



ISPR A

Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale

SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA

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

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

foglio 608

CACCAMO

A cura di:

**R. Catalano, G. Avellone, L. Basilone, M. Gasparo Morticelli,
G. Lo Cicero[†]**

Con contributi di:

**C. Gugliotta, C. Di Maggio, A. Contino, C. Albanese, G. Lena,
A. Sulli, E. Di Stefano, S. Bonomo**

Dipartimento di Geologia e Geodesia, Università di Palermo

Dedicato alla memoria di Giovanna Lo Cicero

Ente realizzatore



Regione Siciliana-Assessorato Territorio ed Ambiente

Direttore del Servizio Geologico d'Italia–ISPRA: L. Serva

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

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

PER IL SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA–ISPRA:

Revisione scientifica:

R. Bonomo, M. C. Giovagnoli, E. La Posta

Coordinamento cartografico:

D. Tacchia (coord.), M. Roma

Revisione informatizzazione dei dati geologici:

L. Battaglini, V. Campo, R. M. Pichezzi (ASC)

Coordinamento editoriale

D. Tacchia, M. Roma

PER LA REGIONE SICILIANA:

Coordinamento informatizzazione:

Nadir s.a.s.

Informatizzazione dei dati geologici:

Nadir s.a.s.

Allestimento editoriale e cartografico:

L. Basilone, G. Grimaldi, S. Pierini.

GESTIONE TECNICO–AMMINISTRATIVA DEL PROGETTO CARG:

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

D. Greco (dal 1996), **R. Giordano** (dal 2009) – Regione Siciliana–Assessorato
Territorio e Ambiente

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

Stampa: SYSTEMCART S.R.L. –2010

INDICE

I	- INTRODUZIONE	Pag. 9
II	- STUDI PRECEDENTI	» 13
III	- INQUADRAMENTO GEOLOGICO REGIONALE	» 19
IV	- INTRODUZIONE ALL'ASSETTO STRATIGRAFICO – STRUTTURALE	» 25
V	- GEOMORFOLOGIA	» 29
1	- INTRODUZIONE	» 29
2	- IDROGRAFIA ED OROGRAFIA	» 30
3	- LE FORME DEL RILIEVO	» 32
VI	- STRATIGRAFIA	» 37
1	- LITOSTRATIGRAFIA	» 38
2	- BIOSTRATIGRAFIA	» 38
2.1	- CONSIDERAZIONI SULLA CRONOSTRATIGRAFIA DELL'INTERVALLO SERRAVALLIANO–QUATERNARIO	» 38
2.2	- SCHEMI BIOSTRATIGRAFICI ADOTTATI	» 39
3	- SISMOSTRATIGRAFIA	» 43
3.1	- DATA SET	» 43
3.2	- ANALISI SISMOSTRATIGRAFICA	» 43
4	- SUCCESSIONI SEDIMENTARIE PALEOZOICO–CENOZOICHE AFFIORANTI	» 46
4.1	- DEPOSITI DEL DOMINIO SICILIDE	» 46
4.1.1	- <i>Argille varicolori inferiori (AVF)</i>	» 46
4.1.2	- <i>Formazione Polizzi (POZ)</i>	» 48
4.2	- DEPOSITI DEL BACINO DEL FLYSCH NUMIDICO	» 48
4.2.1	- <i>Flysch numidico (FYN)</i>	» 49
4.2.1.1	- <i>flysch numidico–membro di Portella Colla (FYN₂)</i>	» 50
4.2.1.2	- <i>flysch numidico–membro di Geraci Siculo (FYN₃)</i>	» 51
4.2.2	- <i>Formazione Tavernola (TAV)</i>	» 53
4.3	- DEPOSITI DEL BACINO IMERESE	» 54
4.3.1	- <i>Formazione Mufara (MUF)</i>	» 54
4.3.2	- <i>Formazione Scillato (SCT)</i>	» 57
4.3.3	- <i>Formazione Fanusi (FUN)</i>	» 57
4.3.4	- <i>Calcari a crinoidi e brecce di Altofonte (MCD)</i>	» 58
4.3.5	- <i>Formazione Crisanti (CRI)</i>	» 59
4.3.5.1	- <i>Formazione Crisanti – membro delle radiolariti (CRI₁)</i>	» 60

4.3.5.2	- Formazione Crisanti – membro delle brecce ad <i>Ellipsactinia</i> (CRI₂)	Pag 60
4.3.5.3	- Formazione Crisanti – membro marnoso–spongolitico (CRI₃)	» 61
4.3.5.4	- Formazione Crisanti – membro delle brecce a Rudiste (CRI₄)	» 62
4.3.6	- <i>Formazione Caltavuturo</i> (CAL)	» 62
4.3.7	- <i>Analisi di dettaglio di alcune successioni significative</i>	» 64
4.3.7.1	- Caratteri dei terreni triassico–liassici nella successione di Cozzo Pideri	» 64
4.3.7.2	- Anomalie nella successione imerese di Pizzo Chiarastella	» 64
4.3.7.3	- La successione di Monte Sant’ Angelo	» 65
4.3.8	- <i>Stratigrafia sequenziale del Bacino Imerese</i>	» 67
4.4	- DEPOSITI DEL BACINO SICANO	» 68
4.4.1	- <i>Formazione Hybla</i> (HYB)	» 70
4.4.2	- <i>Formazione Amerillo</i> (AMM)	» 70
4.4.3	- <i>Marne di Cardellia</i> (RDE)	» 72
4.4.4	- <i>Calcareni di Corleone</i> (CCR)	» 73
4.4.5	- <i>Marne di San Cipirello</i> (CIP)	» 74
4.5	- DEPOSITI DELLA SUCCESSIONE PERMO– TRIASSICA DEL BACINO DI LERCARA	» 75
4.5.1	- <i>Complesso di Lercara–Argille ed arenarie micacee</i> (LER_a)	» 76
4.5.2	- <i>Formazione Mufara</i> (MUF)	» 78
4.6	- DEPOSITI DELLA PIATTAFORMA CARBONATICA E CARBONATICO–PELAGICA TRAPANESE	» 79
4.6.1	- <i>Formazione Sciacca</i> (attraversata in pozzo)	» 80
4.6.2	- <i>Calcari di Marabito</i> (ITO)	» 80
4.6.3	- <i>Formazione Inici</i> (INI)	» 81
4.6.4	- <i>Formazione Modica equiv.</i> (attraversata in pozzo)	» 82
4.6.5	- <i>Calcari a crinoidi</i>	» 82
4.6.6	- <i>I depositi del Rosso Ammonitico e la Formazione Buccheri</i> (BCH)	» 82
4.6.7	- <i>Lattimusa</i> (LTM)	» 83
4.6.8	- <i>Formazione Hybla</i> (HYB)	» 84
4.6.9	- <i>Formazione Amerillo</i> (AMM)	» 84
4.6.10	- <i>Calcareni di Corleone</i> (CCR)	» 85
4.6.11	- <i>Marne di San Cipirello</i> (CIP)	» 86
4.6.12	- <i>La sezione giurassico–eocenica di Monte Balatelle</i>	» 87
4.6.12.1	- I basalti di Monte Balatelle	» 91

4.6.13	- <i>La successione trapanese di Rocca Busambra e di Pizzo Marabito</i>	Pag 92
4.6.13.1	- <i>Successione di Rocca Busambra–Piano Pilato</i>	» 92
4.6.13.2	- <i>La sezione di Pizzo Marabito</i>	» 97
4.6.14	- <i>La successione di Vicari e Roccapalumba</i>	» 98
5	- DEPOSITI DELL' AVANFOSSAMIO–PLIOCENICA	» 104
5.1	- DEPOSITI MIOCENICI	» 104
5.1.1	- <i>Formazione Castellana Sicula (SIC)</i>	» 104
5.1.2	- <i>Formazione Terravecchia (TRV)</i>	» 106
5.1.2.1	- <i>Note sulle marne a Turborotalita multiloba</i>	» 109
5.1.3	- <i>Formazione Baucina (BAU)</i>	» 110
5.1.4	- <i>Evaporiti</i>	» 112
5.1.5	- <i>Formazione Ciminna (CII)</i>	» 112
5.1.6	- <i>Gruppo Gessoso–Solfifero</i>	» 114
5.1.6.1	- <i>Formazione di Cattolica (GTL)</i>	» 114
5.1.6.2	- <i>Formazione di Pasquasia (GPQ)</i>	» 115
5.2	- DEPOSITI PLIOCENICI	» 116
5.2.1	- <i>Trubi (TRB)</i>	» 116
5.3	- EVOLUZIONE STRATIGRAFICO–SEQUENZIALE DEL BACINO DI CIMINNA DURANTE IL MIOCENE SUPERIORE–PLIOCENE	» 116
6	- DEPOSITI QUATERNARI	» 117
6.1	- DEPOSITI MARINI (PLEISTOCENE MEDIO–SUPERIORE)	» 118
6.1.1	- <i>Sintema di Buonfornello–Campofelice</i>	» 118
6.1.1.1	- <i>Subsintema di Gargi di Cenere (BCP₁)</i>	» 118
6.1.1.2	- <i>Subsintema di Rocca d'Antoni (BCP₂)</i>	» 119
6.1.1.3	- <i>Subsintema di Quaranta Salme (BCP₃)</i>	» 119
6.1.1.4	- <i>Subsintema di Torre Tonda (BCP₄)</i>	» 120
6.2	- SINTEMI DEI DEPOSITI ALLUVIONALI	» 120
6.2.1	- <i>Bacino del Fiume S. Leonardo</i>	» 121
6.2.1.1	- <i>Sintema del Fiume S. Leonardo (SLN)</i>	» 121
6.2.2	- <i>Bacino del Fiume Milicia</i>	» 122
6.2.2.1	- <i>Sintema del Fiume Milicia (ILC)</i>	» 122
6.3	- DEPOSITI CONTINENTALI (PLEISTOCENE MEDIO–SUPERIORE)	» 122
6.3.1	- <i>Sintema di Benincasa (BNI)</i>	» 122
6.4	- DEPOSITI MARINI (TIRRENIANO)	» 123
6.4.1	- <i>Sintema di Barcarello (SIT)</i>	» 123
6.5	- DEPOSITI CONTINENTALI (PLEISTOCENE SUPERIORE–OLOCENE)	» 123
6.5.1	- <i>Sintema di Raffo Rosso (RFR)</i>	» 123
6.5.2	- <i>Sintema di Capo Plaia (AFL)</i>	» 124
6.5.2.1	- <i>Depositi di frana (a₁)</i>	» 124

6.5.2.2	-Detriti di falda (a ₃)	Pag. 125
6.5.2.3	-Depositi alluvionali e litoranei (b)	» 125
6.5.2.4	-Depositi travertinosi (b ₁)	» 126
6.5.2.5	-Prodotti eluviali e depositi colluviali (b ₂).....	» 126
6.5.2.6	-Depositi lacustri (e ₃).....	» 126
6.5.2.7	-Depositi di origine mista (i).....	» 126
6.6	-DEPOSITI SOMMERSI.....	» 127
6.6.1	- <i>Unità dell'Olocene superiore</i>	» 127
7	- POZZI PROFONDI PER LA RICERCA DI IDROCARBURI... »	127
7.1	- POZZO VICARI I	» 127
7.2	- POZZO MARINEO I	» 128
VII	- TETTONICA ED ANALISI STRUTTURALE	» 131
1	- SCHEMA DELL'EDIFICIO STRUTTURALE. LA DEFORMAZIONE NEOGENICA	» 132
2	- CARATTERI DEFORMATIVI DELLE UNITA' STRATIGRAFICO STRUTTURALI	» 139
2.1	- UNITÀ S.S. DERIVANTI DALLA DEFORMAZIONE DEL DOMINIO SICILIDE . »	139
2.1.1	- <i>Unità S.S. Troina-Tusa</i>	» 139
2.2	- UNITÀ S.S. DERIVANTI DALLA DEFORMAZIONE DEL BACINO DEL FLYSCH NUMIDICO.....	» 139
2.2.1	- <i>Unità S.S. Godrano-Montemaggiore Belsito</i>	» 139
2.3	- UNITÀ S.S. DERIVANTI DALLA DEFORMAZIONE DEL BACINO DI LERCARA (PERMO-TRIASSICO)	» 141
2.3.1	- <i>Unità S.S. di Roccapalumba</i>	» 141
2.4	- UNITÀ S.S. DERIVANTI DALLA DEFORMAZIONE DEL BACINO IMERESE. »	142
2.4.1	- <i>Unità S.S. Sagana-Belmonte Mezzagno</i>	» 143
2.4.1.1	- Subunità Pizzuta-S. Cristina	» 143
2.4.1.2	- Subunità M. Leardo-Chiarastella	» 144
2.4.1.3	- Subunità Cozzo S. Angelo	» 147
2.4.2	- <i>Unità S.S. Monte Cane-San Calogero</i>	» 148
2.4.2.1	- Subunità Trabia-Pideri.....	» 148
2.4.2.2	- Subunità Monte Cane-S. Onofrio	» 149
2.4.2.3	- Subunità Caccamo-Monte Rotondo.....	» 151
2.5	- UNITÀ S.S. DERIVANTI DALLA DEFORMAZIONE DEL BACINO SICANO . »	152
2.5.1	- <i>Unità S.S. Corleone-Barracù</i>	» 152
2.6	- UNITÀ S.S. DERIVANTI DALLA DEFORMAZIONE DELLA PIATTAFORMA CARBONATICA TRAPANESE	» 154
2.6.1	- <i>Unità S.S. Monte Kumeta-Balatelle</i>	» 154
2.6.1.1	- Subunità Marineo	» 154

2.6.2	- Unità S.S. Rocca Busambra e la regione circostante	Pag. 160
2.6.3	- Unità S.S. Vicari -Le Rocche	» 162
3	- CARATTERI DEFORMATIVI DEI BACINI SINETTONICI	» 162
4	- CENNI SULL'EVOLUZIONE TETTONO- STRATIGRAFICA»	165
4.1	- INTRODUZIONE	» 165
4.2	- PALEOGEOGRAFIA E PALEOTETTONICA	» 167
4.2.1	- La tettonica sinsedimentaria infraliassica	» 167
4.2.2	- Eventi tettono-sedimentari mesozoici e vulcanesimo nella piattaforma carbonatica trapanese	» 169
4.3	- LA FASE COLLISIONALE	» 172
4.4	- NEOTETTONICA (PLEISTOCENE)	» 175
4.4.1	- Mobilità tettonica attuale	» 175
VIII	- SFRUTTAMENTO ANTROPICO DELLE RISORSE GEOLOGICHE	» 177
1	- RISORSE MINERARIE	» 177
2	- IDROGEOLOGIA	» 178
IX	- EXTENDED ABSTRACT	» 181
1	- CACCAMO MAPSHEET LEGEND	» 186
	BIBLIOGRAFIA	» 203

PROGETTO
CARG

I - INTRODUZIONE

Il Foglio 608 “Caccamo” della Carta Geologica d’Italia in scala 1:50.000 è stato realizzato nell’ambito del Progetto CARG con i fondi della Legge 67/88 tramite convenzione tra Servizio Geologico Nazionale (ora ISPRA) e Regione Siciliana.

L’area del Foglio (Fig. 1) ricade nella Provincia di Palermo e ricopre una parte della dorsale settentrionale siciliana, comprendendo la rete idrografica dei fiumi Scansano (Eleuterio), San Leonardo e Torto (le cui foci si ritrovano poco più a nord lungo la costa tirrenica) e del fiume Belice che convoglia le acque verso il Canale di Sicilia.

La carta geologica è il risultato della esecuzione di rilievi originali che hanno interessato più di due terzi dell’area e della revisione di alcuni rilievi condotti tra gli anni ‘80 e ‘90 da studiosi dell’Università di Palermo (cfr. *ultra* bibliografia cartografica). I rilevamenti originali e le revisioni sono stati raccolti e rappresentati su sezioni topografiche aventi scala 1:10.000 della Carta Tecnica Regionale messa a disposizione dalla Regione Siciliana, Assessorato al Territorio, che ha fornito anche rilievi aereofotogrammetrici sui quali sono state condotte analisi morfostrutturali.

Per la realizzazione del rilevamento delle sezioni si è operato secondo quanto prescritto dal POL ed in conformità alle indicazioni dei Quaderni dell’APAT (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 Nazionale (1992, 1996, 2004).

rimossi dalle loro originarie sedi, caratterizzati da limiti tettonici ben tracciabili e contraddistinti gli uni rispetto agli altri da litologie omogenee a grande scala e medesimo assetto strutturale. Questa terminologia è stata largamente adottata in tempi recenti per definire i grandi caratteri strutturali dell'Appennino meridionale e della Sicilia (CATALANO & D'ARGENIO, 1978; D'ARGENIO & SCANDONE, 1970; GRASSO *et alii*, 1978) e dell'Appennino settentrionale (VAI & CASTELLARIN, 1993).

Corpi geologici così caratterizzati sono le unità tettonostratigrafiche definite più recentemente da DE LA PIERRE *et alii* (1997)¹.

I rilievi del Foglio “Caccamo” si giovano anche dell'interpretazione di una maglia di profili sismici a riflessione multicanale che attraversa la parte occidentale dello stesso Foglio. I dati sismostratigrafici, calibrati da pozzi profondi per la ricerca di idrocarburi, consentono di riconoscere i rapporti tra i corpi geologici in profondità e di ricostruire la continuità spaziale delle unità tettoniche fino alla profondità di alcune migliaia di metri. Questi risultati sono i contributi più significativi del Foglio.

L'analisi stratigrafica è stata a luoghi integrata con le metodologie dell'analisi stratigrafico–sequenziale applicata in particolare alla successione clastico–evaporitica del bacino di Ciminna (LO CICERO *et alii*, 1997) e alla successione carbonatica mesozoica imerese (Basilone, 2009 a).

* * *

I rilievi geologici sono stati effettuati nell'arco di tempo compreso tra il 1998 ed il 2004, durante il quale parte degli stessi, originariamente prodotti dai rilevatori (G. Avellone, L. Basilone, T. Di Dio, C. Messina, A. Contino, G. Greco, C. Gioè, G. Ferruzza e A. Torre), sono stati rivisti successivamente da G. Avellone, L. Basilone, R. Catalano, M. Gasparo Morticelli, C. Gugliotta, G. Lena. Le analisi stratigrafiche sono a cura di G. Lo Cicero, L. Basilone con la collaborazione di L. Montanari. I rilevatori, riportati nel quadro d'unione a margine della carta, sono stati coordinati dai direttori di rilevamento R. Catalano, L. Basilone e G. Avellone. Le analisi geomorfologiche sono state condotte da C. Di Maggio e A. Contino.

¹Negli anni '60–'70 con il moltiplicarsi degli studi geologici in Sicilia si verificò una fioritura della terminologia paleogeografica e tettonica con l'uso di numerosi termini spesso espressione dei modelli interpretativi dei vari A.A. Il termine “complesso” venne usato da OGNIBEN per indicare corpi rocciosi di determinata facies deformati ma non necessariamente sovrascorsi, il termine “zona” venne usato dagli Autori di scuola francese per riconoscere aree di affioramento di terreni di determinate facies (e le loro successioni stratigrafiche) e/o relativi corpi rocciosi deformati. SCANDONE *et alii* (1977) usarono il termine di “zona paleogeografica” per indicare originarie zone isopiche e relativi corpi rocciosi prima della tettonogenesi.

Le analisi micropaleontologiche sono state eseguite per il nannoplancton da E. Di Stefano e S. Bonomo e per i foraminiferi da A. Caruso e R. Sprovieri che ha coordinato anche gli studi biostratigrafici. G. Avellone e M. Gasparo Morticelli hanno eseguito le analisi mesostrutturali con la collaborazione di M. Barchi. C. Albanese, A. Sulli e R. Catalano hanno interpretato i profili simici a riflessione ricadenti nell'area.

Le successioni quaternarie sono state rilevate da A. Contino. L'assemblaggio finale dei dati cartografici, elaborati alla scala 1:10.000 e la riproduzione dei profili geologici sono stati curati da G. Grimaldi e S. Pierini.

La stesura delle Note è stata curata dai seguenti Autori:

Coordinamento e revisione generale del testo: R. CATALANO.

Introduzione, studi precedenti ed inquadramento geologico regionale (**Titoli I, II e III**): R. CATALANO.

Introduzione all'assetto stratigrafico-strutturale (**Titolo IV**): R. CATALANO e G. AVELLONE.

Geomorfologia (**Titolo V**): C. DI MAGGIO.

Stratigrafia delle successioni sedimentarie mesocenozoiche (**Titolo VI, Cap. 1-5**): L. BASILONE e G. LO CICERO, con il contributo di R. CATALANO, C. GUGLIOTTA, M. GASPARO MORTICELLI, A. CONTINO e G. AVELLONE.

Stratigrafia dei depositi quaternari (**Titolo VI, Cap. 6**): A. CONTINO con il contributo di C. DI MAGGIO.

Analisi sismostratigrafica (**Titolo VI, Cap. 3**): A. SULLI.

Tettonica ed analisi strutturale (**Titolo VII**): G. AVELLONE, R. CATALANO con il contributo di A. SULLI e L. BASILONE, C. ALBANESE.

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

Le figure a tratto sono state curate, insieme all'*editing* ed all'assemblaggio dei rilievi da G. GRIMALDI e S. PIERINI

L'impaginazione e la redazione grafica delle Note Illustrative è stata curata da L. BASILONE.

Vogliamo dedicare queste Note Illustrative a Giovanna Lo Cicero, dolcissima collega e collaboratrice di una vita scientifica.

