INF.
	U.S.S. ERICE / U.S.S. MONTAGNA GRANDE / U.S.S. LIPPONE		

Tab. IV - Schema sintetico delle U.S.S. e subunità tettoniche riconosciute nel Foglio "Paceco". Vengono riportati i rapporti geometrici, gli originari domini paleogeografici e le probabili età di deformazione.

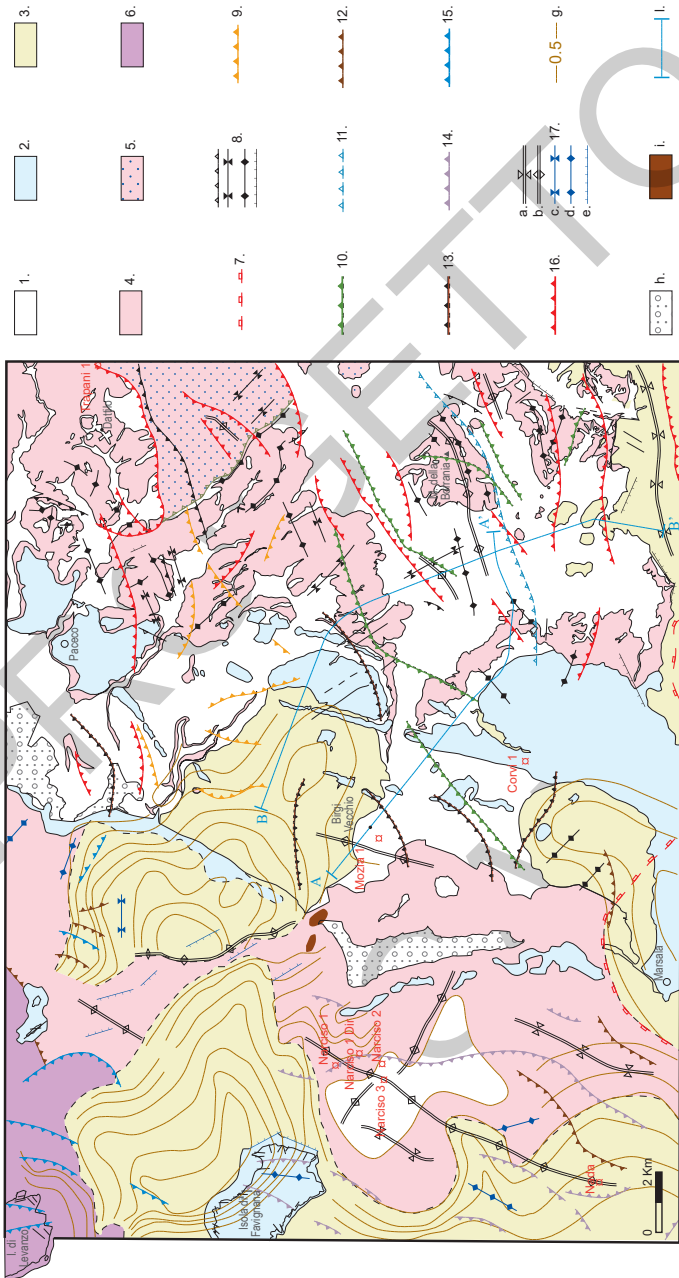
e l'integrazione di questi dati nelle numerose sezioni geologiche profonde e pellicolari (vedi § 3.2.) ha consentito di estrapolare in profondità i rapporti geometrici tra le varie unità tettoniche affioranti e valutare le loro dimensioni spaziali. Nel settore occidentale (citato anche come "settor sommerso"), le informazioni sono state raccolte soprattutto sulla base della interpretazione di profili sismici a riflessione, calibrati dai pozzi stratigrafici per ricerche di idrocarburi (vedi § 3.3.). Dati non sempre comparabili (qualitativamente e quantitativamente) con quelli raccolti nel settore emerso.

Tuttavia, nell'insieme, i dati disponibili e la loro interpretazione sono in grado di offrire una sostanziale omogeneità per la conoscenza dell'intero Foglio (v. Carta Tettonica, Tav. I). Per consentire una migliore lettura dei dati e delle conclusioni da questi scaturite, vengono qui anticipati gli schemi strutturali ricostruiti ed una breve definizione delle U.S.S. riconosciute separatamente per le aree emerse e sommerse (v., per queste ultime, Tab. IV e § 3.3.).

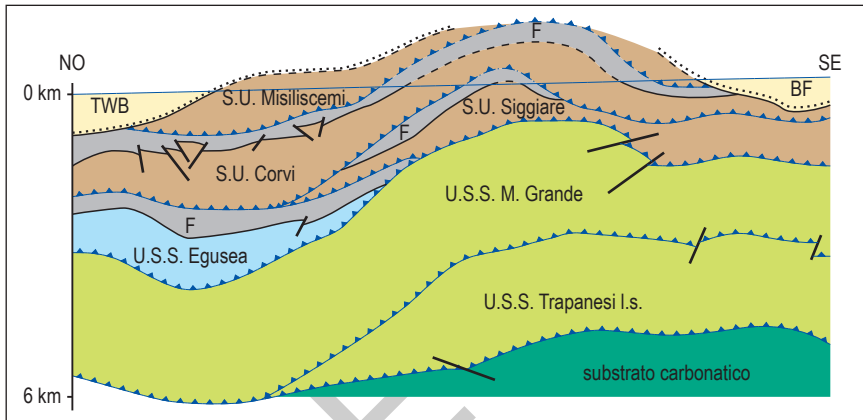
La Carta Tettonica (Tav. I, in cornice) e lo schema dei rapporti stratigrafici e strutturali (Tav. II e Tab. IV), qui riportati, evidenziano come l'U.S.S. Buseto Palizzolo (4 in Tav. I), l'elemento geometricamente (e strutturalmente) più elevato, rappresenti la sola unità strutturale affiorante in terra e subaffiorante in gran parte del settore sommerso del Foglio (nel cui angolo nord occidentale affiorano i terreni dell'U.S.S. Egusea, subunità Levanzo, 6 in Tav. I).

Pertanto non potendo rappresentare le sottostanti Unità e le relative subunità, abbiamo riportato nella Carta Tettonica i caratteri strutturali (fronti, faglie inverse e dirette etc.) con simboli e colori specifici scelti per rappresentare ciascuna di esse. In questa complessa rappresentazione abbiamo riservato particolare attenzione ai depositi che ricoprono in discontinuità le unità strutturali (in realtà la sola Buseto Palizzolo): depositi pleistocenici (2 in Tav. I) e depositi plio-pleistocenici che colmano i bacini di *wedge-top* (3 in Tav. I). Si ipotizza che il tetto delle unità strutturali si infletta al di sotto delle depressioni bacinali. Spessori (in cronoisopache) ed estensione dei riempimenti dei bacini di *wedge-top* individuano strutture fisiograficamente continue tra la parte emersa e sommersa del Foglio. Fra le subunità pertinenti alla U.S.S. Buseto Palizzolo viene distinta la subunità Scorace (5 in Tav. I) per la presenza in affioramento dei depositi miocenici dell'unità stratigrafica **BCO**.

Lo schema dei rapporti stratigrafici e strutturali (Tav. II) è mutuato, essenzialmente, dai dati del sottosuolo forniti dall'interpretazione di profili sismici multicanale, ben calibrati dai pozzi profondi. Lo stesso è in grado di mostrare sia lo *stack* attuale delle unità tettoniche, sia la vergenza preferenziale delle subunità pertinenti ciascuna Unità di primo ordine: in particolare si evidenzia il cuneo di scaglie (*thrust* o *nappe wedge*) costituenti l'U.S.S. Buseto Palizzolo. I rapporti strutturali non sono sempre così netti in superficie, a causa della copertura regolitica che oblitera le geometrie e le variazioni litologiche.



Tav. 1 - Carta Tettonica: 1 - Depositi continentali attuali e recenti. 2 - Depositi pleistocenici discordanti sul sistema catena-avanfossa. 3 - Depositi del Messiniano-Pleistocene I.s. nei bacini di wedge top. 4 - Depositi delle subunità Misilsicemi, Corvi, Siggiate e Scorace (subunità Levanzo). 5 - Raggruppate nell'U.S.S. Buseto Palizzolo (4). 6 - Depositi della U.S.S. Egusea (subunità Levanzo). 7 - Terminazione meridionale del fronte tettonico sepolto dell'U.S.S. Buseto Palizzolo. 8 - Elementi tettonici riconosciuti in superficie (generalmente misurati nei terreni affioranti dell'U.S.S. Buseto Palizzolo). Tracce di faglie e thrust delle subunità Misilsicemi (9), Corvi (10), Siggiate (11) e delle varie falde sommerse o indistinte, raggruppate nella U.S.S. Buseto Palizzolo (12). Tracce dei fronti e/o thrust delle subunità Mozia (13), Favignana (14), Levanzo (15) pertinenti alla U.S.S. Egusea. 16 - Tracce dei fronti e/o thrust delle Unità Trapanesi ed in particolare dell'U.S.S. Montagna Grande. 17 - Assi strutturali regionali di sinformi/antiformi (a, b di età post-messiniana) e pieghe, faglie dirette e inverse (c, d, e di età post-Pliocene medio in mare); isocronopache dei depositi plio-pleistocenici (g); Saline (h); depositi subaffioranti (i); traccia sezione (l).



Tav. II - Schema dei rapporti stratigrafici e strutturali tra le varie U.S.S. e subunità S.U., riconosciute nel settore emerso del Foglio "Paceco". Le subunità Misiliscemi, Corvi, Siggiaie appartengono alla U.S.S. Buseto Palizzolo. L'U.S.S. Egusea è qui rappresentata dalla subunità Mozia. Le unità carbonatiche (Montagna Grande, Trapanesi e substrato carbonatico) sono costituite da depositi di piattaforma e di margine carbonatico). TWB: depositi di bacini di wedge top. F: depositi miocenici sintettonici (SIC, TRV, GPQ), spesso coinvolti nella tettonica del substrato prepanormide. BF: bacini di foreland. La scala delle ordinate riporta spessori e profondità dei corpi geologici ricostruiti sulla base dei pozzi e profili sismici a riflessione. Gli spessori delle unità erose sono necessariamente indicativi.

Nella descrizione delle strutture tettoniche racchiuse nella regione del Foglio si farà riferimento, per chiarezza di esposizione, ad un'area più vasta comprendente anche gli adiacenti territori dei Fogli contigui (tra cui in particolare, il Foglio "Isole Egadi", Fig. 1).

2.1. - AREE EMERSE

L'edificio tettonico, affiorante nel settore emerso del Foglio, consiste di unità tettoniche derivanti dalla deformazione dei terreni triassico-miocenici del paleodominio Prepanormide e Trapanese. La più alta, nell'edificio, è l'U.S.S. Buseto Palizzolo (Tab. IV) che corrisponde ad un cuneo di scaglie tettoniche (subunità Misiliscemi, Corvi/Siggiaie, Scorace, Tab. IV e Tavv. I e II) costituite in gran parte da depositi dell'intervallo temporale di età Giurassico superiore-Miocene medio. La stessa è stata definita nell'adiacente Foglio "Castellammare del Golfo" (SGI, 2011) per rappresentare terreni che sono litologicamente e fisicamente correlabili con quelli affioranti nel Foglio "Paceco". L'U.S.S. si sovrappone tettonicamente (Tab. IV, Tavv. I e II) ai terreni raggruppati nelle U.S.S. Egusea (Tab. IV) e Paceco/Montagna Grande (Tab. IV). Nell'U.S.S. Egusea, costituita dai depositi triassico-miocenici del paleodominio Prepanormide, vengono distinte: la

subunità Mozia ben identificabile nel sottosuolo, in quanto raggiunta ed attraversata dal Pozzo Mozia 1 (vedi Sezione geologica AA' nel Foglio e traccia in Fig. 94) e le subunità Levanzo e Favignana affioranti *pro parte* nelle omonime Isole e sommerse nel settore marino adiacente (settoro occidentale del Foglio). I rispettivi limiti laterali di queste subunità sono mal definiti (Tav. I).

I depositi carbonatici mesozoico-miocenici, derivanti dalla deformazione del paleodominio Trapanese (Piattaforma carbonatica Trapanese *Auct.*), sono raggruppati in differenti U.S.S. (v. § 2) che rappresentano le strutture tettoniche geometricamente più basse nell'edificio tettonico (Tab. IV). L'U.S.S. Montagna Grande (CATALANO *et alii*, 1989; BORNATI *et alii*, 1997) è la struttura più significativa e, pur non affiorante nell'area del Foglio "Paceco" (nel cui sottosuolo viene riconosciuta grazie ai profili sismici calibrati dal Pozzo Trapani 1), si rinviene nelle aree immediatamente adiacenti al Foglio. La relativa successione-tipo affiora ed è misurabile alla Montagna Grande (Carta regionale, in cornice), un rilievo situato nell'adiacente Foglio "Alcamo" a qualche chilometro dal limite orientale del Foglio.

La conoscenza dell'assetto strutturale della regione contribuisce alla ricostruzione della paleogeografia della regione.

2.2. - AREE SOMMERSE

Per il settore marino, i dati raccolti sono più limitati ma sufficienti a fornire informazioni essenziali, fino a significative profondità, sulle successioni stratigrafiche e sulle strutture tettoniche sommerse. I profili sismici ad alta penetrazione (Fig. 11), tarati con i pozzi profondi per ricerche di idrocarburi ed integrati dai dati del sottofondo, consentono di acquisire tale conoscenza.

Le U.S.S. riconosciute (Tab. IV) sono, a partire da quelle geometricamente più alte:

a) U.S.S. Buseto Palizzolo nella sua continuazione sottomarina (prima ricordata); è rappresentata da corpi tettonici dislocati ed impilati a formare un vero e proprio cuneo di accrezione (v. sezioni geosismiche di Figg. 96, 101-102). Quest'ultimo, nel suo insieme, si sovrappone alla pila di unità tettoniche carbonatiche sottostanti la cui modalità di deformazione e successivo *stacking* è legata invece a meccanismi di tipo *ramp-flat*.

b) U.S.S. Egusea che comprende, oltre alla probabile continuazione in mare della subunità Mozia (in realtà poco accertabile), le parti sommerse delle subunità Levanzo e Favignana;

c) U.S.S. Trapanesi equivalenti, non distinguibili, ma rappresentate da successioni meso-cenozoiche raggiunte dal Pozzo Nada e correlabili per facies e posizione strutturale alle successioni pertinenti al paleodominio Trapanese/Saccense

(CATALANO, 1987; ARGNANI *et alii*, 1989).

I dati qui raccolti consentono di ricostruire, per la prima volta, l'assetto geologico del settore sommerso, finora mai rappresentato negli studi precedenti della regione orientale degli Stretti di Sicilia.

L'interpretazione della rete di profili sismici in mare ha consentito la costruzione di sezioni geosismiche e geologiche (riportate più avanti). I dati mostrano chiaramente i rapporti descritti e, nel contempo, consentono di correlare le unità tettoniche sommerse con quelle riconosciute nel settore emerso, offrendo una buona comparazione dell'assetto stratigrafico-strutturale dell'intera area rappresentata nel Foglio (Tav. I).

L'assetto così determinato, pur giovandosi dei nuovi contributi, non contrasta tuttavia con le ricostruzioni precedentemente acquisite a scala regionale nel settore (CATALANO, 1987; CATALANO *et alii*, 1989; ARGNANI *et alii*, 1989; ANTONELLI *et alii*, 1991).

3. - ANALISI DELLE STRUTTURE E LORO RICOSTRUZIONE

3.1. - DATI STRUTTURALI RACCOLTI IN AREE DI AFFIORAMENTO SIGNIFICATIVE

Vengono qui di seguito illustrati i risultati delle misure strutturali raccolte in differenti località della regione del Foglio e schematicamente riportati nella Tab. V.

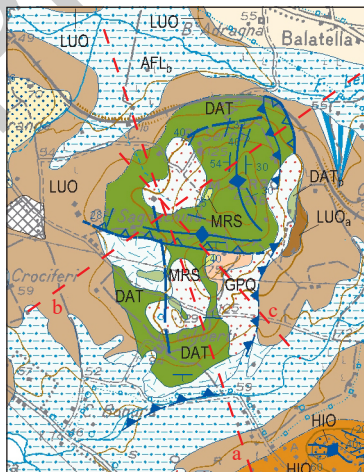


Fig. 83a - Carta geologica dell'area di M. Serro. Sono riportate le tracce delle sezioni pellicolari di Fig. 83b.

3.1.1. - Monte Serro

Nel rilievo di Monte Serro (situato ad est dell'abitato di Napola), allungato in direzione N-S (Fig. 83 a, b cartina e sezione), è possibile osservare pieghe minori con assi orientati NNE-SSO e successivi E-O (di età successiva e nel complesso testimonianza di una intensa deformazione duttile). Nel versante occidentale il rapporto tra **DAT** e **LUO** è risolto da una superficie paraconforme (di scollamento?). Il versante orientale del rilievo è bordato da una *thrust* con direzione circa NNE-SSO che sovrappone le pelagiti delle calcilutiti di Dattilo, localmente del Cretacico Superiore, sui termini oligomiocenici delle Argille marnose, calcari ed

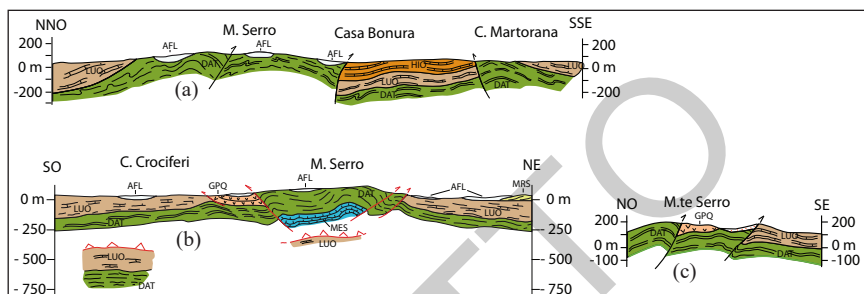


Fig. 83b - Sezioni geologiche che attraversano l'area di M. Serro.

arenarie glauconitiche di Monte Luziano (**LUO**). Presso Baglio Rabbice (versante meridionale di M. Serro), si osserva invece la sovrapposizione delle calcilituti di Dattilo sui depositi gessosi del Messiniano superiore (Fig. 83b, 84). Il contatto avviene lungo un piano di faglia inversa ad alto angolo, orientato circa E-O, nel quale si misura un trasporto tettonico meridionale. Nei depositi gessosi (**GPQ**) si misurano pieghe disarmoniche (Tab. V) con piano assiale poco inclinato, generalmente coricate, orientate circa E-O. Questa deformazione è accompagnata dall'enucleazione a tetto e a letto di faglie inverse e di pieghe con asse orientato circa NNE-SSO ed E-O/ONO-ESE.

3.1.2. - Da Timpone Sapone a Rocche Emilio (Costa Chiappera) e Timpone Alto Iola (Figg. 85-90)

I dati qui riportati provengono tanto dall'area del Foglio geologico (Fig. 85a), quanto dal profilo geologico profondo di Fig. 85b. La regione indagata corrisponde ad un allineamento, orientato lungo la direzione NE-SO, dei rilievi di Rocche



Fig. 84 - Affioramento di marne calcaree appartenenti alle calcilituti di Dattilo (in sinistra) poggianti per faglia inversa (tratto in rosso) sui gessi e gessareniti del GPQ lungo un piano orientato circa ONO-ESE e immergente a nord. Loc. Baglio Rabbice. Da notare i livelli gessosi messiniani a loro volta intensamente deformati secondo pieghe strizzate (tratti in bianco) con asse orientato circa ONO-ESE (N 290°) con vergenza meridionale.

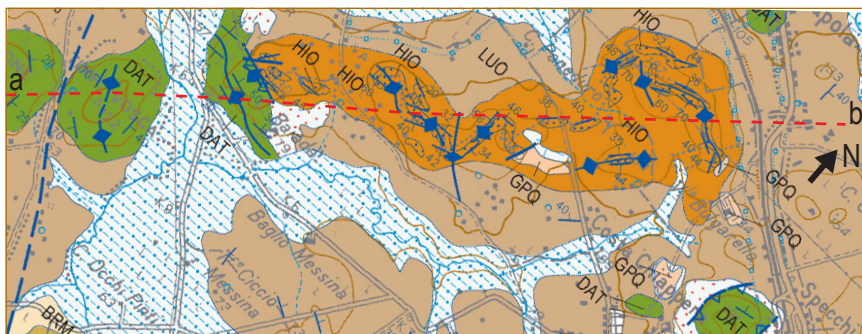


Fig. 85a - Carta geologica di dettaglio della regione di Rocche Emilio. Sono presenti alcune delle località indagate. La traccia a-b della sezione geologica pellicolare illustrata in Fig. 85b attraversa alcune delle località sede di stazioni mesotettoniche.

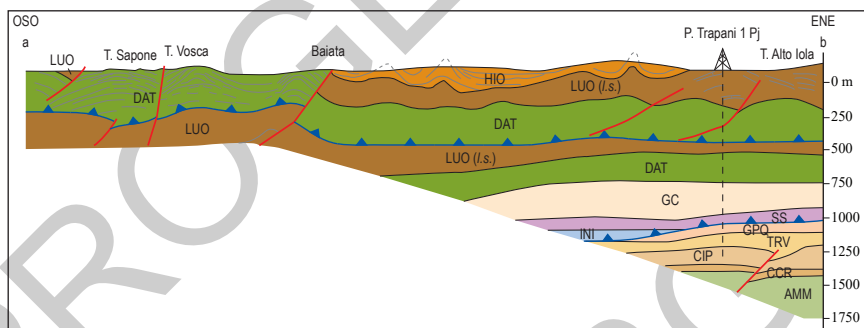


Fig. 85b - Sezione geologica (g; per la traccia, vedi Figg. 85a e 94) dell'area rappresentata in Fig. 85a. La sezione è estrapolata in profondità, nel suo settore nord-orientale, grazie al contributo dei dati del sottosuolo offerti in particolare dal Pozzo Trapani 1 (qui proiettato) che ha calibrato le linee sismiche a riflessione.

Emilio, il mammellone di Costa Chiappera, Casa Martorana, Timpone Vosca, Timpone Sapone, Contrada Carestia (vedi rilievi pellicolari e riferimenti nella sezione geologica di Fig. 85a, b).

Nelle intercalazioni bioalcarenitiche del “Mischio” e nelle calciliti di Dattilo, che si trovano generalmente al culmine di questi rilievi, si misurano spettacolari strutture a pieghe:

- nel settore nord-orientale i depositi del Mischio danno luogo ad allineamenti di banconi verticalizzati, talora rovesciati (Figg. 31, 86, 87); nel loro insieme questi strati costituiscono i fianchi di pieghe anticlinali strizzate con direzione assiale media compresa tra NE-SO e ONO-ENE (Fig. 87, Tab. V);

- nell'estremità sud-occidentale di Costa Chiappera (Case Martorana) una faglia inversa orientata circa NO-SE sovrappone le calciliti di Dattilo (Sezione geologica in Fig. 85 b) sui depositi miocenici dell'Unità **HIO** qui rappresentati da

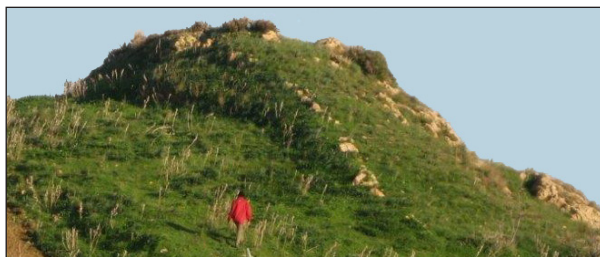


Fig. 86 - Depositi carbonatici del Mischio deformati in una anticlinale erosa al nucleo, con fianchi sub paralleli verticalizzati, che emergono dalle colline dove sono presenti i termini silico-clastici della formazione. Località Rocche Emilio.



Fig. 87 - Terminazione periclinale di una anticlinale asimmetrica con asse (traccia in rosso) orientato circa ONO-ESE e vergenza SSO. Rocche Emilio (Fig. 85a).

banchi, in giacitura rovesciata, di biocalcareniti e biocalciruditi (“Mischio”) intercalati ad argille. Le calcilutiti di Dattilo mostrano evidenti strutture da *boudinage* (Fig. 88) e sono piegate secondo sistemi di pieghe parallele e con una direzione assiale media orientata circa ONO-ESE cui si accompagnano in subordine pieghe orientate circa N-S (Tab. IV);

- nelle collinette di Dattilo a nord-ovest del centro abitato (C.da Serbatoio), la successione affiorante (le calcilutiti di Dattilo) appare dislocata in due segmenti da una faglia inversa a ridotto rigetto, e piegata secondo due *trend* principali NO e NE; il secondo *trend* coinvolge anche gli adiacenti depositi gessosi messiniani, consentendone la sua datazione. Valori simili si ricavano dai dati mesostrutturali



Fig. 88 - Strutture da boudinage nelle calcilutiti di Dattilo. Loc. Casa Martorana.

li a case Chiappera lungo il versante sud occidentale di Costa Chiappera immediatamente ad ovest di Dattilo in cui i calcari eocenici di **DAT** appaiono molto deformati (Fig. 89a, b).

Verso occidente, gli isolati rilievi di Timpone Vosca, Timpone Sapone e Contrada Carestia corrispondono ad antiformali irregolari interessate da due sistemi di pieghe a direzione 0° - 60° il più antico e 300 - 320°



Fig. 89a, b - *Case Chiappera. Calcilutiti di Dattilo fortemente deformate (a). Particolare in (b).*

il successivo (Tab. V); ambedue deformano le calcilutiti e marne del Cretaceo superiore-Eocene (calcilutiti di Dattilo); queste ultime (presenti anche nel più meridionale Timpone Margherita) emergono dai circostanti ed incumbenti depositi miocenici dando luogo a limiti che difficilmente risultano mappabili alla scala della carta geologica.

La traccia della sezione geologica (Fig. 85b) si distende nel settore nord orientale del Foglio immediatamente a sud dell'abitato di Dattilo lungo la direzione ONO-ESE, attraversando le zone di affioramento delle principali culminazioni assiali dei terreni cretaceo-eocenici e di quelli miocenici. La sezione geologica che è tarata dal Pozzo Trapani (vedi Fig. 85b) mostra le geometrie (ricostruite) delle strutture plicative che caratterizzano in particolare il settore di Costa Chiappera in cui si riconosce una intensa deformazione plicativa pellicolare (pieghe minori, Tabella V) sviluppatesi nel quadro di una più importante deformazione prima descritta. La sezione mostra anche come le calcilutiti di Dattilo affioranti tra il Timpone Sapone e Casa Baiata si continuino lateralmente, stratigraficamente sottostanti le coperture oligo-mioceniche. A Costa Chiappera, le stesse coincidono con le culminazioni assiali di anticlinali associate a faglie inverse (alti strutturali) che in profondità sembrano ispessire localmente la successione del dominio Prepanormide.

L'interpretazione dei profili sismici a riflessione permette di riconoscere, in prossimità delle anticlinali descritte, un alto strutturale sepolto alla profondità di 1000 metri circa costituito da successioni in facies Trapanese come provato dal Pozzo Trapani 1, ubicato lungo la traccia del profilo geologico

Stazione	Località	Pieghe		Faglie		Thrust (piani)	Vergenza (valori medi)	Litologia (formazione)
		maggiori	minori	dirette/trasc.	inverse			
1	Monte Serro (Baglio Rabbece)	NE-SO (I) ONO-ESE (II)	a) NNE-SSO b) E-O (II)		NNE-SSO E-O ONO-ESE	NNE-SSO	SSE/S	Calclutiti di Dattilo Evaporiti (GPQ)
2	Rocche Emilio	NE-SO (I) ONO-ESE (II)		ONO-ESE NO-SE		sospeso	SE SO	Calcareniti (Mischio)
3	Casa Martorana	ONO-ESE (II) N-S (II)	E-O		NO-SE		S	Calclutiti di Dattilo
4	Timpone Vosca Timpone Sapone	ENE-OSO (I) NO-SE (II)					S (II)	Calclutiti di Dattilo
5	Baglio Vecchio (Dattilo)	NNE-SSO NE-SO (I) ONO-ESE (II) NO-SE/E-O (II)	NNE-SSO ONO-ESE		NE-SO NNO-SSE	NNO-SSE NE-SO (II)	SSO E-SE SSO	Calclutiti di Dattilo Evaporiti (GPQ)
6	Montagn. Borrania	ENE-OSO	NE-SO ENE-OSO	ONO-ESE NNE-SSO (coniug.) NO-SE (trasc. dx)		NE-SO	SSE S	Calcareniti e marne (LUO _a)
7	Costiera Saggiare	NO-SE (I) ENE-OSO (II)	NNO-SSE NO-SE ONO-ESE				SO	Argille ed arenarie (LUO _b)
8	C.da Marcanzotta	NNO-SSE (I) NE-SO (II)		NE-SO				Argille ed arenarie (LUO _b)
9	Costa Guardia	NO-SE (N-S) (I) NE-SO (II) ENE-OSO (II)	NNE-SSO (I)			ONO-ESE (II)		Argille ed arenarie (LUO _b)
10	Levanzo	NNE-SSO	strutture da "pop up"	NO-SE NE-SO	NE-SO (I) NO-SE (II) N-S piani d'ivaggio	N-S NO-SE	E e SE	Calcarei e dolomie (F.ne Sciacca)
11	Maraone e Formica	NNO-SSE blande		NO-SE NE-SO N-S (trasc. sx)				Calcareniti (sintema Marsala)
12	Favignana E (Tonnara Florio)	NO-SE blande		dip slip NO-SE NO-SE trasc.	N-S	N-S NE-SO	E	Calcarei (F.ne Sciacca) Calcareniti (sintema Marsala)

Tab. V - Quadro riassuntivo delle misure strutturali effettuate sui litotipi i cui caratteri reologici consentono la conservazione delle deformazioni. (I) e (II) indicano la cronologia relativa degli eventi tettonici (v. anche Tab. IV).

3.1.3. - Baglio Vecchio

Questa località è racchiusa tra la ferrovia passante per Case Specchia, nei pressi della stazione di Erice (a nord est) ed il centro abitato di Dattilo (a sud ovest).

Le calcilutiti di Dattilo, affioranti nella collina sita immediatamente a nord-est dell'omonimo centro abitato, costituiscono i fianchi di una struttura anticlinale a direzione NNE-SSO (Tab. V). Sono stati misurati: (i) piani di *thrust* a basso angolo con immersione NNE e trasporto tettonico SSO (N 200°) con associate cataclasi foliate (localmente) e (ii) pieghe minori con asse orientato NNE-SSO ed ONO-ESE. Scollamenti interni e *microduplex* sono frequenti (Fig. 90).

Alla base dei versanti orientale ed occidentale del rilievo, si riconoscono piani di faglia inversa ad alto angolo NE-SO, immergenti rispettivamente a NO e SE,



Fig. 90 - Scollamenti e strutture da duplex nelle calcilutiti di Dattilo. Loc. Dattilo.

responsabili della sovrapposizione tettonica delle calcilutiti di Dattilo sulle argille mioceniche della formazione Luziano (LUO) ma anche sui depositi evaporitici messiniani (vedi carta). Questi ultimi affiorano alla base del versante meridionale del rilievo dove si riconoscono locali faglie inverse a trasporto tettonico SSO e strutture plicative con asse medio orientato circa ONO-ESE (N110/12), lunghezza d'onda metrica e vergenza SSO.

3.1.4. - Montagnola della Borranina

Nel settore centro-orientale del Foglio, presso Montagnola della Borranina, affiorano i depositi rappresentati da alternanze di argille sabbiose e calcareniti glauconitiche (LUO_a, LUO_c), costituenti parte di una delle subunità tettoniche della U.S.S. Buseto Palizzolo. Tra le mesostrutture, sono state riconosciute pieghe minori asimmetriche con direzione prevalente NE-SO e ENE-OSO e vergenza SSE (Tab. V). Queste pieghe mostrano spesso il fianco esterno (meridionale) con giacitura verticale. Immersioni notevoli con inclinazioni ad alto angolo si rinvencono ai margini meridionale ed occidentale dell'affioramento. Tra Portella Soprana e Spartivento si rinviene una importante antiformentale regionale orientata ENE-OSO con vergenza SSE. La subunità in sovrascorrimento (costituita in prevalenza dalle calcilutiti di Dattilo e dai depositi di LUO) si sviluppa su un *thrust* a basso angolo

ad immersione NNO, piano subaffiorante alla base del versante sud-orientale del rilievo della Montagnola della Borranìa (Sezione geologica EE', Fig. 99).

Faglie N110 hanno coniugate N20; nelle prime si misurano spostamenti laterali destri con fratture N140 riempite da baritina, fluorite ed ologisto. Nel settore centrale del rilievo, si rinvencono in affioramento i termini eocenici delle calcilutiti di Dattilo (Fig. 19) sottostanti alle calcareniti glauconitiche dell'unità di associazione di facies di Montagnola della Borranìa.

3.1.5. - *Costiere Siggiaie*

Nel settore centro-orientale del Foglio, nell'area di Costiere Siggiaie e del suo prolungamento nordoccidentale fino alla collinetta di Costa Guardia si succedono (alla scala della carta geologica) un importante sistema sinclinale-anticlinale con asse medio orientato circa NO-SE (Tab. V). Nella regione, le arenarie sabbiose giallastre dell'unità di Costiere Siggiaie costituiscono una serie di creste (spesso erose in cima) con direzione NNO-SSE. Le creste rappresentano i fianchi ad alto angolo di pieghe strizzate con direzione assiale prevalente NNO-SSE e NO-SE riconoscibili verso sud fino a Timpone Campana. Di queste strutture si evidenzia prevalentemente solo il fianco esterno (localmente rovesciato) e la zona di cerniera a causa della scarsa continuità laterale degli strati delle arenarie sabbiose. A Baglio Siggiaie, nelle zone più rilevate, i banchi calcarenitici e calciruditici danno luogo a pieghe antiformali mesoscopiche con direzioni ONO-ESE e con piani assiali prossimi all'orizzontale.

In generale, è possibile ricostruire un motivo plicativo con direzione assiale NO-SE, localmente ripiegato lungo la direzione ENE-OSO nel settore meridionale di Costiera Siggiaie.

3.1.6. - *Contrada Marcanzotta*

Questa località (sita nel settore centrale del Foglio) e più ad oriente l'adiacente Timpone dello Sparagio mostrano la presenza di creste (simili a quelle descritte nella regione di Costiera Siggiaie), allungate lungo la direzione NE-SO. I banchi di arenarie sabbiose della litofacies di Costiera Siggiaie (LUO_b) costituiscono una monoclinale con immersione regionale verso nord ovest, a sua volta dislocata da faglie orientate NE-SO. Un gruppo di faglie ad alto angolo, con direzione dei piani NO-SE (che coinvolge anche i depositi del Pleistocene), genera uno spostamento verso SE dei blocchi confinati tra le faglie. In particolare, in quest'area i depositi arenitici affioranti (LUO_b , LUO_d) appaiono scollati rispetto ai sottostanti livelli argillosi (LUO) di età Oligocene-Miocene inferiore, ma entrambi sono deformati *in toto* da blande pieghe con direzione assiale prevalente NE-SO.

3.1.7. - Costa Guardia

I depositi quivi affioranti (**LUO**) sono generalmente deformati da pieghe con asse direzionale medio NO-SE fino a N-S, come si riscontra nel più meridionale Timpone della Campana. Questi assi direzionali appaiono a loro volta coinvolti in pieghe con andamento NE-SO valore misurato anche sui più recenti depositi gessosi messiniani affioranti più a nord (Monte Serro). A Costa Guardia i depositi miocenici della litofacies **LUO_b** mostrano scollamenti interstratali fra litologie calcarenitiche ed argillose generalmente più ispessite alla base. Nell'insieme la litofacies appare deformata da pieghe con direzione assiale di circa 140°, a loro volta coinvolte in piegamenti successivi la cui direzione assiale prevalente oscilla attorno ai 70° (NO-SE e ENE-OSO). Queste strutture plicative vengono ipoteticamente interpretate come l'espressione superficiale di raccorciamenti dovuti a *thrust* presenti nel sottosuolo, orientati ONO-ESE ed immergenti verso NNE (Tab. V). Queste dislocazioni avrebbero rideformato le più antiche strutture plicative già caratterizzate da un asse medio orientato circa NNE-SSO.