II - STUDI PRECEDENTI

La produzione scientifica riguardante l'area del Foglio 608 "Caccamo" risulta cronologicamente distribuita da poco oltre la metà del secolo scorso fino agli anni '90, con notevoli e significativi arricchimenti negli ultimi decenni.

I lavori più antichi si riferiscono principalmente agli aspetti stratigrafico-paleontologici delle successioni affioranti; quelli più recenti trattano gli aspetti stratigrafici e strutturali. In questa sede, si riferirà sui contributi riguardanti nell'ordine l'assetto geologico, la stratigrafia e gli studi paleontologici.

Il modello strutturale proposto alla fine degli anni sessanta da Autori che hanno svolto i loro studi solo in parte nella Sicilia occidentale, comprese le aree ricadenti nel Foglio geologico in oggetto, prevedeva l'esistenza di un edificio tettonico a falde di ricoprimento (di tipo gravitativo) sovrapposte sul "Complesso Basale", considerato come il substrato autoctono (OGNIBEN, 1960). Questa successione di terreni carbonatici e silico-carbonatici venne descritta anche come "serie delle Madonie Occidentali" da SCHMIDT DI FRIEDBERG *et alii* (1960), "serie paleo-autoctona" da CERETTI & CIABATTI (1965) e "serie di Sclafani" da BROQUET (1968).

Il modello geologico della "scuola francese"²² (BROQUET *et alii*, 1966; BROQUET, 1968), proponeva l'esistenza di un edificio tettonico risultante dalla deformazione di un'originaria area che si estendeva da sud ("Zona di Sclafani") verso nord ("Zona dei Flysch Interni", Flysch di Monte Soro, parte delle argille varicolori e della formazione Polizzi).

Una più moderna visione della geologia della Sicilia occidentale viene fornita da CATALANO & D'ARGENIO (1978; 1982 b) che individuano la presenza di differenti facies relazionandole ad originari domini paleogeografici che si erano sviluppati nel margine africano, e da CATALANO *et alii* (1978 b) che ne illustrano le strutture attraverso una sezione geologica profonda.

MONTANARI (1966) pubblica una dettagliata stratigrafia dei terreni triassico-oligocenici di “facies imerese” delle dorsali di Pizzo di Cane e di Monte S. Onofrio, nell’ambito dello studio geologico dei Monti di Trabia (estremo nord-orientale del Foglio), proponendo anche uno schema tettonico. I dati pubblicati costituiscono, insieme alla cartografia dell’area, un punto di riferimento tuttora valido.

RANGIN (1973, 1975) seguendo lo schema e la terminologia della scuola francese (BROQUET *et alii*, 1966; 1967), riconosce nell’area compresa tra Monte Cane e Monte San Calogero (angolo nord orientale del Foglio) un edificio tettonico costituito da varie unità (*lames*) carbonatiche, la cui sovrapposizione tettonica sarebbe stata confermata dai dati dell’interpretazione del pozzo Cerda 2 sito nel Foglio “Termini Imerese–Capo Plaia” (interpretazione rivelatasi successivamente non corretta, secondo MIUCCIO *et alii*, 2000).

CATALANO & MONTANARI (1979) pubblicano una carta geologica in scala 1:100.000 illustrata da una nota descrittiva dell’area dei Monti di Trabia–Termini Imerese e dei Monti Sicani orientali (Fig. 2). Grazie all’analisi delle facies e allo studio stratigrafico dei terreni affioranti, gli Autori riconoscono differenti successioni pertinenti a vari domini paleogeografici, già noti in altre aree della Sicilia occidentale e ricostruiscono uno schema tettonico che illustra i rapporti geometrici tra le varie unità riconosciute (Fig. 2).

ABATE *et alii* (1978), CATALANO *et alii* (1979) illustrano, con l’ausilio di una carta geologica alla scala 1:50.000 la regione dei Monti di Palermo, la cui parte orientale (Monti di Belmonte Mezzagno) ricade nel Foglio “Caccamo”. Questi Autori approfondiscono con l’ausilio dell’analisi di facies le conoscenze sull’assetto geologico di un settore descritto già alcuni anni prima da CAFLISCH (1966).

La dorsale di Monte Cane è l’oggetto di recenti studi di tipo strutturale di GUARNIERI (2002), GUARNIERI *et alii* (2002), GUARNIERI (2004). Queste ripetute note ipotizzano l’esistenza di un lineamento originato da una fase traspressiva destra neogenica, a scala regionale (*Caccamo Shear Zone*, CSZ) responsabile

² Un gruppo di ricercatori inviati a svolgere il loro dottorato di ricerca in Sicilia negli anni ‘60 e ‘70 applicando le vedute di CAIRE, GLANGEAUD e GRANDJAQUET dell’Università di Parigi.

anche della attuale posizione dei “bacini miocenici di Scillato” (Foglio “Termini Imerese–Capo Plaia”) e di Ciminna (Foglio “Caccamo”).

La caratterizzazione litostratigrafica delle successioni è dovuta ai contributi di SCHMIDT DI FRIEDBERG *et alii* (1960) e SCHMIDT DI FRIEDBERG (1964–65) che proposero una litostratigrafia della Sicilia in parte ancora valida. Contributi alla litostratigrafia dei flysch oligomiocenici provengono da WEZEL (1966; 1970) che definì formalmente il “membro di Portella Colla” ricostruendone la sezione–tipo e definendo i caratteri del “membro di Geraci Siculo” riconosciuto già da OGNIBEN (1960). PESCATORE *et alii* (1987) compiono una dettagliata e documentata analisi delle facies del flysch numidico affiorante nel Foglio e nell’adiacente Foglio “Termini Imerese–Capo Plaia”. Gli Autori riconoscono i sistemi deposizionali di Montemaggiore, Alia e Pizzo Comune–Almerita, nei quali rilevano la regressività ed il diacronismo delle varie facies sedimentarie. Tali facies sono interpretate come il risultato di una migrazione meridionale dell’asse del bacino.

CAFLISCH & CRESCENTI (1969) studiano le sezioni degli affioramenti di Vicari e Roccapalumba, in cui riconoscono terreni giurassici tipici delle facies trapanesi e già considerate come l’espressione di una sedimentazione condensata da BROQUET *et alii* (1966; 1967), sulla scorta dei lavori di WENDT (1963–64, 1965, 1969).

I terreni mio–pliocenici, rappresentati in una buona parte del Foglio geologico

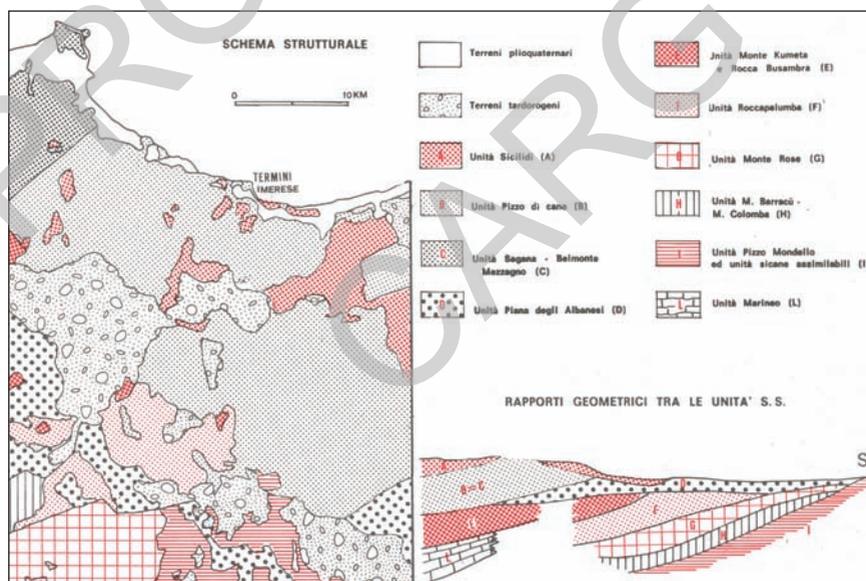


Fig. 2 - Rappresentazione della struttura dell’area dei Monti di Termini Imerese e Trabia e rapporti geometrici tra le unità stratigrafico–strutturali (secondo CATALANO & MONTANARI, 1979).

in oggetto e noti come depositi del “Bacino Evaporitico di Ciminna”, sono stati studiati fin dagli anni settanta (BOMMARITO & CATALANO, 1973; CATALANO *et alii*, 1978 b; LO CICERO & CATALANO, 1978; CORADOSSI & CORAZZA, 1978; DI STEFANO & CATALANO, 1976; PIERRE & CATALANO, 1978; CATALANO, 1979). I principali risultati mettono in risalto la presenza di due intervalli evaporitici con deposizione ciclica separati da depositi emipelagici. Correlazioni fisiche e determinazioni biostratigrafiche (CATALANO *et alii*, 1978; DI STEFANO & CATALANO, 1976; LO CICERO *et alii*, 1997) evidenziano come il corpo, inserito tra le marne di ambiente marino, rappresenti un evento evaporitico più antico del Ciclo Evaporitico inferiore (formazione di Cattolica) descritto da DECIMA & WEZEL (1971) nella Sicilia centrale.

Una interpretazione, in parte diversa, delle evaporiti del bacino di Ciminna si ricava dai recenti studi effettuati da ROVERI *et alii* (2008 con bibliografia) in una rivisitazione della stratigrafia delle evaporiti messiniane in Italia e delle loro implicazioni paleotettoniche a scala regionale mediterranea.

La dorsale della Rocca Busambra è stata studiata a lungo da MASCLE (1973–1979) nel contesto dell’area dei Monti Sicani; queste indagini hanno portato alla compilazione di un’interessante cartografia geologica alla scala 1:100.000 oltre che ad un voluminoso corpo di informazioni e di dati puntuali.

Nel passato CATALANO *et alii* (1978), CATALANO & D’ARGENIO (1978, 1982 b), MASCLE (1979), ROURE *et alii* (1990), LENTINI *et alii* (1994) hanno illustrato la sovrapposizione tettonica dell’intera dorsale della Rocca Busambra sui terreni di “facies sicana”. CATALANO *et alii* (1996), CATALANO *et alii* (1998), CATALANO *et alii* (2000) descrivono invece l’attuale sovrapposizione della Rocca Busambra sulle più meridionali unità sicane come il risultato dell’inversione degli originari rapporti tettonici in seguito alla tettonica traspressiva pliocenica, esplicitatasi secondo piani ad alto angolo (OLDOW *et alii*, 1990).

Ben più ricca è la produzione scientifica sui caratteri paleontologici e stratigrafici della Rocca Busambra, edita tra la metà del XIX secolo e gli Anni 2000.

G. G. GEMMELLARO, tra il 1868 e il 1886, raccoglie e descrive numerose faune, conosciute nella letteratura geologica come “faune del Casale” in gran parte utilizzate per la datazione di rocce mesozoiche. Altre raccolte paleontologiche che confermarono gli studi di GEMMELLARO e precisarono l’età soprattutto dei terreni giurassici e cretaci furono effettuate da CARAPEZZA & TAGLIARINI (1894), DE GREGORIO (1922), GUGENBERGER (1936), FARINACCI & SIRNA (1960) e TAMAJO (1960). Nella seconda metà del XX secolo CHRIST (1960), WENDT (1963, 1965, 1969, 1971) e JENKYN & TORRENS (1969) compiendo una raccolta minuziosa e la determinazione di numerose forme (2800 ca. per le sole ammoniti) contribuirono alla comprensione dei caratteri stratigrafici e sedimentologici della

successione di Rocca Busambra. In particolare WENDT (1969) ricostruisce una precisa biozonazione ad ammoniti, in larga parte ancora valida, e individua una fitta rete di filoni sedimentari all'interno dei calcari liassici distinguendo varie fasi di riempimento relative soprattutto ai sedimenti giurassici ma anche a quelli miocenici rappresentati dalle calcareniti glauconitiche (odierne calcareniti di Corleone).

L'area in esame è parzialmente coperta da rilievi geologici precedenti:

- “Carta geologica dei Monti di Palermo”, scala 1:100.000 (CAFLISCH, 1966).
- “Carte Géologique des Monts Sicani”, scala 1:100.000 (MASCLE, 1979).
- “Carta Geologica dei Monti di Termini Imerese e Trabia”, scala 1:100.000 (CATALANO & MONTANARI, 1979).
- “Carta geologica dei Monti di Palermo”, scala 1:50.000 (CATALANO *et alii*, 1979).
- “Carta Geologica dei Monti di Termini Imerese e Madonie Occidentali” alla scala 1:50.000 (ABATE *et alii*, 1988 b) per la porzione orientale del Foglio.

PROGETTO
CARG

III - INQUADRAMENTO GEOLOGICO REGIONALE

La Sicilia costituisce una porzione di megasutura che si sviluppa lungo il limite tra la placca africana e quella europea nel Mediterraneo centro-occidentale. In quest'area un segmento di catena collega le Maghrebidi africane con la Calabria e gli Appennini e si estende dalla Sardegna attraverso la Sicilia, fino alla piattaforma pelagiana (Canale di Sicilia, Fig. 3). Dopo la fase orogenica alpina paleogenica, i movimenti compressivi più importanti di questo settore del Mediterraneo sono dovuti alla rotazione antioraria oligo-miocenica del blocco Sardo-Corso, da alcuni autori considerato come un arco magmatico. 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).

Dal Miocene superiore alla fine della rotazione del blocco sardo-corso parte dell'orogene Alpino-Appenninico è interessato da processi distensivi, associati con il progressivo arretramento del piano di subduzione, immergente verso NO, della placca Adriatico-Ionica al di sotto della Calabria, responsabili della formazione ed evoluzione del bacino tirrenico meridionale (REHAULT *et alii*, 1984; 1987; MALINVERNO & RYAN, 1986; FACCENNA *et alii*, 1996; GUEGUEN *et alii*, 1998).

Il complesso collisionale della Sicilia (Figg. 4 e 5) con il suo prolungamento *offshore* è costituito da tre elementi strutturali:

a) una catena complessa, vergente verso SSE, spesso a luoghi più di 15 km, costituita dalle Unità Calabro-Peloritane e dalle Unità Appenninico-Siciliane.

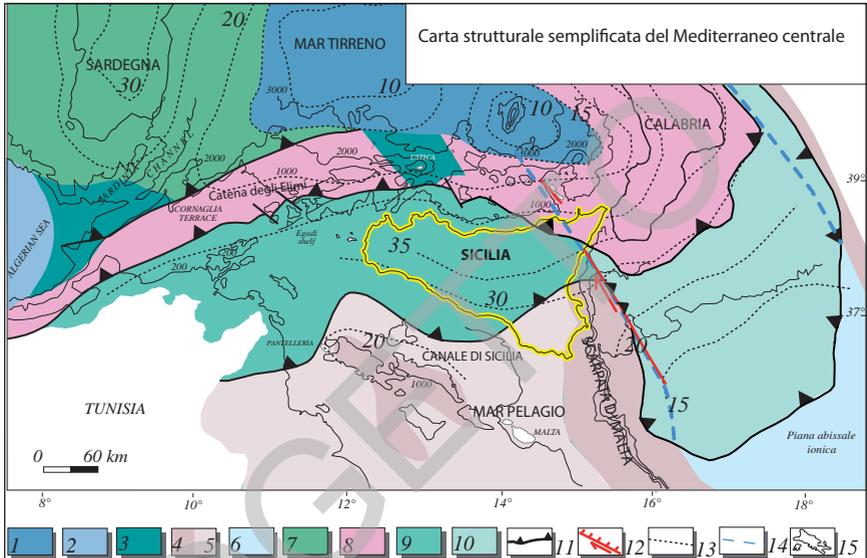


Fig. 3 - La carta illustra i differenti settori crostali della regione centrale del Mediterraneo (modif. da CATALANO et alii, 2002). *Legenda:* 1) crosta oceanica del Mar Tirreno (KASTENS et alii, 1987); 2) crosta oceanica del Bacino Algerino; 3) crosta continentale assottigliata kabilo e sarda; 4) crosta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

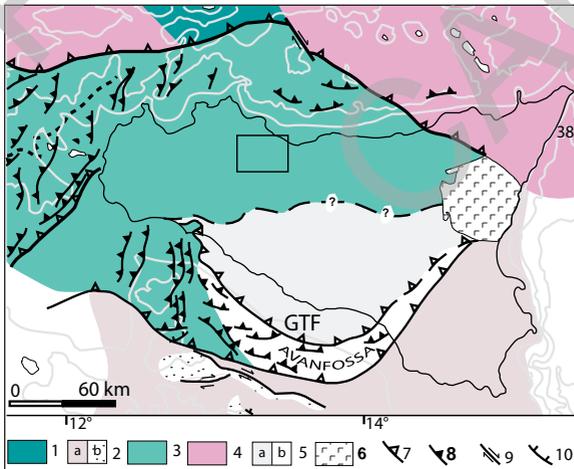


Fig. 4 - Carta strutturale della Sicilia e delle aree marine contermini (modificata da CATALANO et alii, 1996). 1) crosta continentale assottigliata kabilo; 2) crosta continentale africana (a), carbonati clastici del Miocene (b); 3) unità Siculo-Maghrebidi; 4) unità Kabilo-Calabridi; 5) Falda di Gela (a), avanfossa plio-pleistocenica (b); 6) Vulcaniti; 7) faglie inverse; 8) fronti di sovrascorrimento; 9) Faglie trascorrenti; 10) Faglie dirette; GTF: Gela Thrust Front.

Le unità più interne disposte nell'*offshore* settentrionale sono generalmente collassate in relazione all'apertura del Tirreno centro–meridionale (CATALANO *et alii*, 1996; ROURE *et alii*, 1990). Recenti indagini di terreno ed i risultati della interpretazione di numerosi profili sismici a riflessione (CATALANO *et alii*, 1998 a; 2000; BELLO *et alii*, 2000) indicano che la catena siciliana (con esclusione dell'elemento calabro–peloritano) risulta costituita, da occidente ad oriente, da unità pellicolari derivanti dalla deformazione di originari domini di mare profondo meso–cenozoici (Sicilide, Imerese e Sicano) che si sovrappongono su un prisma, spesso 7–8 km, di unità tettoniche derivanti dalla deformazione della originaria piattaforma carbonatica (nota localmente come piattaforma iblea, trapanese, saccense, panormide). La catena sovrascorre *in toto* sull'avampaese non deformato, che affiora nel *Plateau Ibleo* e si continua nel Canale di Sicilia (avampaese ibleo–pelagiano).

b) un'avanfossa recente è localizzata nell'*offshore* meridionale della Sicilia

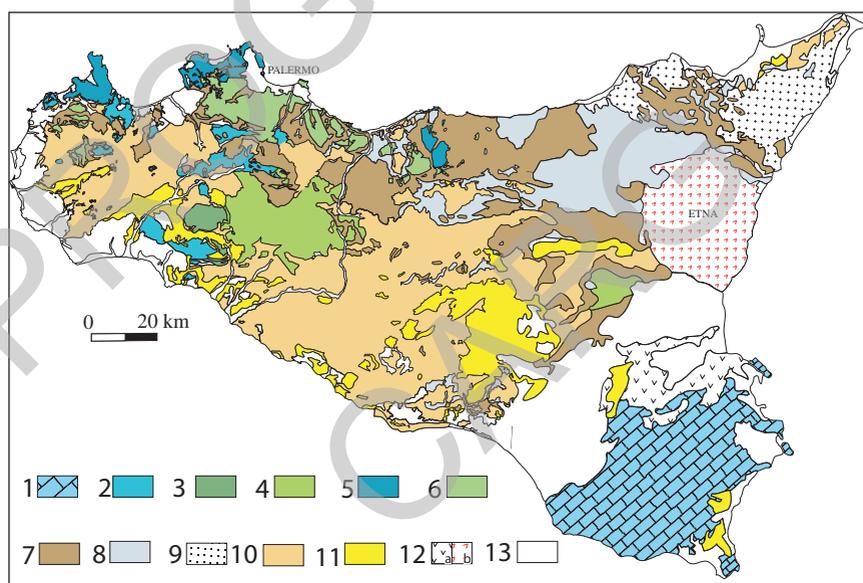


Fig. 5 - Carta strutturale della Sicilia (modif. da CATALANO & D'ARGENIO, 1982; CATALANO *et alii*, 1996).
 Legenda: 1) Unità dell'Avampaese Ibleo 2) Unità di piattaforma carbonatico–pelagica (Trapanese–Saccense); 3) Unità di Monte Genuardo (transizione piattaforma–bacino); 4) Unità di mare profondo (Sicano); 5) Unità di piattaforma carbonatica (Panormide); 6) Unità di scarpata–bacino (Imerese–Prepanormide); 7) Unità dei flysch miocenici (numidico e flysch interni); 8) Unità Sicilidi; 9) Unità cristalline Calabro–Peloritane; 10) depositi sinorogeni mio–pliocenici; 11) depositi sintettonici plio–pleistocenici; 12) Vulcaniti Plio–Quaternarie; 13) depositi pleistocenici.

e nell'altopiano 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) un'area di avampaese affiora nella Sicilia sud-orientale ed è sommersa nel Canale di Sicilia a sud di Sciacca. La successione sedimentaria autoctona ricopre un basamento cristallino africano ed è costituita da circa 7 km di carbonati di piattaforma e di scarpata-bacino del Triassico-Liassico, di carbonati pelagici del Giurassico-Eocene e di depositi clastici di piattaforma aperta del Terziario (PATACCA *et alii*, 1979; CATALANO & D'ARGENIO, 1982; BIANCHI *et alii*, 1989; ANTONELLI *et alii*, 1991).