3.1.8. - Maraone e Formica

I due isolotti, situati ad est di Levanzo, sono costituiti da depositi pleistocenici deformati in blande anticlinali con assi diretti NNO-SSE. Le strutture sono intersecate da sistemi di faglie dirette orientate NO-SE (prevalentemente) e NE-SO, a loro volta dislocate localmente da faglie, con componente laterale sinistra, a direzione N-S (Tab. V).

3.1.9. - Levanzo

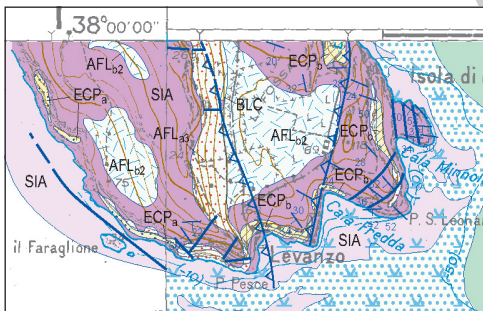


Fig. 91a - Isola di Levanzo. Dettaglio della tettonica distensiva nel settore meridionale dell'Isola (comprendente la parte occidentale della stessa non inclusa nel Foglio).

I dati raccolti ed integrati con quelli già noti (INCANDELA, 1995; ABATE *et alii*, 1999), indicano la presenza di piani di *thrust* orientati N-S fino a NE-SO vergenti verso Est, strutture *duplex* con piani NO-SE (Fig. 91a, b). Le faglie inverse, NO-SE, con componente trascorrente che riprendono i piani di *thrust* precedenti e coinvolgono i depositi pliocenici della Fossa,



Fig. 91b - Strutture triangolari di tipo "pop up" associate a faglie con movimento orizzontale nei calcari triassici-liassici di piattaforma carbonatica. Levanzo.

ai piedi di Pizzo del Monaco, sarebbero attribuibili ad una successiva fase tettonica. Locali micro *pop up* (Fig. 91b). Faglie distensive a gradinata (INCANDELA, 1995) a direzione NO-SE e NE-SO (che ribassano la successione mesozoica verso SO e SE) intagliano l'Isola a forma romboidale (Fig. 91a).

3.1.10. - Favignana est

I depositi pleistocenici affioranti nel settore orientale di Favignana sono interessati da blandi piegamenti con asse NO-SE, ben visibili nell'estremità orientale dell'Isola. Sono presenti inoltre sistemi di frattura e faglie distensive con direzione N-S e NE-SO che ABATE *et alii* (1999) descrivono come caratterizzati da forte componente transtensiva. Per completezza di informazione si rimanda ad AGOSTA *et alii* (2008) che riportano una descrizione della enucleazione (attraverso meccanismi di *shear banding*) e della meccanica di faglie trascorrenti osservate dagli stessi AA e da INCANDELA (1995). La fagliazione è ritenuta di età tirreniana (AGOSTA *et alii*, 2008).

La falesia della terminazione orientale dell'Isola, piuttosto ripida, deve la sua attuale morfologia al sistema di faglie distensive, probabilmente del Tirreniano, ben visibili sulla fascia costiera (Figg. 47, 92). Il dato è confermato dal dislivello con il fondo marino della costa orientale di Favignana.



Fig. 92 - Sezione naturale delle calcareniti del sistema di Paceco interessate da un sistema di fratture circa perpendicolari alla stratificazione, riempite da calcite ed ossidi. Loc. Baglio Rizzo.

3.1.11. - Significato dei dati mesostrutturali

La gran parte dei dati mesostrutturali (Tab. V) concorre a definire i principali eventi responsabili della deformazione dei depositi mesozoico-miocenici (in particolare appartenenti al paleodominio Prepanormide) e di quelli messiniano-pleistocenici.

Dei due eventi a carattere compressivo, il primo è associato sia a sovrascorriimenti, oggi affioranti con direzione NNE-SSO ed osservati ad esempio, alla base del versante orientale di Monte Serro, sia a pieghe e faglie inverse con direzione NE-SO (Tab. V). Queste ultime affiorano nel settore nord orientale del Foglio, da Timpone Mosca a Timpone Alto Iola, e nel settore sud orientale di Montagnola della Borranìa. Alle strutture descritte viene associata una direzione di massima compressione orientata circa O-E ed ONO-ESE. Faglie inverse ad alto angolo e pieghe con direzione circa E-O affioranti a Monte Serro, a sud di Timpone Mosca e, nella parte sud orientale del Foglio, presso Baglio Pellegrino sono associate al secondo evento deformativo. La deformazione avrebbe generato una direzione di massima compressione con andamento NNO-SSE. Le strutture così formatesi interrompono la continuità di quelle descritte precedentemente coinvolgendo sia i livelli gessosi messiniani (Fig. 83) sia i Trubi affioranti nel settore sud orientale del Foglio (debole piegamento precedente la distensione, come è ben visibile in Fig. 93).

Strutture di interferenza plicative e pieghe con asse orientato circa NE-SO, presenti nei settori centrale e nord orientale del Foglio (Costiera Sigiare e Costa



Fig. 93 - Affioramento dei Trubi lungo la Fiumara di Agezio (a sud di B. Pellegrino). Si notino gli effetti della tettonica distensiva, visibilmente posteriori alla blanda piegatura degli strati.

Chiappera) vengono qui interpretate come il risultato della compressione lungo la direzione N-S di pieghe orientate circa NNE-SSO. I rapporti reciproci tra i terreni delle strutture rilevate datano i due eventi deformativi descritti rispettivamente al post-Tortoniano inferiore e all'intervallo temporale corrispondente alla deposizione dei Trubi (sicuramente post Messiniano superiore). Nella regione emersa, le faglie normali con indizi di attività durante gli ultimi due milioni di anni sono state schematicamente cartografate sulla base delle deformazioni registrate dai depositi quaternari o dei caratteri morfotettonici quali scarpate o versanti di faglia.

Nel settore meridionale del Foglio sono state misurate faglie dirette con direzione preferenziale NE-SO e NNE-SSO che interessano diffusamente i calcari marnosi dei Trubi (Fig. 93), ma dislocano anche i depositi pleistocenici (Fig. 92).

3.2. - DATI PROVENIENTI DALLA INTERPRETAZIONE DELLE SEZIONI GEOLOGICHE E PROFILI GEOSISMICI IN TERRA

Le sezioni geologiche profonde (tra cui il *line drawing* di un profilo geosismico) basate sulla interpretazione di profili sismici a riflessione multicanale ed integrate da profili geologici più pellicolari (v., ad esempio, profilo GG' di Fig. 85b, con traccia in Fig. 94) sono illustrate nelle Figg. 95-100.

La sezione geologica Birgi Novo-Vaccaria-M.la della Borronia Sud (AA'A'', Fig. 95 (1, 2)) sintetizza l'assetto strutturale dominante e mostra un chiaro esempio di bacino sintettonico (*wedge top basin*) plio-pleistocenico; comprende il settore illustrato, in cornice al Foglio, dalla sezione geologica AA'. Il profilo geosismico Salina Grande-Marausa-Marsala Nord (BB') che corre in direzione N-S parallelamente alla costa (Fig. 96a), offre una informazione abbastanza completa della struttura tettonica della regione (Fig. 94) e fornisce numerosi punti di controllo per alcune delle sezioni geologiche qui illustrate, che lo incrociano trasversalmente. La sezione geologica Stazione Marausa-Case Pozzillo-Timpone Nasco (CC') illustra il grado di massima deformazione dell'U.S.S. Buseto Palizzolo, in quanto mostra ben tre corpi tettonici (corrispondenti a tre subunità) impilati all'interno di una megasinforme del substrato carbonatico Trapanese. La sezione riporta, in dettaglio, andamento, architettura e spessore dei corpi tettonici costituenti il cuneo strutturale dell'U.S.S. Buseto Palizzolo. Le sezioni Montagnola della Borronia Est-Case Guarinelle (EE') e M.la della Borronia-Spartivento-Baglio Chitarra (FF') chiariscono le relazioni tra i terreni affioranti e le strutture profonde in due contesti diversi: l'area di catena e quella della incipiente avanfossa. La sezione Monte Serro Ovest-Piani di Borromia (DD') consente di seguire i) la struttura del substrato carbonatico di facies trapanese con il progressivo "rialzo" dello stesso verso nord ovest e ii) i relativi rapporti con i depositi dell'U.S.S. Buseto Palizzolo.

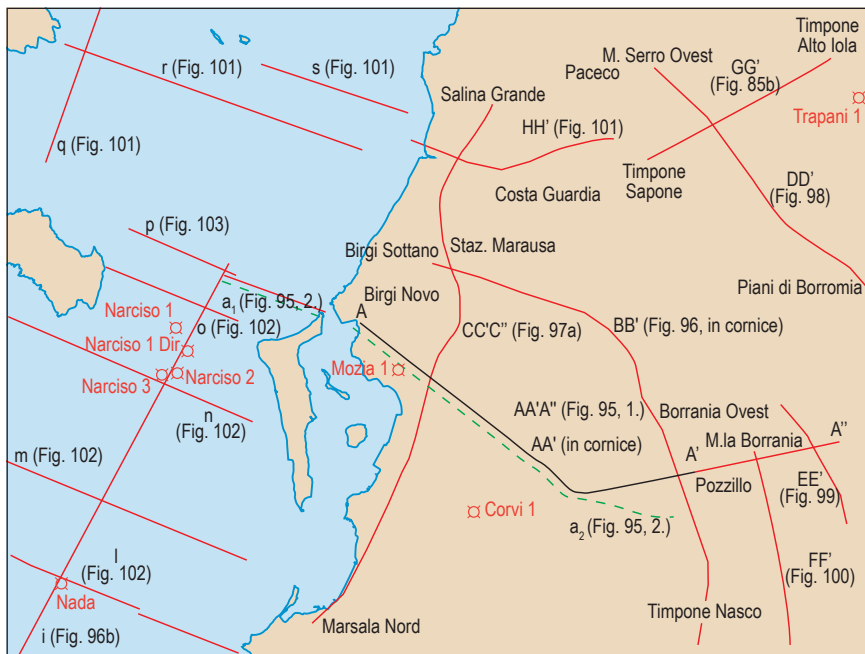


Fig. 94 - Ubicazione delle tracce delle sezioni geologiche e dei profili geosismici illustrati nel testo: AA'A') Birgi Novo-Vaccaria-M.la della Borrania Sud, a1) Birgi Nuovo-Monte Pozzillo, BB') Stazione Marausa-Case Pozzillo-Timpone Nasco, CC'') Salina Grande-Marausa-Marsala Nord, DD') Monte Serro Ovest-Piani di Borromia, EE') Case Borrania-Case Guarinelle, FF') M.la della Borrania-Spartivento-Baglio Chitarra, GG') Timpone Sapone-Timpone Alto Iola (Fig. 85b). Le tracce delle sezioni a1, i-s sono ubicate in mare. Sono, inoltre, riportati i pozzi presenti nell'area.

3.2.1. - Sezione geologica Birgi Novo-Vaccaria-M.la della Borrania Sud (AA'A", Fig. 95)

La sezione geologica (in cornice solo il segmento AA') attraversa il settore centrocidentale della regione emersa da NO, linea di costa (Birgi Novo) verso SE, e, successivamente, verso ENE da Vaccaria alla parete meridionale di M.la della Borrania. La ricostruzione della sezione tiene conto dei dati di campagna e delle interpretazioni di alcune linee sismiche (*line drawing*) in Fig. 95. Nella sezione si riconoscono a partire dal basso due spessi corpi carbonatici rappresentativi rispettivamente (i) delle unità Trapanesi (equiv. U.S.S. Montagna Grande) e (ii) della subunità Mozia (Tab. IV). I terreni Trapanesi sono rappresentati dall'U.S.S. Montagna Grande e da un'unità di substrato (anch'essa deformata) che si propagano verso est-sud-est. Di quest'ultima, la sezione mostra la parte sommitale. L'U.S.S. Montagna Grande appare in rampa, culminante nel settore compreso tra Vaccaria e C.da Zafferana, in corrispondenza dell'affioramento di M.la della Borrania; in queste aree l'U.S.S. mostra i caratteri della deformazione interna.

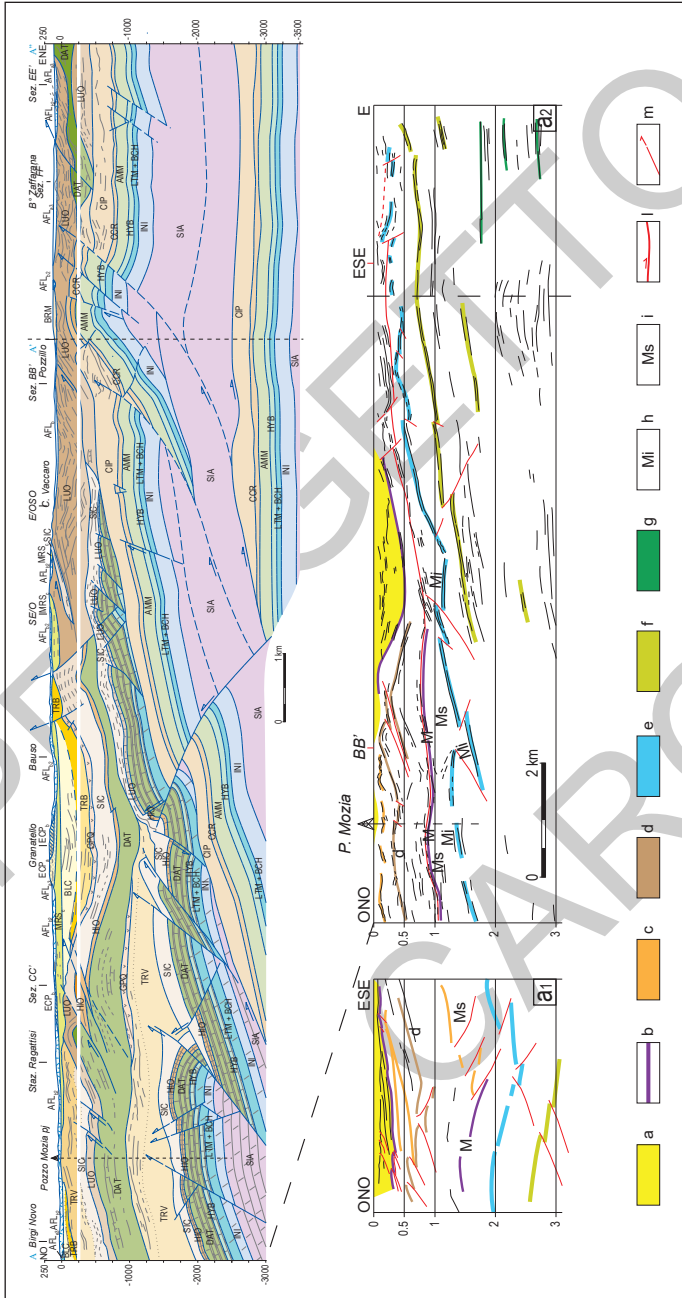


Fig. 95 (1., 2.) - 1. La sezione geologica AA' attraverso la gran parte del Foglio e si prolunga in direzione orientale, incrociando le sezioni BB' ed FF'. Lungo la sezione si osserva la maggiore estensione della subunità Mozia che sovrascorre sulle più profonde U.S.S. Trapanesi. Il segmento AA' è riprodotto in cornice al Foglio. 2. Line drawing of due sezioni geosismiche registrate nell'area sommersa (a1) ed in terra (a2), distanti tra loro circa un km (v. Fig. 94). Le due sezioni geosismiche mostrano con chiarezza la continuità delle strutture. La sezione geosismica (a2) ha permesso di ricostruire il segmento AA' della sezione geologica rappresentata in alto nella Figura. Dall'alto verso il basso si distinguono: a) depositi pliopleistocenici, b) Tetto del Messiniano, c) Tetto del Miocene superiore, d) subunità tettoniche dell'U.S.S. Buseto Palizzolo, e) subunità Mozia, f) U.S.S. Montagna Grande (estensione laterale occidentale), g) substrato carbonatico non o poco deformato, h) depositi serravallo-tortoniani delle successioni trapanesi o preapenninidi, i) Ms depositi sintettonici delle formazioni Sic, Trv e Gpq, l) piani di sovraccorrimiento, m) faglie.

La subunità Mozia viene individuata sulla base della correlazione degli orizzonti sismici con il Pozzo Mozia 1, la cui stratigrafia (Fig.12) è stata utilizzata anche per i corpi litologici sovrastanti.

La subunità si sviluppa verso est-sud-est a partire dalla costa (dove la stessa è sepolta a circa 2 mila metri di profondità), culmina a qualche decina di metri dal piano di campagna nella zona a sud dell'incrocio tra i torrenti Borromia e Marcanzotta come si può arguire dalla presenza del *top* della sottostante U.S.S. Montagna Grande. Subaffiora in ripetute scaglie tettoniche (*duplexes* ?) lungo la parte terminale della sezione. Lo spessore varia e si assottiglia verso est per la progressiva eliminazione dei termini carbonatici basali (termini triassico-liassici). Verso l'alto la sezione geologica rivela con chiarezza anche il rapporto tettonico tra il cuneo di subunità della Buseto Palizzolo e la sottostante subunità carbonatica Mozia ed è in grado di offrire una buona definizione dei tempi dell'evoluzione tettonica. In particolare si evidenzia che la presenza di un bacino sintettonico, instauratosi durante la deposizione dei Trubi, sarebbe in relazione con la tettonica che ha coinvolto questi ultimi.

Il segmento iniziale della sezione viene riprodotto sotto la veste di *line drawing* del profilo sismico originario (Fig. 95b) anche per consentire la correlazione diretta con i dati riportati lungo il profilo geosismico Salina Grande-Stazione di Marausa-Marsala (BB') che lo incrocia nell'area di Mozia (vedi Fig. 94).

3.2.2. - Sezione Staz. Marausa-Case Pozzillo-Timpone Nasco (BB'B", Fig. 96)

Il profilo geosismico riporta in modo sintetico (*line drawing*) i lineamenti più significativi delle strutture interpretate nella corrispondente linea sismica e a loro volta calibrate da pozzi profondi (v. *log* dei pozzi riportati in Fig. 12 e in Appendice I). Il profilo B'B'' illustrato in Fig. 96a rappresenta il settore meridionale dell'intera sezione che attraversa il Foglio in direzione N-S parallelamente alla costa (Fig. 94) fornendo una informazione sufficientemente completa (anche se in tempi doppi) della struttura geologica della regione e punti di controllo per alcune delle sezioni geologiche che lo incrociano lungo il suo percorso. La struttura geometricamente più bassa, riconosciuta alla profondità di 1.6 sec.twt (circa 2000 metri), corrisponde alla subunità Mozia (vedi stratigrafia del Pozzo Mozia 1) che si estende con il suo tetto ben definito per l'intera regione attraversata. A questa struttura si sovrappongono le scaglie tettoniche (subunità) della U.S.S. Buseto Palizzolo, con apparente vergenza verso sud, dove è visibile la terminazione della più bassa di esse; quest'ultima è sovrapposta alla successione sintettonica miocenica (f.ni Castellana Sicula e Terravecchia), apparentemente poco deformata e conforme con il substrato mesozoico-paleogenico della subunità Mozia. Il profilo mostra, nella parte sommitale, le depressioni strutturali colmate

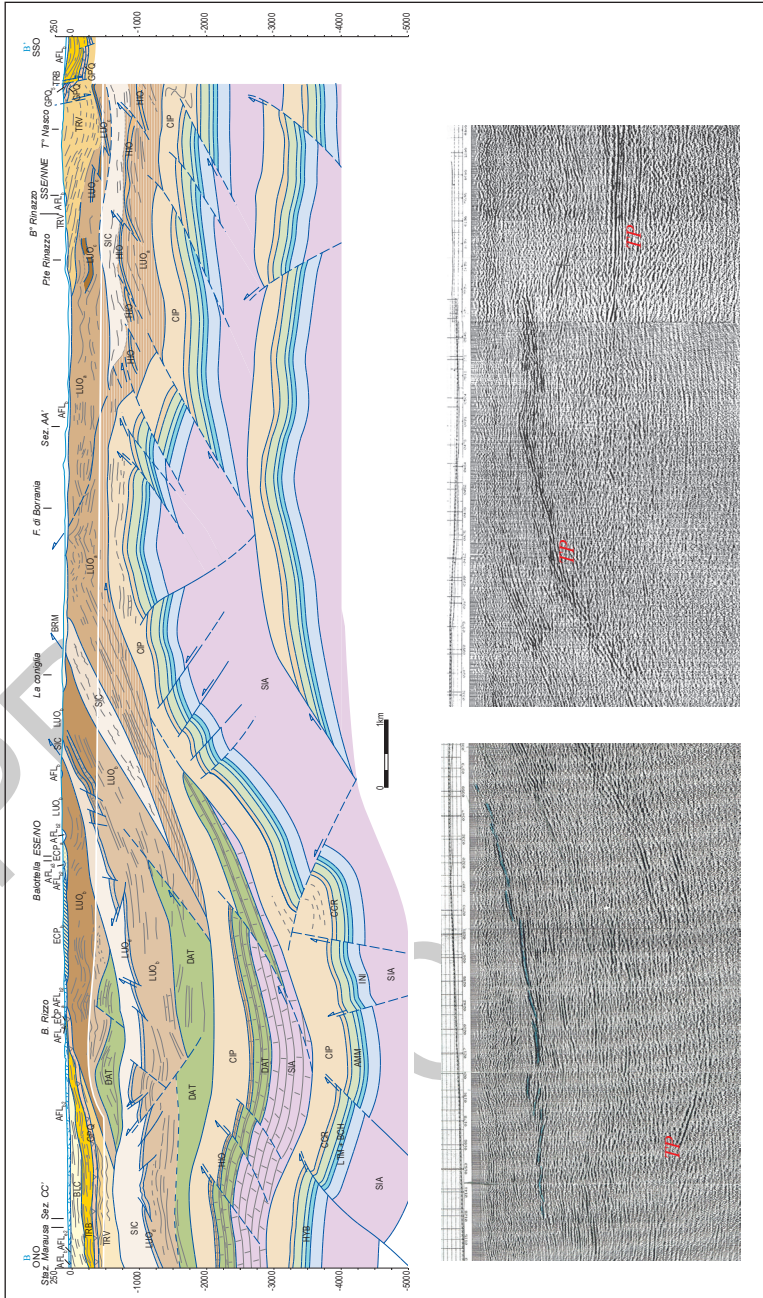


Fig. 96 (1., 2.) - 1. La sezione geologica BB', che attraversa gran parte del Foglio in direzione NNO-SSE e S-N (v. Fig. 94) espone la direzione di massimo raccorciamento delle Unità Trapanesi (TP) e permette di distinguere il più alto numero di subunità appartenenti all'U.S.S. Buseto Palizzolo, sovrastanti la subunità Mozia (U.S.S. Egusea). Quest'ultima appare correlabile con il corpo carbonatico deformato, illustrato nella sezione geosismica CC (Fig. 97). 2. Settori delle linee sismiche che hanno consentito l'interpretazione presentata nella sezione geologica.

da depositi plio-pleistocenici.

A luoghi si rileva la mancanza dell'orizzonte M indicativo della deposizione evaporitica l.s. messiniana (*sensu* SELLI & FABBRI, 1971). Tale assenza e i caratteri sismostratigrafici che evidenziano un brusco contatto tra depositi premessiniani e pliocenici vengono interpretati come una possibile superficie di erosione; conseguentemente questo limite viene rappresentato con adatto simbolo (superficie ondulata).

3.2.3. - Profilo geosismico Salina Grande-Stazione di Marausa-Marsala Nord (CC'C", Fig. 97)

Questa sezione attraversa da ONO a ESE un'area pianeggiante, disposta a livello del mare, cui segue una leggera ondulazione nella regione di Ballottella e della dorsalina della Marcanzotta; nel suo tratto terminale, a decorrenza nord-sud, attraversa una serie di collinette caratterizzate da depositi silico-clastici (**LUO**), terrigeni (**SIC**, **TRV**) e carbonatici (**TRB**) il cui assetto superficiale è di difficile determinazione. Data la presenza di diffuse coperture recenti, la gran parte delle informazioni proviene da linee sismiche a riflessione (Fig. 11) calibrate da dati del sottosuolo. La sezione offre l'opportunità di osservare l'impilamento dei corpi tettonici e di trarre importanti informazioni sulla evoluzione cinematica della catena in questa parte della Sicilia occidentale. Il profilo, in parte noto (BORNATI *et alii*, 1997; CATALANO *et alii*, 2002), distingue i) il maggior numero di falde costituenti il cuneo tettonico della U.S.S. Buseto Palizzolo, ii) una larga flessura (sinforme) del substrato carbonatico Trapanese e iii) una larga anticlinale in gran parte erosa al nucleo come dimostrato dalla giacitura degli strati, cui corrisponde verso il basso un importante sovrascorrimento sud vergente della rampa carbonatica Trapanese (*hanging wall*) sul suo *foot-wall*. Quest'ultimo viene a costituire la parte iniziale della avanfossa (con substrato meso-cenozoico carbonatico), ancora poco deformata in questa regione. La rampa anticlinale è coinvolta in locali retroscorrimenti nord vergenti. All'interno della sinforme di estensione regionale, ad asse circa ovest-est, si sovrappongono, dal basso: la subunità carbonatica Mozia ed il cuneo di falde della Buseto Palizzolo (almeno 3 subunità, identificate, in profondità, da profili sismici a riflessione multicanale). Nello *stack* tettonico, la più superficiale è la subunità di Misiliscemi, di frequente ricoperta in discordanza da successioni miocenico-plioceniche. La subunità, raramente affiorante, si sovrappone ad un corpo roccioso spesso 0.8/1 sec.twt (1200-1500 m circa), rappresentativo delle subunità Corvi e Siggiaie a loro volta sovrascorse sulla subunità Mozia. Le subunità Corvi e Siggiaie, piegate successivamente alla loro messa in posto, appaiono troncate dall'erosione mentre l'antiforme regolare della subunità Mozia non affiora interamente. I corpi in falda appaiono piegati con asse ovest-est come

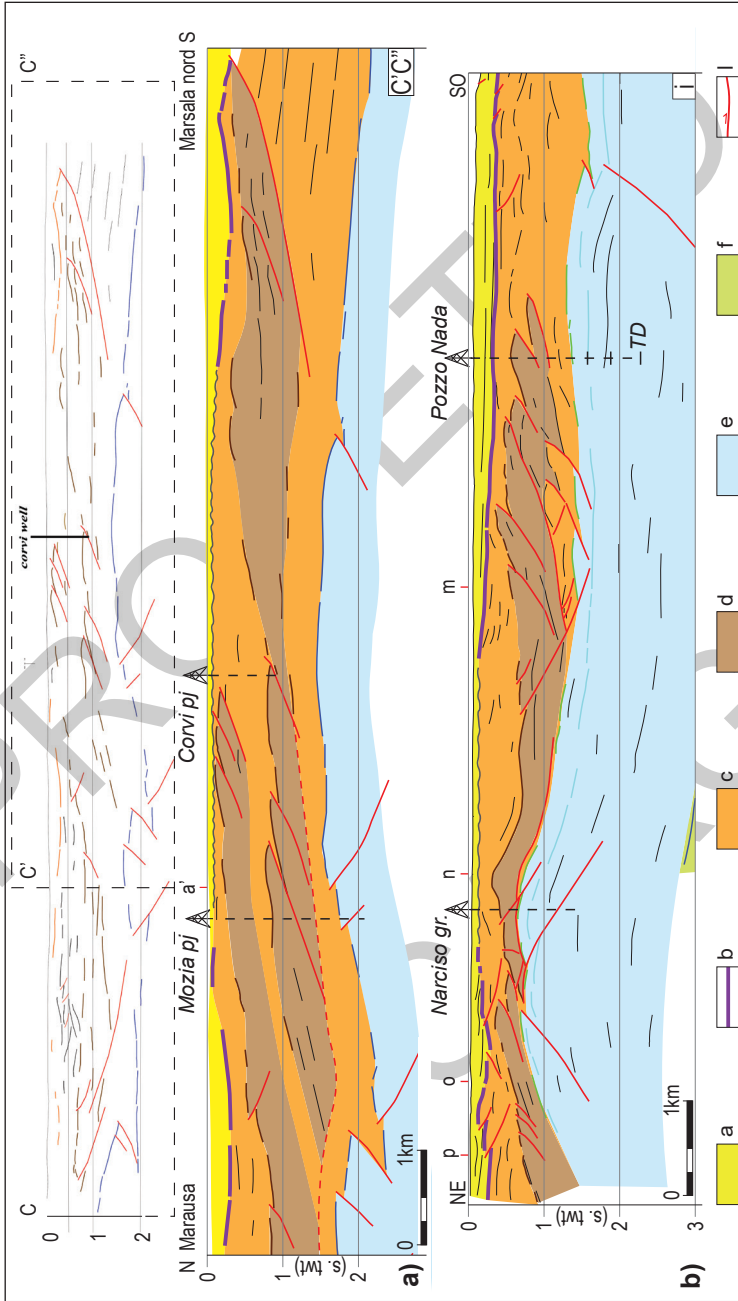


Fig. 97 (a, b) - a) Il profilo geosismico C''C''' Marausa-Marsala Nord (v. traccia in Fig. 94) è il settore meridionale della sezione geosismica CC''C''' (nel riquadro, in alto), quest'ultima si origina, più a nord, nella regione di Salina Grande. Sono riconoscibili: i) le due unità alloctone inserite nei depositi del Miocene medio e superiore, codificate in una struttura unica frontale (U.S.S. Buseto Palizzolo); ii) le unità carbonatiche sottostanti; rampe laterali della U.S.S. Egusea (subunità Mozia, in particolare). b) La sezione i) incrocia alcune delle sezioni geosismiche illustrate nelle Figure 101, 102, calibrandone le strutture. La linea ondulata corrisponde al limite interpretato come originaria superficie di erosione.

il loro sottostante substrato carbonatico Trapanese. Questo assetto è successivo al loro impilamento e contemporaneo alla deformazione delle unità Trapanesi. La sezione mostra infine, nel tratto iniziale, la presenza di un bacino sintettonico plio-pleistocenico con il suo substrato evaporitico messiniano.

3.2.4. - Profilo Monte Serro Ovest-Piani di Borromia (DD', Fig. 98)

La sezione geologica attraversa il settore centro-orientale del Foglio da NO (Monte Serro) verso SE (regione di Piani di Borromia). La sezione è calibrata dal Pozzo Trapani 1 e mostra dal basso verso l'alto: i) un substrato carbonatico deformato in rampe con apparente vergenza sud orientale, rappresentativo delle unità tettoniche Trapanesi; ii) una pila di unità tettoniche (falde) derivanti dalla deformazione dei depositi mesozoico-miocenici del Paleodominio Prepanormide. Le rampe carbonatiche Trapanesi proseguono nell'adiacente F. "Alcamo" emergendo nel rilievo di Montagna Grande, situato a tre chilometri dal limite di foglio (per i dati regionali vedi CATALANO *et alii*, 2002). Nei settori più settentrionali del profilo, depositi silicoclastici ed in parte evaporitici del Miocene Superiore (SIC, TVR, GPQ) sono presenti, in continuità sedimentaria con il multistrato meso-cenozoico Trapanese; su gli stessi si sovrappongono le soprastanti falde Prepanormidi. Le subunità Prepanormidi sono strutturalmente correlate con la subunità Mozia (geometricamente la più bassa) e con le subunità Corvi/Siggiaie (le più alte); quest'ultima è limitata bruscamente verso est, dalla subunità Scorace, caratterizzata dalla presenza delle Argille ed Arenarie quarzose di Monte Bosco (BCO). La brusca separazione tra i depositi di BCO e LUO implica la presenza di un piano ad alto angolo (presumibilmente trascorrente). Nella sua parte iniziale, la sezione, qui descritta, incontra la prosecuzione laterale occidentale di Monte Serro senza tuttavia cogliere chiaramente i caratteri della struttura affiorante. In superficie la sezione (d) attraversa, nei pressi di Case Baiata (case Martorana), un

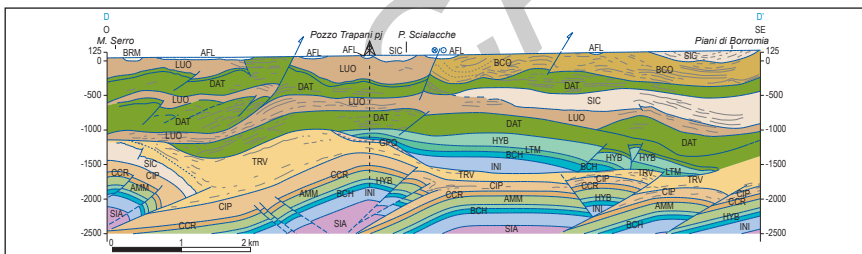


Fig. 98 - La sezione geologica DD') attraversa il settore nordorientale del Foglio dove terreni alloctoni, per uno spessore di oltre 2000 m seppelliscono il multistrato Trapanese come confermato dal log stratigrafico del Pozzo Trapani 1. Le unità carbonatiche, a loro volta, sono caratterizzate da strutture di pop up.

anticlinorio (costituito quasi interamente dalle calcilutiti di Dattilo) con apparente vergenza settentrionale che cresce su un piano di *thrust* parzialmente coperto dai depositi olocenici del Canale di Baiata. In corrispondenza della località Piani di Borromia, la sinforme con andamento ENE-OSO e vergenza ESE consente la preservazione dei depositi argillo-marnosi di **SIC** (Serravalliano-Tortoniano inferiore) che ammantano in discordanza i litotipi di **BCO**, a loro volta deformati in pieghe secondarie.

3.2.5. - Sezione Case Borronia-Case Guarinelle (EE', Fig. 99)

La sezione geologica attraversa il Foglio lungo una traccia orientata circa NO-SE, dalla regione di Montagnola della Borronia fino a Guarinello estremità orientale della dorsale di Roccazzelle (Fig. 94) ed utilizza in gran parte i dati ricavati dalla interpretazione di profili sismici multicanale. Lungo la sua traccia affiorano prevalentemente terreni oligo-miocenici appartenenti alla formazione delle argille marnose, calcari ed arenarie glauconitiche di Monte Luziano (**LUO**). Dal basso, la sezione geologica mostra il substrato deformato Trapanese che risale verso la superficie nel settore centro-meridionale del Foglio grazie alla presenza di una megastruttura di *back-thrusting* che consente il contemporaneo trasporto passivo delle subunità Prepanormidi. Queste ultime presentano un assetto strutturale che testimonia come la loro tarda rideformazione sia consequenziale ai movimenti delle sottostanti unità Trapanesi; ad esempio le assai duttili calcilutiti di Dattilo affioranti in strutture antiformali (ma rinvenute nel sottosuolo in continuità laterale sotto le coperture oligo-mioceniche) sono il risultato di una deformazione successiva alla originaria messa in posto dell'intera subunità, evento che appare

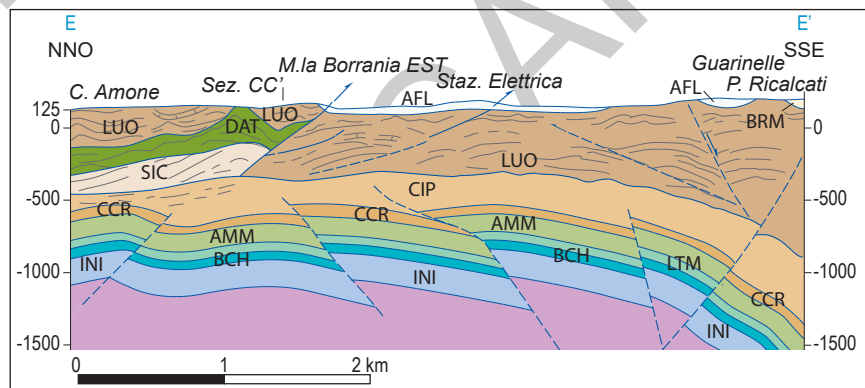


Fig. 99 - La sezione geologica EE' illustra l'assetto strutturale nel settore sud-orientale del Foglio.

sufficientemente suffragato dai dati mesostrutturali raccolti. Altro esempio di rideformazione è offerto dal rilievo di Montagnola della Borrانيا che evidenzia come l'assetto della subunità affiorante (localmente la subunità Siggiaie) dipenda dalla deformazione del substrato carbonatico (Trapanese). Nel settore meridionale del Foglio, a sud della Montagnola della Borrانيا, il profilo geologico mostra un deciso rigetto delle unità carbonatiche Trapanesi che origina il margine interno della avanfossa colmata, nella sua continuazione meridionale (fuori Foglio), da corpi tettonici delle subunità Prepanormidi prima descritte.

3.2.6. - Sezione M.la Borrانيا-Spartivento-Baglio Chitarra (FF', Fig. 100)

La sezione geologica attraversa il maggior rilievo del Foglio, prosegue verso sud fino al margine meridionale del Foglio e mette in evidenza: i) la culminazione strutturale delle Unità Trapanesi, ii) la geometria e la continuità delle falde Prepanormidi che si rinvergono ancora numerose nella depressione strutturale meridionale, iii) il margine interno della avanfossa sin-Tortoniano, iv) la presenza di bacini sintettonici plioleistocenici. L'attraversamento della M.la della Borrانيا evidenzia il rapporto tettonico tra la più bassa delle subunità Prepanormidi (in affioramento sono visibili i depositi cretaceo-miocenici) e la sottostante successione Trapanese deformata, i cui terreni più recenti (CIP, Serravalliano-Tortoniano) implicano una originaria messa in posto delle subunità

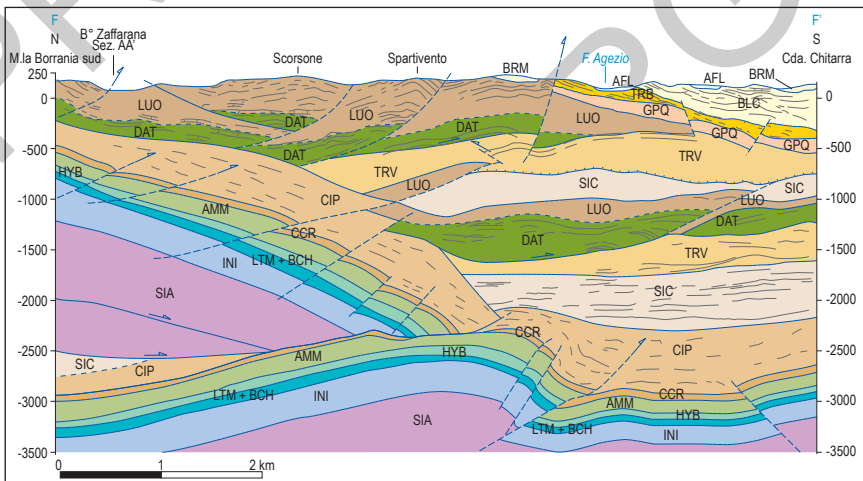


Fig. 100 - La sezione geologica FF') incrocia la sezione AA'A") a B° Zafferano, a sud di M.la della Borrانيا confermando la presenza, ivi di un alto strutturale regionale. La sezione prosegue fino al limite meridionale del Foglio mostrando il luogo della avanfossa tortoniana sepolta (in basso) e dei bacini di wedge top pliocenici affioranti (in alto).

Prepanormidi non più antica del Tortoniano. L'anticlinale di rampa Trapanese si chiude a sud mostrando una notevole pendenza. Questa ripida superficie carbonatica coincide con il margine interno dell'avanfossa nella quale si sono preservati gran parte delle falde Prepanormidi.

3.3. - DATI DALLE SEZIONI GEOSISMICHE DELLE AREE SOMMERSE

L'area sommersa è attraversata da una fitta rete di profili sismici a riflessione multicanale (eseguiti, com'è noto, per la ricerca petrolifera e gentilmente messi a disposizione da ENI-AGIP). L'analisi di gran parte di questi (tracce in Figg. 11, 94) e la loro calibrazione con i *log* stratigrafici di alcuni pozzi siti nell'area (Fig.12), sono alla base dell'interpretazione stratigrafico-strutturale dell'area sommersa. A causa delle non ottimali caratteristiche di penetrazione e risoluzione e di un basso rapporto segnale/rumore, non è stato possibile eseguire un'accurata analisi sismostratigrafica (la risoluzione del segnale consente di riconoscere corpi con spessore non inferiore ad alcune decine di metri e la facies sismica non sempre è ben definita a causa dell'elevato rumore). Informazioni più dettagliate insieme alle metodologie usate nell'approccio sismostratigrafico sono riportate nel Titolo V, § 1.4.1. L'interpretazione geologica delle linee sismiche ha consentito la costruzione di profili geosismici (*line drawings*) aventi la scala verticale delle profondità espressa in valori in tempi doppi e quella orizzontale in metri. Poiché le scale delle altezze sono espresse in tempi doppi, gli spessori in metri possono essere ricavati dalla conversione in profondità ricavabile dai valori riportati nella Tabella 2. Alcuni dei profili geosismici interpretati (vedi tracce riportate in Fig. 94) vengono illustrati nelle fig. 96, 101, 102 con l'intento di raffigurare, da nord a sud, le strutture più significative.

Le sezioni **s**, **r**, **q**, (Fig. 101) illustrano la collocazione e l'assetto dei terreni, assegnati alla subunità Levanzo, nelle regioni attraversate. La sezione **s** ha inizio nelle vicinanze dell'Isola di Formica (settore nord del Foglio) e raggiunge la costa siciliana. E' stata collegata alla sezione geosismica **HH'** in terraferma (Fig. 94) per mostrare la continuità delle strutture tra terra e mare. La sezione **s** mostra un sovrascorrimento interno alla U.S.S. Egusea che ci consente di ipotizzare la presenza della subunità Levanzo che, nella sua terminazione orientale, si sovrappone alla probabile subunità Mozia. La sezione **r** si diparte dall'immediato *offshore* orientale di Levanzo dove è visibile la sua continuità geometrica con la struttura a rampe descritta in affioramento nell'Isola (cap. VII, § 3.1.i.). L'assetto tettonico lungo la sezione è controllato dall'incrocio con la sezione **q**. Quest'ultima, nella sua terminazione meridionale mostra il settore nord del bacino profondo plio-pleistocenico che si instaura tra gli alti di Levanzo e Favignana (v. isocronopache nel Foglio e nella Carta tettonica). L'orizzonte messiniano è riconoscibile anche

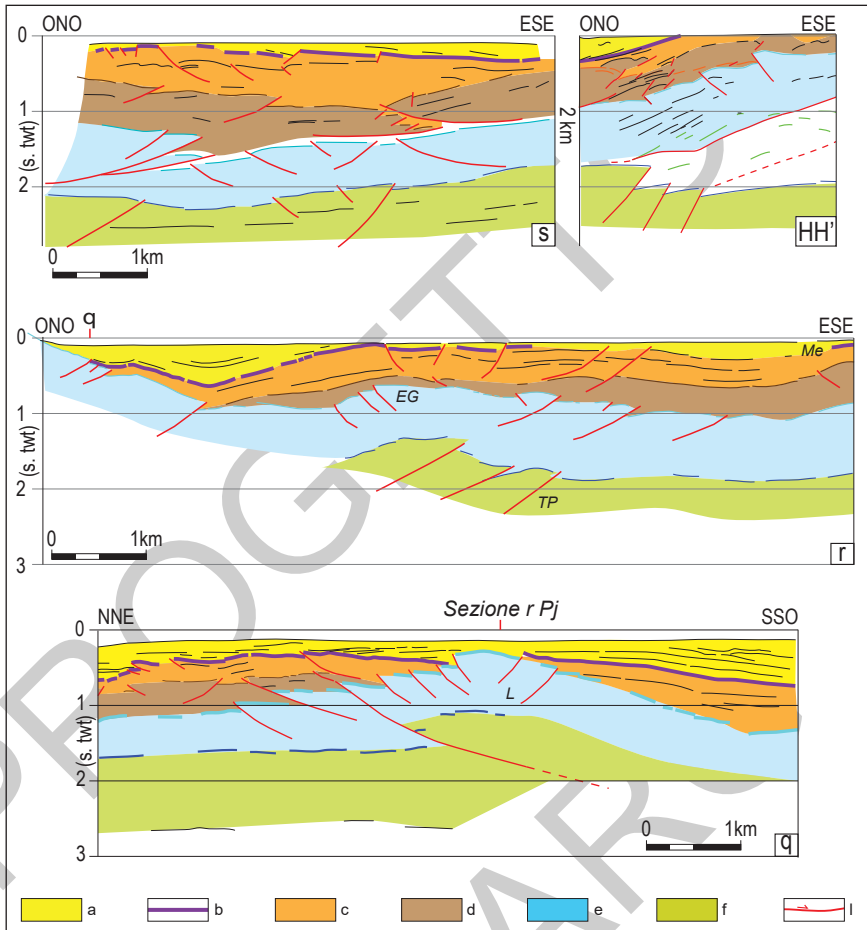


Fig. 101 - Sezioni geosimiche (line drawing interpretativi tracce in Fig. 94). Le sezioni s, r, q, illustrano con dettaglio l'assetto della subunità Levanzo nelle regioni attraversate. La sezione HH', registrata in terra, mostra la continuità delle maggiori strutture sommerso, rappresentate nella sezione s. Legenda: a, depositi plio-pleistocenici; b, tetto dei depositi messiniani; c, depositi del Miocene superiore; d, depositi della U.S.S. Buseto Palizzolo; e, depositi dell'U.S.S. Egusea; f, depositi delle U.S.S. Trapanesi; l, faglie e thrust.

se con differente grado di deformazione, lungo tutto il profilo.

Le sezioni geosimiche o, n, m, l, (Fig. 102, tracce ubicate in Fig. 94) illustrano l'andamento del sistema antiforame-sinforame-antiforame (a.s.a.) tra Favignana e la costa siciliana. Dal basso si identificano Unità Trapanesi, Unità Prepanormidi, depositi miocenici e plio-pleistocenici. La parte occidentale della sezione geosimica o, che si diparte dalla costa orientale dell'isola, prefigura la situazione

strutturale esistente (verso occidente) nel sottosuolo dell'Isola di Favignana (come confermato dall'assetto della sezione **n**). Nel riquadro di cui si riporta la sezione sismica (**o'**) vengono illustrati i depositi dell'orizzonte messiniano e successivi coinvolti da una tettonica la cui cinematica appare di complessa interpretazione (successione di eventi compressivi-distensivi-compressivi negli ultimi 2 milioni di anni (?). La sezione **n**), localizzata immediatamente a sud di Favignana, mostra un aspetto del sistema antiforme-sinforme-antiforme; è visibile il rialzo della subunità carbonatica di Favignana che affiora a poche centinaia di metri nell'adiacente Foglio "Egadi". Una possibile transizione alla subunità Mozia viene ipotizzata ad est del Pozzo Narciso. La sezione **m**), più meridionale, raggiunge la costa siciliana 2 km a nord di Capo Lilibeo e mostra il maggiore raccorciamento del sistema **a.s.a.** presente nel settore sommerso del Foglio; si evidenzia la decisa individuazione della subunità Favignana e la progressiva differenziazione in corpi separati dell'U.S.S. Buseto Palizzolo. Nella regione attraversata, la successione plio-plestocenica è poco potente e di conseguenza l'orizzonte del Messiniano appare poco profondo (fino a subaffiorante) o eroso. Nella parte basale della sezione, i caratteri sismici degli orizzonti poco deformati individuano uno spesso corpo carbonatico meso-cenozoico (qui assegnato al dominio Trapanese per posizione strutturale). Le strutture indicano una vergenza generale NO-SE e l'antiforme principale ha un asse a direzione NE-SO (v. Carta tettonica). La sezione geosismica **l**, posizionata al margine meridionale del Foglio, raggiunge la costa di Marsala e si collega alle strutture in terra; la stessa mostra il maggior grado di differenziazione della U.S.S. Buseto Palizzolo che è rappresentata da tre subunità.

La sezione **i**) in Fig. 96 (b) attraversa da NNE a SSO (v. traccia in Fig. 94) l'area sommersa ed incrocia alcune delle sezioni geosismiche calibrandone le strutture, ivi rappresentate, lungo la direzione ovest-est. Viene comparata con il profilo geosismico Marausa-Marsala Nord B'B". Il profilo è controllato dalla stratigrafia dei pozzi Narciso e Nada. La sezione mostra una serie di ondulazioni assiali, la maggiore delle quali culmina nell'area dei pozzi Narciso. Nella parte superiore è visibile la variabilità dell'assetto dell'orizzonte messiniano (quando presente).

Facendo riferimento ai dati prima riportati (Tavv. I, II) una iniziale distinzione a scala regionale consente di riconoscere, da ovest verso est, un sistema antiforme-sinforme-antiforme (**a.s.a.**), in cui l'antiforme più occidentale culmina lungo l'allineamento Levanzo-Favignana (sez. **r**, **n**) e nella struttura sommersa presente più a sud (sez. **m**, **l**). La sinforme si rinvia da nord a sud (sez. **n**, **o**), ad est di Levanzo (Fig. 102, sez. **r**), Favignana (Fig. 102, sez. **n**, **o**). L'antiforme più orientale culmina in maniera significativa nell'area compresa tra Favignana e la costa siciliana (alto dei Pozzi Narciso, sez. **n**, **q**, **o**, **r**), mostrando un asse a direzione NNE-SSO (Tav. I). Nell'area studiata sono stati individuati, da nord verso sud, anche due sistemi antiforme-sinforme (sezione geosismica **i** in Fig. 96a, b) con

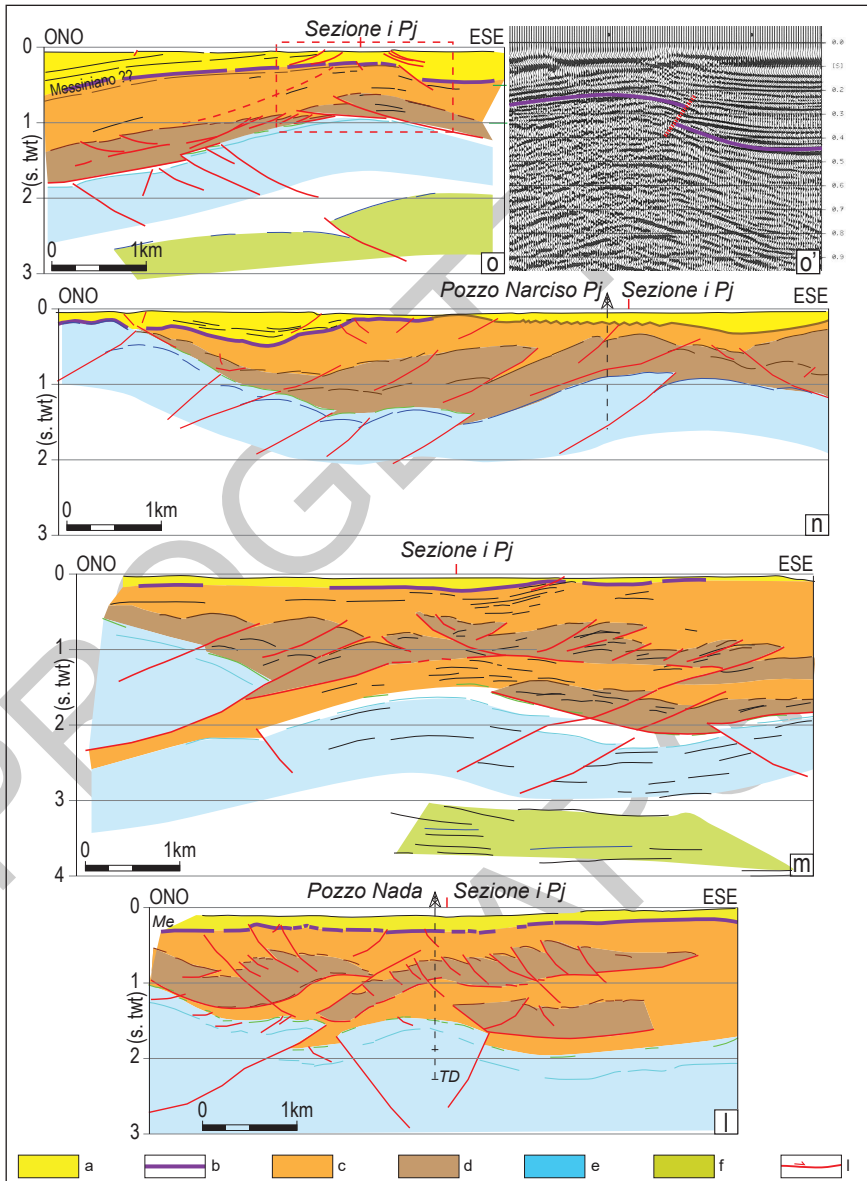


Fig. 102 - Le sezioni geosismiche (**o**, **n**, **m**, **l**), ubicate in Fig.94, illustrano l'andamento del sistema antiforme-sinforme-antiforme (a.s.a.) tra Favignana e la costa siciliana. In **o**) i depositi dell'orizzonte messiniano coinvolti da una tettonica a cinematica di complessa interpretazione. La sezione geosismica **l**), posizionata al margine meridionale del Foglio, raggiunge la costa di Marsala e si collega alle strutture in terra (vedi profilo geosismico **BB'** in Fig. 96). Le strutture della U.S.S. Buseto Palizzolo sono calibrate dall'incrocio con la sezione geosismica **i**). Legenda in Fig. 101.

assi a direzione circa est-ovest; questi ultimi appaiono originati da eventi tettonici successivi. L'individuazione delle superfici di separazione tettonica, riconosciute sulla base dell'analisi sismostratigrafica, consente di distinguere nell'area sommersa almeno tre unità strutturali impilate (Tab. IV) ed intensamente deformate, al loro interno, in unità minori; alla loro sommità si rinvengono orizzonti stratali poco deformati (di età plio-pleistocenica) che, spesso, poggiano su una superficie, regionalmente estesa, a luoghi erosa, riconoscibile come la superficie di tetto del Messiniano. Quando calibrati dalla litostratigrafia dei pozzi profondi e correlati ai dati in terra (vedi Titolo V) le tre unità strutturali, prima menzionate, mostrano di essere costituite da sedimenti depositatisi nei paleodomini Prepanormide e Trapanese. La correlazione con le strutture riconosciute nel settore emerso suggerisce che i corpi tettonici appartengono alle U.S.S. Buseto Palizzolo (strutturalmente la più alta), Egusea (in cui si possono distinguere le subunità Levanzo/Favignana, Mozia) e Trapanesi (s.l.). L'U.S.S. Buseto Palizzolo comprende una pila di subunità tettoniche (almeno tre) che si individuano con nettezza, soprattutto nella regione meridionale (come facilmente riconoscibile nelle Figg. 96, 102). La vergenza apparente della U.S.S. ha una direzione orientale simile a quella che si riconosce anche nella sottostante U.S.S. Egusea.

In conclusione, la ricostruzione ha consentito di riconoscere i principali corpi tettonici costituenti l'edificio strutturale sommerso e di correlare, arealmente, i livelli di scollamento o di contatto anomalo che separano questi corpi. Nella Carta tettonica (Tav. I) sono state riportate le possibili estensioni areali delle unità tettoniche e gli ipotizzabili fronti di falda.

3.3.a. - La carta tematica

Nel quadro di queste analisi e con l'ausilio dei profili geosismici interpretati, nell'area sommersa è stata evidenziata la presenza di una successione di sedimenti clastici plio-pleistocenici (A) discordanti, a scala regionale su un substrato mesocenoico già deformato (B). La superficie di separazione tra i depositi plio-pleistocenici ed il substrato meso-cenoico appare caratterizzata da un andamento molto articolato: viene qui ipotizzato che la stessa possa corrispondere alla superficie del "tetto del Messiniano" (*sensu* SELLI & FABBRI, 1971), successivamente coinvolta da altri eventi tettonici che si sono susseguiti nel corso del Plio-Quaternario. In realtà, il segnale sismostratigrafico (il noto orizzonte M) non consente di separare con certezza l'effetto prodotto dalla presenza dei sedimenti messiniani (evaporiti in gran parte) dalla risposta (sismostratigrafica) originata dalla superficie di discontinuità presente, in molte aree, alla base dei depositi plio-pleistocenici. Comunque è diffusa la convinzione che tale assetto risenta sia della fase di esposizione subaerea legata alla *Messinian Salinity Crisis* (MSC,

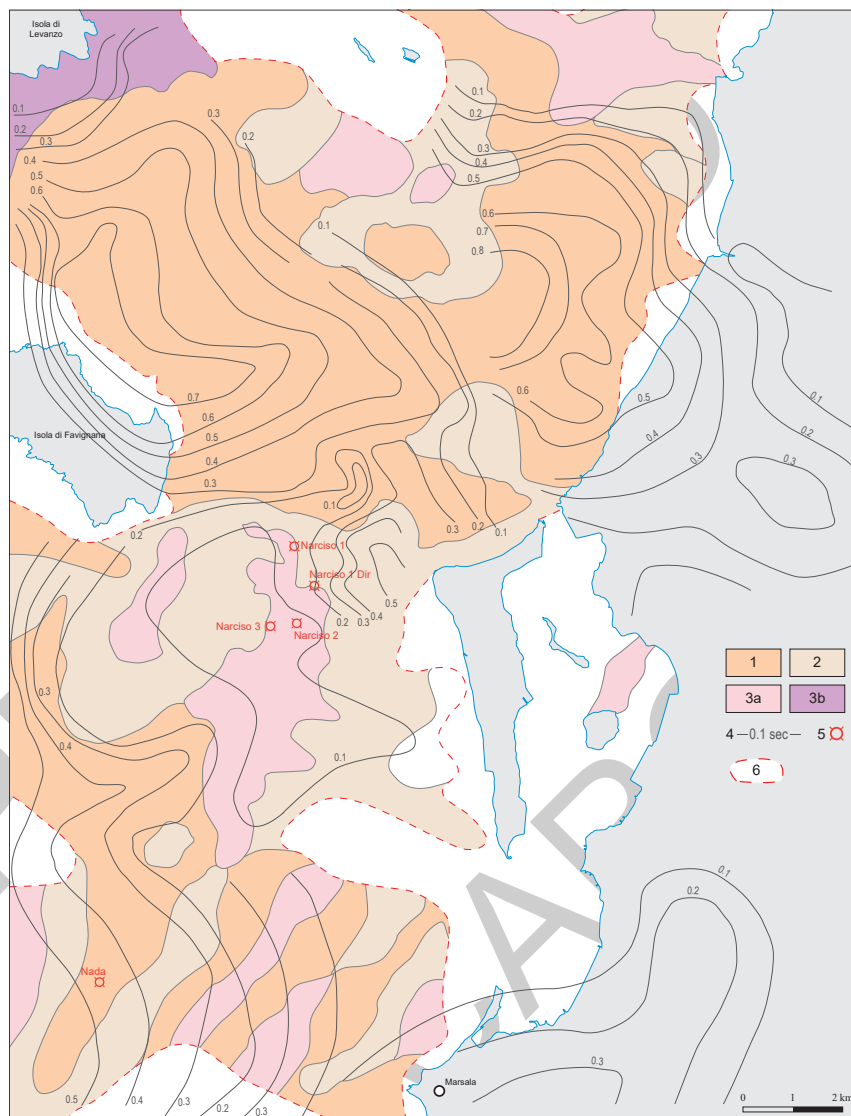
Hsu *et alii*, 1973) del Mediterraneo (presenza di superfici erosive pre-depositi bacinali), sia delle vicissitudini tettoniche che, tra Miocene e Pleistocene, hanno interessato l'area.

Per rappresentare questa paleosuperficie strutturale e comprendere il suo coinvolgimento nella evoluzione tettono-sedimentaria post-Messiniana è stata ricostruita una carta paleogeologica (Tav. III). Inizialmente, per rendere visibile la distribuzione dei depositi plio-pleistocenici e dei terreni meso-cenozoici sepolti nelle aree marine del Foglio, è stato necessario rimuovere, idealmente, l'intera copertura di depositi marini olocenici rilevata nel Foglio a scala 1:50.000. I depositi plio-pleistocenici sommersi sono stati rappresentati con curve di livello corrispondenti allo spessore (in tempi doppi, cronoisopache riportate anche nel Foglio geologico), riconosciuto attraverso l'analisi sismostratigrafica di una fitta rete di linee sismiche.

Questa rappresentazione ha rivelato l'esistenza e la distribuzione di aree bacinali consistenti che si sono sviluppate a partire dal Messiniano e che assumono in parte i caratteri di strutture sin-tettoniche. Le predette aree trovano continuità nell'adiacente terraferma attraverso la fascia costiera (v. Carta tettonica, Foglio geologico e Tav. III).

La successione plio-pleistocenica mostra i massimi spessori nella regione settentrionale lungo una fascia che si estende verso occidente tra Levanzo e Favignana dove registra una potenza di oltre 700 ms (tempi doppi di arrivo, valore corrispondente a 700 m circa) e, verso oriente, dove si continua, sepolta in terraferma nella piana costiera a sud di Paceco. Nella regione dei pozzi Narciso, corrispondente attualmente ad un alto strutturale, i depositi plio-pleistocenici hanno spessori esigui o sono assenti. Marginalmente a questo alto i depositi plio-pleistocenici immergono radialmente sia verso l'Isola di Favignana che verso la costa siciliana, poggiando, a luoghi, con terminazioni laterali di tipo *onlap* e *downlap* sui depositi più antichi. A sud della fascia congiungente Isola Grande-Isola di Favignana, il pacco di depositi plio-pleistocenici torna ad ispessirsi in prossimità del pozzo Nada (0,3 ms), e nell'*offshore* di Favignana al largo di Punta Fanfalo (0,4 ms, 400 m) ed al largo di Punta Scario (0,5 ms, 500 m). I caratteri litologici sedimentologici ed il contenuto paleontologico di questi depositi sono noti grazie ai rari affioramenti (La Fossa, Levanzo; sezione di Calarossa, Favignana) e dei *log* litostratigrafici dei pozzi per idrocarburi (in particolare Nada (Appendice 1) e gli adiacenti Noemi e Ninfea (CATALANO *et alii*, in stampa).

Nella sottostante superficie, tetto del substrato meso-cenozoico (B) sono stati riconosciuti (ancora con l'ausilio dei *log* stratigrafici dei pozzi esistenti): 1) depositi messiniani (evaporitici e preevaporitici della parte basale del Messiniano; sono indicate anche le superfici erose che nella interpretazione sismica sono ascritte all'orizzonte M, Messiniano); 2) depositi terrigeni del Miocene superiore (formazioni Terravecchia e Castellana Sicula equiv.) coinvolti o meno nella



Tav. III - La carta tematica mostra: la distribuzione dei terreni appartenenti al substrato deformato sommerso (B) sepolti dalla successione di depositi plio-pleistocenici (A) e la relativa variazione di spessore di questi ultimi espresso in cronioisopache (vedi testo). 1: depositi del Messiniano; 2 depositi terrigeni del Miocene superiore (formazioni Terravecchia e Castellana Sicula equiv.); 3a) depositi meso-cenozoici Prepanormidi appartenenti all'U.S.S. Buseto Palizzolo; 3b) depositi meso-cenozoici, in gran parte carbonatici, appartenenti alle U.S.S. o subunità sottostanti; 4: isocronopache dei depositi plio-pleistocenici (tempi di arrivo doppi); 5: pozzi esplorativi per la ricerca di idrocarburi; 6: assenza di dati relativi alle litologie del sottofondo. In grise le aree emerse e le relative isocronopache dei depositi plio-pleistocenici sepolti presenti nel sottosuolo.

deformazione delle unità alloctone sottostanti; 3a) depositi meso-cenozoici (oligo-miocenici in particolare), coinvolti originariamente nella fase tettonica torntoniana (costituenti le cosiddette “falde” e generalmente appartenenti alla U.S.S. Buseto Palizzolo); 3b) depositi meso-cenozoici, in gran parte carbonatici, appartenenti alle sottostanti U.S.S. (Tab. IV).

I terreni dell'unità 2 (Miocene superiore) sono stati cartografati come subaffioranti in un ristretto areale ad ovest di Isola Grande, in parte nell'area dei Pozzi Narciso e nella regione adiacente alla costa Nord. I depositi ascrivibili alla Fm. Terravecchia (2) occupano gran parte dell'area indagata. I terreni pertinenti alle unità tettoniche carbonatiche mesocenozoiche (U.S.S. Egusea in particolare) (3b) sono subaffioranti e riconoscibili lungo la fascia costiera sommersa dell'Isola di Levanzo (calcarei triassici della F.ne Sciacca), ma anche in un vasto areale ad est dell'Isola. Depositoli oligomiocenici (3a) costituiscono gran parte del substrato dei fondali della Laguna di Mozia (detto comunemente “Stagnone di Marsala”).

La carta tematica mostra alcune aree (non campite) in cui l'esiguità dei dati reperibili non consente di riconoscere i terreni presenti. Tuttavia, quando comparati con i terreni affioranti nel settore emerso, i depositi così cartografati nel settore marino confermano una sostanziale continuità con i precedenti.

4. - LE UNITÀ STRATIGRAFICO-STRUTTURALI NELLA REGIONE DEL FOGLIO “PACECO”. LIMITI E CARATTERI.

Riprendendo lo schema di Tab. IV e le succinte descrizioni anticipate nel paragrafo 2, le varie U.S.S. vengono qui discusse, prendendo in considerazione l'estensione dei corpi strutturali sul terreno, la loro continuità nel sottosuolo e avendo in mente le caratteristiche litostratigrafiche principali (Tavv. I e II).

U.S.S. Buseto Palizzolo. Corrisponde ad una pila di corpi tettonici di dimensioni contenute nello spessore (300-1200 m). Affiora in gran parte del settore emerso del Foglio ad esclusione della fascia costiera dove risulta coperta, con decorso nord-sud, da depositi tardo quaternari e recenti; si rinviene in prosecuzione laterale in tutto l'*offshore* del Foglio. Seguendo un *trend* ONO-ESE si distinguono generalmente tre grandi corpi (subunità), a loro volta deformati al loro interno. La sezione geologica CC') Stazione Marausa-C.Pozzillo-Timpone Nasco offre una buona conferma di questo assetto strutturale consentendo di riconoscere dall'alto verso il basso, le subunità Misiliscemi, Corvi e Siggiate (queste ultime, a luoghi non distinguibili) ed il loro appoggio tettonico sulla subunità Mozia (U.S.S. Egusea). Le subunità sono state identificate, in particolare, lungo le sezioni geologiche che attraversano la regione di Marausa, Rilievo e Marcanzotta. In questa regione l'Unità comprende il maggior numero di subunità impilate che si sono conservate all'interno di una forte depressione del substrato carbonatico

Trapanese (sinforme crostale), visibile nella sezione geologica CC') Stazione Marausa-Timpone Nasco.

Le subunità, definite in terra con maggiore difficoltà, sono, dalla più alta:

Subunità Misiliscemi. Rappresenta la subunità più frequentemente incontrata in superficie anche se è subaffiorante nel settore Birgi-Marausa e, a luoghi, parzialmente erosa nella sua parte sommitale. E' costituita da depositi carbonatici e silico-clastici cretacico-miocenici (**DAT**, **LUO**, e in discordanza **SIC**). Lo spessore complessivo della subunità oscilla tra 0,3 e 0,5 s. twt (400-750 m).

Subunità Corvi e Siggiaie. Sono costituite ambedue da depositi simili del Mesozoico superiore, paleogenici e miocenici (questi ultimi caratterizzati da grandi spessori), appartenenti alle formazioni calciliti di Dattilo, Luziano (**LUO**), ed in particolare Mischio (i cui livelli sommitali, carbonatici e clastico-carbonatici, coronati da livelli argillosi (**SIC**) sono ben riconoscibili nelle linee sismiche). Le aree di affioramento sono molto ridotte (Costiere Siggiaie, area del Pozzo Corvi etc.) impedendo una reale valutazione degli spessori che sono ragguardevoli (fino a 0,8 s. twt, 1200 m) quando misurati con l'ausilio della sismica a riflessione. La distinzione delle due subunità può risultare incerta in quanto i due corpi, a luoghi, possono unificarsi lateralmente.

Subunità Scorace. La subunità affiora nel settore centro orientale del Foglio nella regione di Fumosa ed è geometricamente giustapposta, con un contatto meccanico del suo limite sud occidentale, alla subunità Costiere Siggiaie. La subunità si differenzia per i caratteri litostratigrafici essendo costituita da una successione i cui termini più recenti sono le argille ed arenarie quarzose flyschoidi dell'Oligocene superiore-Miocene inferiore, già assegnate alla f.ne Monte Bosco (vedi CATALANO *et alii*, 2011a). Queste ultime poggiano sulle pelagiti cretacico-oligoceniche (calciliti di Dattilo, sezione geologica M. Serro Ovest-Piani di Borromia).

Nel settore marino l'Unità Buseto Palizzolo non è ben definita, dal punto di vista litostratigrafico, per la esiguità dei dati disponibili (le stratigrafie non sempre dettagliate dei Pozzi petroliferi in mare). Dati, tuttavia, sufficienti per ritenere che ciascuna delle subunità sia costituita da buona parte della intera successione stratigrafica Prepanormide cretacico-miocenica (Formazione Hybla e calciliti di Dattilo (**DAT**), Argille ed arenarie quarzose di Monte Bosco (**BCO**), Argille, calcari ed arenarie glauconitiche di Monte Luziano (**LUO**) e biolititi, biocalciriti algali, glauconitiche e sabbie pelitiche a grandi macrofossili "Mischio" (**HIO**)). Come prima mostrato nei profili geosismici del settore sommerso, la struttura dell'U.S.S. appare confrontabile con quanto riconosciuto in terra.

L'U.S.S. Buseto Palizzolo, quando considerata nel suo insieme, è regionalmente limitata alla sua base da una superficie di *thrust* che la separa dalle unità geometricamente sottostanti (U.S.S. Egusea ed U.S.S. Trapanesi, sezione geologica a). L'età della deformazione (*détachment* ed originaria messa in posto (*stacking*))

delle falde) è coeva o successiva al Serravalliano (depositi più recenti coinvolti). L'U.S.S. si continua lateralmente verso est e nord est nell'area adiacente (Fogli "Alcamo", "Trapani" e "Castellammare del Golfo", Figg. 1, 81b); in quest'ultima regione è possibile rilevare la sua sovrapposizione tettonica direttamente sulle Marne di San Cipirello (Serravalliano-Tortoniano inferiore) pertinenti alla successione Trapanese. Questo contatto è visibile lungo tutto il versante settentrionale di Monte Bosco (Foglio "Castellammare del Golfo", CATALANO *et alii*, 2011a).

I corpi tettonici appaiono coinvolti, a luoghi, nella successiva fase che deforma, anche i depositi del Miocene Superiore-Pliocene, spesso sedimentatisi in discordanza sui precedenti terreni già strutturati. Il rinvenimento, in affioramento, di isolate placche di evaporiti e trubi, in *onlap* sul sottostante carapace delle falde, suggerisce l'esistenza di eventi erosivi anche precedenti alla deposizione messiniano-pleiocenica.

U.S.S. Egusea. Nella regione del Foglio è rappresentata dalle subunità Mozia, Favignana e Levanzo (Tab. IV). L'U.S.S. Egusea si rinviene sommersa, per la gran parte, nel settore *offshore* del Foglio (subunità Favignana/Levanzo) e si continua in terra soltanto in sottosuolo, rappresentata dalla subunità Mozia (Tavv. I, II).

Subunità Mozia. I caratteri geometrici e l'assetto della subunità sono ben visibili nella sezione geologica a (in cornice). I dati stratigrafici che la caratterizzano rispetto alle unità adiacenti sono forniti dal Pozzo Mozia 1. Lo spessore della subunità varia e si assottiglia verso est per la supposta eliminazione (*rabotage* basale?) dei termini carbonatici più antichi (depositi triassici-liassici).

La struttura è delimitata in basso da una superficie chiaramente meccanica, riconoscibile al tetto dell'unità tettonica sottostante (equivalente U.S.S. Montagna Grande). Il suo limite superiore (ancora una volta espressione di un contatto meccanico/tettonico) è la superficie che separa i depositi terrigeno-marnosi del Messiniano-Pliocene dai sovrastanti terreni cretacico-miocenici dell'U.S.S. Buseto Palizzolo. L'estensione e la continuità laterale del corpo tettonico è individuabile soltanto grazie alla correlazione tra i profili sismici: la subunità si estende (sempre nel sottosuolo) da nord a sud nel settore occidentale emerso (osservabile lungo il profilo geosismico b) e si sviluppa verso est nell'area vicina a Montagnola della Borrانيا. La sua continuità laterale occidentale nell'*offshore* è mal definita rivelandosi molto incerto il suo limite con l'adiacente subunità Favignana.