La costruzione della catena iniziò alla fine dell'Oligocene (Fig. 6) con la deformazione e l'imbricazione interna delle unità cristalline calabre e delle loro coperture terrigene si protrasse fino all'intervallo Burdigaliano-Langhiano inferiore, con la deformazione delle unità interne (Sicilidi). I bacini di avanfossa *l.s.*, caratterizzati da depositi flyschoidi dell'Oligocene superiore-Miocene inferiore, migrarono progressivamente verso l'attuale sud-est. Post-Langhiano è lo scollamento delle unità del flysch numidico esterno (CATALANO *et alii*, 1989; 1996); queste ultime, a loro volta, si misero in posto dopo il Serravalliano.

La deformazione dei domini bacinali del margine continentale africano (più interni rispetto ai domini di piattaforma carbonatica) e la sovrapposizione delle unità risultanti sull'avampaese è prevalentemente tortoniana.

Dalla fine del Miocene, la deformazione raggiunge progressivamente

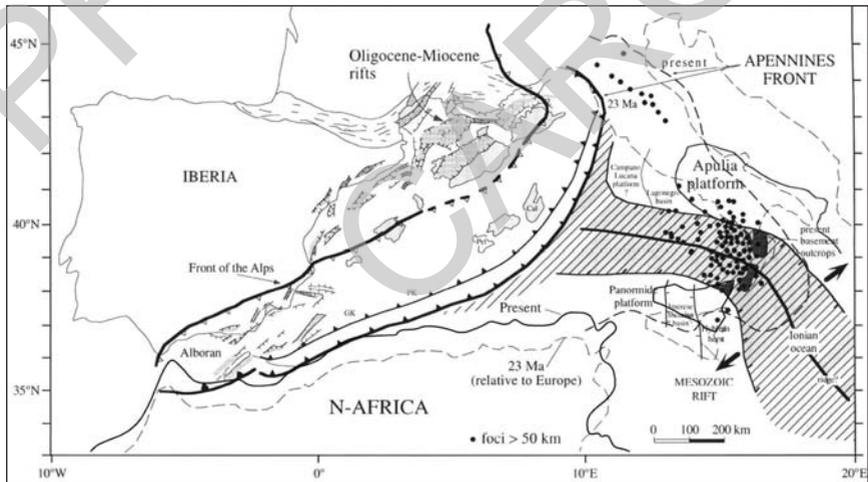


Fig. 6 - Paleogeografia del Mediterraneo centrale nell'intervallo Oligocene superiore-Miocene inferiore (modif. da CATALANO *et alii*, 2001).

l'avampaese del tempo, rappresentato dal dominio della piattaforma carbonatica.

La piattaforma carbonatica si deforma secondo grandi rampe a direzione assiale est–ovest, dislocate successivamente da strutture plicative NE–SO di età Pliocene superiore. La formazione di grandi antiformali della piattaforma carbonatica (generalmente culminazioni delle rampe di ordine maggiore) induce la rideformazione delle unità tettoniche bacinali, precedentemente sovrascorse, determinando in queste ultime un ulteriore raccorciamento ed imbricazione interna. Le culminazioni superficiali non sembrano corrispondere ad alti del basamento magnetico, a riprova di un supposto non coinvolgimento dello stesso nella deformazione.

In seguito al distacco (*décollement*) dal loro basamento, i corpi sedimentari, progressivamente coinvolti nella deformazione, subiscono rotazioni orarie di almeno 100° (CHANNELL *et alii*, 1980) nelle unità tettoniche più settentrionali.

Le deformazioni NE–SO postdatano gran parte delle rotazioni orarie differenziali individuate nella Sicilia occidentale con l'ausilio di misure paleomagnetiche (CATALANO *et alii*, 1977; CHANNELL *et alii*, 1980, 1990) e analisi mesostrutturali (OLDOW *et alii*, 1990).

Il Foglio “Caccamo” ricade, nel suo complesso, nel settore centro–occidentale della catena descritta (schema di inquadramento regionale in cornice); nel Foglio affiorano corpi tettonici (unità stratigrafico–strutturali) formati, per lo più, da rocce permiane e mesocenozoiche carbonatiche e silico–carbonatiche, e dai depositi terrigeni, clastici ed evaporitici dei bacini sintettonici di età mio–pliocenica.

PROGETTO
CARG

IV - INTRODUZIONE ALL'ASSETTO STRATIGRAFICO- STRUTTURALE

L'edificio tettonico riconosciuto è formato da unità stratigrafico-strutturali (U.S.S.) costituite da successioni permiane e mesocenozoiche e delimitate da superfici di *thrust*. Le U.S.S. sono state a loro volta separate in subunità tettoniche sulla base dei rapporti tettonici riconoscibili, a luoghi, in superficie. Alcune unità tettoniche si continuano nei fogli adiacenti, dove sono state indicate con lo stesso nome, costituendo estesi corpi strutturali a scala regionale.

Per chiarezza di lettura vengono qui anticipati brevi cenni sulle U.S.S. riconosciute, sui loro rapporti geometrici e sull'evoluzione tettonica. I caratteri deformativi e la loro complessa evoluzione cinematica verranno descritti con dettaglio in seguito (vedi Tavv. I e II nel titolo VII, Tettonica ed Analisi Strutturale).

1) Unità S.S. derivanti dalla deformazione del Dominio Sicilide

I terreni affioranti appartengono all'Unità S.S. Tusa-Troina e si rinvencono come sporadiche placche di argille varicolori inferiori e/o di calcari della formazione Polizzi, al loro interno separati da superfici di disarmonia strutturale.

2) Unità S.S. derivanti dalla deformazione del Bacino del Flysch Numidico

I terreni del flysch numidico possono rinvenirsi a) solidali con il substrato carbonatico mesocenozoico imerese con il quale sono coinvolti nella deformazione compressiva, oppure b) scollati dal substrato carbonatico e, mediante sistemi di sovrascorrimenti, trasportate sulle unità più esterne. Questi ultimi sono stati raggruppati nell' Unità S.S. Godrano-Montemaggiore Belsito.

3) Unità S.S. derivanti dalla deformazione del Bacino di Lercara (substrato permotriassico)

– Unità S.S. *Roccapalumba*: è un corpo geologico costituito dal complesso di Lercara e dalla Formazione Mufara; affiora limitatamente nella fascia meridionale del Foglio e nel settore della Rocca Busambra.

4) Unità S.S. derivanti dalla deformazione del Bacino Imerese

Sono costituite da corpi rocciosi mesocenozoici carbonatici e silico-carbonatici e, a luoghi, dalle relative coperture argillitico arenacee del flysch numidico. Sono state riconosciute:

– Unità S.S. *Sagana–Belmonte Mezzagno*: affiora nella regione nord-occidentale e si continua negli adiacenti Fogli “Corleone” e “Palermo”, più a nord. Al suo interno è stato possibile differenziare:

- subunità Pizzuta–S. Cristina, nell’estremità NO del Foglio;
- subunità Monte Leardo–Chiarastella affiora, con due culminazioni strutturali, a Monte Leardo e a Pizzo Chiarastella;
- subunità Cozzo S. Angelo si rinviene lungo l’omonimo rilievo sito a sud del centro abitato di Marineo.

– Unità S.S. *Monte Cane–San Calogero*: l’unità affiora nel quadrante nord-orientale ma si sviluppa anche nell’adiacente Foglio “Termini Imerese–Capo Plaia” e si estende nel più settentrionale Foglio “Palermo”; distinguiamo al suo interno e dall’alto:

- subunità Trabia–Pideri
- subunità Monte Cane–S. Onofrio
- subunità Caccamo–Monte Rotondo

5) Unità S.S. derivanti dalla deformazione del Bacino Sicano

– Unità S.S. *Corleone–Barracù*: affiora a sud e a nord della dorsale di Rocca Busambra e si sovrappone alla U.S.S. Rocca Busambra nel settore orientale della dorsale stessa. E’ rappresentata, in affioramento, dai termini cretacei e oligomiocenici della successione sicana; la porzione mesozoica è generalmente riconoscibile nel sottosuolo. Si estende nell’adiacente Foglio “Corleone” e nel Foglio “Lercara Friddi”.

Si distinguono le subunità Balata–Zuccarone e Monte Barracù.

6) Unità S.S. derivanti dalla deformazione della Piattaforma carbonatico – pelagica Trapanese

Sono costituite da buona parte dei depositi carbonatici affioranti nel settore centro-meridionale e rappresentano l’ossatura portante dell’edificio strutturale nell’intero Foglio. Sono state identificate le seguenti:

– *Unità S.S. Monte Kumeta–Balatelle*: si estende dal Foglio “Corleone” al Foglio “Caccamo”, in affioramento e nel sottosuolo. Nel Foglio in studio è stata riconosciuta la subunità Marineo affiorante lungo la dorsale di Monte Kumeta.

– *Unità S.S. Rocca Busambra*: questa U.S.S. è stata già descritta nel Foglio “Corleone” come costituita da almeno 3 subunità tettoniche. La più orientale, Rocche di Rao–Pizzo Marabito affiora in modo ridotto a Rocche di Rao e Pizzo Nicolosi nel Foglio “Corleone” e si sviluppa nel Foglio in studio lungo il rilievo di Rocca Busambra. La subunità Rocche di Rao–Pizzo Marabito, ricostruita in profondità con l’ausilio dei profili sismici, risulta limitata a sud da una superficie di sovrascorrimento sud vergente e verso nord da un *backthrust* nord vergente.

– *Unità S.S. Vicari–Le Rocche*: affiorante, in ridotti alti strutturali, in prossimità dei centri abitati di Vicari e Roccapalumba.

* * *

I corpi tettonici, prima elencati, sono ricoperti in discordanza dalle unità sedimentarie, depositatesi nei bacini sintettonici di avanfossa e deformate dalla tettonica più recente. L’evoluzione tettonica terziaria responsabile dell’attuale assetto strutturale dei terreni affioranti nel Foglio è legata al succedersi di due eventi deformativi principali con caratteri compressivi:

– durante il primo (Miocene medio–superiore) si è determinata la sovrapposizione, lungo contatti a basso angolo, delle Unità di mare profondo (Unità Sicilidi, Unità del flysch numidico, Unità Imeresi, Unità Sicane) sulle successioni di piattaforma carbonatica ancora radicate;

– nel secondo (Miocene superiore–Pleistocene inferiore) che ha coinvolto i livelli strutturali più profondi, si è completata la deformazione della piattaforma carbonatica (Trapanese, nel Foglio) e si è prodotta la rideformazione dei piani di sovrascorrimento delle unità di mare profondo; queste deformazioni sono rappresentate da strutture traspressive (pieghe, faglie inverse ad alto angolo) e trassensive.

I contatti ad alto angolo legati alla seconda fase producono: a) l’anomala sovrapposizione di parti delle Unità S.S. mesocenozoiche di piattaforma su quelle di mare profondo, invertendo gli originari rapporti di sovrapposizione che si erano creati durante la prima fase e b) l’ulteriore raccorciamento delle Unità S.S. mesocenozoiche di mare profondo.

PROGETTO
CARG

V - GEOMORFOLOGIA

1 - INTRODUZIONE

L'area del Foglio 608 "Caccamo" è costituita da un complesso di dolci colline e di aspri rilievi montuosi separati da piccole e grandi depressioni vallive, all'origine di un paesaggio alquanto articolato e variegato che riflette la molteplicità delle forme del rilievo. Queste ultime, a loro volta, sono conseguenza dell'azione ripetuta nel tempo di vari agenti geomorfologici la cui efficacia è stata di volta in volta controllata dalle oscillazioni climatiche quaternarie, dal ruolo della struttura e dalle variazioni dei livelli di base (generale e locali) dell'erosione.

La configurazione geomorfologica dell'area è definita da quattro differenti settori, ognuno dei quali è contraddistinto da una tipica associazione di forme dipendenti dalla litologia del substrato e dal prevalere di specifici processi morfogenetici. Si riconoscono: a) un settore montuoso dove si sono conservate forme dovute essenzialmente alla tettonica, alla morfoselezione e a processi di deformazione gravitativa profonda di versante (DGPV, Pizzo Raffi 897 m s.l.m., Monte Rossella 1029 m s.l.m., Pizzo della Trigna 1.257 m s.l.m. e Rocca Busambra 1613 m s.l.m.); b) un settore montuoso/collinare dominato da forme riconducibili al carsismo, all'erosione selettiva e a processi gravitativi (esclusivo dell'area di Ciminna); c) un settore prettamente collinare con diffuse forme dovute all'azione di movimenti franosi, fenomeni di dilavamento e processi fluviali (versanti medio-bassi e dei fondovalle); d) un settore costiero dominato da una gradinata di terrazzi marini (area di Trabia nella fascia costiera).

A scala locale è possibile discernere aree montuose elevate (settore a) e grandi depressioni (settore c) coincidenti, rispettivamente, con alti e bassi strutturali; oppure si riconoscono significativi esempi di inversione del rilievo nell'area di Ciminna dove, in corrispondenza di una sinforme, si è realizzato nel tempo un alto morfologico. La congruenza fra topografia e struttura nel settore (a) e (c) è riferibile: 1) all'azione di movimenti tettonici che hanno in parte sollevato le aree di Pizzo Raffi, Monte Rossella, Pizzo della Trigna e Rocca Busambra, ribassando le attuali zone collinari; 2) all'originaria sovrapposizione di rocce "tenere" (termini argillosi, marnosi e sabbiosi) su rocce "dure" (carbonati). Quest'ultimo assetto ha attivato la selettività dei processi erosivi. Tale azione ha comportato, a seguito del progressivo smantellamento delle coperture più erodibili, sia il rallentamento dell'erosione laddove venivano esumati i blocchi carbonatici più resistenti, situati in posizione di alto strutturale, sia il continuo approfondimento delle circostanti aree di basso strutturale, in relazione alla presenza di rocce meno resistenti. Al contrario, la protezione operata dalle rocce dure (gessi del Gruppo gessoso-solfifero) nei confronti delle sottostanti rocce tenere (argille, marne e sabbie delle unità sottostanti ai gessi) ha determinato la formazione dell'alto topografico, non congruente con la struttura, nel settore di Ciminna.

2 - IDROGRAFIA E OROGRAFIA

Il drenaggio delle acque superficiali dell'area del Foglio "Caccamo" è essenzialmente realizzato dalla rete idrografica dei fiumi Scanzano (o Eleuterio) e San Leonardo, le cui foci sono rispettivamente situate immediatamente più a nord e più ad est dell'area in esame, lungo il litorale tirrenico della Sicilia. Su questo litorale sfociano anche i fiumi minori Milicia, San Michele ed i torrenti Burgio e Giardinello, sui quali si riversano le acque correnti superficiali del settore centro-settentrionale del Foglio, e il Fiume Torto, presente con piccoli affluenti che raccolgono le acque dell'estremità sud-orientale dell'area in esame. Verso il Canale di Sicilia vengono invece convogliate le acque drenate nell'estremità occidentale del Foglio, raccolte dal Fiume Belice Sinistro. Grazie alla presenza di corsi d'acqua drenanti verso il litorale tirrenico ed il Canale di Sicilia, si è qui determinato un segmento di spartiacque regionale che separa i bacini idrografici dei fiumi Scanzano e San Leonardo dalle aree di alimentazione del Fiume Belice; questo segmento, situato nelle aree più occidentali e orientato grossomodo N-S, passa per le cime di Monte Leardo (1016 m s.l.m.), Cugno Sant'Agata (694 m s.l.m.), Rocca Busambra e Cozzo Donna Giacoma (1057 m s.l.m.).

Gli altri spartiacque più significativi sono costituiti dagli allineamenti: a) Rocca Busambra e Cozzo Bileo (1007 m s.l.m.), quale linea di separazione

N–S fra i bacini dei fiumi San Leonardo e Scanzano; b) Cozzo Bileo, Serra Capezzagna e Pizzo della Trigna, quale tratto di divisione O–E e SO–NE fra le aree di alimentazione dei fiumi San Leonardo e Milicia; c) Pizzo Calofaro (1204 m s.l.m.) e Monte Rosamarina (540 m s.l.m.), quale confine SO–NE fra le aree di pertinenza del Fiume San Leonardo e dei valloni Burgio e Giardinello; d) Pizzo di Roccapalumba (793 m s.l.m.), Pizzo Pipitone (811 m s.l.m.) e Monte Misciotto (740 m s.l.m.), quale limite N–S fra i bacini dei fiumi San Leonardo e Torto.

Osservando questi limiti è evidente la mancata corrispondenza fra punti di massima quota e spartiacque dei bacini maggiori. Cosicché la dorsale E–O di Monte Leardo ricade praticamente all'interno delle aree di alimentazione del Fiume Scanzano; la dorsale E–O di Rocca Busambra appartiene in parte al bacino del Fiume Belice nel suo settore occidentale e in parte al bacino del Fiume San Leonardo nella sua prosecuzione orientale (di questo bacino fanno parte anche le Balze della Chiusa, 745 m s.l.m., a sud di Ciminna); il gruppo montuoso di Pizzo della Trigna costituisce una zona di spartiacque fra i bacini minori dei fiumi Milicia, San Michele, Burgio e Giardinello. I motivi di questa incongruenza sono da ricercare in processi di erosione regressiva e cattura fluviale prodotti dai corsi d'acqua settentrionali. Questi ultimi, grazie alla loro superiore capacità erosiva conseguente alle maggiori pendenze degli alvei, hanno esteso le loro aree di alimentazione a spese dei bacini dei fiumi meridionali della Sicilia, facendo arretrare gli spartiacque verso sud e isolando i rilievi maggiori. A causa di queste catture si sono prodotte inversioni di drenaggio, come indicato dalla configurazione della rete fluviale a Piani di Vicari dove il Fiume San Leonardo mostra direzioni di scorrimento prima dirette verso sud (tratto denominato Torrente Azziriolo), poi bruscamente deviate verso est e quindi verso nord, tramite due gomiti di cattura.

La diffusa presenza di rocce impermeabili e facilmente erodibili e di versanti debolmente inclinati, ha consentito la genesi di un drenaggio fluviale essenzialmente di tipo dendritico, con aste ben sviluppate e ramificate in tutte le direzioni. Limitate situazioni di pattern parallelo si hanno laddove i versanti mostrano inclinazioni mediamente più elevate o laddove i corpi di frana allungati sono più frequenti, costringendo i segmenti fluviali ad impostarsi ai loro margini (pendici settentrionali di Rocca Busambra; versanti occidentali e meridionali di Serra Capezzana–Balzi della Chiusa).

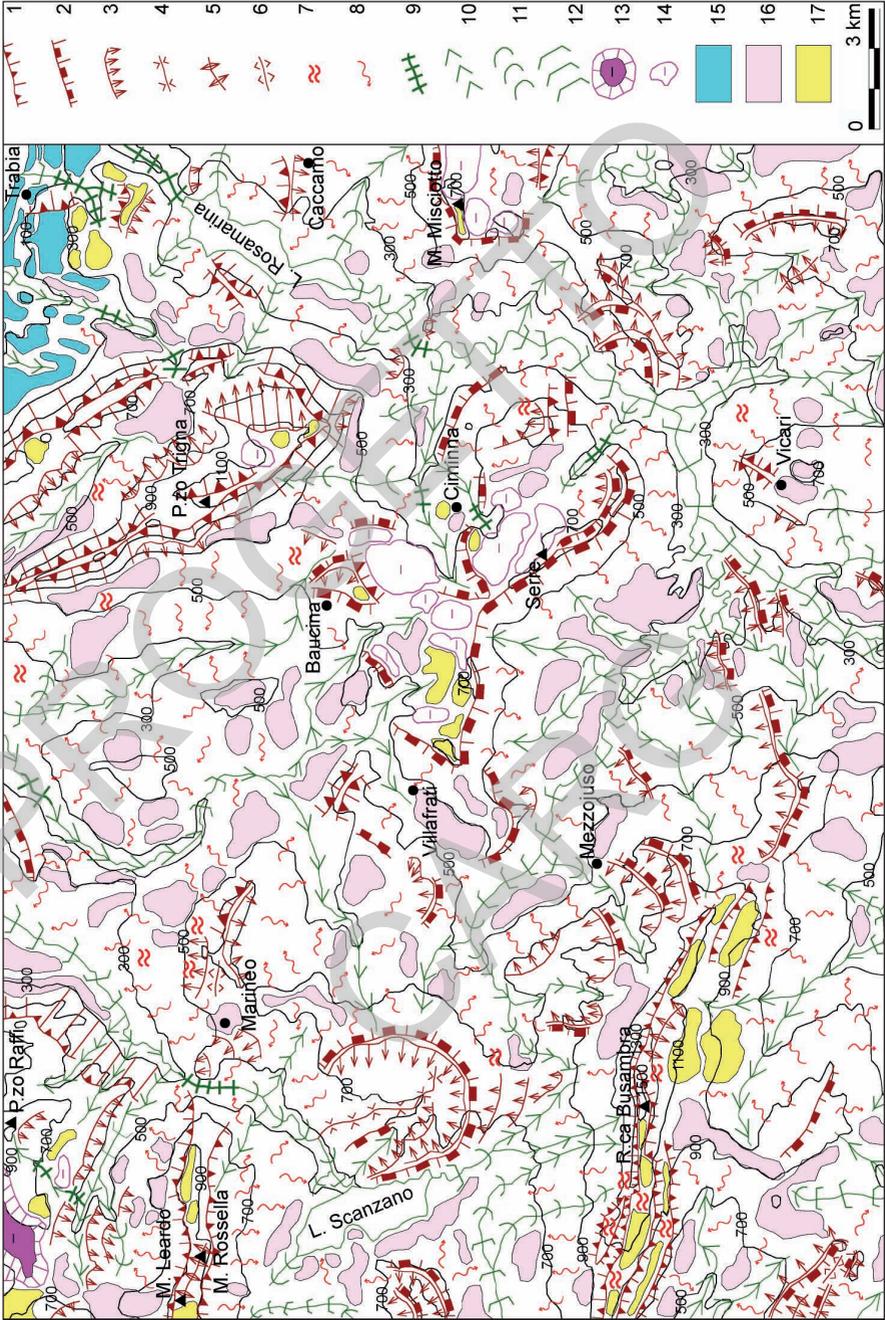
Vanno infine segnalati: i corsi d'acqua di linea di faglia o in ogni caso controllati da discontinuità strutturali, localizzati lungo i gruppi montuosi di Pizzo Raffi e di Pizzo della Trigna; i canyon fluvio–carsici diaclinali del Fiume San Leonardo (Monte Rosamarina), del Vallone Feruzzi (nei pressi di Balzi della Chiusa) e del Fiume Scanzano (fra Pizzo Parrino e Marineo); l'assenza di linee di drenaggio in larghi tratti delle aree carsiche endoreiche di Ciminna e Monte Misciotto.