La subunità si sviluppa verso est-sud-est (sezione geologica Birgi Novo-Monte Pozzillo a) a partire dalla costa (dove la stessa è sepolta a circa 2000 metri di profondità) e culmina a qualche centinaio di metri dal piano di campagna nella zona di incrocio tra i torrenti Borromia e Marcanzotta, dove si riduce a poche decine di metri, probabilmente a causa dell'evento erosivo che ha interessato l'alto strutturale preesistente, come si può arguire dalla culminazione assiale

della sottostante unità carbonatica Trapanese (corrispondente laterale dell'U.S.S. Montagna Grande). Le successioni silico-marnose di età Tortoniano-Messiniano (incontrate anche dal pozzo omonimo), sottoposte a deformazioni di tipo duttile, vengono interpretate come correlabili ai coevi depositi affioranti nel settore meridionale del Foglio (vedi Cozzo Rinazzo).

Subunità Favignana. La subunità è costituita, prevalentemente, da depositi mesocenozoici in facies di piattaforma carbonatica Prepanormide. I dati stratigrafici provengono dai pozzi Narciso e dalla successione stratigrafica riconoscibile nella regione occidentale dell'Isola (Foglio "Egadi", CATALANO *et alii*, Foglio "Egadi" in stampa). La subunità, affiorante a Favignana ovest, si continua nel sottosuolo del settore orientale dell'Isola di Favignana dove attualmente, affiorano sedimenti plio-pleistocenici; nella sua estensione sottomarina è rappresentata da una coppia sinforme-antiforme, quest'ultima perforata dai pozzi Narciso. La rampa dell'antiforme costituisce il fronte orientale della subunità (profili geosismici m, n) di Fig. 102) che a sua volta, poggia sulla adiacente parte sommersa della subunità Mozia; la direzione del fronte tettonico ha un andamento circa NNE-SSO. A partire dall'area di Favignana, la sinforme subisce un crescente raccorciamento che porta la rampa più alta ed occidentale a sovrapporsi, verso est, all'intera struttura mostrando il raddoppio della stessa (profilo geosismico h di Fig. 101).

Il limite laterale con l'adiacente subunità Levanzo si può individuare nella regione intermedia tra le due Isole, ma appare alquanto incerto, anche perché seppellito dal bacino sedimentario plio-pleistocenico che insiste sull'area (Tav. III).

Subunità Levanzo. E' una struttura che occupa l'intera Isola di Levanzo (di questa viene qui presa in considerazione la parte meridionale ed orientale inclusa nel Foglio) e si continua, deprimendosi in profondità nella regione *offshore* sino alla costa di Trapani, includendo l'area degli isolotti Maraone e Formica i cui terreni afforanti sono le calcareniti del sistema di Marsala. Con riferimento alla parte meridionale ed orientale dell'Isola inclusa nel Foglio si possono riconoscere almeno due rampe tettoniche (Fig. 91), allungate in senso NNO-SSE, costituite da carbonati di piattaforma triassico-liassici con vergenza orientale/sud orientale e piani di *thrust* mediamente inclinati. Sull'Isola, particolarmente significativo per la datazione della deformazione più recente appare il piano di faglia passante per La Fossa alla base di Pizzo del Monaco (vedi Titolo Stratigrafia), che coinvolge quindi nella deformazione terreni pliocenici. La struttura è interessata da sistemi di faglie inverse (a luoghi con componente orizzontale, INCANDELA, 1995) e distensive che generalmente intagliano le fasce costiere.

5. - DEPOSITI DI BACINI DI *WEDGE-TOP* E TETTONICA PLIO-PLIOSTOCENICA

In gran parte del Foglio sono presenti depositi pliocenico-pleistocenici che colmano depressioni di varia natura (strutturali o deposizionali). La superficie di deposizione corrisponde all'originario tetto dei depositi del Messiniano o ad una ben nota (SELLI & FABBRI, 1971) superficie di erosione post-Messiniano. I depositi possono raggiungere spessori di 500 m nelle zone di depocentro. Geometrie, spessori e rapporti stratigrafico-strutturali con i sedimenti adiacenti non sono facilmente riconoscibili né sul terreno né nelle aree sommerse; sono ricavabili però dalla interpretazione delle linee sismiche calibrate dai pozzi stratigrafici, presenti tanto nell'*offshore* (Fig. 103) quanto nel settore terrestre. Nell'*offshore* e nella fascia costiera emersa, geometria e spessore dei depositi bacinali vengono messi in evidenza grazie alla ricostruzione delle isocronopache che ben si correlano nell'ambito dei due settori. I bacini plio-pleistocenici hanno direzioni preferenziali ONO-ESE e NE-SO (vedi Foglio geologico e Tav. D); la loro formazione è in gran parte determinata dalla fase tettonica post-Messiniano. I depositi (già ampiamente descritti nel relativo Titolo della Stratigrafia) ricoprono in discordanza le U.S.S. Prepanormidi, ed appaiono progressivamente coinvolti nella deformazione, come evidenziato dalla presenza di strutture di crescita con apparenti discordanze intrastratali (depositi sintettonici). Progressivamente e in stretta alternanza

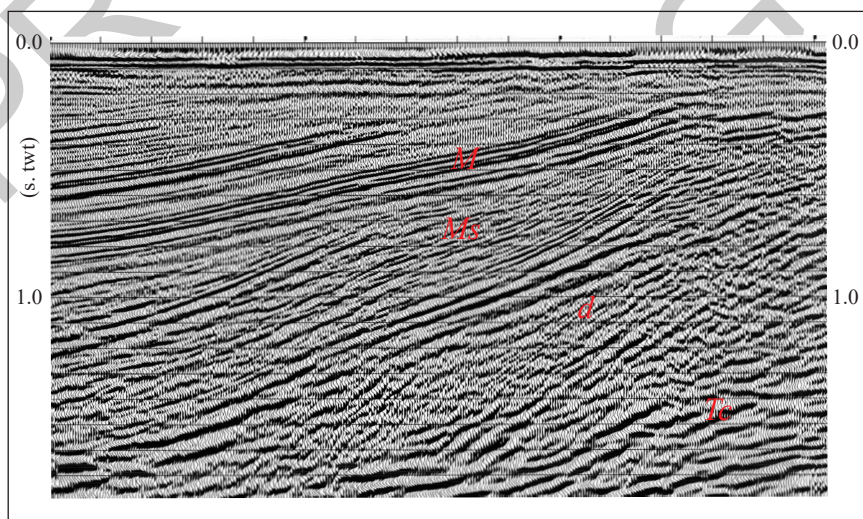


Fig. 103 - La sezione sismica *p* (traccia in Fig. 94) mostra in dettaglio l'andamento e la deformazione compressiva dell'orizzonte messiniano (*M*), il soprastante cuneo di depositi plio-pleistocenici con strutture di crescita e superfici di inconformità e quello sottostante costituito da depositi elastici miocenici (*Ms*). *d*: tetto della U.S.S. Buseto Palizzolo. *TC*: tetto dei carbonati mesozoici.

con impulsi della tettonica contrazionale (Tab. VI), episodi con cinematica distensiva/trastensiva intagliano i depositi bacinali (vedasi orientazione e caratteri dei sistemi di faglie che deformano i Trubi pliocenici, già piegati (Fig. 93), le calcareniti di Marsala di età Calabriano ed i depositi del sistema di Paceco di età Pleistocene medio). L'episodio post Calabriano potrebbe essere correlato con la tettonica distensiva con componente trascorrente riferibile almeno al Tarentiano e che appare intagliare i depositi del sistema di Barcarello (Tirreniano).

Le testimonianze di questa fase, molto evidenti nei depositi quaternari presenti sulle Isole, sono poco riconoscibili nel settore emerso occidentale del Foglio anche a causa della estesa copertura di "regolite" sui depositi quaternari certamente presenti.

Importante si rivela il significato strutturale dei bacini perché questi ultimi vengono a configurare un sistema catena-avanfossa in cui la ipotizzata avanfossa unica miocenica (ARGNANI *et alii*, 1989, fra gli altri) viene sostituita a partire dal Messiniano da una serie di bacini di *thrust top* che registrano le deformazioni più recenti della catena.

6. - CENNI SULL'EVOLUZIONE TETTONO-SEDIMENTARIA

6.1. - TIPOLOGIA E CRONOLOGIA RELATIVA DELLE DEFORMAZIONI NEL FOGLIO "PACECO"

Le deformazioni riconosciute nel Foglio "Paceco" (vedi dati raccolti) sono riferibili a:

- sistemi di piegamento principale 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, ENE-OSO e localmente riorientano le pieghe del primo sistema ad andamento O-E e NO-SE (*faulted or folded folds*);
- fronti di accavallamento dei *thrust sheets* Prepanormidi (con direzione principale di trasporto NO-SE) sui terreni deformati delle unità Trapanesi;
- superfici di scollamento a carattere locale tra i terreni cretacico-miocenici e quelli triassico-giurassici nelle successioni delle unità Prepanormidi;
- embricazione interna delle coperture cretacico-mioceniche Prepanormidi, riconoscibile sulla base delle deformazioni duttili e piani di taglio a varia scala;
- contatti tettonici con direzione E- o NE- interpretabili come rampe oblique e/o laterali;
- embricazione delle unità carbonatiche Trapanesi, caratterizzata da faglie inverse e sovrascorrimenti che si rastremano lungo locali *sole thrust*;
- faglie distensive a geometria raramente listrica con direzioni variabili, tra

quelle E-O, N-S e NNE-SSO, localmente interessate da componente orizzontale, possono riattivare i piani delle faglie inverse ad alto angolo (Tab. VI).

6.2. - EVOLUZIONE CINEMATICA DELLA REGIONE DEL FOGLIO. UNA SINTESI

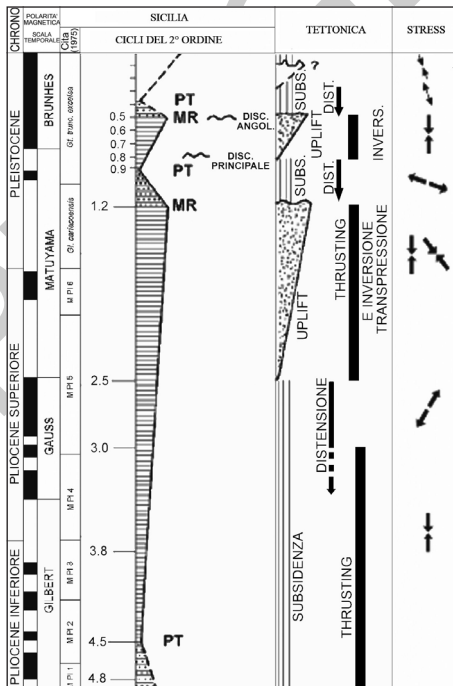
L'edificio tettonico, affiorante e sommerso nel Foglio "Paceco", è stato originato da successive fasi deformative (preorogena, collisionale, distensiva/trastensiva) che hanno interessato, anche alla scala regionale del Mediterraneo centrale (Sicilia in particolare, Tab. VII), le successioni sedimentarie deposte nei domini del margine continentale Africano, dal Permiano al Pleistocene.

1) Nella fase preorogena la tettonica sinsedimentaria distensiva e transtensiva accompagna e controlla la deposizione delle diverse successioni mesozoiche. L'area depozionale del settore siciliano dell'antico margine continentale africano, secondo varie ricostruzioni

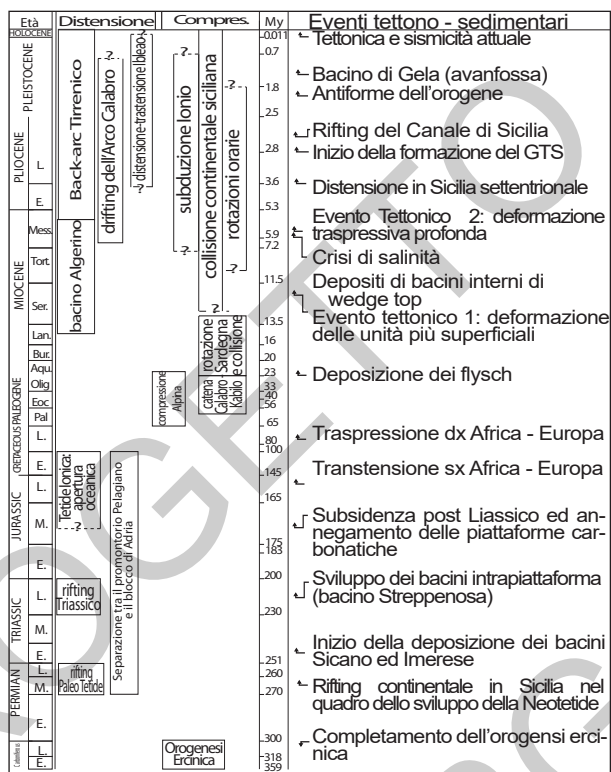
(CATALANO *et alii*, 1991, 1992a, 1996, 2015; ZARCONI *et alii*, 2010), era costituita da un vasto dominio di mare profondo (Bacino Imerese-Sicano) cui si affiancava, lungo il suo margine esterno (attuale sud), una estesa area di piattaforma carbonatica (piattaforma Pelagiana, Trapanese, Panormide, Prepanormide) sviluppata sin dal Triassico su crosta africana (CATALANO & D'ARGENIO, 1982).

A questi eventi a scala regionale, prima brevemente evocati, viene riferita l'evoluzione tettonica ricostruita per l'area del Foglio "Paceco". Area in cui non si rinvencono (anche nel sottosuolo) i terreni dei domini paleogeografici bacinali (Unità Imeresi) e che sono invece presenti nella rimanente Catena Siciliana.

2) La fase collisionale che ha coinvolto queste successioni, iniziata nel Miocene medio, è responsabile della strutturazione



Tab. VI - Lo schema riporta la durata temporale (ipotizzata) 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).



Tab. VII - Quadro di riferimento degli eventi tettono-sedimentari nel Mediterraneo centrale.

della Catena Siciliana in unità tettoniche (U.S.S.) e si sviluppa attraverso eventi tettonici (Evento I e II) caratterizzati inizialmente da una direzione di massima compressione orizzontale (AVELLONE *et alii*, 2010). I thrust principali correlabili a questo evento deformativo presentano una direzione di massima compressione orientata O-E e NO-SE (Evento I, *shallow seated thrusts*, OLDOW *et alii*, 1990; AVELLONE *et alii*, 2010). Dalla fine del Miocene, una tettonica compressivo-traspressiva coinvolge, progressivamente, il dominio della Piattaforma Carbonatica più esterna, al tempo avampaese dell'Orogeno in formazione. Quest'ultimo si è andato deformando (Evento II, *deep seated thrusts*) secondo grandi antiformi a direzione assiale E-O, successivamente ripiegate lungo la direzione di massima compressione NE-SO e N-S di età pliocenica o più recente (OLDOW *et alii*, 1990).

Nell'area studiata, le analisi strutturali hanno mostrato, in generale, l'esistenza di famiglie di pieghe con gli assi più antichi orientati N-S e NO-SE successivamente ruotati in direzione est-ovest. Responsabile di questo cambiamento

sarebbe il sistema di pieghe e faglie inverse (legato all'Evento II) che interrompe i piani di sovrascorrimento rideformando le unità già messe in posto.

Le unità tettoniche Prepanormidi (formatesi durante l'Evento I) appaiono dislocate e rideformate dalla tettonica successiva (Evento II) che sovrappone, al loro interno, i terreni mesocenozoici sui depositi tardo miocenici e pliocenici. Nel corso di questo evento si sarebbe originata l'imbricazione interna delle falde Prepanormidi e la deformazione (con scollamento crostale) dell'unità paleogeografica carbonatica Trapanese che, fino a questo tempo, aveva funzionato da avampaese. Evidenze della tettonica responsabile dell'attuale assetto della regione sono mostrate nelle varie sezioni geologiche e comprovate dai pozzi Mozia 1 e Trapani 1 dove le unità Prepanormidi giacciono sui depositi messiniani (Evento II) o dal coinvolgimento dei depositi gessosi messiniani in strutture con direzione assiale ONO-ESE rilevate in particolare nella parte settentrionale del Foglio. Le Unità Trapanesi si sono deformate a partire dalla fine del Miocene (Messiniano) o possibilmente all'inizio della deposizione dei Trubi (Pliocene inferiore) secondo geometrie di *ramp* e *flat* e frequenti strutture di *back-thrust* (all'origine della formazione di strutture da *pop up*) determinatesi probabilmente nella fase iniziale della deformazione.

Le direzioni di piegamento sembrerebbero associabili alla originaria direzione di trasporto che avviene verso est, mentre la rotazione subita successivamente dalla seconda famiglia di pieghe (con assi diretti est-ovest) potrebbe essere dovuta ad un cambiamento della direzione di trasporto tettonico verso sud, in tempi successivi al Pliocene inferiore. Questa strutturazione è riconoscibile pur con alcune cautele, anche nelle unità sommerse (vedi Figg. 96, 101-102). Durante il Tortoniano inferiore si individuano gli accavallamenti delle unità Prepanormidi più interne (U.S.S. Buseto-Palizzolo) su quelle più esterne (U.S.S. Egusea), secondo un piano di sovrascorrimento principale vergente verso est e sud est (Evento I). Successivamente, a causa dei grandi raccorciamenti avvenuti, le varie Unità si sovrappongono, dando luogo ad un edificio strutturale caratterizzato da significativi spessori.

Nel settore nord-occidentale del Foglio lo spessore complessivo del cuneo tettonico (vedi sezione CC', Tav. II) indica che la profondità del piano di scollamento delle Unità Trapanesi rispetto alla posizione del basamento crostale non può essere meno profondo di 4 s. twt (8-12 km). Valutazione confermata dai dati geofisici che in Fig. 81a danno la profondità del basamento in corrispondenza della regione studiata. Nel complesso, il multistrato sedimentario deformato mostra che la gran parte delle pieghe e delle faglie con direzione ONO-ESE e NO-SE sono state rideformate a loro volta lungo il *trend* NE-SO.

3) La tettonica distensiva pleistocenica, è riferibile all'apertura del Tirreno, evento che risulta responsabile, solo in parte, dell'assetto strutturale attuale. Infatti sono riconoscibili evidenze di deformazioni compressive o transpressive

che coinvolgono anche terreni più recenti del Pliocene-Pleistocene inferiore. La fase tettonica disgiuntiva e probabilmente transtensiva, datata al Pleistocene, frammenta l'area in blocchi. Le faglie mostrano superfici subverticali e sono raggruppabili in grandi dislocazioni a prevalente andamento NO-SE e NE-SO, NNE-SSO e N-S (responsabili tra l'altro della morfologia costiera delle isole) per lo più parallele agli assi delle pieghe.

In conclusione, la successione degli eventi tettonici conferma anche per l'area del Foglio "Paceco" che il sistema deformativo più antico, databile al Miocene viene rideformato da una fase più tardiva del Pliocene-Pleistocene inferiore, confermando quanto prima riconosciuto in tutto l'orogene siciliano (OLDOW *et alii*, 1990; AVELLONE *et alii*, 2010; CATALANO *et alii* 1996, 2013b).

6.3. - CENNI SULL'EVOLUZIONE PALEOGEOGRAFICA DELLA REGIONE DEL FOGLIO

L'analisi di facies e la retrodeformazione delle Unità Stratigrafico-Strutturali, attualmente impilate nel settore di catena studiato, sono state utilizzate per ricostruire la posizione originaria dei vari domini paleogeografici (Fig. 104) ed i loro rapporti reciproci (restituzione palinspastica). Dai più interni (rispetto all'originario margine continentale) Paleodomini Prepanormidi e Panormidi al più esterno Paleodominio Trapanese si ricostruisce, per il settore rappresentato nel Foglio "Paceco", un unico e comune ambiente di piattaforma carbonatica sviluppatosi nel Triassico-Liassico e progressivamente "annegato" nel Giurassico in seguito alla tettonica transtensiva innescata dal *rifting* continentale (BERNOULLI & JENKINS, 1974), noto in tutto il Mediterraneo. Questa deformazione originò, a partire dal Giurassico e fino all'Eocene-Oligocene inferiore un dominio continuo

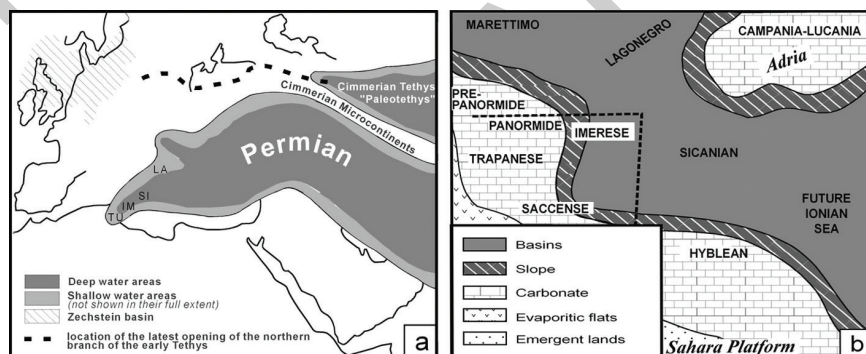


Fig. 104 - Ricostruzione paleogeografica del margine continentale siciliano durante il Permiano (a) ed il Trias superiore (b) (da CATALANO *et alii*, 1991). Sono riportati in modo schematico i rapporti tra i vari domini descritti nel testo.

di “*seamount*” (JENKYN, 1970) o piattaforma carbonatica pelagica e di bacini di “*half graben*” (CATALANO & D’ARGENIO, 1982).

Dal punto di vista paleogeografico il Paleodominio Prepanormide si identifica come un’area di deposizione che si sviluppava a ovest/nord-ovest della Sicilia, in posizione adiacente ma interna al Paleodominio Trapanese, e come quest’ultimo, caratterizzata durante il Triassico-Liassico da una deposizione di piattaforma carbonatica. Il Dominio Prepanormide viene considerato da ANTONELLI *et alii* (1991) equivalente dell’“Area di Nilde” identificata nel Canale di Sicilia ad ovest delle Isole Egadi. L’uno e/o l’altro sono comunque da differenziare rispetto al più nord orientale ed orientale (?) Paleodominio Imerese *Auct.* in quanto quest’ultimo comprende, a partire, almeno dalla base del Triassico (Anisico-Ladinico) una successione carbonatica, elastico-carbonatica e silico-carbonatica depositatisi in mare profondo (CATALANO *et alii*, 2013 *a cum* bibliografia; CATALANO, 2013; CATALANO *et alii*, 2013b). Una continuazione laterale (verso occidente o verso il nord attuale) del Dominio Imerese al Dominio Prepanormide, a partire dal Giurassico medio-superiore, è ipotizzabile specialmente se si guarda alla successiva e progressiva formazione del sistema di catena-avanfossa contemporanea alla collisione con il blocco sardo alla fine dell’Oligocene (vedi TORELLI *et alii*, 1984; CATALANO *et alii*, 1985; CATALANO *et alii*, 1989; CATALANO *et alii*, 2013b). Nel settore più occidentale del margine continentale si sarebbe instaurata una deposizione, evidenziata dalla contiguità e conseguente coalescenza i) delle facies oligo-mioceniche elastico-carbonatiche più esterne (Monte Bosco, Luziano, Mischio) sedimentatesi nei domini Panormide e Prepanormide, e ii) dei depositi equivalenti e coevi più esterni delle facies terrigene del Flysch Numidico (ANTONELLI *et alii*, 1991; CATALANO *et alii*, 1985, 1989).

6.4. - NEOTETTONICA E SISMICITÀ RECENTE

L’attività tettonica post-messiniana, compressiva e distensiva (già ricostruita alla scala regionale, vedi Tab. VI), è evidenziata dai caratteri geometrici della sedimentazione plio-pleistocenica, la cui evoluzione è stata riconosciuta, in aree adiacenti, sulla base dell’analisi stratigrafico-sequenziale (AGATE *et alii*, 1993; CATALANO & MILIA, 1990). Negli ultimi 500.000 anni l’area risulterebbe tettonicamente ancora attiva come testimoniato dalle 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 e subaffioranti, a quote differenti, nelle aree occidentali e meridionali del settore emerso o riconosciute (grazie alla sismica a riflessione) nel settore sommerso del Foglio. I meccanismi focali compressivi e/o transpressivi ricavati dagli eventi tellurici di bassa intensità e profondità, recentemente verificatisi (1998, 2002 e 2010), in aree adiacenti,

nell'*offshore* di Capo San Vito (AGATE *et alii*, 2000; GIUNTA *et alii*, 2009) e a NO di Castellammare del Golfo, suggeriscono che l'attività tettonica attuale nell'area è segnata dal verificarsi di eventi di compressione e transpressione geodinamicamente significativi. Questi eventi accompagnano un lento ma prolungato sollevamento che interessa la costa e la piattaforma continentale lungo tutta la Sicilia nord-occidentale.

PROGETTO

CARG

VIII - SFRUTTAMENTO ANTROPICO DELLE RISORSE GEOLOGICHE

1. - RISORSE MINERARIE

L'attività estrattiva nel Foglio "Paceco" è ben documentata sin dal XVI secolo con la presenza di cave a cielo aperto ed ipogee per lo sfruttamento di materiali lapidei cavati da alcuni affioramenti significativi. Gli scarti della lavorazione venivano anticamente utilizzati come inerti o come materiale di riempimento dell'area cavata, nella fase finale di dismissione.

Le calcareniti del sintema di Marsala sino alla prima metà del XX secolo erano sfruttate, utilizzando cave a cielo aperto e cave in sotterraneo (a galleria o a camere e pilastri, queste ultime note come "cave a pilere"), localmente in parte ancora visibili, per l'estrazione di materiale lapideo di costruzione edile o come materiale inerte ("*smarrato*"). Emblematico, a tal proposito, è il toponimo Pietretagliate. Vi era pure qualche cava di argilla (utilizzata per la produzione di terrecotte). A causa del loro progressivo abbandono, le cave in sotterraneo di Marsala e Favignana mostrano oggi evidenti segni di instabilità (vedi Titolo IV - §1.2.2.) che conferiscono, alle aree in cui si trovano, elevate condizioni di pericolosità/rischio da sprofondamento. Tali condizioni sono divenute manifeste a partire dagli scorsi anni '60, quando in pieno centro abitato di Marsala si sono cominciati a verificare i primi processi di subsidenza e di sprofondamento del tetto di cave ipogee, che hanno portato all'apertura di voragini in superficie con danni a strutture e manufatti. Le cause di questi processi, conosciuti in letteratura con il termine di *sinkhole*, sono da ricondurre: all'irrazionale e disorganico sfruttamento delle cave in sotterraneo, con scavi che in passato si sono spinti oltre

ogni limite di sicurezza; al decadimento delle proprietà fisiche e meccaniche degli ammassi rocciosi, dovuti alla degradazione della roccia; agli effetti dello stato di fessurazione dell'ammasso roccioso sui pilastri e sulle pareti delle cave; alle acque di infiltrazione conseguenti agli apporti meteorici, che creano condizioni di improvvisa saturazione e desaturazione della roccia calcarenitica; alle continue "sollecitazioni" esterne prodotte da eventi sismici, dal traffico urbano e da interventi antropici in genere (PLACENTI, 2005; BONAMINI *et alii*, 2013; VATTANO *et alii*, 2015; FAZIO *et alii*, 2017).

L'unica attività mineraria attualmente esistente è quella delle saline, ben documentate sin dal XVI secolo, che producono un eccellente sale marino. Per la tutela di questo importante patrimonio ambientale e storico, nel 1995 è stata creata la *Riserva naturale integrale Saline di Trapani e Paceco*, estesa quasi mille ettari, suddivisi in zona A di riserva (707 ha) e zona B di pre-riserva (278,75 ha), ricadente nei territori comunali di Trapani e Paceco. In località Nubia (frazione del comune di Trapani) è presente un museo dedicato alle saline ed al loro esercizio, con ricco apparato iconografico ed espositivo (CANCILA 1999; TROIA 2005). Occorre, inoltre, rammentare che le saline Ettore e Infersa, site nel territorio comunale di Marsala, si estendono nella zona di pre-riserva della Riserva naturale orientata delle isole dello Stagnone.

Per il loro elevato valore ambientale, le saline sono state inoltre dichiarate Zona Umida, Sito di Importanza Internazionale, Sito di Interesse Comunitario (SIC), nonché Zona di Protezione Speciale (ZPS) prevista dalla Direttiva Uccelli.

2. - IDROGEOLOGIA

Gli unici studi di carattere generale sulle idrostrutture della Sicilia occidentale sono quelli di BARTOLOMEI *et alii* (1983), CATALANO *et alii* (1988) e REGIONE SICILIA (2004).

Recentemente, sono stati condotti studi idrogeologici di notevole dettaglio in alcuni settori significativi della Sicilia occidentale e, in particolare, nei Monti di Trapani-Castellammare (CUSIMANO *et alii*, 2002) dove, dal basso verso l'alto nell'edificio tettonico, sono state riconosciute due grandi unità idrostrutturali derivanti rispettivamente dalla deformazione di successioni del dominio Trapanese (Monte Ramalloro-Monte Inici) e Panormide (Monte Monaco-Monte Sparacio) e che ospitano importanti acquiferi in rete di fratture.

Nel foglio "Paceco", i complessi carbonatici e carbonatico-silicoclastici, fratturati e più o meno carsificati, presenti nelle successioni di piattaforma carbonatica e carbonatico-pelagica del dominio Trapanese, affioranti nei Monti di Trapani, sono noti esclusivamente in perforazione (pozzi per la ricerca di idrocarburi), essendo sepolti al di sotto di complessi prevalentemente argillosi (coperture

terrigene) a ridotta o nulla permeabilità. Questi complessi carbonatici e carbonatico-silicoclastici sono sede di importanti acquiferi in rete di fratture, spesso termali.

I terreni calcareo-marnosi e terrigeni, parzialmente affioranti e tettonicamente sovrastanti ai precedenti, che derivano dalla deformazione del dominio Prepanormide, svolgono un ruolo idrogeologico alquanto modesto. I livelli permeabili per fratturazione sono dati da calcari marnosi e marne con intercalazioni biocalcarenitiche, che verso l'alto sono sostituiti da argilliti e marne siltose con orizzonti di arenarie quarzose (quest'ultime permeabili per fratturazione e, subordinatamente, per porosità). Complessivamente, tali terreni si comportano come un mezzo impermeabile e/o semipermeabile. Solo localmente, per la presenza di orizzonti più calcarei od arenacei, si possono originare falde idriche in rete di fratture di modesta entità che alimentano piccole scaturigini, particolarmente esposte al totale prosciugamento durante le stagioni secche.

Nelle strutture sinclinaliche, su questi terreni fanno seguito potenti spessori di depositi clastico-terrigeni dell'avanfossa miocenica e sintettonici pliocenici, costituiti da orizzonti a diverso grado di permeabilità che possono ospitare acquiferi spesso multifalda, separati da orizzonti impermeabili o semi-permeabili.

Gli acquiferi presenti negli intervalli conglomeratico-arenacei della formazione Terravecchia, arenacei della f.ne marnoso arenacea del Belice, calcarenitici del sistema di Marsala ed alluvionali pleistoceniche del sistema di Borromia, presentano manifestazioni sorgentizie relativamente modeste e sono sfruttate da pozzi idrici di enti pubblici e di privati.

Le evaporiti messiniane mostrano generalmente ridotta estensione areale e le sorgenti che esibiscono, essendo generalmente selenitose, non sono adatte al consumo umano.

I depositi sabbioso-calcarenitici e conglomeratici pleistocenici dei dintorni di Paceco, sono caratterizzati dalla presenza di acquiferi multifalda sfruttati principalmente tramite la captazione per pozzi. Nella fascia costiera, l'indiscriminato sfruttamento di tali acquiferi ha generato spesso evidenti fenomeni di ingressione di acqua marina con conseguente scadimento della qualità delle acque emunte. Un'altra fonte di rischio di inquinamento è data dall'indiscriminato utilizzo di fertilizzanti in campo agricolo con conseguente immissione di nitrati negli acquiferi sotterranei.

Nei depositi alluvionali degli alvei dei corsi d'acqua attuali (Birgi e bacini minori tra Birgi e Capo Lilibeo) sono presenti acquiferi multifalda, che vengono captati per pozzi per lo più a grande diametro.

L'approvvigionamento idrico del comune di Paceco, attorno alla metà del XIX secolo era dato da *acqua di fonte e di cisterna bastante e buona* (DI MARZO in AMICO ed. 1859).

Secondo il nuovo *Piano Regolatore Generale degli Acquedotti* (ASSESSORATO

DEI LAVORI PUBBLICI, 2006), l'abitato di Paceco (comprese le frazioni Nubia e Dattilo) è approvvigionato direttamente dall'acquedotto omonimo.

3. - TERMALISMO

Nel foglio "Paceco" non sono note manifestazioni idrotermali superficiali. Alcuni sondaggi profondi finalizzati alla ricerca di idrocarburi (Mozia 1: quota 10,00 m s.l.m., profondità -2502 dal p.c.; Corvi 1: quota 48,00 m s.l.m., profondità -1281 dal p.c.) hanno raggiunto ed attraversato il *top* del *reservoir* regionale geotermico (MONTANARI *et alii*, 2014) in seno ai carbonati di piattaforma Trapanese. Il *reservoir* corrisponde ad un alto idrostrutturale sepolto che include il sito del pozzo Corvi 1. La carta delle isoanomale di Bouguer, filtrata ad una profondità di 3-6 km, mostra una culminazione gravimetrica, allungata in senso OSO-ENE (BORNATI *et alii*, 1997), confermando l'esistenza dell'alto idrostrutturale sepolto.

4. - EVOLUZIONE DEL PAESAGGIO IN TEMPI STORICI

4.1. - GEOARCHEOLOGIA E GEOMORFOLOGIA DEL PAESAGGIO NEL FOGLIO "PACECO"

L'antropizzazione di questo settore del trapanese è documentata sin dalla preistoria ed ha avuto varie fasi di popolamento e di spopolamento in funzione dei *trend* demografici (correlati spesso con quelli climatici) e delle vicissitudini storiche.

I sistemi viari, nel loro andamento sono intimamente dipendenti dall'assetto geomorfologico del territorio e tramite essi è avvenuta, nel corso dei secoli, la penetrazione antropica nel territorio trapanese. Il progressivo raffittirsi della rete viaria è avvenuto di pari passo con l'aumento della pressione antropica.

I più antichi sistemi viari, originatisi in maniera spontanea, erano le vie di crinale, che per l'appunto seguivano i vari displuvi, frequentate sin dalla preistoria e che continuarono ad essere utilizzate dalle popolazioni, oltre che per gli spostamenti, anche in funzione delle loro attività agricole e silvo-pastorali.

Il più rilevante sito archeologico del foglio "Paceco" è quello di Mozia, documentato soprattutto a partire dalla fine dell'VIII secolo a.C. (SPANÒ GIAMMELLARO, 2008), che rientra nella *riserva naturale regionale delle Isole dello Stagnone di Marsala* (istituita nel 1984). Sono altresì documentate tracce di frequentazione del sito nell'età del bronzo (ceramiche a "fruttiera", acrome e senza decorazione incisa, della cultura di Castelluccio).

Mozia, antica stazione commerciale o *emporion* fenicio e, successivamente cartaginese (ECATEO in STEFANO BIZANTINO, v. *Motye*, cfr. BILLERBECK, 2006;

Tucidide, VI, 2), sorgeva nell'odierna isola di San Pantaleo, situata di fronte alla costa occidentale della Sicilia, tra l'Isola Grande e la riva tra Trapani e Marsala (COGLITORE, 1884).

L'esempio di Mozia è assai rappresentativo di come, sin dall'antichità, le scelte insediative siano state fortemente condizionate dalle caratteristiche dell'ambiente fisico e, soprattutto, delle peculiarità geologiche e geomorfologiche. L'abitato, infatti, fu edificato sui depositi calcarenitici del sistema di Marsala che, per la loro morfologia tabulare, risultano particolarmente vocati ad ospitare un insediamento. I banchi calcarenitici furono cavati ed utilizzati come materiale da costruzione, mentre lungo la costa furono adattati a piccoli bacini e/o banchine di attracco, mediante opportuni lavori di escavazione. Conferma, questa, di come l'edilizia fenicio-punica fosse basata sulla tendenza ad adattarsi alla configurazione naturale del terreno, sfruttando sapientemente le caratteristiche morfologiche e le possibilità di difesa offerte dai siti di insediamento (BARRECA, 1988).

Il centro abitato di Mozia fu devastato ed in gran parte distrutto dalle milizie di Dionisio I di Siracusa nel 397 a.C., dopo una disperata resistenza dei moziesi (DIODORO SICULO, XIV, 47-53), anche se sono attestate tracce di successiva frequentazione del sito nel III secolo a.C. I moziesi superstiti ripararono poi nel nuovo centro abitato di Lilibeo (sul sito dell'attuale Marsala).

Nell'area di Mozia sono note diverse strutture antropiche sommerse, veri e propri *markers* archeologici che furono inizialmente rilevate attraverso analisi fotogrammetriche (SCHMIEDT 1964) e successive prospezioni archeologiche (DU PLAT TAYLOR, 1964). Tali strutture andrebbero opportunamente studiate basandosi non soltanto su una prospettiva storico-topografica ed archeologica, bensì attraverso un approccio interdisciplinare e multidisciplinare che non trascuri i fondamentali aspetti geologici e geoarcheologici.

Queste strutture sottomarine, inoltre, sono un esempio emblematico di come le comunità fenicio-puniche affrontarono nel tempo le problematiche generate dalla lenta e progressiva risalita del livello del mare.

Una delle più rilevanti strutture sommerse è data da una strada carraia a doppio senso di circolazione che collegava l'isola con la terraferma (GRIFFO ALABISO, 1991) e che, nel tratto recentemente investigato con moderne metodologie di prospezione archeologica, sarebbe ubicata attorno a -1 m di profondità (BENASSI *et alii*, 2008). Tracce di sepolture appartenenti ad una necropoli, oggi sommerse, sono state recentemente rilevate.

L'analisi delle fonti storiche antiche, induce a ritenere che la batimetria dello Stagnone di Marsala, alla fine del IV secolo a.C., sia stata differente da quella attuale (caratterizzata da acque poco profonde) visto che a quel tempo lo specchio d'acqua era navigabile. LANZA DI TRABIA (1859), proprio a sottolineare la modestissima profondità dello Stagnone di Marsala, scriveva: "*I punti dove il mare è più profondo non sono che di pochi passi, e spesso le barche incagliano e vengono fermate; ad evitare la quale cosa si osservano dei segni di cannuce o*

legni conficcati, che additano i sentieri ove vogare”.

Le fonti storiche inducono a ritenere che anche la paleogeografia dell'area dovette essere diversa da quella attuale. Alla fine del IV secolo a.C., infatti, l'unico imbocco che consentiva l'accesso marittimo allo Stagnone di Marsala era quello sito a sud-ovest, tra la punta dello Stagnone e la Punta Palermo che, talaltro, in base alla documentazione storica, doveva essere molto più ristretto rispetto ad oggi (DIODORO SICULO, XIV, 48,3 e 50,3; POLIENO, V, 2,6).

Le fonti antiche (DIODORO SICULO, XIV, 48), attestano che l'isola di Mozia era collocata ad una distanza di *6 stadi olimpici* (c. 1100 m) dalla costa siciliana, come conferma anche il celebre geografo olandese Philip Clüver (CLUVERIUS, 1619), mentre la lunghezza attuale è minore di circa 800 m, a seguito dell'impianto delle saline (Infersa e Ettore).

Durante il dominio romano, lo sfruttamento antropico e la penetrazione nel territorio trapanese ebbero un ulteriore incremento con lo sviluppo dei latifondi e di una rete stradale, incentrata soprattutto nel fondovalle, che costeggiava in gran parte i corsi d'acqua principali (UGGERI, 1986). Sulla costa, da *Lilybaeum* (Marsala) a *Messana* (Messina) si snodava la *Via Valeria* (STRABONE, VI, 2, 1), arteria di collegamento tra le più rilevanti dell'Isola.

In epoca normanna i maggiori assi viari e le opere di attraversamento erano ancora di proprietà demaniale (ABULAFIA, 1991), anche se il loro mantenimento in efficienza si ritiene fosse demandato alle comunità locali, almeno per opere ordinarie (ARCIFA, 2001). La presenza di insediamenti abitativi rurali (*casali*) presso antiche strutture conventuali monastiche sembra essere spesso connessa allo sviluppo di terrazzamenti, che si diffondevano di pari passo con le colture della vite e dell'olivo e che costituivano un valido mezzo di contrasto nei confronti dell'erosione accelerata e del dissesto idrogeologico.

Nei secoli XIV e XV, con qualche seguito nel XVI secolo, la progressiva espansione degli opifici della canna da zucchero, industria che richiedeva grandi quantitativi di legname (TRASSELLI, 1982; SIGNORELLO, 2006), determinò l'indiscriminato disboscamento dapprima della fascia collinare e successivamente anche di gran parte dei rilievi montuosi, con conseguente aumento del dissesto idrogeologico e dell'interrimento costiero.

Il borgo feudale di Paeco, sorse agli inizi del XVII secolo nel feudo denominato *Mendolo*, per volere di Placido Fardella signore di S. Lorenzo. Come tanti altri abitati di nuova fondazione, si sviluppò sia a spese di piccoli villaggi sparsi nel territorio, già esistenti nel medioevo, sia grazie all'immigrazione dal Trapanese e dal Palermitano (MONROY, 1929). Nella fascia costiera si stendevano zone umide, più o meno realmente o potenzialmente malariche.

IX - EXPLANATORY NOTES OF PACECO GEOLOGICAL SHEET

1. - EXTENDED ABSTRACT

The Sheet 605 “Paceco” (Paceco geological Sheet, Fig. 1) in the Trapani province is the place of the westernmost (partly submerged) end of the Sicilian Fold and Thrust Belt (FTB). On land, the geological Sheet includes the northwest Sicily coastal belt, the southern end of the Levanzo Island and the eastern portion of the Favignana Island (Fig. 2). The western half of the Sheet (about 118 sq. Km) falls in the straight between the Trapani coast to the east and the islands of Favignana and Levanzo to the west.

In the represented area very recent, widespread and powerful sequences of marine, coastal, alluvial and colluvial deposits, often pedogenized or marked by paleo-soils, cover most of the ancient Mesozoic-Neogenic successions and their structural settings.

Field mapping and common methodologies could result not sufficient to widely reconstruct the rock distribution and their tectonic setting: consequently we strongly applied a detailed seismic reflection interpretation using the numerous profiles previously recorded in the area.

Independently, the area of the Geological Sheet shows some peculiarities that make it a key area, not only in the strictly geological field, to justify detailed studies, such as:

a) the occurrence of its flat topography reflecting a geological-geomorphological evolution due to the various erosive-depositional and eustatic processes

occurred in a tectonically active Quaternary.

b) the mesozoic-tertiary rocks, extended also to the submerged surroundings of the Egadi Islands, display lithologies distinct from those occurring in central and eastern Sicily but also partially comparable to some Tunisian offshore successions.

c) the presence of a well-preserved protected coastline along which the Isola Grande repairs from the open sea the so-called “Stagnone di Marsala”, an almost closed smooth sea in which there are three small islands; one of them, the Isle of San Pantaleo, is known as the site of the Punic-Roman archaeological site of Mozia (VIII-III century BC).

d) occurrence of the current Saline oriented nature reserve. The activity of sea salt extraction along the coast during several centuries contributed to the evolution of a coastal landscape with environmental features rarely found in other areas of the Mediterranean.

These Explanatory Notes, accompanying the geological map of the Geological Sheet, contain descriptions of the stratigraphic characters of the mapped terrains, the main tectonic features and the stratigraphic-structural evolution, so far expressed in both outcropping and submerged sectors. An introductory part describes content, survey methods, and long-term research and processing modes.

Bibliography

The essential elements of previous studies carried out by several researchers in the area and in the adjoining regions have been analyzed by grouping information for disciplinary areas. Implications of these studies on our work are further considered during the discussion of the data and taken away in the conclusions. The most significant results show how the progressive development of new geological views (from gravity tectonics (olistostromes and olistoliths) to modern interpretations in key Plate Tectonics) has contributed to obtain the interpretation of the structural setting of the region. Performed field geology maps of previous Authors have been not neglected. The information on the regional tectonic framework is based on the latest studies on the Apennines-Tyrrhenian geodynamic evolution and on the stratigraphic-structural characteristics of the Sicily FTB as performed from geophysical and geological studies.

Regional Geological Frame

The essential elements of the collisional complex of Sicily are: 1) a not deformed, Hyblean-Pelagian Foreland; 2) a recent Foredeep; 3) an Orogenic wedge, or Fold and Thrust Belt (FTB).

Results on Stratigraphy and Structural pattern of the outcropping and submerged sectors of the studied area will be subsequently framed into the evolution of the western Sicily FTB.

Stratigraphy

After introducing methodologies and criteria adopted in the stratigraphic and seismic stratigraphic analyses, biostratigraphy and palaeoenvironmental significance (see Fig. 10), a large part of the Notes is devoted to the description and illustration of the outcropping and/or buried sedimentary sequences recognized on the basis of field surveys and lithostratigraphic, sedimentological, biostratigraphic and seismostratigraphic analyses. Useful data were fed by some hydrocarbons boreholes (Appendix I), drilled in the past (Fig. 11), both onland and in the marine sector (where the Narciso boreholes group had identified a likely oil field, which, appropriately, was never exploited). In the frame of the seismostratigraphic analysis (and in accordance with results as reported in BORNATI *et alii*, 1997 and CATALANO *et alii*, 2002), some seismic units (consisting of groups of reflectors with specific geometry, amplitude, frequency and continuity pattern) have been recognized and later calibrated by some deep boreholes litho and biostratigraphic analyses (Fig. 12a-e).

Furthermore, unconformity bounded lithostratigraphic units (and their vertical and lateral relationships) were inserted into the chronostratigraphic framework (see Fig. 10). The mapped marine and continental Quaternary deposits were grouped following the UBSU classification (SALVADOR Ed., 1994), in the rank of supersynthem, synthem and subsynthem (CHANG, 1975; ISSC, 1994). For each unit, lower and upper boundaries have been defined, as well as lithological characteristics, texture variation and depositional environments.

Lithologies

Overall, outcropping and/or subsurface deposits, from younger to older, were grouped into:

a) clastic-carbonate marine and continental sediments deposited between the Pleistocene and the Present.

Quaternary deposits extensively crop out in almost the whole Geological Sheet. They are widespread along the coastal belt, especially in the plains of Marsala, Birgi, Paceco and the islands of the Stagnone and Favignana (eastern sector). They deposited in coastal, neritic to fluvial-palustrine delta and continental environments. In the more internal areas, fluvial deposits (floodplains of

valley and terraces) and extensive lagoon-colluvial layers, now affected by intense agri-business activities, occur.

Continental (Capo Plaia (AFL), Borromia (BRM)) and marine transitional (Barcarello (SIT)), Paceco (ECP) and Marsala (MRS) synthem have been erected to represent these deposits.

The Pleistocene marine and coastal calcarenites widespread occurring in Western Sicily, have been subjected to stratigraphic surveys since the last century for the significance they undertake in the framework of the Pleistocene tectono-sedimentary evolution.

The Marsala synthem (MRS) already known in Western Sicily (DI MAGGIO *et alii*, 2009) is here described as its lithofacies association (MRS_a) outcropping in the Favignana Island along several natural sections (Fig. 48). Our investigations complement the original studies of INCANDELA 1995 (partly included in ABATE *et alii*, 1999) and take into account the sequential analyses of some supplementary sampled sections and interpretations. Unlike ŚLACZKA *et alii* (2011) who interpret the deposits of the eastern part of the island as shallow sea side deposits, SLOOTMAN *et alii* (2016), and this work (MOSCARIELLO) suggest, on the basis of facies and fauna diversity (bryozoan increase in the eastern side of the island), a progressive deepening from West to East (outer ramp).

The Paceco synthem (ECP), consisting of sediments genetically correlated among them, has been differentiated in two facies association units. The synthem comprises arenites, consolidated sands, and rarely fossiliferous conglomerates (coastal-marine environment), thick windy sands, and conglomerates/paraconglomerates cycles alternating with predominantly carbonate sandy pelites (terrace deposits). Total thickness up to 40 m. In the field, the sediments appear as long stretching north-south bodies (temporarily named systems, see BONOMO *et alii* 1994) parallel to the coast, mapped on four levels exposed at heights between the present sea level and 120 m above sea level.

The synthem lower boundary, sometimes marked by paleosoils, corresponds either to: (i) a marine abrasion platform likely formed during the lower part of the Middle Pleistocene, as it is carved on lower Pleistocene (Marsala synthem) or, (ii) a coeval, non-deposition/subaereous or marine erosion surface. This one has been set on Marsala synthem or older deposits. The age of deposits is attributed to the Middle Pleistocene, as they lie between the lower Pleistocene (Marsala synthem) and the Tyrrhenian (Barcarello synthem) deposits. On the whole, the sequence of four dune/lagoon systems shows an evolution from a marginal marine to a coastal environment (see deposition model in Fig. 69) in response to a Middle Pleistocene generalized transgressive phase typical of warm climatic events and characterized by eustatic variations upon which, maybe, it has prevailed the tectonic uplift signal.

b) carbonate clastics (BLC and NRB, Pliocene-Lower Pleistocene) and

pelagic marl-carbonate couplets (Trubi) overlying

c) evaporitic (clastic gypsum mostly) deposits of Messinian age, rarely passing downwards to

d) lower Messinian-upper Tortonian conglomerates, sands and clays (Terravecchia formation), and Serravallian-Tortonian pelites and siltstones (Castellana Sicula formation), only locally outcropping as they are often covered by a blanket of debris. The whole silico-clastic deposits unconformably lie above Mesozoic-Cenozoic rocks among which we distinguish:

e) carbonate, clastic and terrigenous rocks dated as middle Miocene-early Cretaceous,

f) carbonate platform and/or pelagic limestones of the Cretaceous-Triassic time interval. Some of these outcrop on the Islands (West Favignana, Levanzo), some are encountered by deep boreholes, elsewhere, in subsurface.

Our detailed facies analysis (see Notes) refers these deposits either to the Prepanormide or the Trapanese palaeodomain successions (CATALANO & D'ARGENIO, 1978). For the sake of completeness, both outcropping and subsurface sedimentary units will be described also in the frame of their supposed palaeogeographic domain.

1) Prepanormide palaeodomain deposits

The units of the Prepanormide Domain (*sensu* CATALANO & D'ARGENIO, 1978, subsequently revised in CATALANO *et alii*, 1989) consist of:

i) Triassic-Liassic carbonate platform limestones (Sciacca and Inici Formations), several hundreds meters thick. They crop out only in the Levanzo and Favignana Islands but are encountered in subsurface by boreholes drilled in the study area (BORNATI *et alii*, 1998; CATALANO *et alii*, 2002). No basal, lower boundary is known.

ii) A upper Jurassic to lower Oligocene, slope to basin, predominantly pelagic carbonates, 200-300 meters thick, included in the Buccheri-Lattimusa-Hybla and "Dattilo calcilitites" litho-stratigraphic units. The cretaceous-paleogenic deposits cropping out in the Sheet "Paceco", have similar characters to those found in the offshore boreholes of the Stretti of Sicily and, more southwestward, in the Tunisian offshore (CATALANO *et alii*, 1989; MONTANARI, 1989; ANTONELLI *et alii*, 1991, among others);

iii) upper Oligocene-lower/middle Miocene silico-clastic and clastic-carbonate deposits (hundreds of meters thick) unconformably overlain by

iv) Serravallian-lower Tortonian sandy marls and sandstone (syntectonic deposits).

The whole oligo-miocenic, foreland basin, terrigenous and clastic-carbonate

terrains, extensively crop out in the “Paceco” Sheet. Accordingly, these deposits, with a considerable facies variability, were grouped into three, roughly coeval, not yet formalized lithostratigraphic units. These appear genetically related but each slightly shifted in time compared to the other. On the whole, it does not allow for a documented conventional delimitation inside them, and consequently a clear identification in the field. The three lithostratigraphic units are: Clay and quartzarenites of Monte Bosco (BCO); marls and glauconitic sandstone of Monte Luziano (LUO), and finally, biolithites, glauconitic algal biocalcirudites and large mollusc bearing sands (“Mischio”, HIO). Based on the carbonate/siliciclastic ratio, the LUO deposits are in turn separated into two facies association units: i) marls, limestone, biocalcarenes and glauconitic sandstone of Montagnola della Borrania (LUO_a, LUO_c) and ii) clays, sands, glauconitic quartzosiltites and calcareous turbidites of Costiere Siggare (LUO_b, LUO_d). Within the three main units, the most significant lateral facies variation lies between the BCO unit and the LUO_{b, d} facies association (carbonate-terrigenous) unit and between the LUO_{a, c} facies association (clastic-carbonate) unit and the HIO unit. The overmentioned rocks are here interpreted as deposited in a foreland sedimentary basin more or less coeval with the well known (in the literature) Numidian Flysch Basin, but probably placed in a more external location (CATALANO *et alii*, 1992b; CATALANO *et alii*, 2013).

2) Trapanese Palaeodomain

The rocks of the Trapanese palaeodomain do not outcrop in the Sheet “Paceco” but are present in the investigated area subsurface, where they have been intercepted, at different depths, by the deep hydrocarbon boreholes (at places, some of their structural culminations reach almost the field surface). These deposits, on the contrary, largely crop out in the region immediately adjacent to the Sheet, at its eastern (the well known Montagna Grande succession) and northern edge (Monte Erice, Fig. in the lower left corner of the sheet). Their very striking structural meaning induces us, for complete information purposes, to briefly describe the characteristics of the buried stratigraphic units (Trapani Well 1), comparing them with the adjacent region outcrops. The Trapanese succession is characterized by Triassic-lower Liassic carbonate platform dolomites and limestone (Sciacca and Inici Formation) upwards followed by condensed Ammonitico Rosso (Buccheri Fm.) and upper Jurassic-Paleogene mostly pelagic carbonate formations (Lattimusa, Hybla and Amerillo); the latter are overlain across an unconformity boundary by the Oligo-Miocene sandy carbonate deposits (Bonifato fm., calcareniti di Corleone, marne di San Cipirello). The restored depositional environments are those of a Carbonate Platform during the Triassic-Liassic,

evolving to a pelagic plateau in the Jurassic-Cretaceous time interval (JENKINS, 1971; CATALANO & D'ARGENIO, 1978; SANTANTONIO, 1993). This event occurred when the original carbonate platform was progressively drowned by the transtensive tectonics, originated during the Jurassic crustal rifting of the African continental margin (BERNOULLI & JENKINS, 1974).

Submerged deposits. Marine Geology

The geological map of the submerged sector displays:

i) the distribution of sediments belonging to the stratigraphically most recent part of the Highstand (*HST*) depositional system (FISCHER & MCGOWEN, 1967). The submerged sediments of the high stationing stage (*HST*) are generally characterized by a stack of aggradational sedimentary facies occurring over the last 5,500 years, in a coastal to intermediate platform depositional environment. These sediments cover with lateral continuity the sea floor except for a few areas, where morphological unevenness shows the occurrence of the pre-holocene rock substrate. Three units of the coastal environment and two of the continental shelf were distinguished and mapped.

ii) the Noemi supersynthem deposits location and distribution mode (see description in the Stratigraphy Chapter.);

iii) shallow water mesozoic rocks mapped as suboutcrops in those areas where the recent sedimentary cover is not thicker than 0,2 ms (two ways);

iv) marine phanerogams (*P. oceanica* and *C. nodosa*) seagrass detailed distribution and extension;

v) chronoisopach contour lines pointing out the thickness of the Pliocene-Pleistocene clastic carbonate deposits. The contour lines reveal that these sediments are filling some structural depressions formed before and during the mentioned time interval. The chronoisopachs distribution matches with the contour lines documented onland in the geological map.

Based on the previous data and marine drilled boreholes stratigraphy, a palaeogeological map has been illustrated that envisages a presumed geological-structural palaeosurface at the Late Messinian time (Pl. III). The map is briefly described (see § 3.3.a.).

Structural Building Up In The “Paceco” Sheet. A Reading Key

The “Paceco” Sheet is located at the western end of the Western Sicily FTB: therefore a large part of structures and terrains of the main belt are located in the Sheet area, where the occurrence of both inshore and offshore sectors urged us to

carry out methodologically distinguished investigations. On land, field surveys, stratigraphic analysis, study of cartographic, mesoscopic and surface-scale structures (Tab. V) were integrated with data from the interpretation of reflection seismic profiles (a great number in the area, Fig. 11), calibrated by boreholes biostratigraphic analysis. The processing of these data in the several deep and pellicular geological cross sections has allowed to recognize the geometric relationships among the outcropping tectonic bodies that were extrapolated at depth to evaluate their spatial dimensions. On the contrary, data collected in the submerged sector are restricted only to the seismic lines interpretation calibrated by the deep oil borehole and poor subsea information. Consequently, results achieved in the submerged sector are not always comparable with those collected on land. However, the studies allow to reconstruct for the first time the geological structure of the submerged sector of the Stretti di Sicilia.

To recognize the current structural setting of the whole region and reconstructing its structural stratigraphic evolution, we have used:

- 1 - Data collected from the mesoscopic analysis of the outcropping structures.
- 2 - Data derived from the interpretation of geological cross sections and geoseismic profiles on land.
- 3 - Data from geoseismic sections based on the interpretation of seismic lines in submerged areas.

1. The results of the structural measurements (made on the lithotypes whose rheological characters allow the preservation of the deformations) come from different and significant locations of the region and have been described in detail in the Notes and synthesized in Tab. V.

Most of the mesostructural data allow to define the major events responsible for the deformation of the Mesozoic-Miocene deposits (particularly those belonging to the Prepanormide paleodomain) and Messinian-Pleistocene ones.

Of the two acknowledged compression events, the older (Event 1) one is associated with both thrust planes, now outcropping with NNE-SSW direction (e.g., observed at the base of the eastern slope of Monte Serro), and folds and reverse faults NE-SW directed (observed at Timpone Mosca, Timpone Alto Iola, and Montagnola della Borrانيا). The described structures are associated with a maximum compression direction oriented around W-E and WNW-ESE.

High angle reverse faults and folds, directed about E-W (Monte Serro, south of Timpone Mosca and, in the southeastern part of the quadrangle, Baglio Pellegrino), are associated with a subsequent deformational event (Event 2). The contraction would generate a direction of maximum compression NNW-SSE trending. The structures, thus formed, crosscut the previous developed ones and their more recent sedimentary cover (Messinian evaporites and the Trubi chalky levels). The latter crops out in the south-eastern area (weakly folded before the subsequent normal faulting, Fig. 93). In the central and northeast areas (Costiera

Siggiare and Costa Chiappera) plicative interference structures and folds with NE-SW axis are interpreted as the result of compression (along the N-S direction) of folds oriented about NNE-SSW. The mutual relationships between the deposits of the highlighted structures date (on paleontological grounds) the two described deformative events respectively at the lower Tortonian (Serravallian?) and at the time interval corresponding to the deposition of the Trubi (certainly post Late Messinian). Finally, NE-SW and NNE-SSW extensional normal faults were measured in the southern sector, where the extension, not only broadly affects the Trubi calcareous couplets (Fig. 93), but also dislocates the Pleistocene deposits.

2. The deep geological cross sections (illustrated both in the Sheet frame and Notes) are based on the interpretation of multichannel reflection seismic profiles, integrated by shallow seated geological cross sections that provide a more complete picture of the local structural setting. The cross sections (whose related field traces are shown in Fig. 94) are here named and briefly described.

The geological section Birgi Novo-Vaccaria-M.la Borranìa Sud (AA'A", Fig. 95) synthesizes the dominant structural setting and shows a clear example of a plio-pleistocenic wedge top basin. The Marausa-Case Pozzillo-Timpone Nasco (BB', Fig. 96) geological cross section illustrates the degree of maximum deformation of the U.S.S. Buseto Palizzolo revealed by the presence of three subunits, stacked in a megasynform of the Trapanese carbonate substrate. The cross section shows, in detail, the pattern, structure and thickness of the Buseto Palizzolo structural wedge. The geoseismic profile Salina Grande-Marausa-Marsala Nord (CC'C", Fig. 97) running North-South parallel to the coast) gives a fairly complete information on the tectonic structure of the region and provides many points of control (Fig. 94) for some of the geological sections (illustrated in the Figs. 98-100). The geological cross section Monte Serro Ovest-Borromia Plans (DD', Fig. 98) allows to follow the structure of the Trapanese facies substrate with the progressive "rise" of the same towards the northeastern regions and its relationship with the Buseto Palizzolo U.S.S. deposits. The Case Borranìa Est (Case Arnone)-Case Guarinelle (EE', Fig. 99) and the M.la Borranìa-Spartivento-Baglio Chitarra (FF', Fig. 100) clarify the relationships between outcropping and deep structures in two different contexts: the FTB area and the incipient Foredeep. The geological section Timpone Sapone-T. Alto Iola, calibrated by the Trapani 1 Well (GG', Fig. 85b), tentatively demonstrates the (reconstructed) geometries of the folds which are widespread, in particular, in the Contrada Chiappera. The information obtained from the geological cross sections largely supports the Tectonic Map (Plate I) and the Structural Scheme (Plate II).

3. Data from the geoseismic sections of the submerged areas (Figs. 101-102). The geological setting of the submerged structures is restored on the basis of

the seismic profiles (Fig. 11) interpretations. Referring to the geoseismic sections of Figs. 101-102, a first, regional scale distinction recognizes, from west to east, an antiform-synform-antiform system, in which the westernmost antiform culminates along the Levanzo-Favignana alignment (Sections r, n). The synform is seen from north to south (section n, o), to the east of the two Islands (Fig. 102, section n, o). The easternmost antiform significantly culminates in the area between Favignana and the Sicilian coast (tectonic high of the Pozzo Narciso group, section n, q, o, r), showing a NNE-SSW regional direction. From north to south, two east-west directed antiform-synform systems are also recognizable in the studied area; these appear originated by subsequent tectonic events.

The detection of mechanical separation surfaces (e.g., thrust planes etc.), based on seismostratigraphic analyses, allows to separate at least three stacked structural units (with deep internal embrications). At the top of the structural stack, low-deformed strata (Plio-Pleistocene in age) are found, often lying throughout an eroded, regionally broad surface, well known as the post-Messinian evaporites surface. When calibrated by the deep wells lithostratigraphy and compared with outcrops on land (see Stratigraphy), the three above mentioned structural units reveal they clearly can be correlated with the U.S.S. recognized in outcrop, on land, offering a good consistency to the stratigraphic-structural setting of the whole area (see Tectonic map).

The resulting Stratigraphic-Structural Units (U.S.S.)

The recognized tectonic bodies on land and sea belong to:

- the structurally uppermost Buseto Palizzolo U.S.S. (Tab IV),
- the Egusea U.S.S. (Tab. IV) and
- the Montagna Grande equivalent U.S.S. (Tab. IV).

The Buseto Palizzolo U.S.S. is a stack of tectonic bodies (300-1200 m thick) that have been identified, also in the marine sector (Figures 101, 102); it largely outcrops in the land sector of the geological Sheet, excluding the coastal strip where it is masked by north-south, latest Quaternary and recent deposits; it is seen to continue laterally throughout the offshore sector. Following an WNW-ESE trend, the U.S.S. appears as a wedge of tectonic scales (“falde” in the local terminology), consisting largely of Jurassic to Miocene age deposits of the Prepanormide palaeodomains (see Tab. IV and Pl. II). Four subunits (Misiliscemi, Corvi/Siggiare and Scorace) have been recognised, that are well represented, along the geological sections crossing the Marausa, Rilievo and Marcanzotta regions where the largest number of stacked subunits has been preserved inside a strong depression of the Trapanese carbonate substrate (megasyntform or crustal syntform, see cross section BB’ and Pl. II). The already structured tectonic units appear to be deformed,

at places, by a later contractional phase that also involves their unconformably overlying Late Miocene-Pliocene deposits. Confined outcrops of Evaporites and Trubi onlapping the nappe roof surface prove the existence of uplifting and related erosive events associated with the Messinian-Pliocene deposition.

The Buseto Palizzolo U.S.S. lower boundary is the thrust surface lying above rocks grouped in the geometrically underlying U.S.S. Egusea and U.S.S. Montagna Grande.

The U.S.S. Egusea, consisting of Triassic (massive carbonate) to Miocene (mostly clastics) deposits, settled in the Prepanormide palaeodomain is widespread on land as well as in the offshore. It can be differentiated in three subunits: Mozia, Levanzo and Favignana, the latter two outcrop pro-parte in the islands and are submerged in the adjacent marine areas. Their respective lateral tectonic boundaries cannot be clearly defined.

The Mozia subunit displays (on land) well defined geometries and structural boundaries (see geological cross section a) as well as calibrated stratigraphy (compared to the surrounding units) that is provided by the Mozia borehole (Fig.12). The lateral extension of the tectonic body is, at places, identifiable due to the seismic profiles correlation: the subunit extends (always on land, in subsurface) from north to south, in the area crossed by the geoseismic profile b) and develops eastwards to the area near Montagnola della Borrania. On the contrary, its western lateral continuity in the offshore is not properly defined, as the boundary with the adjacent Favignana subunit cannot be picked.

The Favignana subunit consists predominantly of mesocenozoic deposits, mostly carbonates deposited in the Prepanormide Palaeodomain. A well studied succession type on the western side of the Island (CATALANO *et alii*, in print; INCANDELA, 1995; ABATE *et alii*, 1999) defines the main stratigraphy of the tectonic body that, on its turn, is confirmed by the rock succession crossed on subsurface by the Narciso and Nara boreholes (see maps). The subunit cropping out in the western side of Favignana (at the Egadi/Paceco Geological Sheets boundary) is downfaulted in the eastern Island side beneath a Plio-Pleistocene sediments cover. The subunit occupies an extended marine area as a synform-antiform couple, the latter one drilled by the Narciso boreholes. The ramp of the antiform is the eastern overthrust front of the subunit (geoseismic profiles m, n) of Fig. 102) that, in its turn, rests on the adjacent Mozia subunit; the direction of the structure has an about NNE-SSW direction (see map in Pl. II). The Favignana lateral boundary with the northward adjacent Levanzo subunit seems somewhat uncertain, lying in the intermediate region between the two islands, where it is buried by a thick Plio-Pleistocene sedimentary basin deposits (Tectonic map, Pl. I).

The Levanzo subunit crops out in the whole Island and extends to the east in the offshore region to the coast of the Trapani town, including the Maraone and Formica small islands, whose outcropping sediments are the Marsala calcarenites

synthem. With reference to the southern and eastern part of the Island, included in the Sheet, at least two triassic-liassic platform carbonates tectonic ramps, elongated in the NNW-SSE direction, are part of the structure, with east/south east vergence. The NW inclined thrust planes passing through the Fossa at the base of Pizzo of Monaco, involve Pliocene deposits that are able to date the more recent tectonic event. The structure is affected by reverse faults with transcurrent and extensional component that, often, crosscut the coastal margins.

Plio-Pleistocene wedge-top basin deposits and tectonics

The whole geological Sheet displays Pliocene-Pleistocene deposits that fill up various types of depressions (structural or depositional). The depositional surface could be either the roof of Messinian deposits or the well-known post-Messinian erosional surface. The sediments (already broadly described in the detailed Chapter of the Stratigraphy) unconformably overlie the Prepanormide U.S.S. The Pliocene-Pleistocene basins, whose sediments may reach 500 m in the depocenter areas have preferential directions WNW-ESE and NE-SW (see Pl. I and the Geological Sheet). Their formation is largely determined by the post-Messinian tectonics, as evidenced by the occurrence of growth structures with apparent intrastratal unconformities along section (thrust-top basins).

Subsequently or still alternating with impulses of the contractional tectonics, structures with extensional/trastensive kinematics crosscut the basinal deposits (see orientation and character of the fault systems that deform the already folded Pliocene Trubi (Fig. 93), the Calabrian Marsala calcarenites and the middle Pleistocene Paceco synthem deposits). This post-Calabrian tectonic episode can be correlated with the suggested extensional tectonics with a transcurrent component that has been referred to the Tarentian and maybe to the "Tyrrhenian" (stage) as the structures carve the deposits of the Barcarello synthem.

Conclusive remarks

Types and chronology of the deformation. A summary

The deformation types recognised in the Paceco geological Sheet (following the collected data) can be referred to:

- a main folding system referred to two temporally subsequent (ordered) events. The large scale folds appear linked to the main deformation which originated the overthrust front among the different tectonic bodies. The younger fold system displays NE-SW, ENE-WSW axial direction; it appears to locally redirect

the older folding system which is W-E and NW-SE oriented (faulted or folded folds).

- overthrusting fronts of the Prepanormidi thrust sheets (main transport direction is NW-SE) above the deformed deposits of the Trapanese Units;
- local decollement surfaces between the Cretaceous-Miocene and the Triassic-Jurassic rock-intervals along the Prepanormidi succession.
- Internal imbrication of the Prepanormide Cretaceous-Miocene rock body revealed by the ductile deformation and shear planes at different scales.
- tectonic contacts E or NE directed, here interpreted as oblique or lateral ramps;
- embriation of the Trapanese carbonate units, whose inverse faults and overthrusting taper out along horizontal planes;
- variable direction, rarely listric, extensional faults: among those, the E-W, N-S and NNE-SSW directed ones, locally show horizontal component and are able to reactivate previous high angle inverse faults planes.

The Prepanormidi U.S.S. original deformation appears younger than the deformation of their middle Miocene shaly carbonate cover, hence it is not older than the Serravallian.

Kinematic evolution of the “Paceco” geological Sheet region

The tectonic edifice outcropping and partly submerged in the Paceco Sheet area is the result of subsequent deformational phases since Permian/Triassic times (pre-orogenic, collisional, extensional/transcurrent). These have interested, also, at a Central Mediterranean regional scale, the sedimentary successions deposited, from the Permian to the Pleistocene, in the Palaeodomains of the well known African continental Margin. To these, regional scale, events (Sicily system in particular) here shortly evoked, it is referred the tectonic evolution reconstructed in the Sheet area where (as it has been underlined) some palaeogeographic domain derived deposits (e.g. the Imerese Palaeodomain) widespread in Central and Eastern Sicily, are here lacking.

1) During the pre-orogenic phase, extensional and transensional sinsedimentary tectonics controlled the different Mesozoic carbonate successions deposition. The depositional area of the Sicilian part of the ancient continental margin, according to some recent restorations (CATALANO *et alii*, 1993; CATALANO *et alii*, 1995, 1996; ZARCONI *et alii*, 2010) is envisioned as a vast deep sea domain, bounded along its outer margin (present south), by an area of carbonate platform (pelagian platform) developed since the Triassic on African crust (CATALANO & D'ARGENIO, 1982).

2) The collision phase involving these successions, beginning in the early to

middle Miocene, is responsible for the structure of the FTB and develops through tectonic events (Event I and II) initially characterized by a direction of maximum horizontal compression. The main thrusts correlated to this deformational event have a W-E and NW-SE direction of maximum orientation (Event I, shallow seated thrusts, OLDOW *et alii*, 1990; AVELLONE *et alii*, 2010). From the end of the Miocene, a compressive-transpressive tectonics involved, progressively, the Carbonate Platform domain, at the time working as foreland of the orogenic belt in formation. The latter has deformed (Event II, deep seated thrusts) according to large E-W axial directional antiforms, then folded along the maximum compression NE-SW and N-S direction of Pliocene or more recent age (OLDOW *et alii*, 1990).

In the study area, the Prepanormidi units (deformed during Event 1) appear displaced and rearranged by the subsequent tectonics (Event 2), that results in the overthrusting of the meso-cenozoic rocks on the originally overlying late Miocene and Pliocene deposits. The same event should have originated the internal imbrication of the Prepanormidi nappes and the deformation (with crustal decollement) of the Trapanese carbonate paleogeographic unit, which until that time had worked as a foreland. Evidence of tectonics responsible of the current setting of the region is shown in the various geological sections and proved by the wells Mozia 1 and Trapani 1 where Prepanormidi units thrust on the Messinian deposits; or as evidenced by the involvement of Messinian gypsum deposits in some WNW-ESE directed structures mainly detected in the northern part of the Geological sheet.