3 - LE FORME DEL RILIEVO

L'assetto geomorfologico dell'area del Foglio "Caccamo" (Fig. 7) è espressione dei differenti paesaggi, tipici di ognuno dei quattro settori prima citati.

L'impalcatura dei settori montuosi, dove si osserva un paesaggio aspro e articolato, è data dai calcari dolomitici della Formazione Inici costituenti le dorsali di Monte Leardo–Monte Rossella e di Rocca Busambra o dalle calciliti e calcareniti della formazione Scillato, dolomie della formazione Fanusi e calcari risedimentati della formazione Crisanti, formanti la struttura portante dei rilievi di Pizzo Raffi e Pizzo della Trigna). Queste litologie, resistenti e conservative, sono qui responsabili del mantenimento delle forme più antiche presenti nel Foglio. Si tratta di piccoli lembi di chiare superfici di erosione, in quanto troncanti rocce e strutture geologiche differenti, note nella letteratura geomorfologica con il termine di "paleosuperfici". I relitti più estesi, situati in posizione sommitale o lungo i versanti fra 300 e 1300 m s.l.m., sono presenti nelle zone di Monte Leardo–Pizzo Parrino, La Montagnola e Cozzo Cavallo (dorsale di Monte Rossella), nei settori di Cozzo Portella Larga, Cozzo Quadrone–Cozzo Serena e Monte Gulino (massiccio di Pizzo Raffi), nelle aree di Pizzo Calofaro–Pizzo dell'Inferno, Cozzo San Michele–Cozzo Ricottelli, Cozzo Sannita, Cozzo Soverito e Cozzo Malpertuso (rilievi di Pizzo della Trigna e Monte Rosamarina) e a Piano Pilato, Cozzo Meriggio, Pizzo di Casa e Case Duca (dorsale di Rocca Busambra). In queste aree sono altresì presenti numerose forme strutturali riconducibili alla tettonica o all'erosione selettiva. Si tratta di grandi scarpate o versanti di faglia / linea di faglia, le cui altezze, variabili da qualche metro fino alle centinaia di metri, sono state generate in parte da fagliazione a blocchi e in parte da erosione selettiva. Esse costituiscono i pendii settentrionali e meridionali delle dorsali di Monte Rossella e di Rocca Busambra (con esemplari scarpate verticali, alte fino a più di un centinaio di metri), i versanti orientali e occidentali di Pizzo della Trigna e di Monte San Onofrio ed i fianchi sud–orientali e orientali di Monte Gulino. Forme dovute all'erosione selettiva sono le superfici strutturali inclinate (pendii il cui piano topografico è circa coincidente con uno strato di roccia

Fig. 7 - Schema geomorfologico dell'area del Foglio 608 "Caccamo". *Legenda: 1. scarpata o versante di faglia/linea di faglia; 2. scarpata o versante a controllo strutturale; 3. superficie strutturale o substrutturale, inclinata; 4. depressione di sinforme; 5. dorsale di antiforme; 6. depressione di antiforme; 7. versante interessato da deformazione gravitativa profonda o da scivolamento in blocco; 8. versante interessato da frana o dal dilavamento; 9. canyon fluviale o fluvio–carsico; 10. valle a V; 11. valle a conca; 12. valle a fondo piatto; 13. polje; 14. superficie interessata da cavità carsiche; 15. piattaforma di abrasione marina; 16. superficie di terrazzo fluviale o glacis di erosione in rocce tenere; 17. forme di paleosuperficie.*



dura), talvolta degradate, che si rinvencono lungo i bassi versanti occidentali e orientali del massiccio di Pizzo della Trigna–Monte San Onofrio, nel fianco sud-occidentale di Pizzo Raffi e lungo il pendio a nord di Caccamo. Le dorsali di antiforme (rilievi allungati che ricalcano lo sviluppo di strutture tettoniche di tipo antiforme) affiorano in alcuni tratti sommitali ESE–ONO delle dorsali di Monte Rossella e di Rocca Busambra. Imponenti i movimenti di grandi blocchi lungo la dorsale di Rocca Busambra, legati a fenomeni di DGPV. Tali movimenti sono responsabili dell’apertura di numerose trincee e fratture ad andamento E–O e della formazione di scarpate, depressioni allungate e doppie creste conseguenza di collassi ed espandimenti laterali in roccia (AGNESI *et alii*, 1998). Le cause di tali movimenti sono da ricercare nelle elevate energie del rilievo e nel progressivo instaurarsi di “rilascio tensionale” a seguito sia dell’erosione degli originari volumi di roccia tenera che prima ricoprivano e vincolavano lateralmente la dorsale carbonatica in esame, sia dell’attività delle faglie che hanno contribuito a “sbloccarla” ulteriormente. La sovrapposizione delle calciliti marnose della formazione Amerillo sulle rocce a componente argillosa delle marne di Cardellia, nelle aree più orientali della dorsale di Rocca Busambra (contrade Giardinello e Guddemi), ha favorito lo sviluppo di grandiose deformazioni gravitative nelle masse calcilitiche sovrastanti. Questo fenomeno ha prodotto a) la lenta frammentazione in blocchi, successivamente disarticolatisi e quindi ruotati/traslati verso valle; b) la formazione di grandi trincee e di fratture, beanti o occluse da detriti o cementi; c) la genesi di superfici di rottura non ben definite o di zone di deformazione, ipotizzabili fino a 1–2 centinaia di metri di profondità. Per il volume delle masse rocciose coinvolte (stimabile in circa 500.000.000 m³) e per i meccanismi evolutivi, questi processi possono essere classificati come “movimenti a blocchi”. I grandi movimenti in esame hanno col tempo contribuito a mascherare gli originari rapporti fra i terreni delle unità Trapanesi e delle unità Sicane. Movimenti a blocchi sono stati individuati nel versante settentrionale di Monte Balatelle e lungo i bassi pendii, occidentali e orientali, di Pizzo Trigna.

Nel settore collinare dell’area di Ciminna e di Monte Misciotto, costituito da rocce gessose, si rinviene un paesaggio carsico con una varietà di forme essenzialmente superficiali (AGNESI *et alii*, 2003). Nel dettaglio sono riconoscibili:

- doline a fondo piatto o a scodella di soluzione normale o alluvionale (se il fondo è ricoperto dai Trubi), con contorno sub-circolare o allungato (se influenzato da lineamenti strutturali), chiuse o talora aperte (se posizionate lungo i versanti), con diametro medio compreso fra 50 e 300 m e profondità fino ai 30m;
- rare valli cieche o depressioni allungate a metà fra le doline e le valli cieche, di dimensioni medie di circa 400–500 m e canyon fluvio-carsici come quello del Vallone Feruzzi (nei pressi di Balzi della Chiusa);
- spianate carsificate generalmente sommitali, costituenti il fondo di antiche

depressioni a fondo piatto modificate da processi di inversione del rilievo;

- *karren* coperti (solchi carsici) frequenti negli affioramenti gessosi;
- rare bolle di scollamento;
- una rete sotterranea poco sviluppata con qualche cavità di tipo pozzo (impostata lungo discontinuità strutturali) e rare e brevi gallerie (inghiottitoio di Ciminna, loc. Le Serre, MADONIA & PANZICA LA MANNA, 1986).

- il *polje* a controllo strutturale di Pianetto, depressione chilometrica del settore occidentale di Pizzo Raffi, coincidente con un basso tettonico nei terreni carbonatici delle formazioni Scillato, Fanusi e Crisanti.

Le aree carsiche di Ciminna e di Monte Misciotto sono delimitate da grandi versanti complessi a controllo strutturale in cui si alternano ripide pareti nelle rocce gessose e ripiani di denudazione nei terreni argillosi e marnosi. Le pareti sono dissestate da crolli o ribaltamenti, i cui materiali si accumulano anche a notevole distanza dal piede delle scarpate. Dissesti sono prodotti dai movimenti a blocchi che hanno comportato la traslazione verso valle, con rotazione verso monte, di grandi blocchi di gessi, generalmente poggianti su rocce argillose (versante nord-orientale de Il Pizzo, circa 3 km a sud-est del centro abitato di Ciminna).

Le regioni collinari dell'area indagata, caratterizzate da un paesaggio dolce ed ondulato, sono costituite da rocce essenzialmente marno-sabbiose, appartenenti alle successioni sicane, numidiche, sicilidi e terrigeno-carbonatiche delle formazioni Castellana Sicula, Terravecchia e Trubi. In queste aree sono presenti:

- forme dovute a prevalenti processi di incisione (gole o valli a V talora addolcite dalla degradazione; alvei in approfondimento).
- forme del rilievo legate a fasi di prevalente erosione laterale (relitti di glacis di erosione in rocce tenere, lembi di superfici di erosione fluviale);
- forme di deposizione (pianure alluvionali attuali o terrazzate);

Lungo i pendii si riconoscono:

- calanchi, solchi, rivoli e superfici dilavate, prodotti dal ruscellamento;
- accumuli di colluvi, rilasciati dalle acque dilavanti;
- conoidi alluvionali o di deiezione, situate allo sbocco di strette valli in ampie pianure;

- terrazzette e lobi dovuti a movimenti lenti del regolite;

- scarpate, gradini, depressioni, contropendenze, fessurazioni del terreno e rigonfiamenti, collegabili a movimenti franosi superficiali (colamenti e, in sub-ordine, scorrimenti).

Nelle aree dove si rinvengono rocce litoidi intercalate fra rocce tenere, l'erosione selettiva ha dato vita a frequenti rilievi monoclinali di tipo cuesta (aree di Marineo, Caccamo e Campofelice di Fitalia; settori a sud-ovest e a ovest di Mezzojuso, a ovest del Lago dello Scanzano, qualche chilometro a est di

Campofelice di Fitalia; rilievo allungato de “la Montagna”, nell’estremità sud-orientale del Foglio in esame). Analoga origine ha una dorsale di sinforme (gruppo di rilievi posto a Est del Lago dello Scanzano) con al suo interno una depressione di sinforme (valle del Vallone Arcera), e una depressione di antiforme (estremità sud-occidentale del Foglio) con all’interno un piccolo rilievo isolato di antiforme (Cozzo Bisagna). Le forme più diffuse delle aree collinari sono le frane, con movimenti attivi (ultima rimobilizzazione avvenuta nei cicli stagionali più recenti) o quiescenti (assenza di rimobilizzazioni negli ultimi decenni, sebbene sussistano ancora le cause della franosità). In relazione alla lunghezza dei versanti e alla tipologia di movimento, le frane più grandi raggiungono lunghezze chilometriche (da 1,5 a circa 3 km), larghezze di qualche centinaio di metri e spessori di decine di metri. Gli esempi più significativi si hanno nel settore meridionale delle Serre di Ciminna, nell’area di Vicari, nelle pendici occidentali, meridionali e orientali del massiccio di Pizzo Trigna e lungo i versanti meridionali e settentrionali delle dorsali di Monte Rossella e di Rocca Busambra.

Le aree costiere del settore di Trabia sono costituite da una successione di terrazzi marini che si sviluppa dal livello del mare fino a oltre 250 m s.l.m. Questi terrazzi, intagliati nelle rocce cenozoiche e mesozoiche dei terreni imeresi, sono rappresentati da estese piattaforme di abrasione marina, separate da paleofalesie alte da pochi metri fino a qualche decina di metri. Le piattaforme di abrasione sono talvolta ricoperte da corpi sedimentari di ambiente di spiaggia. Sono stati riconosciuti cinque ordini di terrazzi, riferibili a fasi di stazionamento alto del mare del Pleistocene medio e superiore. Il terrazzo più basso e più recente, che si sviluppa dal livello del mare fino a circa 20–25 m s.l.m., è riferibile all’intervallo di tempo correlabile con il sottostadio isotopico del $\delta^{18}\text{O}$ 5e.

Le modificazioni geomorfologiche dell’area studiata sembrano essere state prodotte da una generale tendenza al sollevamento combinata con le oscillazioni glacio-eustatiche del livello di base generale dell’erosione; questa ipotesi è confortata dalla presenza di più ordini di superfici di “erosione orizzontale” terrazzate e ripetute verso il basso e dal prevalere delle forme di incisione sulle forme di deposizione.

La quota a cui si rinviene il terrazzo più recente suggerisce velocità di sollevamento post-tirreniane di 0,12–0,16 m/ka.

VI - STRATIGRAFIA

L'analisi delle facies e lo studio stratigrafico dei terreni affioranti hanno consentito di riconoscere nell'area successioni con caratteristiche riconducibili, dal punto di vista ambientale e paleogeografico, a originari differenti domini in gran parte descritti per le aree adiacenti (CATALANO *et alii*, 1996; CATALANO *et alii*, 2010, Note Illustrative del Foglio "Corleone").

Il criterio principale usato nel raggruppare i vari terreni affioranti è quello litostratigrafico come univocamente stabilito per i fogli CARG.

Le unità litostratigrafiche ricadenti nel Foglio "Caccamo" sono rappresentate da depositi di mare profondo di età permiano–triassica, depositi di piattaforma carbonatica e carbonatico–pelagica e di bacino–scarpata di età Giurassico–Oligocene e depositi clastici e terrigeni di età Oligocene–Miocene inferiore (successioni di margine–scarpata). I depositi terrigeni, evaporitici e clastico–carbonatici mio–pleistocenici ricoprono i terreni precedenti in discordanza e si sono depositati durante la deformazione del margine continentale (successioni di avanfossa). Molto problematico appare, invece, il significato paleogeografico delle successioni permo–triassiche, indicate come substrato delle successioni carbonatiche di mare profondo triassico–mioceniche (Imerese e Sicane) e da queste ultime apparentemente scollate.

1 - LITOSTRATIGRAFIA

La tabella in cornice riporta le unità litostratigrafiche ed i loro rapporti verticali e laterali inseriti in un quadro cronostratigrafico. Lo schema comprende: a) unità litostratigrafiche già descritte (SCHMIDT DI FRIEDBERG, 1964–65; RIGO & BARBIERI, 1959; PATACCA *et alii*, 1979) e in questa sede revisionate ed emendate nei loro caratteri litologici, biostratigrafici, cronostratigrafici e modificate nelle sezioni–tipo in attesa di formalizzazione CIS (Commissione Italiana di Stratigrafia); b) un gruppo di unità litostratigrafiche in via di formalizzazione; c) le unità “storiche” e, infine, d) unità litostratigrafiche informali. Di alcune delle unità “formali”, sebbene revisionate, sono stati mantenuti i nomi di origine, come suggerito nella “Guida Stratigrafica Internazionale” (SALVADOR, 1994).

2.–BIOSTRATIGRAFIA

2.1 - CONSIDERAZIONI SULLA CRONOSTRATIGRAFIA DELL'INTERVALLO SERRAVALLIANO–QUATERNARIO

Lo studio di biostratigrafia integrata a plancton calcareo su numerose sezioni neogeniche italiane ha permesso di proporre una biostratigrafia di dettaglio e di riconoscere con accuratezza la distribuzione stratigrafica, basata su analisi quantitative, dei principali *markers*. Inoltre, la proposta di numerosi GSSP (*Global Stratotype Section and Point*, lettera D nelle Tab. I e II) dalla base del Serravalliano al Pleistocene inferiore ha reso possibile correlare le varie unità cronostratigrafiche con quelle biostratigrafiche e con gli eventi biostratigrafici più rilevanti (Tab. I e II). La successione integrata di tali eventi permette di individuare intervalli cronologici abbastanza ristretti con alcune eccezioni. E' questo il caso della parte intermedia del Tortoniano (un intervallo cronologico di ben 2 Ma) in cui vengono riconosciute una sola biozona a foraminiferi planctonici e due biozone a nannofossili calcarei (Tab. II). Tale bassa risoluzione biostratigrafica ha causato alcuni problemi nella dettagliata attribuzione dei campioni studiati.

Il lungo intervallo riferibile al Tortoniano (tra 11.6 e 7.25 Ma) è stato suddiviso, senza alcun riferimento a proposte ufficiali e solo per chiarezza descrittiva, in una parte inferiore e una parte superiore. Alla parte inferiore estesa circa 1.1 Ma sono stati ascritti i sedimenti riferibili alle biozone a foraminiferi a *Paragloborotalia siakensis*, a *Globigerinoides obliquus obliquus* e alle biozone a nannofossili calcarei *Helicosphaera walsberdorfensis*–*H. stalis* (pars) (MNN 7c) (MNN 8a), *Helicosphaera stalis* (MNN 8b) (Tab. II). Alla parte superiore del Tortoniano sono stati attribuiti i campioni riferibili alle biozone a foraminiferi

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

Cronostratigrafia				GSSP	Età (Ma)	Polarità	Chiron	CITA (1975) emend.	Bioeventi a Foraminiferi planctonici	Bioeventi a Nannofossili calcarei	
GIBBARD et alii (2010)	Impostazione "storica"										
NEOGENE	PLIOCENE	Sup.	Medio-Ioniano	P	0					MNN21b ⊥ <i>E. huxleyi</i> increase	
					0.78					MNN21a ⊥ <i>E. huxleyi</i>	
		1						MNN20 ⊥ <i>P. lacunosa</i>			
								MNN19f ⊥ <i>Gephyrocapsa</i> sp.			
								MNN19e ⊥ <i>Gephyrocapsa</i> sp.			
	NEOGENE	PLIOCENE	Inf.	Zancleano	D	1.07				⊥ <i>G. truncatulinoides excelsa</i>	MNN19e ⊥ Large <i>Gephyrocapsa</i> , <i>H. sellii</i>
						1.95					MNN19d ⊥ Large <i>Gephyrocapsa</i>
											MNN19c ⊥ <i>C. macintyreii</i>
											MNN19b ⊥ Medium-size <i>Gephyrocapsa</i>
											MNN19a ⊥ <i>D. brouweri</i> , <i>D. triradiatus</i>
NEOGENE	PLIOCENE	Inf.	Zancleano	D	3.11					MNN18 ⊥ <i>D. pentaradiatus</i>	
					3.58					MNN16b/17 ⊥ <i>LCO D. tamalis</i>	
										MNN16a ⊥ <i>D. tamalis</i> paracme	
										MNN14/15 ⊥ <i>D. pentaradiatus</i> paracme	
										MNN13 ⊥ <i>Sphenolithus</i> spp.	
										MNN12 ⊥ <i>R. pseudoumbilicus</i>	
										MNN11 ⊥ <i>R. pseudoumbilicus</i> paracme	
										MNN10 ⊥ <i>R. pseudoumbilicus</i> paracme	
										MNN9 ⊥ <i>R. pseudoumbilicus</i> paracme	
										MNN8 ⊥ <i>R. pseudoumbilicus</i> paracme	

a *Neogloboquadrina acostaensis*, a *Globigerinoides obliquus extremus* e a *Globorotalia suterae*, e alle biozone a nannofossili calcarei *Discoaster bellus* (MNN 9), *Minilytha convallis*, *Coccolithus pelagicus* e *Amaurolithus primus* (pars). Questa parte superiore ha una durata di circa 3.5 Ma. Analogamente per l'intervallo del Serravalliano, si è distinta, sempre in modo del tutto informale, una parte inferiore e una parte superiore. La prima è definita dai foraminiferi planctonici delle biozone a *Orbulina suturalis*-*Paragloborotalia peripheroronda* (pars) e a *Dentoglobigerina altispira* e dai nannofossili calcarei delle biozone a *Sphenolithus heteromorphus*/*Reticulofenestra pseudoumbilicus* (MNN 6a) e a *Reticulofenestra pseudoumbilicus* (MNN 6b) (pars), con una durata di circa 0.9

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

Litostratigrafia	GSSP	Età (Ma)	Periodo	Biozone		Bioeventi		
				Nanno.	Foram.	Nannofossili calcarei	Foraminiferi planctonici	
Evaporiti		6.00	MIOCENE SUPERIORE	Messiniano	C. leptoporus MA zona non distinta	Gt. conomiozea MMI.14	▲ FCO <i>Gl. multiloba</i> ▲ FCO <i>N. acostaensis</i> dx	
Formazione Baucina	D →	7.00					▲ FO <i>A. amplificus</i>	▲ FO <i>Gl. nicolae</i>
							▲ FCO <i>R. rotaria</i>	▲ FO <i>Gl. conomiozea</i> FO <i>Gl. miotumida</i>
Tripoli	D →	7.00					▲ FO <i>A. primus</i> ▲ FO <i>R. rotaria</i>	▲ FO <i>Gl. suteriae</i>
							▲ FO <i>C. pelagicus</i>	▼ LCO <i>H. stalis</i> ▲ FO <i>Gl. suteriae</i> LO <i>N. continua</i> ▼
formazione Terravecchia (emendata)	D →	8.00					▼ LO <i>M. convallis</i>	▲ FO <i>Gd. obliquus extremus</i>
							▲ FO <i>M. convallis</i>	
formazione Castellana Scula	D →	9.00					▲ FO <i>M. convallis</i>	
							MNN9	▲ FO <i>M. convallis</i>
maene di San Cipriello	D →	10.00					MNN8b	▲ FO <i>D. bellus</i> gr.
			MNN8a	▲ FCO <i>H. stalis</i> ▲ C. coalitus ▼ LO <i>H. walbersdorfensis</i>				
formazione Castellana Scula	D →	11.00	MNN7c	▼ LCO <i>C. miopelagicus</i>				
			MNN7b	▼ LCO <i>D. kugleri</i> ▲ FO <i>D. kugleri</i>				
maene di San Cipriello	D →	12.00	MNN7a	▲ FCO <i>C. macintyre</i> >11µm				
			MNN6b	▼ LCO <i>C. premacintyre</i> FO <i>C. macintyre</i> >11µm				
formazione Castellana Scula	D →	13.00	MNN6a	▲ FCO <i>R. pseudoumbilicus</i> ≥7µm ▼ LCO <i>Cycl. floridanus</i>				
			MNN5b	▼ LO <i>S. heteromorphus</i>				
formazione Castellana Scula	D →	13.00	MNN5a	▲ FCO <i>H. walbersdorfensis</i> ▲ FO <i>O. suturalis</i>				
			MNN4	▲ FO <i>H. waltrans</i> ▲ FO <i>R. pseudoumb.</i> ≥7µm				
formazione Castellana Scula	D →	13.00	MNN3	▲ FO <i>O. suturalis</i>				
			MNN2	▲ FO <i>O. suturalis</i>				
formazione Castellana Scula	D →	13.00	MNN1	▲ FO <i>O. suturalis</i>				
			MNN0	▲ FO <i>O. suturalis</i>				

Ma. La seconda (estesa circa 1.1 Ma) è riferibile alle biozone a *Paragloborotalia partimlabiata* e *Neogloboquadrina praeatlantica* (pars) tra i foraminiferi planctonici e alle biozone a *Reticulofenestra pseudoumbilicus* (MNN 6b) (pars), MNN 7a e MNN 7b tra i nannofossili calcarei.