The Trapanese Units have deformed since the end of the Miocene (Messinian) or possibly at the beginning of the Trubi deposition (Early Pliocene) according to ramp and flat geometries and frequent back-thrust structures (at the origin of pop up features) probably originated during the early phase of deformation. Structural analyses showed the existence of folding families with the oldest axes oriented N-S and NW-SE, later rotated in the east-west direction. The folding trends would seem to be associated with the original transport direction going east, while the rotation experienced by the subsequent folding family (with east-west directional axes) may be due to a change in the direction of tectonic transport to the south, later in the Early Pliocene.

During the Serravallian-early Tortonian, the most internal units (U.S.S. Buseto-Palizzolo), overthrust the more external U.S.S. Egusea, across a main thrust plane with east and south east vergence (Event 1). In conjunction with this event, due to the large shortening of the original sedimentary multistrata, the before formed. Units are shrinking, resulting in a thrust stacking characterized by significant thicknesses. In the north-western sector of the Paceco Sheet, the total thickness of the tectonic wedge (see section BB', Table II) indicates that the depth of the decollement plane of the Trapanese units, with respect to the basement, can

not be less than 4 s. twt (8-12 km).

3) The Pleistocene extensional tectonics is related to the opening of the Tyrrhenian Sea, which is only partially responsible for its current structure. In fact, evidence of compressive or transpressive deformations is known which also involves the recent lower Pleistocene deposits.

The tensile and probably transtensive tectonic phase, dated to the Pleistocene, fragmented the area into blocks. The faults show subvertical surfaces, and are grouped in large dislocations with predominantly NW-SE and NE-SW, NNE-SSW and N-S directions (even responsible for the coastal morphology of the Islands); further on these faults appear mostly parallel to the axis of the folds.

In conclusion, we agree that also in the Sheet "Paceco" region the older folding and thrusting system is associated to the Miocene main deformation, while the subsequent system can be assumed as pertaining to the Pliocene-Early Pleistocene as before recognized in the main Sicily Orogen by OLDOW *et alii* (1990) AVELLONE *et alii* (2010) CATALANO *et alii* 1996, 2014.

Neotectonics and seismicity

On land, some of the faults with activity over the last two million years have been recognized (and often mapped) on the basis of the deformations recorded, all over in Western Sicily by the Quaternary deposits. The well known intense post-Messinian, compressive and extensional tectonic activity (Fig. 101, modified from AGATE *et alii*, 2000) is highlighted by the geometric features of the Plio-Pleistocene sedimentation, whose evolution has been recognized in adjacent areas, on the basis of stratigraphic-sequential analysis (AGATE *et alii*, 1993). Moreover, in the last 500,000 years, the area is believed to have been active, due to the effects of the extensional faults dislocating the deposits of the middle Pleistocene or more recent age (see also ABATE *et alii*, 1991; NIGRO & RENDA, 2002). The compressive and/or transpressive focal mechanisms derived from low-intensity and depth-based telluric events (1998, 2002 and 2010) in the offshore of Capo San Vito and adjoining areas (AGATE *et alii*, 2000, GIUNTA *et alii*, 2009) suggest that the current tectonic activity in the area is marked by the occurrence of geodynamically significant compression and transtension events. These events accompany a slow but prolonged uplift that affects the coast and the continental shelf all over northwestern Sicily.

2. - LEGEND DESCRIPTION

SUBMERGED QUATERNARY DEPOSITS

*LITTORAL ENVIRONMENT*SUBMERGED BEACH DEPOSITS (g_8)

Gravelly sands and gravels, mainly bioclastic, composed of fragments of gastropods and bivalves and organogenous concretion of biocoenoses of coastal detritic bottom. They are arranged along the Sicily coasts, north of Stagnone, down to 10 m depth. The thickness is few meters.

LOW ENERGY COASTAL DEPOSITS (g_9)

Sandy-silty sediments over the protected shallow water Stagnone di Marsala. They are covered by *Posidonia oceanica* meadows. The thickness is few meters.

TRANSITIONAL TO CONTINENTAL SHELF DEPOSITS (g_{11})

Lithoclastic and bioclastic (mainly bivalves and gastropods) sands and gravelly sands, reworked by longshore currents; locally small cliff-toe detrital deposits. They are arranged along the Sicily coast and the eastern Favignana coast, between 0 and 10 m depth. The thickness is few meters.

*CONTINENTAL SHELF DEPOSITS*INNER CONTINENTAL SHELF DEPOSITS (g_{19})

Medium to coarse bioclastic sands, with mainly infra-littoral benthonic fossils: bivalves, gastropods, foraminifera. Remnants of *Posidonia oceanica* meadows, coralligenous and pre-coralligenous biocoenoses. The thickness reaches 8 m, depending on the underlying marine abrasion surface. They are arranged between 10 and 30 m depth.

INTERMEDIATE CONTINENTAL SHELF DEPOSITS (g_{20})

Sands, middle-fine to silty sands, mainly bioclastic, with maximum thickness 5 m, above the > 30 m deep continental shelf.

NOEMI SUPERSYNTHEM (NO)

Hemipelagic, neritic and littoral deposits mainly lying over the continental shelf. Lower boundary is an unconformity on TRB. Upper boundary is the base of LQDS.

PIACENTIAN-IONIAN

QUATERNARY DEPOSITS

ANTHROPIC DEPOSITS

SALT PONDS

Salt precipitate layers bearing large crystals of NaCl and Ca, Na, Mg sulphates and chlorides alternated to cm-thick clayey and sandy levels (present day soils).

CONTINENTAL TO COASTAL DEPOSITS

CAPO PLAIA SYNTHEM (AFL)

Scree deposits with angular epherometric and polygenic pebbles (AFL_{a3}); fluvial greyish sandy silts with mixed fauna of gastropods (Pulmonata) and bivalves (AFL_b, sandy-gravelly levels and “caliche” at Mozia), gravels, sands and mixed eluvial to colluvial silts, often subjected to pedogenesis (AFL_{b2}); shore and sandbar deposits (AFL_{g2}); lacustrine (AFL_{e2}, fluvial-marshy deposits of Chinisia-Birgi) and marshy deposits (AFL_{e3}, black soils of Xitta-Salina Grande); salt pan deposits of San Teodoro, Ettore e Infersa and Isola Grande (h₂); aeolian deposits along shore between Trapani and Marsala; coastal gravels and sands. Lower boundary is an unconformity on top of Borromia, Paceco synthems, and older deposits. Upper boundary is the topographic surface. Continental to coastal environment.

UPPERMOST PLEISTOCENE-HOLOCENE (15 ka)

MARINE DEPOSITS

BARCARELLO SYNTHEM (SIT)

Marine straw-reddish calcarenites, well cemented, with warm fauna (*Strombus bubonius*; *Cassidaria echinipora*, gastropods, bivalves, bryozoan), calcirudites and conglomerates with molluscs. The thickness is dm/m. Lower boundary is a marine abrasion surface, cutting the Paceco synthem or older rocks. They are widespread at Favignana. Shore environment.

TYRRHENIAN

CONTINENTAL DEPOSITS s.l.

BORROMIA SYNTHEM (BRM)

Alluvial deposits with rounded polygenic pebbles in sandy-gravelly reddish matrix, sandy clays with pebbles, sand lenses with reworked fossils, arranged along the hillsides or hilltops, at 30-150 m a.s.l. They form two sedimentary cycles with tabular shape, each 1-20 m thick (areas of Lenzi, Bordino and Fittasi rivers). Lower boundary is a fluvial erosional truncation on Paceco synthem or older rocks. Upper boundary is the non-depositional, topographic surface. The age is inferred based on base-level changes. Fluvial-lacustrine environment.

MIDDLE-UPPER PLEISTOCENE

PARALIC DEPOSITS

PACECO SYNTHEM (ECP)

Arenites, aeolian sands, consolidates sands and conglomerates rarely fossiliferous, paleosoils, conglomerates and paraconglomerates fossiliferous alternating with sandy calcilitites (assembled in two facies association, ECP_a, ECP_b). N-S-striking bodies, parallel to the coastline, arranged in three levels at 20-120 m a.s.l. Lower boundary, locally marked by paleosoils, is i) a marine abrasion surface on lower Pleistocene (Marsala synthem) or older rocks; ii) a non-depositional or subaerial or marine erosional truncation. Shoreface bar, sandbar or aeolian dune to lagoon/coastal pond environment. Tentatively age-dated to Middle Pleistocene.

Panniere lithofacies (ECP_b): cemented sands and conglomerates with well-rounded quartzarenitic pebbles in yellow-withish carbonatic matrix with poor fauna (bivalves and gastropods). Reddish eluvium-colluvium, with Fe-oxides and

calcareous concretions; yellowish calcarenites, parallel to cross-bedded, and reddish microconglomerates with Pulmonata. The thickness is about 6-7 m, with a maximum of 20 m in depositional hollows. They rest locally on ECP_a.

Ballottella lithofacies (ECP_a): loose sands and variously cemented sandstones with carbonatic and quartzitic grains, bioclasts and bioturbations. They are arranged in dm/m layers, with fine to gross laminae, sub-parallel to cross-bedded, with truncation (paleodunes) and locally paleosoils. They rest unconformably on the erosional truncation of the Marsala synthem or Miocene deposits. The thickness is 15-20 m. Sandbar to backshore dune environment.

MIDDLE PLEISTOCENE

MARINE DEPOSITS

MARSALA SYNTHEM (MRS)

Cross-stratified bioclastic calcarenites with lenticular levels of conglomerates, sandstones and pelites with abundant foraminifera (*Hyalinea baltica*, *Globorotalia truncatulinoides excelsa*), calcareous nannofossils (*Calcidiscus leptoporus*, *Coccolithus pelagicus*, small *Gephyrocapsa* and *Pseudoemiliana lacunosa*) and corals, algae, bryozoan and molluscs (*Arctica islandica*, *Chlamys septemradiata*). Variable thickness from few to more than 50 m. It outcrops in the western sector of Sicily (Marsala calcarenites and sands, MRS_c, Monte Serro) and in the eastern sector of Favignana (Favignana calcarenites, MRS_a). This lithofacies association is composed of white to ochreous bioclastic soft calcarenites and calcirudites (rudstone, grainstone and packstone), arranged in dm/m layers or bank. Lower boundary is a marine erosional truncation cutting pre-Quaternary rocks or a non-depositional surface. At Cala Canalello and Cala Rossa (Favignana), it rests on marls and bioturbated yellow-greyish pelites (NRB), along an erosional surface age-dated to about 1.2 Ma. The age is lower Pleistocene (the present-day middle-upper Calabrian); the lower boundary is middle Calabrian (Emilian Auct.). Warm coastal environment, near *Posidonia oceanica* meadows.

LOWER PLEISTOCENE (Calabrian)

WEDGE TOP BASIN DEPOSITS

MONTE NARBONE FORMATION (NRB)

Clays and yellow-light blue marls, cm/dm layered, with rare sandy intercalations, outcropping at Cala Rossa and Cala Canalello (Favignana), with a thickness

of about 10 m. They are rich in planktonic foraminifera (*Globorotalia crassaformis* and *Orbulina universa*) and nannofossils (*Discoaster pentaradiatus*) that allow age-dating. Lower boundary is not outcropping. Upper boundary is an erosional truncation (with *Arctica islandica*, *Chlamys septemradiata* and rhodolith fragments above) underlying the Marsala synthem deposits. These sediments occur in the offshore areas. Neritic to bathyal environment.

PIACENTIAN-GELASIAN *p.p.*

MARNOSO ARENACEA DEL BELICE FORMATION (BLC)

Dirty white to yellowish clays and sandy marls, with brachiopods (*Terebratula sp.*), bivalves (*Chlamys sp.*) and planktonic foraminifera (*Globorotalia bononensis* and *Globorotalia puncticulata*, MPL4, MPL5 biozones). Maximum thickness 30 m. It outcrops in the southern areas. Lower boundary gradual on TRB. Upper boundary is an erosional truncation (marine abrasion) underlying the Marsala, Paceco, Borromia synthem deposits. Neritic to bathyal environment.

UPPER PLIOCENE-LOWER PLEISTOCENE (Piacentian-Gelasian)

TRUBI (TRB)

Whitish soft limestones with planktonic foraminifera and white-greyish limestone levels upwards. Outcropping thickness 60-80 m. They are widespread between Baglio Pellegrino and the Agezio fiumara, in the Santi Filippo e Giacomo area. The rich foraminifera (*Globorotalia margaritae*, *Globorotalia puncticulata*, *Sphaeroidinellopsis spp.*) and nannofossils content suggest the occurrence of the whole chronologic Zanclean interval. Lower boundary is an unconformity on Miocene deposits (mainly GPQ). Upper boundary gradual with the Marnoso Arenacea del Belice formation. Sandy clays and marls (time-equivalent to the uppermost Trubi) are alternating with yellowish marly arenites at la Fossa (Levanzo island). They are rich in bivalves (*Chlamys angelonii*, *Hinnites*, *Neopycnodonte cochlear*), echinoderms and corals. Offshore the Trubi formation was drilled by boreholes with thickness of almost 150 m.

LOWER PLIOCENE (Zanclean)

FOREDEEP DEPOSITS
 GESSOSO-SOLFIFERA GROUP

PASQUASIA FORMATION (GPQ)

Selenitic gypsum cm/dm layering, alternating with gypseous clays, rhythmic laminated gypsum, saccaroid gypsum, and gypsarenites. Outcropping thickness 10-15 m. They occur at Rocche Emilio, Montagnola della Borronia, Baglio Rabbice in tectonic window and in the neighbourhood of Dattilo, i) as isolated strips in isoclinal structures that make the thickness measurement uncertain; ii) in regular stratigraphic succession with the adjacent deposits (Timpone Nasco). Lower boundary is an erosional truncation on the Baucina formation and older deposits. Evaporitic to lacustrine environment.

UPPER MESSINIAN

ARENAZZOLO (GPQ₅)

Partly gypseous arenites, fairly cemented sands with sedimentary structures, cross-lamination, bioturbations; polymictic reddish fanglomerates and brownish sandy-gypseous clays (GPQ₄ member). Total thickness 20 m. Lower boundary is an unconformity on the Terravecchia formation clays or gypsarenites. Upper boundary is a paraconformity with Trubi. Paralic-continental environment.

UPPER MESSINIAN

BAUCINA FORMATION (BAU)

Porites limestone, "travertine-like" limestone strips, marly limestone with molluscs. They occur at Timpone Nasco, Timpone Campagna. The thickness is few meters. Lower and upper boundaries are deep erosional truncation of the Terravecchia formation or under the Pasquasia and Trubi formations. Reef-talus environment.

LOWER MESSINIAN

TERRAVECCHIA FORMATION (TRV)

Brown clayey marls with pyrite and glauconite grains and lenses of sands, arenites and fluvial-deltaic conglomerates, yellowish quartz sands and arenites. They occur in the southern areas. Microfauna is composed of *Bolivina dentellata*,

Bulimina echinata, *Globigerina bulloides*, *Globigerina nepenthes*, *Globorotalia acostaensis*, *Globorotalia humerosa*, *Globorotalia suterae*, *Orbulina universa*. Outcropping thickness less than 200 m. Lower boundary is not outcropping or an erosional truncation of older deposits. Upper boundary is an erosional truncation underlying the Messinian evaporites or Trubi. The conglomerates member, occurring with large thickness in the adjacent areas is here absent. Fluvial-deltaic environment.

UPPER TORTONIAN-LOWER MESSINIAN

CASTELLANA SICULA FORMATION (SIC)

Gray-greenish clays, sandy pelites and clayey marls with glauconite and pyrite, with lenses of quartz arenites, marly arenites and calcarenites. They are rich of planktonic foraminifera (*Orbulina suturalis*-*Paragloborotalia peripheroronda* and *P. siakensis* biozones at the base, *Neogloboquadrina acostaensis* biozone at the top) indicating Langhian-Serravallian and lower part of Tortonian. They outcrop with small thickness (40-50 m) in the hills south of Paceco, along the Quasarano valley, and west of Guarrato and Fontanasalsa. Lower boundary is an erosional truncation (or mechanical contact) of the Oligocene-Miocene deposits (HIO, LUO, BCO). Upper boundary is an erosional truncation underlying the Paceco synthem (Torre Chinisia, Porco Spino e Granatello). Syn-tectonic basin environment.

UPPER SERRAVALLIAN-LOWER TORTONIAN

PREPANORMIDE DOMAIN SUCCESSION

“MISCHIO”. (Biolithites, algal glauconitic calcirudites, large macrofossils bearing pelitic sands, HIO)

Lens-shaped biolithites with Rhodophyta (*Lithothamnium spp.*), large bivalves (*Pecten burdigalensis*, *Pecten latissimus*), echinids in life position (*Clypeaster sp.*), corals often integral, bryozoans and benthic foraminifera (*Miogypsinoides sp.*, *Amphistegina sp.*, *Heterostegina sp.*, and reworked benthic foraminifera, as *Operculina sp.*, *Assilina sp.*), gastropods, fish teeth, passing upwards to glauconitic algal biocalcarenes and biocalcirudites with erosional base. Thin sand lenses with planktonic foraminifera (*Preorbulina glomerata sicana*, *Globigerinoides trilobus*, *Orbulina suturalis*) and poorly cemented calcarenites with oblique lamination, large bivalves-bearing. Interbedded calcareous breccias

and conglomerates locally rework the underlying carbonate facies. The unit crops out between Paceco and Dattilo, and in the hill between Casa Martorana and Rocche Emilio. Thickness is 40-60 m. Lower boundary is a paraconformity or angular unconformity with LUO or mechanical contact with DAT. Upper boundary is an erosional unconformity with SIC and GPQ. Coastal neritic to continental slope environment.

BURDIGALIAN-LANGHIAN

MONTE LUZIANO MARLY CLAYS, GLAUCONITIC LIMESTONE AND ARENITES (LUO)

We defined two lithofacies associations units (LUO_{a,c} and LUO_{b,d}) mainly based on the prevailing clastic-carbonate or clastic-terrigenous content. When not differentiable or not-recognizable in field we indicated them as an undifferentiated lithostratigraphic unit (LUO). The fossil content (rare planktonic foraminifera as *Globigerina binaiensis*, *G. ciperoensis*, *Globorotalia opima nana*, *Glt. opima opima*, *Catapsydrax dissimilis*, *Globigerinoides trilobus*, *Praeorbulina glomerosa sicana* and *Orbulina spp.*) indicates late Oligocene-middle Miocene time interval. On the whole the thickness exceeds 300 m. Lower boundary, when visible, is a paraconformity or unconformity on the Dattilo calcilutites (DAT), or irregular, often mechanical, contact with the Monte Bosco clays and quartz-arenites (BCO). Outer shelf to slope toe environment, with terrigenous supply from the former foredeep.

Marls, limestone, biocalcarenes and glauconitic arenites of Montagnola della Borrania facies association unit: marls, sandy clays, calcilutites (LUO_a) with interbedded arenites, banks of glauconitic and bioclastic calcarenites and calcirudites (LUO_c) with mainly erosional base. Lower boundary is an unconformity and/or heteropic on BCO, a paraconformity or mechanical contact on the marly limestone of DAT. They crop out at Timpone Alto Iola, Case Vecchie e Specchia, Montagnola della Borrania, Timpone Spartivento, Mandre Rosse, Baglio Inferno.

Arenites, sandy clays, glauconitic quartzsiltites and bioclastic calcarenites of Costiere Siggare facies association unit: fine-coarse arenites to clayey sands with large molluscs (LUO_b), progressively more glauconitic upwards, replaced at the top by interbedded bioclastic and glauconitic calcarenites and calcirudites (LUO_d). They crop out from south to north, between Marcanzotta and Quasarano rivers, at Marcanzotta, Contrada Siggare and Costa Guardia, Timpone della Campana.

LOWER OLIGOCENE - MIDDLE MIOCENE (Langhian)

MONTE BOSCO CLAYS AND QUARTZARENITES (BCO)

Brown silty pelites and greenish siliceous clays with thin layers of biocalcarenites with reworked macroforaminifera (*Alveolina cremae*, *A. distefanoi*, *Halkyardia minima*, *Chapmanina gassinensis*); alternating graded, laminated brown quartz-arenites with rare sideritic nodules. Pelites include rare agglutinated foraminifera (*Cyclamina sp.*), calcareous nannofossils (*Sphenolithus ciperensis*, *Cyclicargolithus abisectus*, *Discoaster deflandrei*, *Helicosphaera recta*, *Dictyococcites bisectus*, *Sphenolithus cf. distentus*, NP24 and MNP25 biozones), and planktonic foraminifera (*Globorotalia opima nana*, *Globorotalia opima opima*, *Catapsydrax dissimilis*, *Globigerinoides trilobus*, *Globoquadrina dehiscens*, *Globorotalia kugleri*). They crop out SE of Dattilo (C.da Fumosa-Case Sarbucella area) with thickness not valuable on field. Lower boundary is a mechanical contact on the Dattilo calcilutites (formerly unconformity?). Upper boundary is an unconformity with SIC. Slope to slope-toe environment, with pelagic deposition, accompanied by submarine landslides (debris flow and grain flow).

UPPER OLIGOCENE-LOWER MIOCENE

DATTILO CALCILUTITES (DAT)

Calcilutites and marls with interbedded bioclastic resedimented carbonate deposits. We recognized (but not mapped) three lithofacies associations: varicoloured, often reddish, marly calcilutites and calcisiltites, locally cherty (i) passing upwards to greenish calcilutites, shales and marls (ii) and dark-grey marly clays with calcareous turbidites, locally glauconitic (iii). They are interbedded with lenses of graded to laminated resedimented calcarenites (Ta-b Bouma levels), bearing bivalves and macroforaminifera (*Nummulites sp.*, *Lepidocyclina sp.*), with erosional base and current structures. Thickness is 200-250 m. The formation is agedated based on distribution of abundant planktonic foraminifera (*Globotruncana arca*, *G. falsostuarti*, *G. lapparenti*, *Gtr. stuartiformis*, *Pseudoguembelina excolata*, *Rosita contusa*, *Morozovella velascoensis*, *Morozovella subbotinae*, *Acarinina bulbrookii*, *Morozovella aragonensis*, *Crybrohantkenina inflata*, *Hantkenina alabamensis*, *Turborotalia cerroazulensis cocoaensis*, *Turborotalia cerroazulensis cunealensis*, *Turborotalia cerroazulensis pomeroli*, *Globigerina ciperensis*, *Globigerina ampliapertura*, *Catapsydrax dissimilis*). It crops out northwest of Dattilo, at Baglio Vecchio in a E-W trending strip, at Monte Serro and Montagnola della Borronia. Lower boundary is not outcropping or continuous with HYB. Upper boundary is an erosional truncation or detachment with BCO and LUO. Pelagic platform to continental slope environment.

UPPER CRETACEOUS (Cenomanian)-LOWER OLIGOCENE (Chattian)

HYBLA FORMATION EQUIV. (HYB)

Greenish marls, green to whitish marly limestone radiolarians-bearing with bands and nodules of chert, passing upwards to interbedded marly limestones and red-greyish marls. The occurrence of *Biticinella breggiensis*, *Rotalipora subticinensis* (*Biticinella breggiensis* biozone), aptychi and radiolarians age-date these deposits also discovered in deep boreholes. They have small thickness near Baglio Montesi, immediately east of Dattilo. Lower boundary is not outcropping; upper boundary is a conformity with Dattilo calcilutites. Pelagic to emipelagic environment.

LOWER CRETACEOUS

CALPIONELLID LIMESTONE (LTM)

Calcareous marls and *Calpionella calcilutites* found only in the boreholes. Recent cover prevent them from outcropping.

UPPER JURASSIC-LOWER CRETACEOUS

BUCCHERI FORMATION (BCH)

Cherty limestone and reddish clays (mudstone) with interbedded pseudo-nodular calcarenites, radiolarians, benthic foraminifera, and pelagic crinoids (*Saccocoma sp.*)-bearing. The occurrence of *Saccocoma sp.* age-date to Malm.

UPPER JURASSIC

INICI FORMATION (FOUND ONLY IN BOREHOLES) (INI)

Dolomitic limestone, with rare *Megalodon sp.*, passing upwards to oolitic limestone with foraminifera and algae (*Thaumatoporella parvovesiculifera*) and interbedded sterile marls. They crop out at Levanzo (pointed out as SIA), and are crossed by some boreholes. Back-reef environment.

LOWER JURASSIC *p.p.*

SCIACCA FORMATION (SIA)

Grey-blackish microcrystalline dolomite locally bituminous, stromatolitic dolomite and loferitic breccias thick-layered, alternating to dolomitized azoic

marls (only rare ostracods), passing upwards to grey-whitish dolomite and dolomitic limestone, loferitic and stromatolitic dolomite. They include molluscs (megalodonts, gastropod, bivalves), algae (*T. parvovesiculifera*) and foraminifera (*Aulotortus sinuosus*, *A. tumidus*, *Agathammina sp.*). Total thickness is 450 m. They crop out in the whole Levanzo island, with main stratigraphic sections at Punta Pesce and Cala Minnola. Lower boundary is not outcropping, upper boundary is a faint paraconformity with the Inici Formation deposits (Favignana). Back-reef tidal flat environment.

UPPER TRIASSIC

TRAPANESE DOMAIN MESOCENOZOIC SUCCESSION

(never outcropping, only in boreholes described in the Explanatory Notes and Appendix 1)

SAN CIPIRELLO MARLS (CIP)

Marls and pelagic grey clayey marls with interbedded sandy limestone. The included planktonic foraminifera allow their age-dating. Lower boundary is gradual on CCR. Outer shelf environment.

SERRAVALLIAN-? LOWER TORTONIAN

CALCARENITI DI CORLEONE (CCR)

Sandy clays and glauconitic arenites rarely with interbedded limestone downwards, correlatable to the typical Calcareniti di Corleone formation. Lower boundary is unconformity on the Amerillo formation. Upper boundary is transitional to the San Cipirello formation. Open shelf environment.

LANGHIAN

BONIFATO FORMATION (BON)

Bioclastic calcarenites macroforaminifera-bearing with interbedded marls and calcilutites. Thickness is 10-30 m. Age-dating based on the occurrence of Lepidocyclus and Amphysteginae. Continental slope environment.

UPPER OLIGOCENE-AQUITANIAN

AMERILLO FORMATION (AMM)

White-greenish calcilutites and calcisiltites, calcareous marls (mudstone). Slope to pelagic environment.

UPPER CRETACEOUS-LOWER OLIGOCENE

HYBLA FORMATION (HYB)

Greenish pelagic marly limestone with planktonic foraminifera (*Hedbergella sp.*, *Ticinella sp.*).

APTIAN-ALBIAN

LATTIMUSA (LTM)

White-greenish marly limestone with radiolarians and calpionellids, (*Calpionella alpina*, *Crassicollaria sp.*). Pelagic platform environment.

TITHONIAN-NEOCOMIAN

BUCCHERI FORMATION (BCH)

Ammonitic limestone, reddish marls. Fossil content and facies characteristics were used to age-date them. Pelagic platform environment.

MIDDLE-UPPER JURASSIC

INICI FORMATION (INI)

White dolomitic pseudoolitic limestone (packstone) and marls; the occurrence of *P. mediterraneus* indicates their age. Lower boundary is a paraconformity with SIA or a transition band dolomites-limestone (in the boreholes). Open shelf environment.

LOWER JURASSIC

SCIACCA FORMATION (SIA)

Saccharoid dolomites, calcareous dolomicrites with algal laminations, clayey marls. Molluscs remnants (megalodonts ?) and foraminifera-bearing (*Aulotortus*

sinuosus, *Glomospirella* sp.). The micropaleontological content allows their age-dating. Lower boundary is unknown, upper boundary is a paraconformity with INI. Tidal flat and back-reef lagoon environment.

UPPER TRIASSIC

PROGETTO
CARG

APPENDICE I

STRATIGRAFIA DEI POZZI PER RICERCA DI IDROCARBURI

Le informazioni stratigrafiche riportate sono riferite ai dati tecnici originali, integrati con successive interpretazioni originate da rielaborazioni (gentilmente concesse da ENI). Ulteriori considerazioni sono dovute agli Autori che hanno curato la stratigrafia del Foglio. Quando possibile le biozonazioni in uso negli anni '60/'80 sono state aggiornate per comparazione. In ogni caso le originarie determinazioni sono rintracciabili su VIDEPI. L'analisi stratigrafica è stata completata con informazioni di carattere paleoambientale redatte ad opera degli stratigrafi del Foglio "Paceco". Con le necessarie semplificazioni i vari pozzi sono illustrati nella Fig. 105.

1. - SETTORE TERRESTRE

POZZO TRAPANI I

Eseguito da Società Idrocarburi Trapanese (SIT) nel periodo 1956/57, ricade a poche centinaia di metri dal limite con il Foglio "Paceco", nella Tavoletta "Dattilo" IGMI 257IVNE (Lat. 37°58'13" N, Long. 0°12'36" E). Quota del Piano di Campagna: 200 m s.l.m. Profondità Finale: -1483.

Nella originaria interpretazione (1957), il *log* litologico è stato descritto come

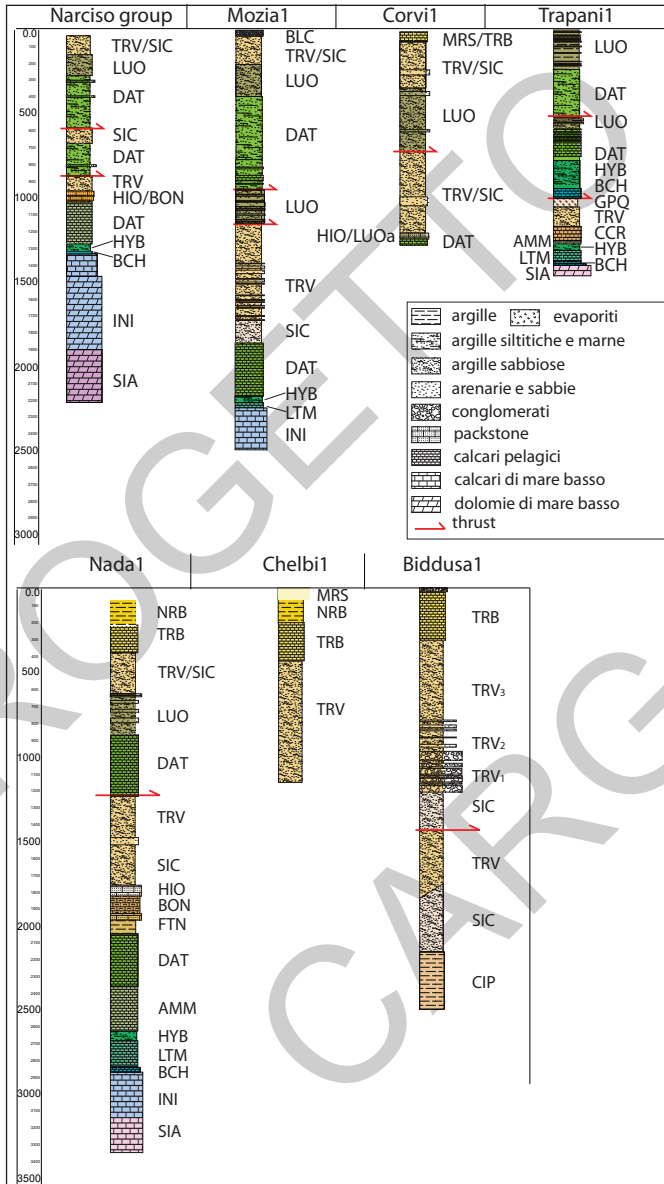


Fig. 105 - Log litostratigrafici dei pozzi di ricerca per idrocarburi, ricadenti nell'area del Foglio e nelle immediate adiacenze (vedi ubicazione nella Fig. 11). I pozzi Chelbi 1 e Biddusa 1 danno informazioni sulla prosecuzione delle strutture a sud del Foglio. In rosso i contatti tettonici principali tra i depositi attraversati.

comprendente varie unità litologiche prevalentemente argillose e marnose con intercalazioni di calcareniti costituenti un olistostroma nel quale l'intervallo da 0 a 1018 m viene riferito ad un intero "Olistolite". Questa interpretazione si inserisce nella ipotesi di tettonica gravitativa a quel tempo prevalente nelle interpretazioni strutturali dei "petrolieri" che sviluppavano ricerche in Sicilia (RIGO DE RIGHI, 1956). Successivamente, Agip (1988) descrive alcuni intervalli litostratigrafici servendosi di 17 carote ottenute da SIT.

da 0 a 242 m - alternanze di argille e marne siltose fossilifere (foraminiferi planctonici) e glauconifere, con intercalazioni di calcareniti (*packstone* arenacei) bio-intraclastiche a macroforaminiferi e arenarie calcaree glauconitiche: databili dalla biozona a *Globigerinoides trilobus* (Langhiano). Questi depositi attribuiti originariamente alla f.ne Bonifato sono considerati (in seguito alla nostra rivisitazione) tipici dell'unità "marne ed arenarie glauconitiche di Monte Luziano" (LUO) ed in particolare della litofacies LUO_a. Queste litologie sono ampiamente affioranti nell'area in cui ricade il pozzo.

242 a 765 m - Argille e calcareniti, argille siltose, marne argillose glauconitiche e calcari marnosi rossi e grigi con foraminiferi planctonici; tracce di gesso. L'interpretazione originaria distingueva i seguenti intervalli:

242-534 m, F.ne Souar (biozona a *Turborotalia cerroazulensis*, Eocene superiore);

534-555 m, f.ne Terravecchia (ENI-AGIP), secondo la nostra revisione, in questo intervallo, sono stati reperiti *packstone* bioclastici e marne glauconitiche che vengono attribuiti alle "marne, biocalcareniti ed arenarie glauconitiche di Monte Luziano" (LUO). Di conseguenza il limite superiore di questo intervallo rappresenta un contatto meccanico (tettonico ?) con le unità soprastanti. Il limite inferiore è ancora meccanico e comunque stratigraficamente discontinuo sulle unità più antiche;

555-598 m, F.ne Souar (biozona a *Acaririna bullbrooki*, Eocene medio);

598-623 m, F.ne Bou Dabbous (biozone a *Morozovella aragonensis* e a *M. subbotinae*, Eocene inferiore);

623-676 m, F.ne El Haria (fino a 645 m biozona a *M. velascoensis*, Paleocene superiore, fino a 676 m biozona a *Globotruncana gr. stuarti* s.l., Maastrichtiano);

676-720 m, F.ne Abjod (biozona a *Globotruncana stuarti* s.l., Maastrichtiano-Campaniano);

720-765 m, F.ne Kef (biozona a *Dicarinella*, Campaniano-Coniaciano). In un *log* recentemente rivisto da Agip questo intervallo è datato Albiano con *Ticinella* sp. Questo insieme di unità comprese tra 555 e 765 m, indicate nel Pozzo con i termini formazionali mutuati dalla nomenclatura tunisina (Fig. 10) viene qui riferito e compreso nelle calcilutiti di Dattilo.

765-958 m - marne calcaree verdastre e argille siltose con livelli di *mudstone* argillosi con radiolari (biozona a *Radiolaria*, Barremiano-Neocomiano nella

interpretazione della SIT; *mudstone/wackestone* a radiolari con livelli di marna, F.ne Hybla (Aptiano-Neocomiano) in quella rivista da Agip). Nell'interpretazione qui fornita questi depositi vengono correlati alla F.ne Fadhene, poiché non riconosciamo nelle litologie del Pozzo i caratteri tipici della F.ne Hybla così come descritti nella sua originaria definizione. La presenza del gruppo delle *Hedbergellae* data all'Aptiano la parte superiore dell'intervallo mentre la frequenza dei Radiolari nelle biomicriti è indicativa del Barremiano-Neocomiano.