Il limite tra il Serravalliano ed il Tortoniano, convenzionalmente indicato in coincidenza della comparsa di *Neogloboquadrina acostaensis* (BLOW), è stato spostato in coincidenza di un livello più giovane in base alla recente definizione, accettata dagli organismi internazionali. Tale limite, corrisponde alla LCO (*Last Common Occurrence*) del nannofossile calcareo *Discoaster kugleri*, MARTINI & BRAMLETTE, e praticamente coincide con la LCO di *Globigerinoides subquadratus* BRONNIMAN (Tab. II). Di conseguenza i depositi prima riferiti alla parte alta del Serravalliano vengono oggi datati al Tortoniano: è questo il caso della parte medio-sommitale delle marne di S. Cipirello precedentemente riferite al Serravalliano sommitale, ed oggi attribuite al Tortoniano basale.

2.2 - SCHEMI BIOSTRATIGRAFICI ADOTTATI

I depositi permiani sono stati investigati sulla base del contenuto in conodonti e radiolari usando le divisioni biozonali di KOZUR & MOCK (1991, *Conodont Zone*), KOZUR (1989) e KOZUR & MOSTLER (1987) che hanno rivisto la biozonazione di ISHIGA (1982) per i radiolari paleozoici.

Per la biostratigrafia dei depositi dell'intervallo Carnico-Retico (Formazioni Mufara e Scillato) sono state utilizzate le biozonazioni a conodonti di KRZYSTYN (1980), KOZUR (1989), KOZUR & MOCK (1991) note per le successioni tetee, le biozonazioni ad halobidi adottate da CAFIERO & DE CAPOA BONARDI (1982) e le biozonazioni a radiolari di DE WEVER *et alii* (1979).

Per i depositi giurassici di piattaforma carbonatica pelagica sono stati adottati gli schemi biozonali ad ammoniti di WENDT (1964; 1969), WARMANN & ARKELL (1954) e le bio-cronozone proposte da HANTZPERGUE *et alii* (1991) e GEISSANT & ENAY (1991) utilizzati per i calcari della Formazione Inici, ma anche per i membri inferiore e superiore della formazione Buccheri. Le Zone di Associazione Unitaria (UAZ) dei radiolari (BAUMGARTNER, 1995) sono state utilizzate per calibrare l'età del membro radiolaritico intermedio.

Lo schema standard a calpionelle (ALLEMAN *et alii*, 1971), integrato, per le variazioni di nomenclatura dai lavori di GRUN & BLAU (1997), ha datato le successioni del Giurassico superiore-Cretacico inferiore del membro BCH₃ e della Lattimusa. Alcuni schemi biozonali che utilizzano i nannofossili calcarei (MATTIOLI & ERBA, 1999), le alghe calcaree (DE CASTRO, 1991), i foraminiferi bentonici (BRALOWER *et alii*, 1989) sono stati adottati per le successioni

carbonatiche mesozoiche anche con l'intento di tarare o sostituire ove necessario, le biozonazioni classiche ad ammoniti.

Lo schema biozonale di SISSINGH (1977), ampiamente utilizzato a livello internazionale, è stato utilizzato per le associazioni a nannofossili calcarei relative al Giurassico superiore–Cretacico. La cattiva preservazione delle forme ha sovente impedito una puntuale indicazione biozonale. Anche per questi campioni è stata formulata un'indicazione cronostratigrafica sulla base delle distribuzioni dei *taxa* riconosciuti e con riferimento a PERCH–NIELSEN (1985 a) che riprende lo schema di SISSINGH (1977) per la distribuzione dei *taxa* considerati. Per i depositi di mare basso o di margine si è fatto riferimento agli schemi biozonali di DE CASTRO (1991) e di CHIOCCHINI *et alii* (1994) per l'intervallo Giurassico–Cretacico.

Per lo studio delle breccie carbonatiche cretatiche inserite nelle argille varicolori inferiori si è fatto ricorso alle attribuzioni stratigrafiche di CAMOIN (1982).

Per i foraminiferi planctonici dell'intervallo cretacico è stato adottato lo schema biozonale di CARON (1985). Anche in questo caso, a causa della frequente cattiva conservazione del materiale o della assenza di alcuni *markers* nelle successioni siciliane, sono state introdotte semplificazioni, che tuttavia non hanno inficiato l'attribuzione stratigrafica dei campioni. Il ben noto schema biozonale a nannofossili calcarei di MARTINI (1971) è stato utilizzato per i campioni ricadenti nel Paleocene, nell'Eocene e nell'Oligocene. Tuttavia, il generale cattivo stato di preservazione delle nannoflore ha limitato una puntuale indicazione biozonale. In questi casi si è pervenuti ad una pertinenza cronostratigrafica sulla base delle distribuzioni dei *taxa* riconosciuti anche da PERCH–NIELSEN (1985 b).

Per quanto riguarda i foraminiferi planctonici dell'Eocene si è utilizzato lo schema biozonale proposto da TOUMARKINE & LUTERBACHER (1985). La mancanza o la trascurabile presenza di forme appartenenti ai generi di *Hantkenina* spp. e *Globigerinatheka* sp., ha reso opportuno l'utilizzo di *Acarinina bullbrooki* (BOLLI) come indicatore dell'Eocene medio s.l. Per i foraminiferi planctonici dell'intervallo oligocenico è stato utilizzato lo schema proposto da BOLLI & SOUNDERS (1985). Per l'intervallo riferibile al Miocene inferiore ed al Langhiano si è fatto riferimento allo schema di IACCARINO (1985).

Per i macroforaminiferi bentonici dell'intervallo Paleocene–Miocene sono stati presi in considerazione gli schemi biozonali di CAHUZAC & POIGNANT (1997) e SERRA–KIEL *et alii* (1998). Per il Langhiano si è fatto riferimento allo schema biozonale di FORESI *et alii* (2001).

Per l'analisi biostratigrafica a foraminiferi planctonici neogenici (dalla base del Serravalliano al Quaternario) sono stati consultati gli schemi biostratigrafici più recenti (SPROVIERI *et alii*, 1996; SPROVIERI *et alii*, 2002, Tab. II; CITA, 1973; 1975, emendato da SPROVIERI, 1993, Tab. I).

Per le considerazioni biostratigrafiche, basate sui nannofossili calcarei

dell'intervallo Miocene–Pleistocene, sono state utilizzate le biozone proposte da FORNACIARI & RIO (1996), FORNACIARI *et alii* (1996) e RIO *et alii* (1990).

Infine, per le correlazioni tra le biozonazioni basate su differenti organismi è stato consultato lo schema preparato da OGG & OGG (2004) adattato alla scala cronostratigrafica di GRADSTEIN *et alii* (2004), agli schemi biostratigrafici meso–cenozoici di HARDENBOL *et alii* (1998) e di stratigrafia sequenziale meso–cenozoica dei bacini europei di DE GRACIANSKY *et alii* (1998).

3 - SISMOSTRATIGRAFIA

3.1 - DATA SET

La porzione occidentale del Foglio “Caccamo” è attraversata da una maglia di profili sismici a riflessione multicanale (Fig. 8 a). Parte di tali linee sismiche, acquisite dall'ENI–AGIP tra il 1985 ed il 1997 in una vasta area della Sicilia occidentale, sono già state utilizzate per l'adiacente Foglio “Corleone”.

Le sezioni sismiche sono state tarate direttamente con il pozzo AGIP Marineo 1 (Fig. 8a) e con le informazioni provenienti dai pozzi Cerda 2, Lercara 1 e Roccapalumba 1, siti ai margini del Foglio (vedi stratigrafia dei pozzi, più avanti).

La correlazione con i principali riflettori riconosciuti nei profili sismici consente di attribuire un significato litostratigrafico a questi ultimi. La riconosciuta variabilità laterale dei terreni non consente tuttavia di estendere a tutta la maglia, con sufficiente margine di sicurezza, le informazioni del pozzo.

La scarsa risoluzione degli orizzonti superficiali e la presenza di corpi carbonatici superficiali, che operano un filtraggio che taglia parte dello spettro del segnale sismico, hanno limitato i risultati dell'analisi.

3.2 - ANALISI SISMOSTRATIGRAFICA

Sulla base dell'analisi sismostratigrafica (per i dettagli vedi CATALANO *et alii*, Foglio “Corleone”, 2010) sono stati riconosciuti gruppi di riflettori (unità sismiche) nei quali sono state distinte le relative facies ed ipotizzati i caratteri dei corpi geologici che le hanno generate (Fig. 8 b). Quando possibile, queste sono state correlate con le successioni attraversate da pozzi per idrocarburi.

Il *marker* sismico più ricorrente nelle sezioni analizzate è il cosiddetto orizzonte K. Si tratta di un riflettore ad alta ampiezza e buona continuità laterale che risulta interrotto solo da discontinuità tettoniche. E' riconoscibile in tutta l'area con caratteristiche costanti; per la sua continuità e per la distribuzione ha

rapresentato il più significativo *marker* sismico utilizzato nell'area. Il riflettore K è stato calibrato dal Pozzo Marineo 1 e dagli affioramenti, come *top* dei carbonati meso–cenozoici. Esso corrisponde ai livelli stratigrafici generalmente databili come Cretacico–Eocene e costituiti da calcari e calcari marnosi della formazione Amerillo. Il riflettore può includere anche livelli carbonatici più recenti per la presenza di spessori inferiori al potere di risoluzione sismica.

L'unità 1 (FN in Fig. 8 b) è calibrata dai dati del Pozzo Marineo 1 e correlabile per continuità fisica con gli affioramenti (del resto molto estesi nell'area) delle successioni terrigene oligomioceniche del flysch numidico.

L'unità 2 (ML in figura 8 b) è stata assegnata ai terreni argilloso–calcarei ed arenacei della Formazione Mufara e del complesso di Lercara.

L'unità 3 (Im in figura 8 b) è stata calibrata con pozzi nella Sicilia orientale (BELLO *et alii*, 2000) e in superficie per continuità fisica con corpi geologici affioranti lungo il corso del Fiume Eleuterio. E' stata correlata al corpo litologico carbonatico e silico–marnoso corrispondente alla successione imerese.

L'unità 4 (IS in figura 8 b), calibrata soltanto da dati di affioramento per l'assenza di dati di pozzi, corrisponde al corpo litologico di età mesozoico superiore–paleogenica, scollatosi dall'originario substrato carbonatico mesozoico di mare profondo (Imerese/Sicano?).

L'unità 5 (Tp in figura 8 b) corrisponde ad una successione carbonatica che, in base alla calibrazione con il Pozzo Marineo 1, e per continuità fisica con i corpi affioranti, è stata assegnata alle successioni triassico–cretacee del dominio trapanese. Sono riconoscibili, dal basso, orizzonti corrispondenti al *top* della piattaforma carbonatica triassico–liassica, ai livelli condensati giurassici, al livello carbonatico marnoso del Cretacico inferiore. Queste attribuzioni sono in accordo con quelle provenienti da settori della Sicilia occidentale (BORNATI *et alii*, 1997; CATALANO *et alii*, 2000 a), dell'*offshore* occidentale (CATALANO *et alii*, 1996; ANTONELLI *et alii*, 1991) e dell'*offshore* ibleo (ANTONELLI *et alii*, 1991).

L'unità 6 (ST in figura 8 b) è costituita da una fascia di spessore oscillante tra 0.1 e 0.5 s twt, che presenta una caratteristica trasparenza sismica (facies “*reflection free*”). La sua geometria è conforme generalmente all'orizzonte K e come quest'ultimo è largamente diffusa nell'area indagata. L'unità ST viene correlata con la successione marnoso–sabbiosa di età generalmente Langhiano–Tortoniano inferiore. Questa attribuzione è suffragata sia dalla calibrazione effettuata sulla base del Pozzo Marineo 1 sia per continuità fisica con le successioni largamente affioranti nell'area (marne di San Cipirello o equivalenti). E' un *marker* abbastanza riconoscibile anche nelle regioni adiacenti (Sicilia occidentale e suo *offshore*, settori del Plateau Ibleo). A luoghi, alla base dell'unità ST si rinviene un orizzonte ad alta ampiezza correlabile con il litosoma delle calcareniti di Corleone.

L'unità 7 (TV in figura 8 b), calibrata per continuità fisica con gli affioramenti

estesi in tutta l'area e con pozzi in *offshore* e in terraferma nella Sicilia occidentale (BORNATI *et alii*, 1997), è generata da depositi terrigeni appartenenti in gran parte alla formazione Terravecchia, di età Tortoniano superiore–Messiniano inferiore.

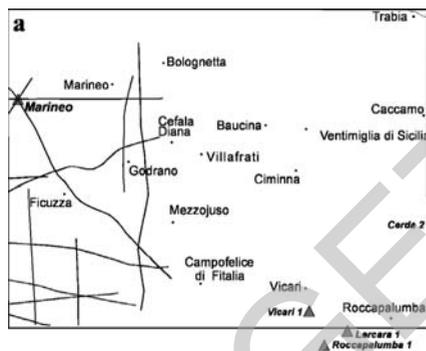
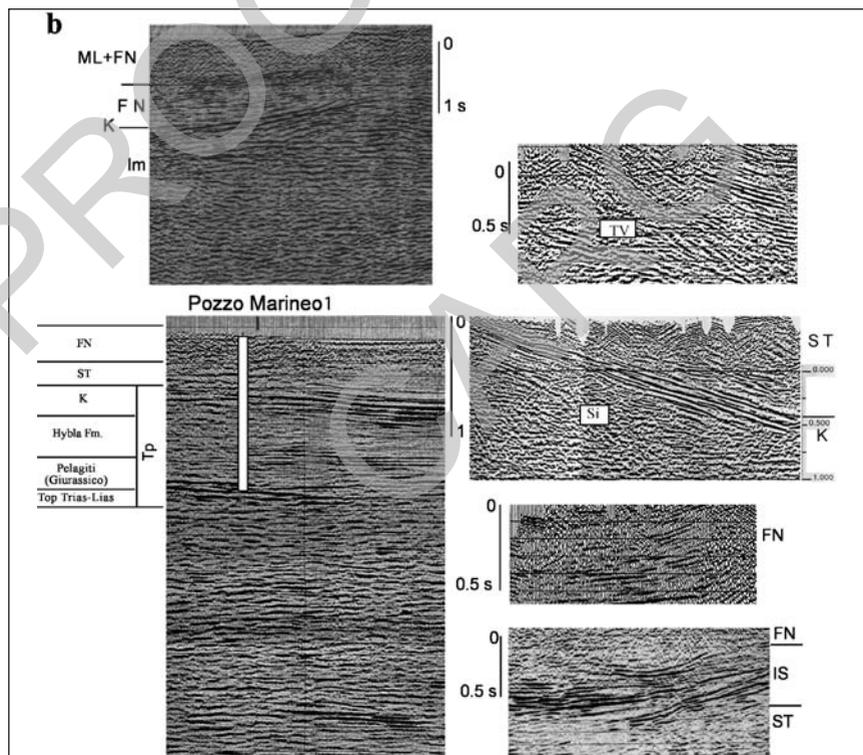


Fig. 8 - a) Tracce dei profili sismici del Foglio 608 "Caccamo". Sono presenti le ubicazioni dei pozzi profondi all'interno (Marineo 1, Vicari 1) o ai margini (Cerda 2, Lercara 1, Roccapalumba 1) del foglio. b) Principali facies sismiche descritte nel testo e calibrazione stratigrafica con il Pozzo Marineo 1.



4 - SUCCESSIONI SEDIMENTARIE PALEOZOICO–CENOZOICHE

4.1 - DEPOSITI DEL DOMINIO SICILIDE

I terreni appartenenti al Dominio Sicilide (Complesso Sicilide di OGNIBEN, 1960), oggi considerato da vari autori come un dominio sviluppatosi ai margini della Tetide giurassica, si trovano sovrapposti tettonicamente ai terreni del flysch numidico come coltri di ricoprimento.

Questi terreni sono diffusi nei settori più orientali della Sicilia, dove studi più dettagliati (ai quali si rimanda) hanno definito caratteristiche litologiche, assetti strutturali e originarie provenienze (OGNIBEN, 1960; COLTRO, 1963; DUÉE, 1962, 1969; MONTANARI 1966, 1982; WEZEL & GUERRERA, 1973; LENTINI *et alii*, 1994; CARBONE *et alii*, 1990; DE CAPOA *et alii* 2002 con bibliografia). Nell'area in studio sono rappresentati da argille e marne varicolori (argille varicolori inferiori) e da calcari marnosi e marne a foraminiferi planctonici con livelli bioclastici (formazione Polizzi); affiorano prevalentemente a sud/sud-est dell'abitato di Caccamo e in ridotte plaghe nell'area compresa tra Marineo e la dorsale di Monte Cane (Trabia), sempre sovrapposti tettonicamente alla formazione del flysch numidico.

4.1.1 - Argille varicolori inferiori (AVF)

Argille e marne rossastre e verdastre, argilliti policrome, a luoghi laminate, con intercalazioni di calcari marnosi verdastrati con piste di vermi, di biocalcarenti e di breccie calcaree. E' riconoscibile una giacitura caotica e scagliettata nei livelli inferiori (da qui il nome di Argille Scagliose indicato da BIANCONI, 1840 ed usato impropriamente come termine formazionale); questo aspetto è legato alla loro tettonizzazione, come confermato dall'assetto più regolare dei livelli superiori. Questi litotipi corrispondono alle "Argille scagliose inferiori e/o superiori" (OGNIBEN, 1960; CARBONE *et alii*, 1990). Per una approfondita discussione si rimanda alla descrizione contenuta nelle Note Illustrative del Foglio "Termini Imerese–Capo Plaia".

La successione affiora con spessore variabile tra 50 e 180 metri, prevalentemente a sud dell'abitato di Caccamo fino al Vallone Piscine, a nord-ovest del Cozzo Sannita (Cozzo Cenere), lungo la sponda destra del Fiume S. Leonardo e nell'area compresa tra Baucina e Bolognetta.

Nelle plaghe di argille varicolori inferiori, affioranti lungo la depressione del Fiume Eleuterio, presso C.da Quattro Finaite (sud di Marineo) e in prossimità di P.zo Lungocucco (est di Godrano), si rinvencono marne nere e argille grigie ad

ostreidi (marne ad *Exogira*) con intercalati sottili livelli risedimentati calcarenitici e calcirudidici. Queste litologie, non rappresentate in carta, sono largamente diffuse nell'adiacente Foglio "Termini Imerese–Capo Plaia". Sono note in letteratura come "Cenomaniano in facies africana" (SEGUENZA, 1882) e considerate come equivalenti della formazione Brancaleone affiorante nella Calabria meridionale (RUGGIERI & DI GIACOMO, 1971).

Nelle argille, site ad ovest dell'abitato di Caccamo, si rinvencono intercalazioni metriche lenticolari costituite da megaconglomerati e megabrecce calcaree con fauna a caprinidi, frammenti di rudiste, ippuriti, coralli (brecce a Caprinidi, AVF_b) riferibili al Cretacico (in particolare Albiano–Cenomaniano). I litotipi argillosi risultano poveri di fossili o a luoghi sterili; i campioni prelevati nei livelli inferiori, hanno mostrato la presenza dei *marker* ricadenti nelle biozone a *Rotalipora appenninica*, a *Rotalipora brotzeni* e a *Rotalipora reicheli* riferibili all'Albiano superiore e al Cenomaniano; i campioni raccolti nei livelli stratificamente più alti contengono *Rotalipora* spp. in associazione con *Praeglobotruncana* spp. indicative del Cenomaniano e nannofossili calcarei, generalmente ricristallizzati, quali *Lithraphidites* spp. (DEFLANDRE) e *Nannoconus* spp. (KAMPTNER). Queste nannoflore, la cui identificazione a livello specifico è problematica, confermano la datazione dei depositi alla parte intermedia del Cretacico.

Nelle argille varicolori inferiori cartografate non sono state rinvenute faune o flore indicative dell'intervallo temporale Eocene superiore–Oligocene, contenuto generalmente riportato dalla bibliografia esistente (OGNIBEN, 1960; LENTINI *et alii*, 1994; ABATE *et alii*, 1988 b).

Il limite inferiore dell'unità non è affiorante o corrisponde ad un contatto meccanico sui terreni del flysch numidico o sui calcari della formazione Polizzi.

Ambienti deposizionali di piana batiale–scarpata.

Fenomeni di trasporto gravitativo o superficiale possono determinare imprecisioni ed errori nella cartografia e nella delimitazione degli affioramenti, come si può evincere dalla localizzazione non sempre puntuale riportata nelle carte di RANGIN (1973) e di GUARNERI *et alii* (2000).

4.1.2 - Formazione Polizzi (POZ)

L'unità è costituita da calcilutiti, calcari marnosi in straterelli centimetrici e marne da grigio chiare a grigio–nerastre, spesso bituminose, con foraminiferi planctonici e nannofossili calcarei cui si intercalano biocalcareni e biocalciruditi risedimentate con macroforaminiferi bentonici (nummulitidi, orbitoididi, discocyclinidi) a giacitura lenticolare. Spessore complessivo tra i 20 e i 50 metri.

I depositi affiorano tra gli abitati di Bolognetta e Baucina e quelli di Termini

Imerese e di Trabia, in una sezione naturale lungo la S.S. 113, nei pressi del ponte monumentale settecentesco sul fiume San Leonardo (Contrada S. Marina) e nei settori a meridione dell'abitato di Caccamo. Minori affioramenti sono quelli mappati in Contrada Nicolosi e a Cozzo Arcuri (nord di Rocca Busambra)

Il limite inferiore della formazione, quando affiorante, è un contatto tettonico con le sottostanti argille varicolori inferiori.

Le associazioni fossilifere rinvenute nei campioni studiati sono generalmente mal conservate. La presenza di *Acarinina bullbrooki* (BOLLI) tra i foraminiferi planctonici e di *Nannotetrina* ACHUTHAN & STRADNER e *Discoaster subloadoensis* (BRAMLETTE & SULLIVAN) tra i nannofossili calcarei, consente l'attribuzione all'Eocene medio della parte basale della successione. Il rinvenimento di *Turborotalia cerroazulensis pomeroli* (TOUMARKINE & BOLLI), *T. cerroazulensis* s.l. (COLE) e *Globigerinatheka semiinvoluta* (KEIJZER) tra i foraminiferi planctonici e di *Discoaster saipensis* (BRAMLETTE & RIEDEL), *Discoaster barbadiensis* (TAN) e *Istmolithus recurvus* (DEFLANDRE) tra i nannofossili calcarei data la parte sommitale della successione all'Eocene superiore.

MONTANARI (1966, 1967) ipotizza un'età più recente per la parte terminale della formazione in base al rinvenimento di orbitoididi oligocenici.

4.2 - DEPOSITI DEL BACINO DEL FLYSCH NUMIDICO

Questi terreni costituiscono le successioni clastico-terrigene oligo-mioceniche, per lo più torbiditiche, depositatisi (in discordanza o in paraconcordanza) in depressioni di un margine continentale in via di deformazione. I depositi terrigeni rappresentano, dal punto di vista stratigrafico, le coperture di successioni mesozoico-paleogeniche depositatesi in domini più esterni (Imerese e Panormide) e di successioni appartenenti a domini più interni (Sicilidi); affiorano, in gran parte, come corpi in contatto disarmonico o decisamente scollati rispetto al loro originario substrato mesozoico-terziario.

I terreni del Bacino del flysch numidico, nell'accezione più generale, affiorano estesamente nel Foglio in studio e in particolare nel settore di Godrano (Torre del Bosco), del Bosco della Ficuzza, nel settore di Campofelice di Fitalia-Donna Giacoma e nell'area compresa tra gli abitati di Caccamo e Trabia.

Il lavoro cartografico (che ha permesso di riconoscere anche nuovi affioramenti di questi terreni) è stato accompagnato dall'analisi litostratigrafica e di facies. Questo approccio ha portato all'identificazione di unità litostratigrafiche formali che si sono rivelate di facile riferimento cartografico. Sulla base dei tipi litologici rinvenuti, della loro datazione (sempre molto problematica per lo scarso contenuto fossilifero) e tenendo conto della terminologia prodotta negli anni più

recenti, sono state riconosciute la formazione Tavernola e la formazione del flysch numidico. Le due unità litostratigrafiche sono spesso coinvolte *in toto* o in parte dalla deformazione compressiva a costituire un cuneo di scaglie tettoniche. Con riferimento alla differenziazione paleogeografica fra flysch numidico interno ed esterno (BROQUET, 1968), i dati raccolti suggeriscono l'appartenenza dei depositi del flysch numidico, affioranti nel Foglio, alle aree più esterne.

4.2.1 - *Flysch numidico* (FYN)

Il flysch numidico comprende peliti e peliti argillose con sottili livelli arenacei biocalcarenitici, megabrecce ad elementi carbonatici, quarzoareniti e siltiti argillose con microconglomerati. Nella formazione² sono stati distinti due membri: Portella Colla (FYN₂), di età Oligocene superiore–Miocene inferiore (Aquitano basale) e Geraci Siculo (FYN₃), generalmente databile all'Aquitano–Burdigaliano. I membri mostrano generalmente rapporti di eteropia.

Le giaciture non ben preservate e gli effetti della deformazione rendono, a luoghi, oscuri o difficilmente tracciabili i contatti stratigrafici tra i membri del flysch numidico (in questo caso indicati con il simbolo di limite incerto).

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

4.2.1.1 - flysch numidico–membro di Portella Colla (FYN₂)

Peliti brune talora manganesefere sottilmente stratificate, a volte scagliettate, caratterizzate da laminazione pian parallela, intercalano a strati centimetrici di siltiti ed arenarie di colore giallastro a grana fine, banchi quarzoarenitici e/o

² L'utilizzo del termine flysch può apparire controverso con le raccomandazioni contenute nelle normative del Codice Stratigrafico Internazionale. La diffusione regionale di questi terreni ha portato all'uso indistinto del termine flysch numidico (entrato nel lessico tradizionale), accezione molto generale che sfugge spesso alla collocazione di rango. In particolare SCHMIDT DI FRIEDBERG (1965) aveva compreso i depositi del flysch numidico nella "formazione Collesano" considerandola comprensiva anche dei terreni che MARCHETTI (1956) aveva inserito nella "Formazione Tavernola". In questo caso ci sarebbe anche un problema di sinonimia e precedenza con il termine flysch numidico.

conglomeratici prevalentemente quarzosi a matrice pelitico–arenacea, talora gradati e potenti fino a qualche metro (FYN_{2a}). Sono presenti noduli ferro–manganesiferi con nucleo sideritico o caolinico ed intercalazioni di biocalcareniti risedimentate ricche in *Nephrolepidina* spp. e nummulitidi. Verso il tetto della successione, sono presenti corpi lenticolari e a base erosiva di megabrecce carbonatiche con elementi di derivazione neritica (megabrecce di San Salvatore).

L'unità, potente tra 200 e 300 metri, affiora nella regione settentrionale del Foglio, in Contrada Monaci, poco a sud di Pizzo di Cascio, e nella zona di Case Nuccio, subito a nord dell'abitato di Ventimiglia di Sicilia.

Il limite inferiore della formazione si rinviene, in paraconcordanza o in leggera discordanza, sui depositi della formazione Caltavuturo ed è visibile nella dorsale di Monte Cane, nell'area di S. Cristina Gela e a sud di Trabia.

Il contenuto fossilifero, sempre raro e mal conservato, è rappresentato da *Globorotalia opima opima* (BOLLI), *G. opima nana* (BOLLI), *Catapsydrax dissimilis* (CUSHMAN & BERMUDEZ), *Globigerina ciperoensis ciperoensis* (BOLLI), *Gl. euapertura* (JENKYNs) tra i foraminiferi e da *Sphenolithus distentus* (BRAMLETTE & WILCOXON), *S. ciperoensis* (BRAMLETTE & WILCOXON) e *Discoaster deflandrei* (BRAMLETTE & WILCOXON) tra i nannofossili calcarei. Queste associazioni caratterizzano le biozone a *Sphenolithus distentus* (NP 24) e a *Sphenolithus ciperoensis* (NP 25) indicative del Chattiano.

L'analisi litostratigrafica e sedimentologica indica, per questi depositi, ambienti deposizionali di base di scarpata (PESCATORE *et alii*, 1987) alimentati da correnti di torbida. I depositi torbiditici diventano evidenti verso l'alto della successione, dove si riconosce con difficoltà il passaggio alle bancate arenacee che caratterizzano il membro di Geraci Siculo. Il membro di Portella Colla affiora nell'omonima località delle Madonie dove la successione, segnalata da OGNIBEN (1960), è stata studiata e datata da WEZEL (1970).

4.2.1.2 - flysch numidico–membro di Geraci Siculo (FYN₂)

Alternanze di prevalenti arenarie giallastre, quarzareniti in potenti banchi (megacicli, FYN_{2a}) e di sottili livelli di peliti, e peliti siltose grigio–brune talvolta micacee con rari foraminiferi arenacei e planctonici.

L'unità, potente tra 300 e 700 m, affiora nella porzione centro–meridionale del Foglio, a nord–est del centro abitato di Vicari, nei dintorni dell'abitato di Campofelice di Fitalia e Mezzojuso, nell'ampia area del Bosco della Ficuzza, a lambire la dorsale carbonatica di Rocca Busambra (Fig. 9) e a sud della stessa dorsale dove i terreni del membro di Geraci Siculo appaiono sovrapporsi sulle coperture mioceniche della successione sicana (regione ad est di Corleone).

Il limite inferiore del membro, raramente affiorante, è una superficie paraconforme o transizionale sulle argilliti ed arenarie del membro di Portella Colla; verso l'alto e lateralmente le successioni arenaceo–conglomeratiche passano, piuttosto bruscamente e con contatto discordante, alle marne ed arenarie della formazione Tavernola.

Il membro è ben riconoscibile nella successione ricostruita al Pizzo Candreo (Mezzojuso) dove si succedono alternanze di:

a) peliti ed arenarie siltitiche, laminate, gialle, torbiditiche con strati piano–paralleli e marcata continuità laterale;

b) conglomerati quarzosi in banchi metrici, spesso amalgamati (Fig. 10). I banchi arenaceo–conglomeratici mostrano sequenze Ta–b di Bouma, hanno una continuità laterale dell'ordine di alcune centinaia di metri ed alla loro base mostrano, frequentemente, contatti di natura erosiva; a luoghi si riconoscono livelli di ciottoli di argilla (*mudchips*);

c) arenarie in gruppi di strati metrici (Fig. 9) con sequenze di Bouma (Ta–e).

d) conglomerati ad elementi pelitico–argillosi con spessori metrici.

I campioni prelevati, soprattutto nei livelli argillo–marnosi, sono spesso di difficile attribuzione su base biostratigrafica in quanto l'associazione micropaleontologica è assente o rappresentata prevalentemente da individui di foraminiferi agglutinanti più o meno mal conservati, rotti o schiacciati. Tale associazione (*Ammodiscus* spp., *Cyclamina* spp., *Trochammina* spp.) è peraltro tipica delle facies terrigene e consente di riferire i campioni che la contengono al membro descritto. Alcuni dei campioni raccolti in successione contengono individui planctonici (spesso non ben conservati e probabilmente rimaneggiati) quali *Globigerina angulisurealis* (BOLLI), *Catapsydrax dissimilis* CUSHMAN & BERMUDEZ, *Globoquadrina dehiscens dehiscens* PARR, COLLINS & CHAPMAN e *Globigerinoides* spp., che permettono di riconoscere l'intervallo stratigrafico

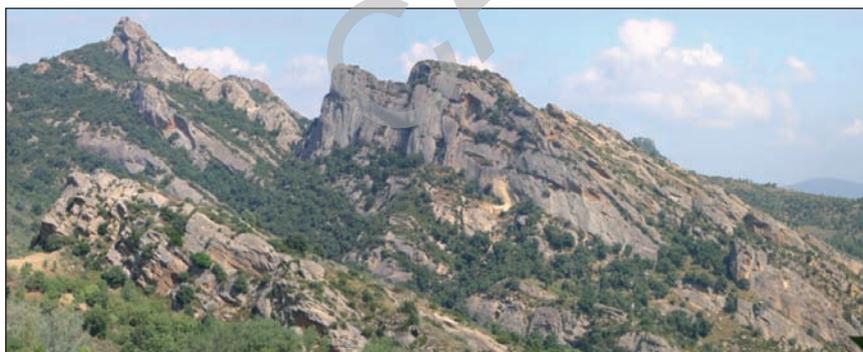


Fig. 9 - Megastrati di quarzareniti del membro Geraci Siculo a nord di Rocca Busambra.

Oligocene superiore–Miocene inferiore. Tra i nannofossili calcarei la presenza di *Helicosphaera recta* HAQ, *Dictyococcites bisectus* BUKRY & PERCIVAL, *Discoaster deflandrei* CUSHMAN e BERMUDEZ e *H. ampliaperta* BRAMLETTE & WILCOXON, è ritenuta diagnostica dell'intervallo Aquitaniano–Burdigaliano (biozone a *Helicosphaera euphratis*, MNN 1 ed a *Helicosphaera ampliaperta*, MNN 2b).

L'ambiente di sedimentazione è quello tipico di base di scarpata–piana batiale interessato dalla deposizione di correnti di torbida.

L'unità è stata descritta da OGNIBEN (1960) come una formazione affiorante nell'area più meridionale ed in quella nord occidentale (Pollina) del gruppo montuoso delle Madonie.



Fig. 10 - a) Litofacies dei conglomerati quarzosi stratificati riconosciuti nella successione del flysch numidico, membro Geraci Siculo, di Pizzo Candreo (immediatamente a nord–est di Pizzo Marabito (Rocca Busambra)); b) particolare della figura precedente mostrante la granulometria grossolana e la tessitura clasto sostenuta dei conglomerati quarzosi.

4.2.2 - Formazione Tavernola (TAV)

La descrizione di questa unità risale a MARCHETTI (1956) che studiò le successioni clastico–terrigene nell'area del Rio Tavernola a SE dell'abitato di Valledolmo (Sicilia centrale).

La formazione è costituita da marne pelitico–sabbiose brune e giallastre con intercalazioni lenticolari di arenarie quarzose, micacee e glauconitiche, gradate e laminate. Spessori compresi tra 80 e 200 m. Affiora con immersione settentrionale nella regione a nord di Vicari e Roccapalumba, a sud di Campofelice di Fitalia–Cozzo Mezzaluna, e in località Case Roccazzo dove sono ben visibili le arenarie quarzoso–glauconitiche. Le frazioni micacee e glauconitiche sono considerate

un carattere diagnostico per il riconoscimento sul terreno dei depositi della formazione. La frazione pelitica è notevolmente predominante rispetto a quella arenacea in cui sono frequenti le sequenze Tb-e e Tc-e di Bouma con strati piano paralleli e continui lateralmente.

Il limite inferiore, quando affiorante, è una superficie di discordanza sui depositi del membro Geraci Siculo. A scala regionale è un limite netto ed erosivo su FYN₂ e su FYN₅.

Il contenuto fossilifero è dato da radiolari, spicole di spugna, foraminiferi arenacei e planctonici e nannofossili calcarei. I foraminiferi planctonici, quali *Globigerinoides trilobus* (REUSS), *Globigerinoides subquadratus* (BRÖNNIMANN), *Paragloborotalia siakensis* (LE ROY), *Globorotalia praescitula* (BLOW) e le associazioni a *Praeorbulina* spp., ricadono nelle biozone a *Globigerinoides trilobus*, a *Praeorbulina glomerosa* s.l. (MMi 4) e a *Orbulina suturalis* – *Paragloborotalia peripheroronda* (MMi 5).

I nannofossili calcarei, quali *Helicosphaera ampliapertura* (BRAMLETTE e WILCOXON), *Helicosphaera mediterranea* (MULLER), *Helicosphaera carteri* (KAMPTNER), *Helicosphaera walbersdorfensis* (MULLER) e *Sphenolithus heteromorphus* (DEFLANDRE), contrassegnano le biozone a *Helicosphaera ampliapertura* - *Sphenolithus heteromorphus* (MNN 4a) e a *Sphenolithus heteromorphus* - *Helicosphaera walbersdorfensis* (MNN 5a).

La biostratigrafia integrata a plancton calcareo concorda nell'ascrivere questi depositi al Burdigaliano superiore–Langhiano.

Nella regione tra Roccapalumba e Regalgiofoli (in località Erbe Bianche, Fig. 11) si rinvencono, inseriti nella successione terrigena, depositi noti in letteratura come “calcarei a *Lucina*” (TAV_a) datati al Miocene (BALDACCI, 1886). Questi depositi sono stati rinvenuti anche nella regione ad ovest di Vicari, in località Carbone. Il contenuto micropaleontologico conferma l'età Burdigaliano–Langhiano. La letteratura più recente (RICCI LUCCHI & VAI, 1994; TAVIANI, 1996)



Fig. 11 - Formazione Tavernola, livello dei Calcarei a *Lucina*. Località Erbe Bianche, Roccapalumba.

riporta per i livelli a *Lucina* una genesi legata a venute gassose di metano e solfuri elaborate poi biologicamente da batteri chemiosintetici che vivono in simbiosi con i lamellibranchi presenti, da cui traggono vantaggio trovando un ambiente protetto nelle loro branchie; i lamellibranchi, a loro volta, utilizzerebbero il carbonio proveniente dalla CO₂ prodotta dall'ossidazione del metano da parte degli stessi batteri.

L'ambiente di deposizione della formazione è quello di un bacino soggetto ad apporti di torbide da aree continentali e di *open shelf* ed in cui la sedimentazione tende a uniformarsi (argille e argille marnose grigie) solo dopo il Burdigaliano (PESCATORE *et alii*, 1987).

4.3 - DEPOSITI DEL BACINO IMERESE

La successione del Bacino Imerese, potente almeno 1200–1500 m, mostra prevalenti depositi di mare profondo cui si intercalano, a varie altezze stratigrafiche, corpi risedimentati di breccie carbonatiche provenienti dallo smantellamento di depositi di piattaforma carbonatica.

Le unità litostratigrafiche, individuate nella successione, affiorano nei rilievi principali del settore settentrionale del Foglio, rappresentati dalle dorsali di Monte Cane e Monte S. Onofrio, dal Pizzo Chiarastella, dai Monti di Caccamo e Trabia (Fig. 12). Si rinvencono particolarmente ben esposti lungo il corso del fiume San Leonardo e a Cozzo Famo–Monte Rosamarina (Fig. 13), nonché nella prosecuzione sud–orientale dei Monti di Palermo (Massiccio di Monte Gulino, dorsale di Monte Leardo, Pizzo Parrino, la Montagnola).

4.3.1 - *Formazione Mufara (MUF)*

L'unità è costituita da peliti, calcari e arenarie indifferenziati (MUF). Localmente si distinguono: argille e marne–argillose bruno–giallastre con subordinate calcilutiti (MUF_a), contenenti radiolari, halobidi, conodonti, lamellibranchi pelagici, ammonoidi, carapaci di crostacei (esteridi), palinomorfi, gasteropodi nani piritizzati e rari foraminiferi arenacei; prevalenti calcilutiti laminate grigio–scure o nerastre contenenti abbondante pirite e talvolta bitume (MUF_b).

Fra questi litotipi si intercalano basalti (β) e corpi di carbonati clastici risedimentati con *Tubiphytes* spp., *Tubiphytes gracilis* SCHAFFER & SENOWBARI–DARYAN, *Tubiphytes carinthiacus* FLÜGEL, *Shamovella obscura* (MASLOV), alghe calcaree (Spongiostromata), idrozoi non distinti.

La Formazione affiora estesamente nella regione di Marineo (Vallone San Vito, Vallone Luisa, Contrada Massariotta) e, in piccoli lembi, nei pressi di Pizzo Chiarastella (tra Bolognetta e Villafrati) ed a NE di Cozzo Famo (Monte Pileri). In quest'ultima località si rinvencono arenarie quarzose micacee gradate e laminate e livelli di calcari oolitici a microgasteropodi e denti di pesce con sottili intercalazioni di marne micacee (MUF).

Lo spessore geometrico di questi depositi, seppure di difficile valutazione a causa dell'assenza di affioramenti continui e dell'intensa deformazione, è superiore ai 200 metri.

Il limite stratigrafico inferiore non affiora; il limite superiore, quando presente, è un passaggio graduale o netto ma di continuità ai calcari con selce della formazione Scillato.

Utilizzando la biostratigrafia a conodonti questi depositi ricadono nelle biozone a *Gladigondolella tethydis* e a *Paragondolella polignathiformis noha* (*sensu* KOZUR, 1989), ricadenti nella parte bassa del Carnico superiore (vedi anche DI STEFANO & GULLO 1997; GULLO *et alii*, 1997). La segnalazione da parte di ZIA (1956) dell'ammonoide *Trachyceras aon* (MÜNSTER), negli affioramenti di Marineo estenderebbe la datazione al Carnico inferiore (Julico).

Ambiente sedimentario di scarpata-piana batiale.