958-1018 m - Calcari silicei e marne rossastre nella descrizione della SIT, *mudstone/wackestone* a radiolari con livelli di marna, Rosso Ammonitico, in quella di Agip. La nostra reinterpretazione riferisce i livelli fino a 975 m alla Lattimusa o alla correlabile F.ne Sidi Kralif e l'intervallo inferiore (calcari silicei e intercalazioni di calcari oolitici (?) a *Saccocoma* sp. al membro del Rosso Ammonitico superiore (**BCH₃**) della f.ne Buccheri o alla F.ne Upper Nara equiv. L'età di questo intervallo viene riferita al Giurassico superiore.

contatto tettonico

1018-1185 m - L'intervallo, indicato originariamente come "Argille caotiche" è in realtà costituito da gesso, argille, marne gessose e livelli di dolomicriti, attribuibili genericamente alla parte alta del Gruppo della Gessoso-Solfifera (Messiniano) (tra 1018 e 1059 m); e da "argille siltose laminate caoticizzate" datate, per la presenza di *Globorotalia acostaensis* e *Gl. conomiozea* al Messiniano inferiore-Tortoniano superiore (fino a 1185); queste ultime assegnate alla f.ne Terravecchia.

1185-1270 m - Indicato originariamente come Argille siltose di età miocenica, mostra in dettaglio argille sabbiose ed areniti glauconitiche e verso il basso, rari livelli calcarei; descritto come appartenente all'unità litostratigrafica "Monte Orsino" (termine oggi in disuso, vedi SCHMIDT DI FRIEDBERG, 1973-74) viene qui correlato *p.p.* alla successione langhiano-serravalliana delle Calcareniti di Corleone e di parte delle soprastanti Marne di San Cipirrello; nel Pozzo il limite inferiore dell'unità si evidenzia come un contatto discordante sulle sottostanti litologie della f.ne Amerillo.

1270-1484 (Fondo pozzo, F.p.) - In questo intervallo il Pozzo incontra una successione quasi completa nella facies tipica del dominio Trapanese mesoceno-ozoico che si differenzia dalla sovrastante successione, prevalentemente clastico-carbonatica, pressoché coeva (successione Prepanormide, compresa tra 0 e 1018 m).

1270-1290 m - calcari marnosi (*mudstone*) bianco-verdastri, f.ne Amerillo (intervallo 1270-1280 m ad *Heteroelix* sp., Turoniano, fino a 1290 m biozona a *Rotalipora appenninica*, Cenomaniano).

1290-1330 m - calcari marnosi verdastri, F.ne Hybla (*Hedbergella* sp.,

Ticinella sp.; Albiano-Aptiano).

1330-1395 m - calcari marnosi bianco-verdastri con radiolari e calpionelle, (*Calpionella alpina*, *Crassicollaria* sp., Neocomiano-Titonico); indicata impropriamente nei log come formazione Chiaromonte (PATACCA *et alii*, 1979) viene qui descritta con il termine storico di Lattimusa.

1395-1410 m - *packstone-wackestone* brecciati a *Saccocoma* sp. e marne alla base, f.ne Buccheri (Malm-Dogger).

1410-1420 m - Calcari dolomitici bianchi pseudoolitici/*packstone* ed argille, F.ne Inici (Liassico).

1420-1483,5 m - Dolomie saccaroidi, alternanze di dolomie a grana media e dolomicrite calcarea con livelli algali, presenza di livelli di argille e marne, F.ne Sciacca (Triassico superiore).

POZZO MOZIA 1

Eseguito da Agip nel periodo Ott-Dic 1983, ricade nel F° IGM 257IVSO, Tavoletta “Birgi Novo” (Lat. 37°53’17”,65 N, Long. 0°01’49”,30 E, MM). Quota piano di campagna: 16,37 m. Profondità Finale: -2502. Il pozzo, posizionato su un alto strutturale, viene utilizzato per calibrare i profili sismici vicini (vedi Fig. 11).

0 a 35 m - Argille con intercalazioni di sabbie e ciottoli, alluvioni attuali (Pleistocene).

35-395 m - argille grigio verdi talora siltose, sabbie quarzose fini. f.ne Terravecchia (zone a *Bulimina* e *Bolivina*, Messiniano, secondo Eni/Agip); la presenza di questi foraminiferi bentonici non giustifica da sola, l’età assegnata, così come, la descrizione litologica basata su responsi di *cuttings* non è di supporto all’identificazione della formazione Terravecchia s.s. Il controllo della sismica, il confronto con i pozzi Narciso e la correlazione a scala regionale indicano piuttosto che il pacco di strati costituito da depositi sabbiosi databili al Serravalliano-Tortoniano potrebbe rappresentare una unità litostratigrafica più antica e con caratteristiche differenti da quelle della formazione Terravecchia.

contatto meccanico (tettonico ?)

395-954 m - argille grigio-verdi, marne e calcilutiti rosso-biancastre con foraminiferi planctonici e livelli di megabrecce; i depositi originariamente compresi nelle F.ne Souar (intervallo 395-770 m: fino a 538 m biozona a *Turborotalia ampliapertura*, Oligocene; fino a 740 m, biozona a *Turborotalia cerroazulensis*, Eocene superiore; fino a 770 m, biozona da *Truncorotaloides rohri* a *Acaririna bullbrooki*, Eocene medio) e F.ne El Haria (intervallo 770-954 m: fino a 931 m

biozona a *Morozovella velascoensis*, Paleocene superiore; fino a 954 m biozona a *Subbotina bulloides*, Paleocene medio) sono qui correlate con le affioranti “calcolititi di Dattilo”.

contatto tettonico

954-1863 m - Argilla grigio-verdastra, localmente siltoso-sabbiosa fossilifera con livelli di sabbia quarzosa fine e arenarie quarzose a cemento carbonatico, formazione Terravecchia (presenza di *Bulimina* e *Bolivina* in alto, e *Globorotalia acostaensis* in basso, viene datata al Messiniano da Eni/Agip per la presenza nella parte alta delle argille sabbiose, di un non meglio precisato nannoplankton di età Messiniano (fide ENI).

discordanza

1863-2182 m - calcilutiti (*mudstone*) e marne a foraminiferi planctonici. Originariamente assegnata alla f.ne Amerillo (e qui correlata con le calcilutiti di Dattilo), l'unità viene datata al Maastrichtiano sulla base della presenza di una zona a *Globotruncana gr. stuarti* s.l. nei livelli geometricamente più alti; nella sua parte inferiore l'unità viene attribuita alla stessa formazione in base a correlazioni elettriche.

2182-2252 m - calcare compatto con intercalazioni di marne argillose (tratto ben evidenziato da correlazioni elettriche). L'intervallo calcareo molto fratturato nella parte inferiore viene assegnato, sulla base di correlazioni elettriche, rispettivamente alle F.ni Hybla e Chiaramonte (Lattimusa equiv., Cretacico inferiore-Giurassico superiore);

2252-2502 m - dolomia e dolomia calcarea a grana fine e localmente brecciata grigiastra con intercalazioni di argille e marne dolomitiche con radiolari, ostracodi, gasteropodi, molluschi, *Aeolisaccus* sp. e rare spicole di spugna, F.ne Inici (Liassico s.l.); quando correlate queste facies, attraversate dal pozzo, per circa 250 m, corrispondono ai depositi di piattaforma carbonatica liassico-triassici affioranti nell'isola di Levanzo e nel settore occidentale di Favignana (adiacente Foglio “Egadi”, SGI, in stampa).

POZZO CORVI I

Perforato da AGIP nel 1987, ricade nella Tav. “Birgi Novo” IGM 257IVSO (Lat. 37°50'37” N; Long. 0°03'37” E). Quota del Piano di Campagna: 48 m s.l.m. Profondità Finale: -1281 m. Il pozzo viene qui utilizzato per calibrare l'interpretazione dei profili sismici registrati nell'area. La perforazione ha messo in

luce una forte mineralizzazione in gas tra 180 e 550 m di profondità.

Da 0-60 m - Calcari marnosi biancastri, Trubi (presenza di *Sphaeroidinellopsis* spp., *G. margaritae*, *G. puncticulata*, forme rappresentative della parte basale del Pliocene inferiore).

60-1209 m - argilla grigio-verdastra, talora siltosa a foraminiferi planctonici, con intercalazioni di sabbia quarzosa a grana medio-fine a cemento carbonatico. Tracce di glauconite e pirite; originariamente assegnato alla F.ne Terravecchia, nella nostra rivisitazione il pacco sedimentario fino a 800 m di profondità viene riferito dall'alto alla formazione oligomiocenica Prepanormide ed al sottostante litosoma di argille sabbiose con *Gl. acostaensis*. Quest'ultimo si rinviene come un corpo in continuità sedimentaria con la successione cretacica-oligocenica inferiore delle calcilutiti di Dattilo. L'intervallo litologico fino a 1209 m viene invece attribuito all'unità delle "argille biocalcareni ed arenarie glauconitiche di Monte Luziano" (unità Prepanormidi).

1209-1245 m - *packstone* grigio-verdastro, più o meno argilloso con glauconite e macroforaminiferi (*Lepidocyclina*, *Miogypsina*, localmente fosfatico), riferito nel *log* originario alle Calcareni di Corleone. Nella rivisitazione del Pozzo consideriamo questo intervallo come corrispondente alla litofacies calcarenitica (**LUO_p**) delle "argille biocalcareni ed arenarie glauconitiche di Monte Luziano" (Miocene inferiore-Oligocene superiore) e pertanto da includere nella stessa unità.

1245-1281 m (F.p.) - *mudstone-wackestone* bianco fossilifero (*Globotruncana* gr. *stuarti*, Campaniano-Maastrichtiano), originariamente indicato come f.ne Amerillo. Per correlazione con i terreni adiacenti viene interpretato come pertinente alle calcilutiti di Dattilo e quindi parte della successione Prepanormide.

POZZO BIDDUSA 1

Eseguito da Agip Mineraria nel 1961, ricade nel F° IGM 257IIINO (vedi Fig. 102), (Coord.: Lat. 37°46'59",5 N, Long. 0°11'20",8 E, MM). Quota piano di campagna: 103 m. Profondità Finale: -2500 m.

Il *log* originario del pozzo descrive solo le litologie ed è privo di un'interpretazione lito-stratigrafica e cronologica, limitandosi a definire generiche unità cronostratigrafiche. I riferimenti alle unità litostratigrafiche di seguito riportate sono stati elaborati dagli Autori del Foglio sulla base dell'osservazione di alcuni carotaggi prelevati dal materiale originario. Il pozzo è stato perforato immediatamente a sud del Foglio in studio e può essere utilizzato per la calibrazione di un gruppo di profili situati all'esterno dell'area indagata ma tuttavia utile per la comprensione dell'assetto strutturale della regione ricadente nel Foglio.

Da 0 a 20 m - Argille, sabbie e ciottoli, Alluvioni (Attuale).

20-306,5 m - marne argillose grigio-verdi fossilifere e marne calcaree grigio-chiare con livelli calcareo-arenacei, Trubi (Pliocene inferiore).

306,5-1211 m - Argille grigio-verdi con livelli di sabbie argillose, argille grigio-verdi con frequenti livelli sabbioso-conglomeratici, bancate sabbioso-conglomeratiche suddivise da letti argillosi. Nel *log* originario, l'unità nella sua parte inferiore, è riferita al Tortoniano; ma sulla base dell'analisi delle litofacies riportate andrebbe assegnata alla f.ne Terravecchia così come definita nei Fogli Carg adiacenti (CATALANO *et alii*, 2010a, b; 2011; SGI (2011)); nel dettaglio si possono distinguere tentativamente un membro argilloso (TRV₃) fino a 784 m, un membro sabbioso (TRV₂) fino a 977 m e quello conglomeratico (TRV₁) fino a 1211 m.

1211-2160 m - argille grigio-verdi scure compatte talora sabbiose cui si intercalano argille sabbiose e bancate sabbiose più o meno cementate e arenarie fini. L'unità nel *log* originario è indicata come compresa nell'intervallo Tortoniano e viene assegnata, sulla base delle caratteristiche litologiche ancora alla f.ne Terravecchia. In questo intervallo terrigeno, il pozzo non attraversa le litofacies ruditiche della stessa. In mancanza di dati più precisi la presenza di forti spessori non distinti, viene messa in relazione con possibili ripetizioni tettoniche già riconosciute grazie ai dati del sottosuolo (BORNATI *et alii*, 1997).

2160-2500 (F.p.) - argille grigio-verdi scure compatte e mediamente siltose, Miocene medio-inferiore. Tale unità, sulla base dei caratteri litologici e di comparazioni regionali, suggerite dall'interpretazione dei pozzi adiacenti calibrati dai profili sismici, è attribuibile alle Marne di San Cipirello, del Serravalliano-Tortoniano che giacciono in discordanza sulle successioni carbonatiche in facies Trapanese-Saccense (CATALANO & D'ARGENIO, 1978, 1982) come risulta dall'interpretazione dei profili sismici a riflessione registrati nell'area (CATALANO *et alii*, 1998).

POZZO CHELBI 1

Eseguito da Agip nel 1987, ricade nel F° IGMI 257IINO (vedi Fig. 10), immediatamente fuori dall'area del Foglio "Paceco" (Coord.: Lat. 37°46'06", 78 N, Long. 0°07'19", 67 E, MM). Quota piano di campagna: 133 m. Profondità Finale: -1159 m.

Nella descrizione originaria del *log* stratigrafico del pozzo l'intervallo compreso tra 0 e 415 m viene riferito alla f.ne Ribera (*Auct.*) con età compresa tra il Pleistocene e il Pliocene inferiore. Le nostre osservazioni hanno permesso di distinguere i seguenti intervalli:

da 0 a 60 m - calcareniti giallastro-grigiastre a grana medio-fine ben cementate a cemento carbonatico, alternate a livelletti di argille tenere grigio chiare localmente siltose (biozone *Ammonia*, *Elphidium*) ambiente litorale. Sintema di

Marsala (MRS, Pleistocene);

60 a 200 m - argilla grigiastra in apparente passaggio graduale con le marne sottostanti. Contiene rari foraminiferi planctonici (biozone a *Globorotalia inflata*, *G. gr. crassaformis*) (Pleistocene Inferiore-Pliocene superiore-medio). Viene assegnata alla f.ne Narbone;

200 a 415 m - marne fossilifere con pirite (biozone a *Globorotalia margaritae*, *G. puncticulata*, *G. bononiensis*), Trubi (Pliocene inferiore).

415-1159 m (F.p.) - argille grigio-marroni localmente siltose (415-814 m), ripetute intercalazioni di sabbie e ghiaie talora cementate in argille grigio verdastre più o meno siltose (814-1079 m), livello di brecciole (1079-1081,5 m), argille grigio-verdastre più o meno siltose (1081,5-1159 m), f.ne Terravecchia (Messiniano-Tortoniano).

2. - SETTORE MARINO

GRUPPO POZZI NARCISO

Eseguiti da Agip (SAIPEM) nel 1984-85, ricadono nell'*offshore* della Sicilia occidentale, all'interno dall'area marina del Foglio "Paceco" in un'area ristretta con un fondo mare compreso tra -10 e -40 (Lat. 37°58'50",010 N, Long. 12°24'11",357 E). Quota s.l.m. della Tavola Rotary: 22,40 m. Fondo mare: -12 m. Il gruppo di pozzi ha attraversato, per una profondità massima di -2224 m, l'alto strutturale situato ad occidente della Laguna di Mozia, 6-8 km distante dal pozzo Mozia, perforato in terraferma. Per comodità di rappresentazione i dati dei vari pozzi sono sintetizzati in un solo *log* (Fig. 102).

34,40-150 m - argille grigio-verdi siltose con livelletti di sabbie quarzose fini, originariamente datato al Tortoniano inferiore-medio ed attribuito alla f.ne Terravecchia/Castellana Sicula (presenza di ? *Globorotalia acostaensis*, forme del gruppo *G. menardii*); questi litotipi sono qui interpretati come corrispondenti ai livelli argillosi (appartenenti alle f.ni Terravecchia/Castellana), rinvenuti in affioramento in successione sedimentaria sulle successioni oligo-mioceniche pre-panormidi.

150-872 m - argilla grigio-verdastro, siltosa e scagliettata con intercalazioni di sabbie quarzose medio-fini localmente cementate. Marne verdastre fossilifere con livelli di *mudstone* nella parte intermedia. Questo intervallo è stato originariamente indicato come complesso sovrascorso (età indefinita). La presenza di faune cretacee-paleogeniche e mioceniche consente di datare i residui di cuttings al Cretaceo-Eocene (DAT), all'Oligocene-Miocene inferiore (LUO indistinta) ed al Tortoniano s.l. (SIC e TRV). Tale intervallo (rappresentativo di due corpi alloctoni) viene qui riferito alle unità PrePanormidi (vedi Fig. 102).

contatto tettonico

872-964 m - argilla marroncina e verdastra, siltosa, originariamente assegnata alla f.ne Terravecchia per la presenza di *G. menardii* ricadente in una non meglio precisata biozona a *G. acostaensis*, viene qui ritenuta come pertinente alla f.ne Castellana Sicula.

discordanza

964-1027 m - *packstone* grigio-marrone intra-bioclastico, glauconitico, localmente ricristallizzato formazione Bonifato, (biozona a *Globorotalia kugleri* equiv. fino a 977 m) e intercalazioni di argille e marne grigio-verdastre nella parte bassa, F.ne Fortuna (biozona a *Lepidocyclina* fino a 993 m, biozona a *Globorotalia opima* fino a 1027, Oligocene).

1027-1278 m - *mudstone/wackestone* biancastro, rari *packstone* rossastri, con liste e noduli di selce e intercalazioni di marne verdastre alla base (intervallo 1110-1135 m), e un livello di argilla nerastra scistosa, calcilutiti di Dattilo (fino a 1172 m riconosciuta la distribuzione della biozona a *Globotruncana gr. stuarti*, Maastrichtiano medio-inferiore-Campaniano; fino a 1265 m biozone a *Dicarinella*, a *Helvetoglobotruncana helvetica*, Turoniano; fino a 1278 m biozona a *Rotalipora*, Cenomaniano). Questi litotipi vengono qui inseriti (anche per correlazione con *logs* di pozzi più occidentali) nelle calcilutiti di Dattilo (**DAT**).

1278-1324 m - *mudstone/wackestone* grigio-marrone, F.ne Hybla equiv. (biozona a *Planomalina buxtorfi*, *Hedbergella*, *Ticinella*, Albiano-Aptiano).

1324-1336 m - calcare dolomitico biancastro e grigio-nocciola, f.ne Buccheri (*Saccocoma*, pelecipodi pelagici, Titonico inferiore-Kimmeridgiano).

1336-2224 m (F.p.) - dolomia e dolomia calcarea grigio-marrone e biancastra a grana da fine a grossolana, intraclastica con intercalazioni di argille nerastre e grigio-verdastre indurite e scagliettate nella parte medio-bassa, f.ne Inici (biozone non definibili, Liassico fino al Triassico superiore per posizione e facies; F.ni Inici e Sciacca).

POZZO NADA 1

Perforato da Agip Mineraria nel 1978 nell'*offshore* della Sicilia occidentale, all'interno dall'area marina del Foglio "Paceco" (Coord.: Lat. 37°49'15",66 N, Long. 12°21'09",99 E). Quota s.l.m. della Tavola Rotary: 33 m, Fondo mare: -38 m. Profondità Finale: -3364 m.

71-380 m - marne e calcari fossiliferi contenenti foraminiferi planctonici del Pliocene inferiore (Trubi) e medio. Nella reinterpretazione, qui proposta, si

riconoscono, in continuità con i Trubi, depositi marnosi attribuibili per il contenuto fossilifero alla f.ne Monte Narbone (**NRB**).

380-1776,5 m - argilla grigio-verdastra tenera, localmente siltosa e fossilifera nella parte alta, passante ad argilla verdastra e marroncina, talora siltosa e sabbiosa, con intercalazioni di livelli sottili di sabbie quarzose debolmente cementate e di *packstone/grainstone* grigio-biancastro bioclastico nell'intervallo 625-650 m. Seguono, verso il basso, argille grigio-verdastre, siltose e localmente sabbiose, talora scagliettate e con occasionali livelli di sabbie e tracce di glauconite alla base attribuite alla f.ne Terravecchia (biozone a *Globorotalia acostaensis* e *Globorotalia conomiozea*, Messiniano-Tortoniano). Pur confermando le litologie descritte, le originarie attribuzioni sono state riviste alla luce della rivisitazione biostratigrafica e delle calibrazioni con i profili sismici a riflessione. Tentativamente riferiamo la porzione sommitale (intervallo 380-625) come pertinente ai depositi terrigeni delle f.ni Terravecchia (**TRV**) e Castellana Sicula (**SIC**). L'intervallo 625-1237 m, include depositi cretacico-miocenici della Prepanormide inseriti tra i depositi terrigeni di **SIC**. Questo intervallo corrisponde quindi ad uno o due corpi alloctoni pertinenti alle unità Prepanormidi (come evidenziato in Figg. 96, 99).

1776,5-1831 m - *packstone* nocciola vacuolare e localmente ricristallizzato con foraminiferi bentonici (*Borelis melo*) e macroforaminiferi (*Amphistegina* spp., *Heterostegina* spp.), melobesie, molluschi, briozoi (Serravalliano, formazione Nilde). Litologie ed età sono riviste assegnando questo intervallo all'unità Mischio (**HIO**) di età più antica.

1831-1935 m - *wackestone/packstone* grigiastro, fossilifero più o meno argilloso con intercalazioni di marne grigie e argille scagliettate grigio-verdi (biozone ad *Orbulina universa* e *Globigerinoides trilobus*, Langhiano-Serravalliano). Formazione Mahmoud (originaria interpretazione) o Ain Grab.

1935-2058 m - argilla grigio scura indurita localmente siltosa a foraminiferi planctonici (biozone a *Globigerina angulisuturalis*, *Globigerina ciperoensis*, *Globorotalia opima*, Oligocene medio-superiore, formazione Fortuna); *packstone* biancastro fossilifero con macroforaminiferi (*Lepydocyclina* sp., *Myogipsina* sp., *Amphistegina* sp.), melobesie e frammenti di molluschi e briozoi alla sommità (formazione Bonifato).

2058-2638 m - *mudstone/wackestone* biancastro e rosato, compatto, localmente selcifero (noduli e liste) e argilloso, riccamente fossilifero (tipo *chalk* nella parte alta). Biozone a *Globorotalia bullbrooki* (Eocene, intervallo 2058-2111 m), a *Globorotalia aragonensis*, *Glb. rex* (Eocene inferiore, intervallo 2111-2140 m), a *Globorotalia velascoensis* (Paleocene, intervallo 2140-2150 m), *Globigerina* gr. *stuarti* e *Globotruncana elevata* (Campaniano-Maastrichtiano, intervallo 2150-2290 m), a *Globotruncana* gr. *lapparentii* (Coniaciano-Santoniano, intervallo 2290-2490 m), a *Helvetoglobotruncana helvetica* (Turoniano, intervallo 2490-2600 m), a *Rotalipora* (Cenomaniano, intervallo 2600-2638 m). calcilititi

di Dattilo.

2638-2696 m - *wackestone* grigio compatto, localmente argilloso (biozona a *Ticinella*, *Hedbergella*, Aptiano-Albiano, Formazione Hybla).

2696-2854 m - *mudstone/wackestone* grigio-biancastro, compatto con calpionellidi, aptici, radiolari e *Saccocoma* sp. (biozona a *Lenticulina*, radiolari, Barremiano-Neocomiano, intervallo 2696-2758 m, a *Tintinnopsella* e *Calpionellites*, Berriasiano-Valanginiano, intervallo 2758-2836 m, *Calpionella alpina* e *C. elliptica*, Titonico, intervallo 2836-2854 m). Lattimusa.

2854-2882 m - *wackestone/packstone* rossastro, bio-intraclastico, compatto con aptici, radiolari, lamellibranchi pelagici, *Saccocoma* (Giurassico medio-superiore, formazione Buccheri).

2882-3364 m - *wackestone/packstone* nocciola e biancastro, intra-bioclastico, localmente ricristallizzato e dolomitizzato passante verso il basso a dolomia calcarea grigia. Biozona a *Palaeodasycladus mediterraneus* equiv., Liassico inferiore, Formazione Inici. La segnalazione di dolomie azoiche a fondo pozzo suggerisce la presenza della F.ne Sciacca del Triassico superiore.

BIBLIOGRAFIA

- 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., FERRUZZA G., INCANDELA A. & RENDA P. (1992) - *Ritrovamento di depositi a Strombus bubonius Lmk. (Tirreniano) nell'Isola di Favignana*. Riv. Min. Sic., **162**, 37-46.
- ABATE B., FERRUZZA G., INCANDELA A. & RENDA P. (1995) - *Tettonica trascorrente nelle Isole Egadi Sicilia Occidentale*. Studi Geologici Camerti, Vol. Spec. **2**: 9-14.
- ABATE B. & INCANDELA A. (1998) - *Significato sedimentologico e paleoambientale del "Mischio" nella Sicilia occidentale*. Atti del 79° Congresso Nazionale della Soc. Geol. It., Palermo 21-23 settembre 1998. Palermo.
- ABATE B., INCANDELA A. & RENDA P. (1997) - *Carta Geologica delle Isole di Favignana e Levanzo*. Dipartimento di Geologia e Geodesia, Univ. Palermo.
- ABATE B., INCANDELA A. & RENDA P. & SLASCKA A. (1999) - *Shoreface deposits and ichnofacies, Favignana, Sicily*. In: CLEMMENSEN L.B. (ed) Abs. Vol. 19th Regional European Meeting of Sedimentology, Copenhagen 24-26 August, 1999, **2**.
- ABATE B., INCANDELA A., RENDA P. & TRAMUTOLI M. (1996) - *Facies ed evoluzione sedimentaria del "Bacino di Trapani" (Sicilia occidentale) durante l'Oligo-Miocene*. Mem. Soc. Geol. It., **51**: 119-128.
- ABULAFIA D. (1991) - *Le due Italie. Relazioni economiche fra il Regno normanno di Sicilia e i comuni settentrionali*. Trad. it. di C. Campagnolo, 412 pp., Guida, Napoli (edizione originale: *The Two Italies. Relations between the Norman Kingdom of Sicily and the Northern communes*. 1971, Cambridge University Press, Cambridge).
- ACCAINO F., CATALANO R., DI MARZO L., GIUSTINIANI M., TINIVELLA U., NICOLICH R., SULLI A., VALENTI V. & MANETTI P. (2011) - *A crustal seismic profile across Sicily*, Tectonophysics, **508**, 52-61.
- 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., BORNATI P., BUSCEMI N., CATALANO R., CHECCHI A., D'ANGELO S., DI MAIO D., DI STEFANO P., LEMBO P., LUCIDO M., MACALUSO T., MERLINI S., PANTALEONE N.A., PEPE F., SACCHI L., SULLI A. & VENTURA R. (1998) - *"Il rilevamento geologico marino eseguito per la compilazione del Foglio geologico n. 604 "Isole Egadi" (Sicilia nord-occidentale)"*. In: CATALANO R. & LO CICERO G. (Eds) *"La Sicilia, un laboratorio naturale nel Mediterraneo"*, Atti del 79° Congr. Naz. S.G.I., Palermo, 21-23 settembre 1998, Vol. **A**, pp. 30-31.
- AGATE M., BUSCEMI N., CATALANO R., D'ANGELO S., DI MAIO D., DI STEFANO P., LEMBO P., LUCIDO M., MACALUSO T., MARSELLA E., PANTALEONE N.A., PEPE F., SACCHI L. & SULLI A. (1996) - *"Il Foglio geologico n. 604 "Isole Egadi". Un prototipo della nuova cartografia marina"*. In: A. COLELLA (Ed.) Atti della Riunione del Gruppo Informale di Sedimentologia, Catania, 10-14 ottobre 1996, pp. 30-34.
- 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., CATALANO R., LO IACONO ET ALII - *Studio Geologico, Bionomico ed Ecologico di aree marine protette dell'Italia meridionale*. Progetto GebecSud, Cluster 10 - Ambiente Marino, MIUR - CIPE, Dipartimento di Geologia e Geodesia, Università di Palermo, dicembre 2005.
- AGNESI V., MACALUSO T., ORRÙ P. & ULZEGA A. (1993) - *Paleogeografia dell'Arcipelago delle Egadi (Sicilia) nel Pleistocene sup.-Olocene*. Naturalista sicil., S. IV, **17** (1-2): 3-32.

- AGOSTA F., TONDI E., CILONA A., AYDIN A., ALAGNA M., RENDA P. & GIUNTA G. (2008) - *Enucleazione e crescita di faglie trascorrenti nei grainstone carbonatici pleistocenici dell'Isola di Favignana (Isole Egadi, Sicilia)*. Rend. Online SGI, **1**, 9-11.
- AMICO V.M. (1855-56) - *Dizionario topografico della Sicilia*, traduzione e note di DI MARZO G., 2 voll., 636 pp. (vol. I); 674+31+XXI pp. (vol. II).
- ANDREIEFF P., BROQUET P., DUÈE G. & MASCLE G. (1974) - *Les rapports du Flysch du Monte Soro et des séries panormides en Sicile*. Bull. Soc. Géol. France, (7), **16**: 295-302.
- 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.
- ANTONIOLI F., DEINO A., FERRANTI L., KELLER J., MARABINI S., MASTRONUZZI G., NEGRI A., PIVA A., VAI G.B. & VIGLIOTTI L. (2008) - *Lo studio della sezione "il Fronte" per la definizione del piano Tarantino (Puglia, Italy)*. Il Quaternario, Italian Journal of Quaternary Sciences, **21** (1A): 35-38.
- ANZALDI & VIANELLI: (1974) - *Glauconiti ed ialoclastiti in area "Trapanese"*. Studio mineralogico e correlazioni. Riv. Min. Sic. XXIV, 1-20.
- ARBENZ P. (1908) - *Zur Tektonik Sizilien*. Vierteljahrhs Naturforsch. Ges. Zurich: 281-294.
- ARCIFA L. (2001) - *Vie di comunicazione e potere in Sicilia (sec. XI-XIII)*. *Insiadamenti monastici e controllo del territorio*. In: "I Congresso Nazionale di Archeologia medievale", Pisa 29-31 maggio 1997, Firenze: 181-186.
- ARGNANI A., CORNINI S., TORELLI L. & ZITELLINI N. (1989) - *Neogene-Quaternary foredeep system in the straits of Sicily*. Mem. Soc. Geol. It., **36**, 123-130.
- 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. 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 Society London, **167**: 109-126.
- BALDACCÌ L. (1886) - *Descrizione geologica dell'Isola di Sicilia*. Mem. Descr., Carta Geol. D'It.: 3-403, Roma.
- BALLY A.W., CATALANO R. & OLDOW J. (1985) - *Elementi di tettonica regionale*. Pitagora Editrice, Bologna, pp. 1-276.
- BARRECA F. (1988) - *La civiltà fenicio-punica in Sardegna*. Collana Sardegna archeologica, Studi e monumenti, **3**, Carlo Delfino Editore, 353 pp.
- BARTOLOMEI G., CELICO P. & PECORARO A. (1983) - *Schema idrogeologico della Sicilia Nord-occidentale*. Boll. Soc. Geol. It., **102**, 329-354.
- BASILONE L. (2009) - *Sequence Stratigraphy of a Mesozoic Carbonate Platform-to-Basin System in Western Sicily*. Central European Journal of Geosciences, **1** (3): 251-273.
- BASILONE L. (2011) - *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.
- BASSO D., BERNASCONI M.P., ROBBA E., MAROZZO S. (2008) - *Environmental evolution of the Marsala Sound, Sicily, during the last 6000 years*. Journ. Coast. Res., **24** (1), 177-197.
- BECCARO P. (2006) - *Radiolarian correlation of Jurassic siliceous successions of the Rosso Ammonitico Formation in the Southern Alps and Western Sicily (Italy)*. - Eclogae geol. Helv. 99 (2006) Supplement 1, S21-S33.
- BELLON H., COULON C. & EDEL J. (1977) - *Lé déplacement de la Sardaigne: Synthèse de données géochronologiques, magnetiques et paléomagnétiques*. Bull. Soc. Geo.Fr., **19** (7): 825-831.
- BENASSI F., CERAULO A. & PAPA M.A. (2008) - *Nuove indagini archeologiche nello "Stagnone" di Mozia. Indagini e prospezioni presso la strada sommersa*. The Journal of Fasti Online,

Associazione internazionale di Archeologia Classica. On-line all'indirizzo: www.fastionline.org/docs/FOLDER-it-2008-123.pdf.

- BENELO E. (1956) - *Accumuli terziari in Sicilia da risedimentazione*. Boll. Serv. Geol. d'Italia. Vol. LXXVIII, 1956, fasc. 1-2, 291-319.
- BERNOULLI D. & JENKYN 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.
- BERTAMONI M. (1993) - *Pozzi Narciso 1 dir e Narciso 1 dir A. Revisione della serie oligo-miocenica*. AGIP. Rapporto interno.
- BIGI, G., CASTELLARIN A., CATALANO R., COLI M., COSENTINO D., DAL PIAZ G.V. ET ALII (1992) - *Structural model of Italy. Consiglio Nazionale delle Ricerche, Progetto Finalizzato Geodinamica, Sottoprogetto Modello strutturale tridimensionale*. Quaderni de "La Ricerca Scientifica", **114**, 3, sheet 6, scala 1:500.000.
- BILLERBECK M. (Ed.) (2006) - *Stephani Byzantii Ethnica. Corpus Fontium Historiae Byzantinae*, 43/1, X, 2 voll., De Gruyter Berlin/New York.
- BINTANJA R., VAN DE VAL R.S.W. & OERLEMANS J. (2005) - *Modelled atmosphere temperature and global sea-levels over the past million years*. *Nature*, **437**, 125-128.
- 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, Cambridge University Press: 175-262.
- BONAMINI C., DI MAGGIO C., LOLLINO P., MADONIA G., PARISE M. & VATTANO M. (2013) - *Sprofondamenti di origine antropica nell'area di Marsala (Sicilia occidentale) analizzati mediante rilievo in sito e analisi numerica dei processi di instabilità nelle cave sotterranee*. Mem. Descr. Carta Geol. d'It., **93**: 105-120.
- BONNEFOUS J. (1967) - *Jurassic stratigraphy of Tunisia: A tentative synthesis (northern and Central Tunisia, Sahel and Chotts areas)*. In: *Guide Book to the Geology and History of Tunisia*. Petrol. Expl. Soc. Libya, 109-190. Tripoli.
- BONOMO R., CALÌ M., D'ANGELO U., RIBAUDO R. & VERNUCCIO S. (1994) - *Ipotesi sulla evoluzione di alcuni corpi sedimentari quaternari nei dintorni di Trapani*. Riv. Min. Sic., n° 4 (nuova serie): 31-64.
- BONOMO R., CALÌ M., D'ANGELO U., RIBAUDO R. & VERNUCCIO S. (1996) - *I terrazzi del pleistocene medio e superiore della fascia costiera tra Trapani e Marsala*. *Naturalista Sicil.*, **20**, 4 (1-2): 3-20.
- BORNATI P., CATALANO R., MERLINI S. & SULLI A. (1997) - *Basin evolution and mountain building in Western Sicily*. In: CATALANO R. (Ed.), *Origin of sedimentary basins*. Field workshop in Western Sicily Guidebook: 155-164.
- BRANDANO M., CIVITELLI G. (2007) - *Non-seagrass meadow sedimentary facies of the Pontinian Islands, Tyrrhenian Sea: a modern example of mixed carbonate-siliciclastic sedimentation*. *Sed. Geol.*, **201**, 3-4, 286-301.
- BRANDANO M., CIVITELLI G., CORDA L. & MARIOTTI G. (2000) - *High frequency cyclicity in the Burdigalian marly-carbonate deposits of the Ruffi Mountains (Central Apennines)*. Convegno "Evoluzione geologica e geodinamica dell'Appennino", 16-17 febbraio 2000, Perugia.
- BROQUET P., DUÉE G., MASCLE G. & TRUILLET R. (1984) - *Evolution structurale alpine récente de la Sicile et sa signification géodynamique*. *Rev. Géol. Dyn. et Géogr. Phys.*, **25** (2): 75-85.
- BROQUET P. & MASCLE G. (1972) - *Les grands traits stratigraphiques et structuraux de la partie septentrionale des Monts de Trapani (Sicilie occidentale)*. C.R. Somm. S.G.F., 7: 139-146.
- BUROLLET P.F. (1991) - *Structures and Tectonics of Tunisia*. *Tectonophysics*, **195**, 359-369.
- BUROLLET P.F., MUGNIOT J. & SWEENEY J.F. (1978) - *The geology of the Pelagian Block. The margins and basins of Southern Tunisia and Tripolitania*. In: NAIRN et alii Eds. *The Oceans Basins and Margins*, vol. **4B**, 337-359.