4.3.2 - Formazione Scillato (SCT)

Calcilutiti grigio-chiare ben stratificate, talora parzialmente dolomitizzate,



Fig. 13 - Rapporti di discordanza tra i corpi sedimentari della successione imerese del settore occidentale di Cozzo Famo. Il line drawing mette in risalto l'organizzazione del corpo risedimentato a rudistidi (CRI_i) e dei corpi risedimentati (CAL_a) inseriti nella successione paleogenica della formazione Caltavuturo (da BASILONE, 2000).

con liste e noduli di selce nerastra o grigio–bluastra non uniformemente distribuiti e sottili livelli di marne fissili grigio–verdi (ben visibili nei livelli basali di Vallone Burgio). Intercalazioni di calcareniti laminate e gradate, calciruditi e breccie dolomitizzate massive con giaciture erosive e verso l’alto dolomie ben stratificate e laminate grigio–giallastre. Lo spessore della formazione, la cui base è spesso mascherata da coltri detritiche, è superiore ai 400 metri. Affiorano nella parte orientale della dorsale di Monte S. Onofrio, dove sono presenti le litofacies dolomitizzate, ed a circa due km ad est dell’abitato di Ventimiglia di Sicilia. Sono ben visibili e con spessori di circa 300–350 metri nella gola del Fiume San Leonardo, sul fianco orientale di Monte Rosamarina e al Pizzo Chiarastella (vedi avanti). Nell’area di Marineo (Monti di Palermo orientali), lo spessore affiorante varia tra i 40 m (La Montagnola) e i 400 metri (settori settentrionali di M. Gulino).

Il limite stratigrafico inferiore della formazione è netto, ben evidenziato dal cambio litologico e concordante, con locali disarmonie, con i calcari e marne della Formazione Mufara. Il limite superiore può essere un contatto di erosione con le dolomie della formazione Fanusi (vedi avanti) o di discontinuità con le radiolariti giurassiche della formazione Crisanti a Pizzo Chiarastella (vedi § 4.3.7).

Le calcilutiti contengono conodonti, quali *Paragondolella polygnathiformis* (BUDUROV & STEFANOV), *Paragondolella carpathica* (MOCK) e *Metapolygnathus communisti* (HAYASHI), radiolari, spicole di spugna, crostacei pelagici, calcisfere, ostracodi e lamellibranchi pelagici (*Halobia* spp. e *Daonella* spp.).

Sulla base delle faune fossili reperite e di analisi biostratigrafiche a conodonti, effettuate in aree adiacenti (GULLO *et alii*, 1997), questi depositi vengono attribuiti al Carnico superiore–Retico.

L’ambiente deposizionale è quello di un’area bacinale interessata da correnti gravitative che apportavano materiali risedimentati da una adiacente area di piattaforma carbonatica.

4.3.3 - Formazione Fanusi (FUN)

L’unità è stata istituita da SCHMIDT DI FRIEDBERG (1964–65) nei Monti delle Madonie sulla base dello studio della successione del Monte Fanusi da cui la formazione prende il nome. È costituita da doloruditi e doloareniti in banchi di spessore da decimetrico a metrico, alternate a breccie dolomitiche e dolomie “saccaroidi” localmente vacuolari di colore variabile dal grigio al bianco, in cui non sono riconoscibili tracce di strutture sedimentarie e di resti fossili.

Le dolomie affiorano nelle dorsali di Monte S. Onofrio e Monte Cane, da Pizzo di Montalbano a Cozzo Acquapietra, e con minori estensioni nel settore di Marineo–Cozzo Campana, dove presentano brusche variazioni di spessore

(da pochi metri a 300 m). A Cozzo Famo, nei Monti di Trabia, la successione dolomitica mostra una organizzazione ciclica delle litofacies con *trend thinning upward* (BASILONE, 2000; 2009 a). L'unità poggia sui sottostanti calcari con selce della formazione Scillato, con rapporti di erosione e discordanza di tipo *downlap* (BASILONE, 1998).

I campioni prelevati a vari livelli nella successione sono risultati sterili, anche se GEMMELLARO (1904) afferma di aver trovato forme affini a *Rhynconella pedata* (BRONN) e *Spirigera oxycolpos* (EMMERICH). In base alla sua posizione stratigrafica, interposta tra la formazione Scillato (Carnico superiore–Retico) ed i calcari a crinoidi e breccie di Altofonte (Liassico medio–superiore), la formazione viene riferita al Liassico inferiore.

Le successioni dolomitiche, pertinenti a questa formazione, sono interpretate come il risultato dell'accumulo di materiale risedimentato da un'adiacente piattaforma carbonatica (SCANDONE *et alii*, 1972) e depositatosi ai piedi della scarpata a costituire un "apron carbonatico" (BASILONE, 2000).

4.3.4 - *Calcari a crinoidi e breccie di Altofonte (MCD)*

Calcarenti bioclastiche ed oolitiche bianche e grigiastre a giacitura tabulare, in strati decimetrici, alternate a marne rossastre e giallastre scagliettate, con spessori centimetrici (spessore complessivo 10–30 m) e ricche in articoli di crinoidi, bioclasti vari e alghe. Livelli plurimetrici lentiformi di biocalcarenti e breccie litoclastiche con elementi risedimentati costituiti da calcari e calcari dolomitici con frammenti di spugne, alghe etc. (breccie di Altofonte, MCD_a) di chiara derivazione neritica si rinvengono in successione. La litofacies (MCD_a) mostra, in generale, una tessitura brecciforme a giacitura massiva e solo a luoghi si riconoscono strati metrici, caratterizzati da gradazione diretta, laminazione incrociata e parallela, sormontati da sottili livelli lutitici che completano le classiche sequenze di facies di uno strato torbido. L'unità, nel suo insieme, affiora nel settore occidentale del Foglio (rilievi circostanti gli abitati di Santa Cristina Gela e Piana degli Albanesi) dove si rinviene con spessori di 35–50 m, in continuità laterale con gli affioramenti siti nell'adiacente Foglio "Corleone".

Il limite inferiore dell'unità è una superficie di discordanza sulle dolomie Fanusi; il limite superiore è una superficie netta spesso di discordanza su cui poggiano in *onlap* le radiolariti brune e nerastre della formazione Crisanti.

Nei monti di Trabia e Caccamo la litofacies dei calcari a crinoidi affiora con spessori compresi tra 10–15 m.

Il contenuto paleontologico è costituito in gran parte da articoli e piastrine di crinoidi (*Pentacrinus* sp.), brachiopodi, alghe, foraminiferi (*Lingulina tenera*

BORNEMANN). La fauna a brachiopodi (*Leptaena* spp.) e crinoidi ha consentito di datare questi depositi al Lias medio–superiore (GEMMELLARO, 1886).

Nei campioni prelevati nella litofacies torbido–calcareo (MCD_a) lungo la strada provinciale per Piana degli Albanesi, al limite con il Foglio “Corleone”, sono state riconosciute associazioni a nannofossili calcarei delle subzone NJT4a e NJT5a (MATTIOLI & ERBA, 1999) e a dinoflagellati (generi *Nannoceratopsis* e *Mendicodinium*) che sono indicative dell’intervallo Sinemuriano superiore–Toarciano inferiore (BARTOLINI *et alii*, 2002).

I depositi ascritti a questa unità litostratigrafica sono da ritenersi, sulla base dei caratteri sedimentologici, prodotti risedimentati per flussi di correnti gravitative di tipo *grain flow* e di correnti torbido–calcaree. Tali flussi si instauravano lungo una scarpata ad elevata acclività (probabile collegamento tra il Bacino Imerese e la Piattaforma Panormide dalla quale si presume provenissero questi materiali).

4.3.5 - Formazione Crisanti

La formazione è stata istituita da SCHMIDT DI FRIEDBERG (1964–65) lungo la sezione naturale del Vallone Crisanti, sito lungo il versante meridionale del Monte dei Cervi (Monti delle Madonie).

Nel Foglio l’unità litostratigrafica è rappresentata da calcilutiti a radiolari, radiolariti (*bedded chert*), argilliti silicee, calcari selciferi e marne calcaree con intercalazione di corpi clastico–carbonatici risedimentati.

Gli elementi carbonatici delle breccie intercalate provengono dalla frantumazione della piattaforma carbonatica e del suo margine; questi livelli raggiungono spessori ragguardevoli, spesso correlabili a distanza (Fig. 12). Lo spessore complessivo della formazione supera i 300 metri.

L’unità è stata suddivisa in quattro membri, cartografati separatamente per la prima volta alla scala del Foglio geologico. Inoltre, rispetto al lavoro istitutivo della formazione, è stata introdotta una modifica nella definizione del limite stratigrafico inferiore che non è più con la formazione Fanusi ma con l’unità dei calcari a crinoidi e breccie di Altofonte (vedi § 4.3.4).

L’unità litostratigrafica affiora a Cozzo Guardiola e Rocca Grande, presso Caccamo, a Cozzo Sannita, Serra Mola, nel versante occidentale di Cozzo Sovarito–Torre Artale, a Cozzo Malpertuso sul Monte Rosamarina a Monte Rotondo e nella dorsale di Pizzo di Cane–Monte S. Onofrio e nella regione dei Monti di Palermo. L’età della formazione corrisponde all’intervallo Liassico (Toarciano superiore)–Cretacico superiore (CATALANO *et alii*, 2010).

4.3.5.1 - Formazione Crisanti–membro delle radiolariti (CRI₁)

Radiolariti (*bedded cherts*), *mudstone–wackestone* a radiolari di colore nero ed a luoghi rosso scuro, ben stratificati in strati centimetrico–decimetrici alternati regolarmente ad argilliti silicee. Lo spessore del membro radiolaritico è estremamente variabile; nella parte settentrionale delle dorsali di Monte Cane e S. Onofrio risulta intorno ai 65 metri, mentre nella parte meridionale si riduce notevolmente, fino a 35 metri circa.

Il contatto con la sottostante formazione Fanusi o con le marne e calcari a Crinoidi è discordante con rapporti di tipo *onlap* o paraconforme. Nella maggior parte dei casi risulta caratterizzato dalla presenza di livelli marnosi sterili di colore verdastro o grigio alla base del membro (Balata Mauri, Monte Cane).

Nel settore sud–orientale dei Monti di Palermo, a sud–est di Cozzo Campana e nel settore di Monte Chiarastella, le radiolariti si sovrappongono con limite inconforme sulla sottostante formazione Scillato.

Il contenuto fossilifero è rappresentato da radiolari, spicole di spugna, rari foraminiferi bentonici (*Lenticulina* spp.). Il cattivo stato di preservazione delle forme fossili e la mancanza di studi biostratigrafici basati sui radiolari, non consentono sicure datazioni; l'unità viene datata per posizione stratigrafica e per il reperimento saltuario di fossili che ne confermano l'intervallo cronologico. Ad esempio, la fauna a lamellibranchi pelagici del Dogger (GEMMELLARO 1888; DI STEFANO, 1912 in MONTANARI 1966), rinvenuta nella regione di Trabia, è stata utilizzata per circoscrivere la datazione all'intervallo temporale compreso tra il Liassico superiore (Toarciano) ed il Malm inferiore *p.p.*

Ambiente di scarpata–piana batiale (oltre i 400 metri) ma non abissale, caratterizzato da correnti torbiditiche diluite, responsabili della laminazione pian parallela negli strati radiolaritici.

4.3.5.2 - Formazione Crisanti–membro delle brecce ad *Ellipsactinia* (CRI₂)

Banchi di brecce e conglomerati carbonatici ad elementi di piattaforma carbonatica contenenti frammenti di *Ellipsactinia* sp., coralli, alghe calcaree (*Clypeina jurassica* FAVRE) ed organismi problematici (*Bacinella* spp., *Lithocodium* spp., *Shamovella obscura* (MASLOV), molluschi; calcareniti bioclastiche grigie ben stratificate alternate con marne argillose giallastre laminate. Le due litofacies, non distinte in carta, hanno una potenza variabile dai venti ai cinquanta metri. Il limite inferiore del membro è una superficie di discordanza di tipo *downlap* (BASILONE, 1998; 2000) sulle radiolariti del membro CRI₁. La presenza delle forme incro-

stanti ad *Ellipsactinia*, di foraminiferi bentonici (*Trocholina alpina*, LEUPOLD; *T. elongata* (LEUPOLD) e di rare calpionelle (*Calpionella elliptica* CADISCH), nella scarsa matrice, colloca questi depositi nell'intervallo Titonico–Neocomiano.

Vengono attribuiti ad un ambiente deposizionale di margine di bacino (ABATE *et alii*, 1982) o considerati come *debris flow* sedimentatisi lungo canali di erosione alla base della scarpata (BASILONE, 2000; 2009 a).

4.3.5.3 - Formazione Crisanti–membro marnoso-spongolitico (CRI₃)

Argilliti silicee a spicole di spugne, diaspri spongolitico–radiolaritici e marne silicee di colore rosso–vinato ma anche avana e verdognolo. Differiscono dalle litologie presenti nel membro inferiore (CRI₁) per il maggiore contenuto calcareo e per il colore rosso. A queste litologie si intercalano calcari marnosi silicizzati, calcareniti e calciruditi gradate in strati di 10–15 cm, contenenti orbitolinidi, frammenti di caprinidi, lamellibranchi, gasteropodi, presenti nella parte alta della successione. L'unità mostra spessori variabili, superiori ai quindici metri presso Balata Mauri e Monte Bellina, circa 5 m a Cozzo Famo e Cozzo Petroso presso Trabia e nell'ordine dei 20–40 m nel complesso boschivo di Monte Cane.

Il limite inferiore del membro è netto e discordante su CRI₂.

Il contenuto fossilifero è scarso. Nei litotipi spongolitici MONTANARI (1966) riconosce *Ticinella primula*, LUTERBACHER, *Gyroidinoides* cf. *multisepta* (BROTZEN), *Thurammina* cf. *porosa* (EGGER) e verso l'alto, numerose forme di *Dorothia gradata* (BERTHELIN), *D. filiformis* (REUSS), *D. oxycona* (REUSS), *Lenticulina subalata* (REUSS), *Marginulina planiscula* (REUSS), *M. complanata* (REUSS), *Dentalina cylindroides* (REUSS).

Nella parte settentrionale della dorsale di Monte S. Onofrio (ad E e SE di Cozzo la Metarda), all'interno del membro marnoso–spongolitico, è cartografabile un intervallo calcarenitico detritico–organogeno, con strati di 15–20 cm e dallo spessore complessivo di 15–20 m (CRI_{3a}). Questo litosoma è datato al Barremiano–Aptiano per la presenza di *Orbitolina paronai* (PREVER), *O. conoidea* (GRAS) e frammenti di requienidi. La fauna fossile rinvenuta nei due litotipi permette di assegnare il membro marnoso–spongolitico, nel suo insieme, al Cretacico inferiore (Hauteriviano–Albiano).

L'ambiente di sedimentazione è da ritenersi tipico di un'area di scarpata deposizionale in cui alla sedimentazione pelagica si intercalavano, saltuariamente e più frequentemente nella parte alta della successione, materiali provenienti dall'adiacente piattaforma carbonatica Panormide (*grainstone* a foraminiferi bentonici e frammenti di rudistidi) trasportati da flussi gravitativi di tipo *grain flow*.

4.3.5.4 - Formazione Crisanti–membro delle brecce a rudiste (CRI₄)

È rappresentato da banchi di calciruditi e calcareniti a rudistidi e orbitolinidi cui si alternano livelli centimetrico–decimetrici di calcareniti e marne grigio–verdi, ricche di aggregati di pirite. I depositi contengono *Orbitolina* sp., *O. cf. conica* (D'ARCHIAC), *O. trochus* (FRITSCH), *O. texana* (ROEMER) orbitoidi, articali e piastrine di crinoidi, alghe calcaree, coralli, rudiste e foraminiferi planctonici (rari). Nei livelli gradati si riconoscono sequenze di Bouma incomplete, ed orizzonti pseudoolitici a laminazione pian–parallela. A Cozzo Famo la parte alta della successione è rappresentata da calcareniti bioclastiche (spessore complessivo intorno ai 10 m) in strati medio sottili, contenenti fauna di ambiente neritico con *Orbitoides media* (LAMARK), *Siderolites calcitrapoides* (LAMARK).

Negli estesi affioramenti della dorsale di Monte Cane, al Cozzo Famo–Tre Pizzi e nei blocchi isolati dei Monti di Caccamo quali Rocca Grande e Cozzo Guardiola (Castello di Caccamo), lo spessore dell'unità varia dai 20 agli 80 metri. Il limite inferiore del membro si identifica con una chiara superficie di erosione e rapporti di discordanza (di tipo *downlap*) con i sottostanti livelli marnosi del membro marnoso–spongolitico (CRI₃).

L'età è ascrivibile al Cretacico superiore (Cenomaniano in particolare) sulla scorta della presenza di *Orbitoides texana* (RENZ), *Rotalipora appenninica* (RENZ), *Biticinella breggiensis* (GANDOLFI) e *Globotruncana* spp. (rinvenute nei litotipi lutitici) e al Campaniano–Maastrichtiano per la presenza di *Orbitoides media* (LAMARK), *Siderolites calcitrapoides* (LAMARK).

La successione calcarea si presenta come un sistema torbiditico, prodottosi in seguito alla risedimentazione di depositi dell'adiacente margine della piattaforma carbonatica Panormide in un ambiente di base di scarpata.

4.3.6 - Formazione Caltavuturo (CAL)

Calclutiti e calcisiltiti rosso mattone e bianchi con noduli di selce, a foraminiferi planctonici e radiolari, alternati a livelli marnoso–argillosi grigio rossastri. Le marne rosse sono sottilmente stratificate (con spessore variabile da pochi centimetri a 10–15 cm) ed a frattura scagliosa. Nella porzione sommitale si riscontrano le calcareniti e calciruditi bioclastiche grigie a macroforaminiferi bentonici (litofacies delle brecce a nummuliti, non distinta in carta) e, a luoghi, le marne cineree (litofacies delle marne nere)

La formazione affiora con buona evidenza alla base del versante occidentale della dorsale di Monte Cane, ad est di Monte Bellina, in Contrada Mandra Palombella e Ponte Saraceno e lungo il versante occidentale della dorsale di

Monte Sant’Onofrio ad ovest di Cozzo S. Michele. Nell’area circostante il centro abitato di Trabia, tali terreni affiorano diffusamente a Pizzo Comune e, con ridotte estensioni, si rinvencono a Cozzo Famo e Rocca Grande presso Caccamo e ai piedi della dorsale di Pizzo Chiarastella nella porzione centrale del Foglio.

Lo spessore della formazione, apprezzabile con difficoltà, è comunque sicuramente superiore ai 30 metri, raggiungendo valori intorno ai 140 m quando sono presenti tutti i termini che la compongono.

La successione descritta poggia, in discordanza, sui depositi della formazione Crisanti. In alcune zone, come ad esempio a Pizzo di Cascio (dorsale di Monte Cane), il limite con la formazione Crisanti è marcato da una breccia con clasti di piccole dimensioni (millimetrici) contenenti *Siderolites* cf. *calcitrapoides* (LAMARK), forma diagnostica del Campaniano–Maastrichtiano.

Le intercalazioni di calcareniti e calciruditi contengono alveolinidi e nummulitidi quali *Nummulites partschi* DE LA HARPE, *N. praelucasi* DOUVILLÉ; livelli ad alghe, briozoi e cespi di coralli sono evidenti a Pizzo Comune (Trabia) dove raggiungono spessori ragguardevoli (10–15 m). Le marne e marne argillose grigio–cineree contengono foraminiferi planctonici ricadenti nella biozona a *Cassigerinella chipolensis*–*Pseudohastigerina micra* ascrivibile all’Oligocene inferiore. Affioramenti ben preservati dei depositi marnosi si osservano nella valletta tra le dorsali di Monte S. Onofrio e Pizzo Cane (MONTANARI, 1966).

Le associazioni di plancton calcareo sono sempre mal conservate. La presenza di *Acarinina bullbrookii* (BOLLI), *Globigerinatheka index* (FINLAY), *G. seminvoluta* (KEIJZER) e *Turborotalia cerroazulensis* s.l. (TOUMARKINE & BOLLI) tra i foraminiferi ha permesso la loro attribuzione all’Eocene medio e superiore. Tra i nanofossili calcarei *Nannotetrina* spp. e *Discoaster sublodoensis* BRAMLETTE & SULLIVAN datano l’Eocene medio (biozona a *Discoaster sublodoensis*–*Nannotetrina fulgens*), mentre l’associazione a *Sphenolithus predistentus* BRAMLETTE & WILCOXON, *D. saipanensis* BRAMLETTE & RIEDEL, *D. barbadiensis* TAN (biozona a *Discoaster saipanensis*–*Sphenolithus pseudoradians*) conferma la presenza, negli strati superiori, dell’Eocene superiore. Generalmente i campioni diagnostici permettono di riconoscere l’intervallo cronostratigrafico ricadente nell’Eocene–Oligocene inferiore, la presenza di livelli paleocenici condensati (brecce e *mud chips* nella porzione basale) nella successione di Cozzo Famo (BASILONE, 2000) suggerisce la possibile esistenza del Paleocene.

L’ambiente deposizionale è quello di un bacino dove, alla sedimentazione emipelagica e pelagica, si intercalavano materiali di origine neritica (provenienti dalla piattaforma carbonatica Panormide) risedimentati attraverso apporti gravitativi. *Grain flow* e torbiditi, con la formazione delle classiche sequenze di Bouma, caratterizzano le litofacies calcaree delle brecce a nummulitidi.