- CAHUZAC B. & POIGNANT A. (1997) - *Essai de biozonization de l'Oligo-Miocène dans le bassins européens à l'aide des grands foraminifères néritiques*. Bull. Soc. Géol. Fr., **168** (2): 155-169, Paris.
- CALVO S. & FRADA' ORESTANO C. (1984) - *L'herbier à Posidonia oceanica des côtes sicilienne: les formation récifales du Stagnone*. GIS Posidonie, Marseille, **1**, 29-37.
- CANCILA O. (1999) - *Il sale di Trapani*. In: G. MONDINI, *Le saline di Sicilia*, Banca del Popolo, Trapani, pp. XIII-XLII.
- CARANNANTE G., ESTEBAN M., MILLIMAN J. D. & SIMONE L. (1988) - *Carbonate lithofacies as paleolatitude indicators: problems and limitations*. Sediment. Geol., **60**: 333-346.
- CARON M. (1985) - *Cretaceous planktic foraminifera*. In: BOLLI H.M., SAUNDERS J.B. & PERCH-NIELSEN K. (Eds.) - *Plankton Stratigraphy*, Cambridge Univ. Press., 1: 17-86.
- CASSANO E., ANELLI L., CAPPELLI V., LA TORRE P. (2000) - *Magnetic and gravity analysis of Italy*.
- CATALANO R. (1979) - *Scogliere ed evaporiti messiniano in Sicilia. Modelli genetici ed implicazioni strutturali*. Lavori Istituto di Geologia di Palermo, **18**: 1-21. Stass, Palermo.
- CATALANO R. (1987) - *Northeastern Sicily Straits. Stratigraphy and structures from seismic reflection profiles*. Rend. Soc. Geol. It., **9**: 103-112.
- CATALANO R. (1997) - *An introduction to stratigraphy and structures of the Sicily chain*. In: CATALANO R. (Editor). *Time scales and basin dynamics. Sicily, the adjacent Mediterranean and other natural laboratories*. 8th Workshop of the ILP Task Force "Origin of Sedimentary Basins". Field workshop in Western Sicily. Guidebook, 7- 20. Palermo.
- CATALANO R. (2013) - *Sicily's fold/thrust belt. An introduction to the field Trip in Walking along a crustal profile across the Sicily fold and thrust belt*, Geol. F. Trips, Vol. **5** No. 2.3, 213 pp., 121 figs, 8 pls, 4 tabs (DOI 10.3301/GFT.2013.05).
- CATALANO R., AGATE M., ALBANESE C., AVELLONE G., BASILONE L., GASPARO MORTICELLI M., GUGLIOTTA C., SULLI A., VALENTI V., GIBILARO C., PIERINI S. (2013 a), *Walking along a crustal profile across the Sicily fold and thrust belt*, Geol. F. Trips, Vol. **5** No. 2.3, 213 pp., 121 figs, 8 pls, 4 tabs (DOI 10.3301/GFT.2013.05).
- 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 allegata*. Progetto CARG.
- CATALANO R., AVELLONE G., BASILONE L., SULLI A., BARCHI M., DI MAGGIO C., SPROVIERI R., AGATE M., ALBANESE C., GASPARO MORTICELLI M., GUGLIOTTA C. & LENA G. (2010). *Note Illustrative della carta geologica d'Italia alla scala 1:50.000 del Foglio 607 "Corleone" con carta allegata*. Progetto CARG.
- CATALANO R., CUSIMANO G., GRASSO M., LENTINI F., MACALUSO T., MONACO P., MONTELEONE S., PIPITONE G., FANCELLI R., SQUARCI P., TAFFI L. (1988) - *Inventario delle risorser geotermiche nella Regione Sicilia*. In: Min. Industria, Commercio e Artigianato. *Inventario delle Risorse Geotermiche Nazionali*.
- CATALANO R. D'ANGELO D., AGATE M., MANCUSO M., SULLI A. *ET ALII* (in stampa) - *Note Illustrative del Foglio n° 604 "ISOLE EGADI"*.
- CATALANO R. & D'ARGENIO B. (1978) - *An essay of palinspastic restoration across the western Sicily*. Geol. Romana, **17**: 145-159.
- CATALANO R. & D'ARGENIO B. (1982) - *Guida alla geologia della Sicilia occidentale*. Soc. Geol. It., Guide Geologiche Regionali: 9-41.
- CATALANO R., D'ARGENIO B., MONTANARI L., MORLOTTI E. & TORELLI L. (1985) - *Marine geology of the NorthWest Sicily offshore and its relationships with mainland structures*. Boll. Soc. Geol. It., **104**: 207-215.
- CATALANO R., D'ARGENIO B. & TORELLI L. (1989) - *From Sardinia Channel to Sicily Strait. A geologic section based on seismic and field data*. In: *The Lithosphere in Italy*, Acc. Naz. dei Lincei, Atti dei Convegni Lincei, **80**: 109-127.

- CATALANO R., D'ARGENIO B., VALENTI V., GASPARO MORTICELLI M., BASILONE L. (2015) - *Tethyan Permian-Mesozoic evolution in the Sicily Pelagian continental margin (Central Mediterranean)*. "Tethys-Atlantic Interaction Along the European-Iberian-African Plate Boundaries" in Lisbon, 18th-19th May 2015. AAPG EUROPE REGION CONFERENCE 2015.
- CATALANO R., DI STEFANO P. & KOZUR H. (1991) - *Permian Circum-Pacific deep-water faunas from the western Tethis (Sicily, Italy). New evidences for the position of the "Permian tethys"*. *Palaeog. Palaeocl. Palaeoeco.*, **87**: 75-108.
- CATALANO R., DI STEFANO P. & KOZUR H. (1992a) - *New data on Permian and Triassic Stratigraphy of Western Sicily*. *N. Jb. Gel. Palaont. Abh.* **184** (1): 25-61.
- CATALANO R. *ET ALII* in BIGI G. *ET ALII* (1992b) - *Structural model of Italy. Consiglio Nazionale delle Ricerche, Progetto Finalizzato Geodinamica, Sottoprogetto Modello strutturale tridimensionale*. Quaderni de "La Ricerca Scientifica", **114**, 3, sheet 6, scala 1:500.000.
- CATALANO R., DI STEFANO E., INFUSO S., SULLI A., VAIL P. R., & VITALE F. P. (1998) - *Sequences and systems tracts calibrated by high-resolution bio-chronostratigraphy, the central mediterranean plio-Pleistocene record*. In: 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., 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., DOGLIONI C. & MERLINI S. (2001) - *On the Mesozoic Ionian Basin*. *Geophys. J. Int.*, **144**: 49-64.
- CATALANO R., MERLINI S. & SULLI A. (2002) - *The structure of western Sicily, central Mediterranean*. *Petroleum Geoscience*, **8**: 7-18.
- CATALANO R., FRANCHINO A., MERLINI S. & SULLI A. (1998a) - *Assetto strutturale profondo della Sicilia centro-occidentale*. *Atti 79° Congr. Soc. Geol. It.*, Vol. A: 257-260.
- CATALANO R., FRANCHINO A., MERLINI S. & SULLI A. (1998b) - *The westernmost Sicily thrust pile. Relationships with its adjacent areas*. *Atti 79° Congr. Soc. Geol. It.*, Vol. A: 266-267.
- CATALANO R., FRANCHINO A., MERLINI S. & SULLI A. (2000a) - *Central western Sicily structural setting interpreted from seismic reflection profiles*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **55**: 5-16.
- CATALANO R., FRANCHINO A., MERLINI S. & SULLI A. (2000b) - *A crustal section from the Eastern Algerian basin to the Ionian ocean (Central Mediterranean)*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **55**: 71-85.
- CATALANO R. & MILIA A. (1990) - *Late Pliocene-Early Pleistocene structural inversion in offshore Western Sicily*. In: PINET I.D. & BOIS C. (a cura di): *The potential of Deep Seismic Profiling for Hydrocarbon Exploration*, editions Technip, Paris, 445-449.
- CATALANO R., VALENTI V. *ET ALII* (2013 b) - *Sicily's fold/thrust belt and slab rollback: The S.I.R.I. PRO. seismic crustal transect*. *Journal of the Geological. Society, London*, <http://dx.doi.org/10.1144/0016-76492012-099>.
- CHAMOT-ROOKE N., RANGIN C., LE PICHON X. & DOTMED WORKING GROUP (2005) - *DOTMED, Deep Offshore Tectonics of the Mediterranean: A synthesis of deep marine data in eastern Mediterranean*. *Les Mémoires de la Société Géologique de France*, **177**: 64 pp.
- CHANNEL J.E.T., D'ARGENIO B. & HORVATH F. (1979) - *Adria, the African promontory, in Mesozoic Mediterranean paleogeography*. *Earth Sc. Rev.*, **15**: 213-292.
- CHANG K.H. (1975) - *Unconformity bounded stratigraphic units*. *Geological Society of American Bulletin*, **86**, 1544-1552.
- CHIARABBA C., DE GORI P., SPERANZA F. (2008) - *The southern Tyrrhenian subduction zone: deep geometry, magmatism and Plio-Pleistocene evolution*. *Earth Planet. Sci. Lett.* **268** (3-4), 408-423 (30).
- CHIRONI C., DE LUCA L., GUERRA I., LUZIO D., MORETTI A., VITALE M., & GROUP SEALAND (2000) - *Crustal structures of the Southern Tyrrhenian Sea and the Sicily Channel on the basis of the M25, M26, M28, M39 WARR profiles*. *Bollettino della Società Geologica Italiana*, **119**, 189-203.

- 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**: 527-544.
- CITA M.B., CAPRARO L., CIARANFI N., DI STEFANO E., LIRER F., MAIORANO P., MARINO M., RAFFI I., RIO D., SPROVIERI R., STEFANELLI S. & VAI G.B. (2008) - *The Calabrian Stage redefined*. Episodes, **31** (4): 408-419.
- CITA M.B., CAPRARO L., CIARANFI N., DI STEFANO E., MARINO M., RIO D., SPROVIERI R. & VAI G.B. (2006) - *Calabrian and Ionian: A proposal for the definition of the Mediterranean stages for the Lower and Middle Pleistocene*. Episodes, **29** (2): 107-114.
- CLUVERIUS P. (1619) - *Sicilia Antiqua, ubi primum universae huius insulae varia nomina, incolae, situs, figura, magnitudo, tum orientalis, meridionale atque septentrionale litora, dein mediterranea eius, ac tandem insulae minores ei adiacentes, variaque plurimum locorum memorabilia solidissime explicatur*. Vol. 2. Lugduni Batavorum.
- COGGI L. (1965) - *Il Pleistocene della Sicilia occidentale e nuova località fossilifera tirreniana a Sud di Marsala*. Rivista Mineraria Siciliana, **91-93**: 3-12.
- COGGI L. (1957) - *Il Cenomaniano in facies Africana nella Sicilia occidentale*. Boll. Serv. Geol., Italia, **88**, 27-42.
- COGLITORE I. (1884) - *Studi storico-archeologici. Mozia. Topografia*. Archivio Storico Siciliano, n. s., anno **VIII**, Palermo, pp. 265-369.
- COHEN K.M., FINNEY S.C., GIBBARD P.L. & FAN J.X. (2013) - *The ICS International Chronostratigraphic Chart*. Episodes, **36** (3), 199-204.
- COLANTONI P., LEMBO P., PANTALEONE N. A., SACCHI L. & SPANIO F. (1993) - *Morpho-lithological map (1: 50.000 scale) of the Egadi Islands shelf (Western Sicily)*. UNESCO reports in marine science, **58**, 87-92.
- CUSIMANO G., FRIAS FORCADA A., GATTO L. & INCANDELA A. (2002) - *Assetto idrostrutturale dei Monti di Trapani (Sicilia nord-occidentale) e valutazione delle risorse idriche*. Atti del 4° convegno di Speleologia della Sicilia, 117-124.
- D'ANGELO S., LEMBO P. & SACCHI L. (2004) - *Terrazzi deposizionali sommersi al largo dell'Isola di Favignana (Isole Egadi)*. Mem. Descr. Carta Geol. d'It., **58**: 125-132.
- D'ANGELO U. & VERNUCCIO S. (1996a) - *Carta geologica dell'area tra Marsala e Paceco (Sicilia Occidentale)*. Dipartimento di Geologia e Geodesia dell'Università di Palermo.
- D'ANGELO U. & VERNUCCIO S. (1996b) - *I terrazzi marini quaternari della estremità occidentale della Sicilia*. Mem. Soc. Geol. It., **51**: 585-594.
- D'ARGENIO B. & SCANDONE S. (1970) - *Jurassic facies pattern in the Southern Appennines (Campania-Lucania)*. Ann. Hung. Geol., **92**: 903-924.
- DECIMA A. & WEZEL F.C. (1971) - *Osservazioni sulle evaporiti messiniane della Sicilia centro-meridionale*. Riv. Min. Sic., **130-132**: 172-187, figg 10, Palermo.
- 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. & BIJUDUVAL B. (1986) - *Geologic evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamirs since the Lias*. Tectonophysics, **123**: 241-315.
- DE STEFANI T. (1953) - *Il Tirreniano dell'Isola di Favignana (Egadi)*. Act. IV enne Congr. Inter. du Quaternaire INQUA, Roma, 433.
- DI MAGGIO C., AGATE M., CONTINO A., BASILONE L. & CATALANO R. (2009) - *Unità a limiti inconformi utilizzate per la cartografia dei depositi quaternari nei fogli cartog. della Sicilia nord-occidentale*. Il Quaternario, Italian Journal of Quaternary Sciences, **22** (2): 345-364.
- DIODORO SICULO - Biblioteca Storica. Ll. I-V a cura di Gianotti G. F., Corcella A., Labriola I., Orsi D. P., Introduzione di Canfora L., Sellerio, Palermo 1986; ll. XI-XV a cura di Labriola I., Martino

- P., Orsi D. P. Sellerio, Palermo, 1992; II. XIV-XVII, a cura di Alfieri Tonini T., Rusconi, Milano, 1985; II. XVII-XX a cura di Simonetti Agostinetti A., Rusconi, Milano, 1988; II. XXI-XL a cura di G. Bejor, Rusconi, Milano, 1988.
- 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 R., BIANCHI I., CIACCIO M.G., CARRARA G., KISSLING E. (2011) - *Three-dimensional Moho topography in Italy: new constraints from receiver functions and controlled source seismology*. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, **12**, q09006, doi:10.1029/2011gc003649.
- DOGLIONI C. (1991) - *A proposal for the kinematic modelling of W-dipping subductions. Possible applications to the Tyrrhenian Apennines system*. *Terra Nova*, **3**, 423-434.
- DOGLIONI C., HARABAGLIA P., MERLINI S., MONGELLI F., PECCERILLO A. & PIROMALLO C. (1999) - *Orogens and slabs vs. their direction of subduction*. *Earth-Science Reviews*, **45**, 167-208.
- DU PLAT TAYLOR J. (1964) - *Motyá, a Phoenician trading settlement*. *Archaeology*, **XVII**, New York, 91-101.
- FAZIO N.L., FERROTTI M., LOLLINO P., PARISE M., VATTANO M., MADONIA G. & DI MAGGIO C. (2017) - *A three-dimensional back-analysis of the collapse of an underground cavity in soft rocks*. *Engineering Geology*, **228**: 301-311.
- FERRANTI L., ANTONIOLI F., MAUZ B., AMOROSI A., DAI PRA G., MASTRONUZZI G., MONACO C., ORRÙ P., PAPPALARDO M., RADTKE U., RENDA P., ROMANO P., SANSÒ P. & VERRUBBI V. (2006) - *Markers of the last interglacial sea-level high stand along the coast of Italy: Tectonic implications*. *Quaternary International*: **145-146**: 30-54.
- FINETTI I.R., LENTINI F., CARBONE S., DEL BEN A., DI STEFANO A., FORLIN E., GUARNIERI P., PIPAN M. & PRIZZON A. (2005) - *Geological outline of Sicily and Lithospheric Tectono-Dynamics of its Tyrrhenian Margin from new CROP Seismic Data*. In: FINETTI I.R. (Ed.), *Crop Project, Deep Seismic Exploration of the Central Mediterranean and Central Italy*, Elsevier B.V., **1**: 319-376.
- FISCHETTI L. (1988) - *Contributi allo studio del Pleistocene della Sicilia nord occidentale*. Tesi sperimentale. Università degli Studi di Palermo.
- FISHER W.L. & MCGOWEN J.H. (1967) - *Depositional systems in the Wilcox Group of Texas and their relationship to the occurrence of oil and gas*. *Trans. Gulf Coast Assoc. Geol.Soc.*, **17**: 105-125.
- FORESI L.M., BONOMO S., CARUSO A., DI STEFANO E., SALVATORINI G. & SPROVIERI R. (2001) - *Calcareous plankton biostratigraphy of the Langhian-Serravallian Ras-Il Pellegrin section (Malta)*. In: IACCARINO S. (ed.) - *Integrated stratigraphy and paleoceanography of the Mediterranean Middle Miocene*. *Riv. Ital. Paleont. e Strat.*: **108**: 195-210.
- 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*, **V. 42**: 1-36.
- GIBBARD P.L., HEAD M.J., WALKER M.J.C. & 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. (1972) - *Geologia dell'estremità Nord-Occidentale della Sicilia*. *Riv. Min. Sic.*, **136-138**: 165-226.
- GIUNTA G. & LIGUORI V. (1973) - *Evoluzione paleotettonica della Sicilia*. *Boll. Soc. Geol. Ital.*, **92**: 903-924.
- GIUNTA G., LUZIO D., AGOSTA F., CALÒ M., DI TRAPANI F., GIORGIANNI A., OLIVERI E., ORIOLI S., PERNICIARO M., VITALE M. CHIODI M. & ADELFO G. (2009) - *An integrated approach to investigate the seismotectonics of northern Sicily and southern Tyrrhenian*. *Tectonophysics*, **476**: 13-21.

- GRADSTEIN F.M., OGG J.G., SMITH A.G. ET ALII (2004) - *Geologic Time Scale 2004*. Cambridge University Press.
- GRIFFO ALABISO M.G. (1991) - *La strada di Mozia nello Stagnone di Marsala*. Sicilia Archeologica, **XXIV**: 76-77.
- HARLAND W.B., ARMSTRONG R.L., COX A.V., CRAIG L.E., SMITH A.G. & SMITH D.G. (1990) - *A Geologic Time Scale 1989*. Cambridge, Cambridge University Press: 263 pp.
- HSÜ K.J., CITA M.B. & RYAN W.B.F. (1973) - *The origin of the Mediterranean evaporites*. In: RYAN W.B., HSÜ K.J. ET ALII (Eds.), *Initial Report of the Deep Sea Drilling Project*, Washington, vol. **XIII**, pp. 1203-1231.
- 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.
- INCANDELA A. (1995) - *Lineamenti stratigrafico-strutturali dell'estremità nord-occidentale della Sicilia e delle Isole di Favignana e Levanzo (Arcipelago delle Egadi)*. Tesi di Dottorato, Università degli Studi di Napoli "Federico II", Biblioteche Nazionali di Roma e Firenze: 216 pp.
- INCANDELA A. (1996) - *Deformazioni neogeniche nelle Isole di Favignana e Levanzo (Isole Egadi)*. Mem. Soc. Geol. It., **51**: 129-135.
- ISSC - INTERNATIONAL SUBCOMMISSION ON STRATIGRAPHIC CLASSIFICATION (1994) - *International Stratigraphic Guide: a guide to stratigraphic classification, terminology and procedure* - 2nd Edition, GSA, Boulder: pp. 214.
- JAMES N.P. & CLARKE J.A.D. (1997) - *Cool - Water Carbonates*. SEPM, Volume **56** pp.
- JENKYN H.C. (1970) - *The Jurassic of Western Sicily*. In: *Geology and History of Sicily. Petroleum Exploration Society of Libya*. Alvarez W. & Gohrbandt K. Ed. Tripoli 1970.
- KIL R.A. (2010) - *Sedimentology and 3D architecture of a bioclastic calcarenite complex on Favignana, southern Italy: Implications for reservoir modelling*. Tesi di Laurea Università di Delft, Paesi Bassi, AES/PE/10-42, 96 pagine, disponibile online: <http://repository.tudelft.nl/islandora/object/uuid%3A19c5889e-3c53-446c-8275-6137d271c172>.
- LAMBECK K., ROUBY H., PURCELL A., SUN Y., SAMBRIDGE M. (2014) - *Sea level and global ice volumes from the Last Glacial Maximum to the Holocene*. PNAS (Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America), vol. **111**, 43, 15296-15303.
- LUGEON M. & ARGAND E. (1906) - *La racine de la nappe sicilienne et l'arc de charriage de la Calabre*. Comptes Rendus Académie Sciences Paris, **143**: 1107-1109.
- MALATESTA A. (1957) - *Terreni, fauna e industrie quaternarie nell'Arcipelago delle Egadi*. Quaternaria, **4**: 165-190.
- MARCHETTI M. (1956) - *The occurrence of slide and flowage materials (olistostromes) in the tertiary series of Sicily*. Inter. Geol. Congr. Mexico City Proc.
- MARCHETTI M. (1960) - *Summary introduction to Geology of Sicily*. Petr. Expl. Soc of LYbia. Excursions in Sicily.
- 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., Milano.
- MASCLE G.H. & SIGAL J. (1972) - *Le Crétacé supérieur à faciès scaglia en Sicile occidentale*. Riv. Ital. Paleont., **78** (1): 151-162.
- MASSOLI-NOVELLI R. (2005) - *The main geomorphosites of the Egadi Islands (Sicily, Italy)*. Il Quaternario Italian Journal of Quaternary Sciences, **18** (1): 137-143.
- MAZZA P. (1985) - *Stratigraphic and palaeoenvironmental observations on the Terravecchia formation in the Salemi-Castelvetro Basin (Western Sicily)*. Riv. It. Paleont. Strat., **91**, 63-116.
- MAZZOLA A. & SARÀ G. (1985) - *Caratteristiche idrologiche di una laguna costiera mediterranea (Stagnone di Marsala, Sicilia occidentale): ipotesi di un modello qualitativo di circolazione*

lagunare. Naturalista Siciliano, Serie **4.19**, 3-4, 229-277.

- MONROY G. (1929) - *Storia di un borgo feudale del Seicento. Paceco*. Officina Tipografica Editoriale "Radio", Trapani, 246 pp.
- MONTANARI L. (1989) - *Lineamenti stratigrafico-paleogeografici della Sicilia durante il ciclo alpino*. Mem. Soc. Geol. It., **38**: 361-406.
- MONTANARI D., ALBANESE C., CATALANO R., CONTINO A., FEDI M., GOLA G., IORIO M., LA MANNA M., MONTELEONE S., TRUMPY E., VALENTI V. & MANZELLA A. (2014) - *Contour map of the top of the regional geothermal reservoir of Sicily (Italy)*. Journal of Maps, Routledge Taylor and Francis Group, 12 pp. Paper and map (scale 500.000). DOI: 10.1080/17445647.2014.935503.
- MURGIA M.V. (1989) - *Rapporto interno*. ENI/Divisione AGIP.
- 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.
- OKADA H. & BUKRY D. (1980) - *Supplementary modification and introduction of code numbers to the low-latitude coccolith biostratigraphic zonation*. (BUKRY, 1973; 1975), Mar. Micropal., **5**: 321-325.
- OLDOW J. S., CHANNELL 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.
- 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. (1985a) - *Cenozoic calcareous nannofossils*. In: BOLLI H.M., SAUNDERS J.B. & PERCH-NIELSEN K. (Eds.), *Plankton Stratigraphy*. Cambridge University Press, **1**: 427-554.
- PERCH-NIELSEN K. (1985b) - *Mesozoic calcareous nannofossils*. In: BOLLI H.M., SAUNDERS J.B. & PERCH-NIELSEN K. (Eds.), *Plankton Stratigraphy*. Cambridge University Press, **1**: 329-426.
- PERES J.M. & PICARD J. (1964) - *NUVEAU manuel de Bionomie benthique de la Mer Méditerranée*. Re. Trav.St. Mar. Endoume, **31**, fasc. 47.
- PLACENTI V. (2005) - *Progetto Sinkholes: Studio delle cavità di Marsala ed interventi di risanamento*. Tesi di Laurea, Università degli Studi di Palermo, 124 pp.
- POLIENO - *Stratagemmi politici e di guerra*. Traduzione a cura di F. Chiassone, Edizioni Il Nuovo Melangolo, 2012, 86 pp.
- POLIZZI C. (1988) - *Geologia dell'area di Paceco*. Tesi sperimentale. Università degli Studi di Palermo.
- REGIONE SICILIA (2004) - *Prima caratterizzazione delle acque sotterranee finalizzata alla redazione del "Piano di Tutela delle Acque della Regione Sicilia" - Corpi idrici significativi - Rete di Monitoraggio*. Istituto Nazionale Geofisica e Vulcanologia - Sezione di Palermo, Università degli Studi di Palermo, Dipartimento di Geologia e Geodesia, Ufficio del Commissario Delegato per l'Emergenza Rifiuti e la Tutela delle Acque, Presidenza del Consiglio dei Ministri Dipartimento della Protezione Civile.
- RIGO DE RIGHI F. (1956) - *Olistostromi neogenici in Sicilia*. Boll. Soc. Geol. Ital., **75**: 185-215.
- 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, Proc ODP, Sci. Result., **V. 107**: 513-533, College Station (TX).
- ROVERI M., MANZI V., GENNARI R., IACCARINO S. & LUGLI S. (2008b) - *Recent advancements in the Messinian stratigraphy of Italy and their Mediterranean-scale implications*. In: "Messinian Paleontology, papers in honour of Carlo Sturani's outstanding contributions in geology and paleontology", Boll. Soc. Paleontologica It, **47** (2), 71-85.

- RUGGIERI G. (1959) - *“Il Paleogene ed il Miocene di Monte Bonifato presso Alcamo”*. Riv. Min. Sic., anno X, fasc. 4: 119-127, Palermo.
- RUGGIERI G. (1967) - *Quadro sintetico del Quaternario fra Castellammare del Golfo e Altavilla (Palermo)*. Atti Acc. Gioenia Sc. Nat., **18**, Suppl. Sc. Geol.: 345-355.
- RUGGIERI G. (1978) - *Una trasgressione del Pleistocene inferiore nella Sicilia occidentale*. Naturalista sicil., **4**, 2 (3-4): 159-171.
- RUGGIERI G., BUCCHERI G. & RENDINA M. (1968) - *Segnalazione di Tirreniano fossilifero a Trapani*. Riv. Min. Sic., **112-114**, 1-4.
- RUGGIERI G., RIO D. & SPROVIERI R. (1984) - *Remarks on the chronostratigraphic classification of Lower Pleistocene*. Boll. Soc. Geol. It., **103**: 251-259.
- RUGGIERI G. & TORRE G. (1973) - *Geologia delle zone investite dal terremoto della Valle del Belice*. Riv. Min. Sicil., **139-141**: 27-48.
- RUGGIERI G. & UNTI M. (1974) - *Pliocene e Pleistocene nell'entroterra di Marsala*. “Boll. Soc. Geol. It.”, **93**: 723-733, 3 ff., Roma.
- RUGGIERI G. & UNTI M. (1988) - *Una malacofauna del Tirreniano (Pleistocene superiore) di Birgi Novo (Trapani)*. Naturalista sicil., S. 4, **12** (1), 19-32.
- RUGGIERI G., UNTI A., UNTI M. & MORONI M.A. (1975) - *La Calcarenite di Marsala (Pleistocene inferiore) e i terreni contermini*. Boll. Soc. Geol. It., **94**: 1623-1657.
- SALVADOR A. (1994) - *International Stratigraphic Guide. A guide to stratigraphic classification, terminology and procedure*. The International Union of Geological Sciences and the Geological Society of America (Eds.): 214 pp.
- SANTANTONIO M. (1993) - *Facies associations and evolution of pelagic carbonate platforms/basino systems: examples from the Italian Jurassic*. Sedimentology, **40**: 1039-1067.
- SCHMIDT DI FRIEDBERG P. (1964-65) - *Litostratigrafia petrolifera della Sicilia*. Riv. Min. Sic., **88-90**, 91-93: 80 pp.
- SCHMIDT DI FRIEDBERG P. & TROVÒ A. (1962) - *Contribution à l'étude structurale du groupe du Monte Judica*. Bull. Soc. Geol. de France. 7e série, T. IV: 754-759, fig. 1. Paris.
- SCHMIEDT G. (1964) - *Contributo alla fotografia aerea alla ricostruzione della situazione geografico-topografica dei porti antichi in Italia*. Firenze, Istituto Geografico Militare Italiano.
- SCROCCA D., DOGLIONI C., INNOCENTI F., MANETTI P., MAZZOTTI A., BERTELLI L., BURBI L., D'OFFIZI S. (Eds.), 2003. *CROP Atlas: seismic reflection profiles of the Italian crust*. Memorie Descrittive della Carta Geologica d'Italia **62**, 15-46.
- SCUDERI M. (1965) - *Sale e Saline di Trapani*. Riv. Min. Sic., n° **91-93**: 13-26.
- SELLI R. & FABBRI A. (1971) - *Tyrrhenian: A Pliocene Deep Sea*. Acc. Naz. Lincei, Rend. Cl. Sc. Fis. Mat. Nat., **50** (5): 580-592.
- SERRA-KIEL J., HÖTTINGER 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. & ZAKREVSKEYA E. (1998) - *Larger foraminiferal biostratigraphy of the Tethyan Paleocene and Eocene*. Bull. Soc. Geol., France, **169** (2): 281-299, Paris.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1956) - *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000. Foglio 257 “Castelvetrano”*.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1996) - *Carta Geologica d'Italia 1:50.000, Guida alla rappresentazione cartografica*. Quad. serie III, 2.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (2001) - *Indicazioni per il rilevamento del Quaternario continentale*. Circolare CARG, on line all'indirizzo: http://www.apat.gov.it/site/it/IT/Progetti/Progetto_CARG_Cartografia_geologica_e_geotematica/Rilevamento_Quaternario_continentale/.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (2009) - *Carta Geologica d'Italia 1:50.000, Progetto Carg: modifiche e integrazioni al quaderno n.1/1992. Quad. serie III, 12/3*. ISPRA, Roma.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (2011a) - *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000. Foglio 593*

- “Castellammare del Golfo”. SystemCart, Roma.
- SERVIZIO GEOLOGICO D’ITALIA (2011b) - *Carta Geologica d’Italia alla scala 1:50.000. Foglio “Termini Imerese”*. SystemCart, Roma.
- SERVIZIO GEOLOGICO D’ITALIA (2013a) - *Carta Geologica d’Italia alla scala 1:50.000. Foglio 594-585 “Partinico-Mondello”*. SystemCart, Roma.
- SERVIZIO GEOLOGICO D’ITALIA (2013b) - *Carta Geologica d’Italia alla scala 1:50.000. Foglio 595 “Palermo”*. SystemCart, Roma.
- SERVIZIO GEOLOGICO D’ITALIA (in stampa) - *Carta Geologica d’Italia alla scala 1:50.000. Foglio 604 “Isole Egadi”*.
- SERVIZIO GEOLOGICO NAZIONALE (1992) - *Carta Geologica d’Italia - 1:50.000. Guida al Rilevamento*. Quaderni del Servizio Geologico Nazionale, Serie III, Vol. 1.
- SERVIZIO GEOLOGICO NAZIONALE (2004) - *Nuove linee guida per il rilevamento geologico delle aree marine ricadenti nei fogli CARG alla scala 1:50.000*. Quaderni del Servizio Geologico Nazionale.
- SESTINI G. & FLORES G. (1986) - *Petroleum potential of the thrust belt and forethoughts of Sicily*. A.A.P.G. Mem., **40**: 567-584.
- SIGNORELLO M. (2006) - *Canna da zucchero e trappeti a Marsala*. *Mediterranea Ricerche storiche*, anno III, n. 7, pp. 223-250.
- ŚLĄCZKA A., NIGRO F., RENDA P. & FAVARA R. (2011) - *Lower Pleistocene deposits in east part of the Favignana Island, Sicily, Italy*. *Il Quaternario Italian Journal of Quaternary Sciences*, **24** (2): 2011 - 153-169.
- SLOOTMAN A., CARTIGNY M.J.B., MOSCARIELLO A., CHIARADIA M., DE BOER P.L. (2016) - *Quantification of tsunami-induced flows on a Mediterranean carbonate ramp reveals catastrophic evolution*. *Earth and Planetary Science Letters*, **444**, 192-20.
- SPANÒ GIAMMELLARO A., (2008) - *Mozia: storia, topografia ed urbanistica*. In: CARUSO E. & SPANÒ GIAMMELLARO A. (a cura di), “*Lilibeo ed il suo territorio*”, Palermo: 133-138.
- 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 L., IACCARINO S.M., LIRER F., MAZZEI R. & SALVATORINI G. (2002) - *An integrated calcareous plankton biostratigraphic scheme and biochronology for the Mediterranean middle Miocene*. *Riv. Ital. Paleont. e Strat.*, **108**, (2): 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.
- STRABONE - *Geografia. L’Italia*. Libri V-VI, Introduzione e note di A. M. Biraschi, 1996, 4° edizione, Milano.
- TAVARNELLI E., RENDA P., PASQUI V., TRAMUTOLI M. (2003) - *Composite structures resulting from negative inversion: an example from the Isle of Favignana (Egadi Islands)*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **122** (2), 319-325.
- TORELLI L., CORNINI S. & MARCHETTI F. (1984) - *Seismic stratigraphy and tectonic-structural setting of the Sardinia Channel (Western Central Mediterranean)*. In: GALSON D.A. & MUELLER S. (Editors), *Proc. of II EGT Workshop*, ESF, 241-246.
- 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. Press, **1**: 87-154.
- TRASSELLI C. (1982) - *Da Ferdinando il Cattolico a Carlo V. L’esperienza siciliana, 1475-1525*. 2 tomi, 1982, 820 pp., Rubettino, Soveria Mannelli (Catanzaro).
- TREVISAN L. & DI NAPOLI E. (1938) - *Tirreniano, Siciliano e Calabiano nella Sicilia sud-occidentale*. *Giorn. Sc. Nat. Econ. Palermo*, **39**, Mem. 8, 39 pp.

- TRIMAILLE H. (1982) - *Etude géologique du Bassin de Trapani (Sicile, Italie)*. Thèse de docteur. Université de Franche-Comté: 173 pp.
- TROIA A. (2005) - *Saline di Trapani e Paceco - Guida alla Storia Naturale*. Ed. Anteprima, Milano, 160 pp.
- UCHMAN A., SLACZKA A. & RENDA P. (2012) - *Probable root structures and associated trace fossils from the Lower Pleistocene calcarenites of Favignana Island, southern Italy: dilemmas of interpretation*. Geological Quarterly, **56** (4): 745–756
- UGGERI G. (1986) - *Il sistema viario romano in Sicilia e le sopravvivenze medievali*. In: FONSECA C.D. (a cura di), *La Sicilia rupestre nel contesto delle civiltà mediterranee*, Atti del VI Convegno Internazionale di Studio sulla Civiltà rupestre medievale nel Mezzogiorno d'Italia, Galatina, 96.
- VATTANO M., PARISE M., BONAMINI C., DI MAGGIO C. & MADONIA G. (2015) - *L'ultimo sprofondamento a Marsala: l'evento del 21 novembre 2013*. Mem. Descr. Carta Geol. d'It., **99**: 445-450.
- WENDT J. (1964) - *Stratigraphische und paläontologische untersuchungen in Dogger West-Siziens*. Boll. Soc. Geol. Paleont. It., **2** n. 1: 57-88, 24 tavv., 4 figg., n. t., Modena.
- WENDT J. (1971) - *Geologia del Monte Erice (Provincia di Trapani, Sicilia Occidentale)*. Geol. Roman., **X**: 53-76.
- WORNARDT W.W. & VAIL P. R. (1991) - *Revision of the Plio-Pleistocene cycles and their application to sequence stratigraphy and shelf and slope sediments in the Gulf of Mexico: Transactions of the Gulf Coast Association of Geological Societies*, **XLI**, 719-744.
- YAICH C. (1992) - *Dynamiques des facies détritiques oligo-miocenes de Tunisie*. Journal of African Earth Sciences, **15**, 1, 35-47.
- 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.