4.3.7 - Analisi di dettaglio di alcune successioni significative

4.3.7.1 - Caratteri dei terreni triassico-liassici nella successione di Cozzo Pideri

La sezione naturale affiorante lungo la sponda destra del Fiume S. Leonardo (nel margine orientale del Foglio) mostra, a partire dal basso, depositi della Formazione Mufara; alla loro base si rinvencono i termini più antichi della formazione triassica (CONTINO, 1990); questi ultimi, mai prima segnalati in altre successioni imeresi, si estendono nell'attiguo Foglio "Termini Imerese-Capo Plaia" (Cozzo Rasolocollo).

Si riconoscono argilliti micacee grigio verdi, con sottilissima laminazione ad ondulata a parallela e con intercalazioni di arenarie quarzoso-micacee, verdastre ed a grana fine, con impronte di corrente (litofacies siltoso-micacea, MUF). I livelli arenacei, più frequenti verso l'alto così come le intercalazioni di calcilutiti laminate grigie, passano gradualmente verso l'alto ad argilliti micacee brunastre, grigio-verdi o vinaccia, con rade e sottili intercalazioni (al massimo di 1-2 cm) di arenarie quarzoso-micacee, a grana fine, di calcilutiti laminate grigiastre o grigio-nerastre con fauna a conodonti. Localmente, si riscontrano calcareniti oolitiche (*grainstone* oolitico-oncolitico) contenenti una ricca fauna a radioli di echinidi e placche dentarie di pesci. Le forme di conodonti *Paragondolella polignathiformis noha* (BUDUROV & STEFANOV) e *Gladigondolella tethydis* (HUKRIEDE) sono tipiche delle biozone che ricadono nell'intervallo Carnico inferiore-Carnico medio. Gli spessori apparenti si aggirano intorno ai pochi metri anche a causa dell'alto grado di deformazione tettonica della successione.

4.3.7.2 - Anomalie nella successione imerese di Pizzo Chiarastella

La sezione triassico-eocenica di Pizzo Chiarastella (Fig. 14), nei pressi di Villafrati, si differenzia dalle successioni-tipo imeresi, affioranti nei settori più settentrionali ed orientali del Foglio (Monti di Trabia e di Caccamo), per l'assenza dei depositi della formazione Fanusi e dei membri sommitali della formazione Crisanti (CRI₃ e CRI₄). Tali differenze sono da riferire, probabilmente, alla paleotettonica mesozoica.

Le unità litostratigrafiche triassiche (Mufara e Scillato) mostrano spessori di circa 400-500 m ben misurabili nella parete settentrionale dove affiorano efflorescenze bituminose (Chiarastella *unit*, nelle ricerche petrolifere degli anni '60, MARCHETTI, 1960).

Al tetto di questi depositi, un livello decimetrico a composizione ferro-

manganesifera (*hardground*) rappresenta il limite inconforme con le radiolariti ed argilliti rossastre della formazione Crisanti; tale rapporto stratigrafico sottolinea l'assenza delle dolomie della formazione Fanusi nella successione.

La formazione Crisanti ha uno spessore inferiore a quello generalmente noto ed è rappresentata soltanto dal membro radiolaritico e dal membro delle breccie ad *Ellipsactinia*. I depositi sovrastanti sono marne e calcari rosati bioclastici a macroforaminiferi bentonici pertinenti alla formazione Caltavuturo (Eocene); tali litotipi appaiono intensamente deformati rispetto ai terreni sottostanti (APELLONE *et alii*, 2004).

NIGRO & RENDA (2002), descrivendo la successione, ignorano la presenza dei membri inferiori della formazione Crisanti ed assegnano ad un imprecisato "Cretacico" i depositi della formazione Caltavuturo, sovrappo­nendo questi ultimi direttamente alla formazione Scillato (*ibidem*, Fig. 4). Quest'ultima viene datata all'intervallo Triassico superiore-Liassico. L'estensione al Liassico della parte terminale della formazione Scillato è priva di riscontri biostratigrafici.

4.3.7.3 - La successione di Monte Sant' Angelo

Calcari, marne e brecciole a nummuliti affioranti in ridotti lembi nella regione a sud-ovest di Monte Balatelle, mostrano spiccate analogie litostratigrafiche con i termini mesoceno­zoici di facies imerese e ciò risulta in buon accordo con l'interpretazione dei profili sismici a riflessione che attraversano questo settore.

Si riconoscono (Fig. 15) dal basso, calcareniti in spessi banchi a frammenti di rudiste ed orbitoline (membro delle breccie a

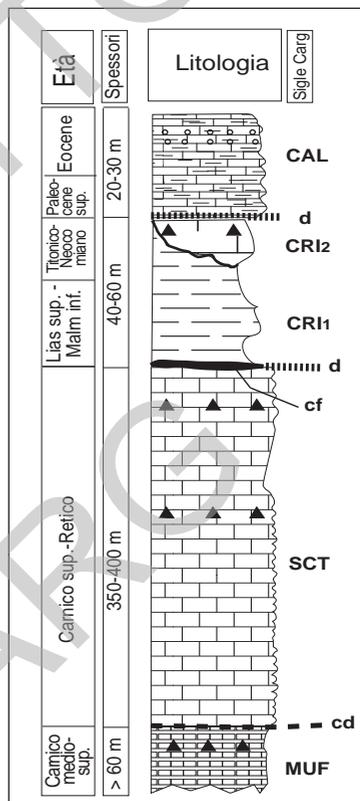


Fig. 14 - Successione di Pizzo Chiarastella dove è assente la formazione Fanusi. Legenda: CAL: calcari e calcari marnosi (f.ne Caltavuturo); CR12: biocalcareni e calciruditi (f.ne Crisanti); CR11: argilliti silicee e radiolariti (f.ne Crisanti); SCT: calcari con selce (f.ne Scillato); MUF: calcilutiti e marne (f.ne Mufara); cd: contatto disarmonico; d: discordanze principali; cf: croste ferromanganesifere.

Rudiste della formazione Crisanti) cui seguono calcari marnosi con intercalazioni di marne rosso-biancastre, con nannofossili calcarei e foraminiferi planctonici (biozone a *Planorotaloides pseudomenardi* e a *Turborotalia cerroazulensis cerroazulensis*), verso l'alto con contatto erosivo biocalcareni gialle e brecciole a macroforaminiferi (nummilitidi e *Amphystegina* sp.) con livelli di calciruditi bianche a frammenti di molluschi. Lo spessore affiorante di questa successione è di circa 70 metri.

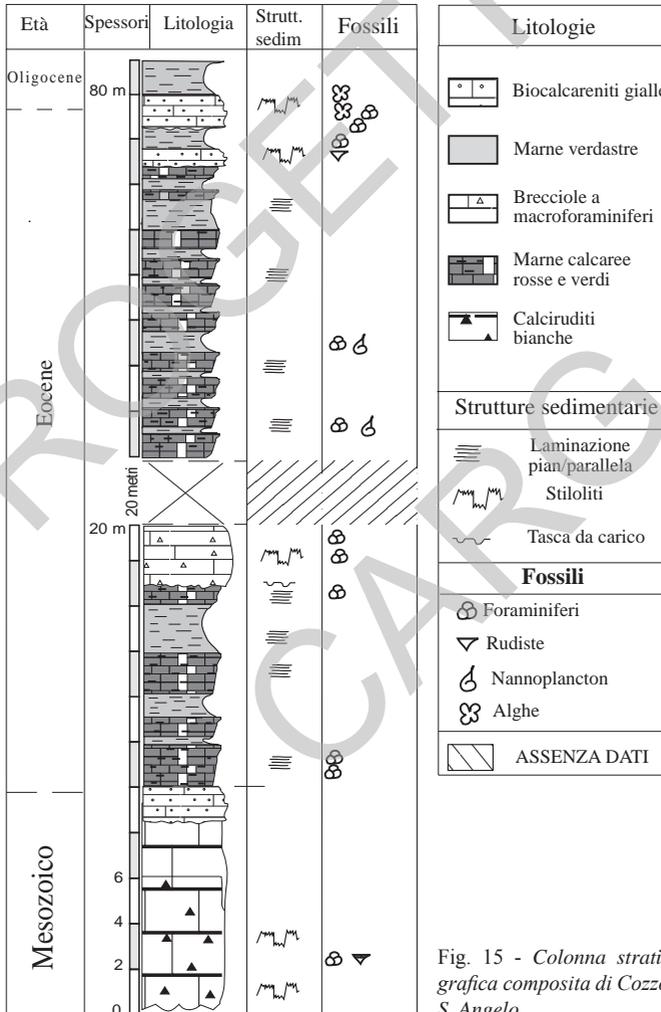


Fig. 15 - Colonna stratigrafica composta di Cozzo S. Angelo.

4.3.8 - Stratigrafia sequenziale della successione Imerese

Studi stratigrafico–sequenziali delle successioni carbonatiche triassico–paleogeniche imeresi dei Monti di Termini Imerese e Trabia illustrano una ciclicità sedimentaria indotta da oscillazioni relative del livello marino (BASILONE, 2009 a).

L’analisi stratigrafico–sequenziale e l’analisi dei cicli di facies trasgressivo/regressivi, che si è avvalsa dei metodi della stratigrafia fisica e dell’analisi di bacino (VAIL *et alii*, 1977; 1991; VAIL, 1987), eseguita in alcune successioni carbonatiche imeresi del Foglio “Caccamo”, ha consentito l’identificazione di numerose superfici di discontinuità, geometrie e terminazioni stratali utilizzate per la suddivisione della successione sedimentaria in sequenze deposizionali (MITCHUM *et alii*, 1977).

Sono stati riconosciuti 4 principali cicli trasgressivo/regressivi (Fig. 16) nell’intervallo compreso tra il Triassico superiore e il Paleogene. Ogni ciclo

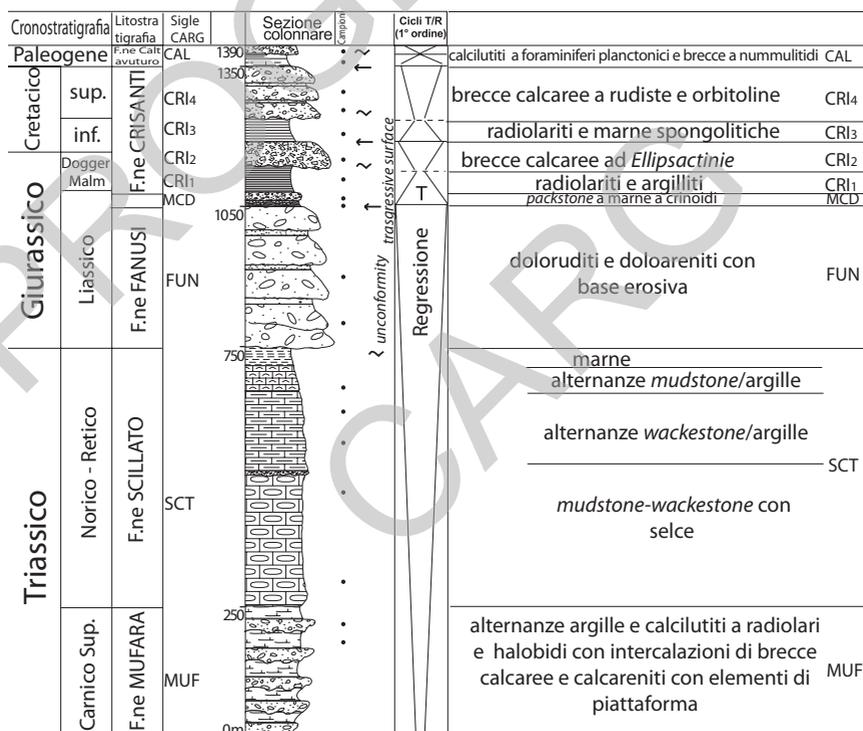


Fig. 16 - La successione tipo mesocenoica del Dominio Imerese ed interpretazione stratigrafico–sequenziale (modif. da BASILONE, 2000).

è delimitato da superfici di discontinuità e troncatura erosiva, generalmente accompagnate da testimonianze di esposizione subaerea, paleocarsismo, filoni sedimentari, faglie sinsedimentarie e fenomeni di *uplift* e, al loro interno, da superfici di *downlap* che separano i depositi regressivi da quelli trasgressivi.

Il ciclo inferiore comprende i depositi della fase regressiva triassico-liassica, delimitati al tetto da una superficie di discontinuità erosiva amplificata dagli effetti della tettonica e dalla superficie di massima regressione al tetto dell'unità dolomitica liassica (formazione Fanusi). Il secondo ciclo comprende i termini dell'intervallo giurassico–cretacico inferiore ed è limitato alla base da una superficie di *onlap*. A partire da quest'ultima si sviluppa una successione trasgressiva (membro delle radiolariti della formazione Crisanti) cui segue una sequenza regressiva, delimitata dalla precedente, da una superficie di *downlap*. La sequenza è rappresentata dai depositi del membro delle breccie ad *Ellipsactinia* (Titonico–Neocomiano). Il terzo ciclo comprende i restanti termini cretacici della successione, rappresentati dal membro delle marne spongolitiche della formazione Crisanti (fase trasgressiva) e dal membro delle breccie a rudiste e orbitoline (CRI₄) che ne rappresenta la fase regressiva. Il limite inferiore del ciclo è una superficie di *onlap* e le due fasi trasgressivo/regressive sono delimitate da una significativa superficie di *downlap*, accompagnata da erosione sottomarina. Il ciclo sommitale comprende i litotipi della formazione Caltavuturo ed è compreso nell'intervallo Paleocene–Oligocene inferiore. La fase trasgressiva, limitata inferiormente da una superficie di discontinuità con rapporti di *onlap*, è rappresentata dalle calcilutiti e marne a foraminiferi planctonici. La fase regressiva è rappresentata dalla litofacies delle breccie a foraminiferi bentonici che costituisce la porzione sommitale della successione pelagica della formazione Caltavuturo; il limite fisico tra le due fasi è una superficie di *downlap* a luoghi correlabile ad una superficie di erosione.

I cicli prima descritti sono stati riferiti agli eventi tettonici mesozoici di *syn-rift* e *post-rift* che hanno caratterizzato l'evoluzione del margine continentale della Tetide meridionale e assumono così il significato di cicli tettono–eustatici (VAIL *et alii*, 1991).

4.4 - DEPOSITI DEL BACINO SICANO

La successione carbonatica e silico–carbonatica sicana comprende terreni triassico–miocenici. Nel Foglio “Caccamo” affiorano in particolare i termini triassici e cretacico–miocenici della successione (Fig. 17).

I depositi non affioranti, ma presenti nel sottosuolo, appartengono alle unità litostratigrafiche dell'intervallo triassico–giurassico quali i calcari con selce della formazione Scillato (Norico–Retico), i calcari a crinoidi del Liassico sormontati da

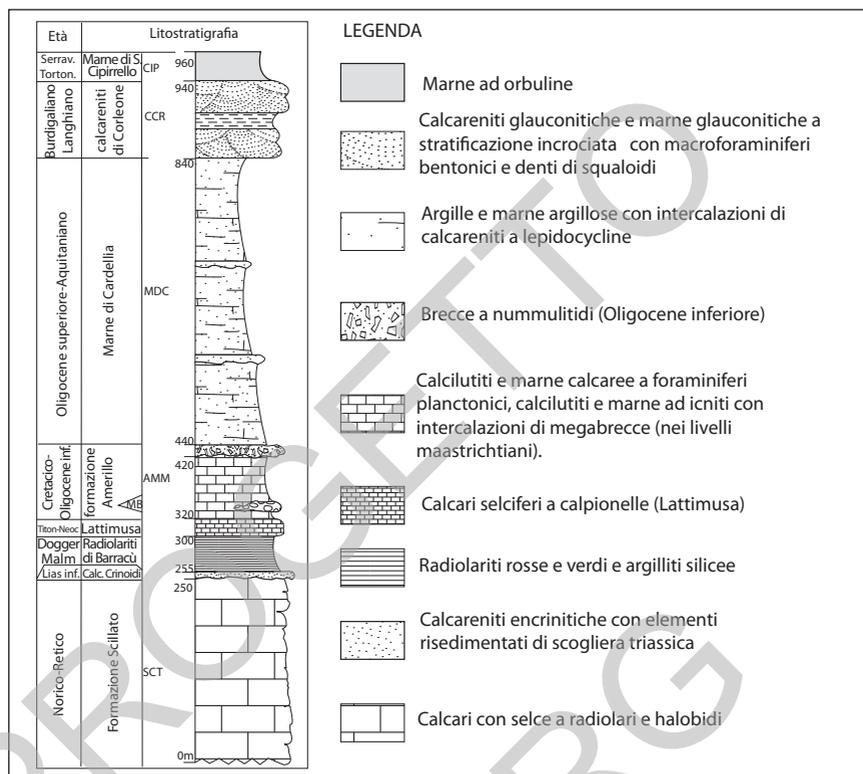


Fig. 17 - La successione Meso-Cenozoica sicana di Monte Barracù (modif. da AGATE et alii, 1998 b)..

radiolariti e calcari selciferi (radiolariti di Monte Barracù³), i calcari bianchi della “Lattimusa” (Titonico-Valanginiano). Tali unità non vengono descritte in questa sede ma solo riportate nella colonna litostratigrafica di Fig. 17. L’interpretazione delle linee sismiche consente di identificare le unità non affioranti e ne mostra la loro continuazione verso ovest e lungo il bordo meridionale del Foglio.

La successione mesozoico-paleogenica sicana è ben rappresentata lungo la sezione naturale di Monte Barracù (nell’adiacente Foglio “Santa Margherita Belice”). I depositi affioranti nel Foglio “Caccamo” vengono qui di seguito descritti.

³ Il termine Barracù *Unit* venne usato nel passato (vedi FLORES, 1959) per indicare le calcilutiti cretaceo-eoceniche già, al tempo, inserite nel “membro Amerillo” (RIGO & BARBIERI, 1959).

4.4.1 - *Formazione Hybla (HYB)*

Calcolutiti grigio nerastre e selciose con strati sottili contenenti foraminiferi planctonici, radiolari e spicole di spugna alternati a livelli marnosi ,spessi fino a 50 cm, di colore dal grigio al bianco caratterizzati da una ricca macrofauna a belemniti (*Duvalia lata* (BLAINVILLE)). Verso l'alto si sostituiscono litotipi più argillosi e con colorazioni brunastre cui si intercalano livelli bioclastici grossolani.

Affiorano a sud di Pizzo Marabito nel settore orientale della Rocca Busambra con spessori di oltre 50 metri. Limite inferiore graduale e localmente disarmonico con la Lattimusa. L'unità appare interessata da strutture deformative (pieghe e faglie soprattutto) che ne determinano la disarmonia con le soprastanti calcilutiti della formazione Amerillo.

Il plancton calcareo è costituito da foraminiferi (*Ticinella primula* (LUTERBACHER), *T. roberti* (GANDOLFI), *Globigerinelloides algerianus* CUSHMAN & TEN DAM, *G. ferreolensis* (MOULLADE), *Hedbergella planispira* (Tappan)) e nannofossili (*Nannoconus steinmanni* (KAMPTNER), *N. bermudezei* BRÖNNIMANN).

Sulla base dell'appartenenza degli organismi alle biozone a *Ticinella primula* ed a *Globigerinelloides algeriana* ed alle biozone a nannofossili calcarei [CC 2–6] i depositi vengono assegnati all'intervallo Hauteriviano *p.p.*–Albiano.

4.4.2 - *Formazione Amerillo (AMM)*

I depositi della formazione Amerillo sono stati riconosciuti tanto nella successione trapanese quanto in quella sicana. Uno dei caratteri distintivi è la presenza di un maggiore contenuto argilloso, soprattutto nelle porzioni sommitali, delle sequenze sicane (Amerillo *Unit* di GIANOTTI & PETROCCHI, 1960 o formazione Barracù di MARCHETTI, 1960). L'unità sicana appare più completa dal punto di vista stratigrafico e meglio discernibile in termini di caratteristiche litostratigrafiche, consentendo così una formale separazione su carta delle litofacies riconosciute.

Sono state riconosciute e cartografate, a partire dal basso le seguenti litofacies: calcari compatti e calcilutiti marnose di colore rosso e rosso vinaccia in strati sottili, con abbondante plancton calcareo (litofacies rossa⁴, AMM_a); calcilutiti e

⁴In Sicilia i depositi calcareo pelagici inseriti nella formazione Amerillo sono comunemente noti come calcari della “scaglia” nell’accezione che questo termine ha nella geologia alpina e centro-appenninica. Gli A.A. delle note ne hanno limitato l’uso corrente per unità informale privilegiando piuttosto il significato formale di litofacies.

marne argillose biancastre, laminate e/o scagliettate, a plancton calcareo in strati decimetrici con noduli di selce e strutture da *slumping* (litofacies bianca, AMM_b). Nella porzione sommitale della litofacies si rinvencono pochi metri di calcilutiti grigiastre alternate con argille marnose grigio-verdastre; caratteristica è la frequente presenza di icniti del tipo *Cancellophycus* isp., indicative di ambienti di mare profondo (FREY & SEILACHER, 1980). Per i ridotti spessori questa litofacies, in carta, è stata accorpata con AMM_b.

L'unità AMM_a affiora, con caratteri distintivi, nella regione di Portella del Vento, Piano della Tramontana, Contrada Marosa, Guddemi e Masseria Nicolosi (settore orientale della dorsale della Rocca Busambra) dove sono misurabili spessori intorno ai 200 m circa (Fig. 18). Limite inferiore paraconcordante con i depositi della Formazione Hybla.

Una caratteristica significativa della formazione è la presenza, quasi costante, di corpi massivi di megabrecce carbonatiche (in carta inclusi in AMM_m) che si inseriscono nella porzione maastrichtiana della successione pelagica (CATALANO & D'ARGENIO, 1978, 1982 b; ABATE *et alii*, 1982). Le megabrecce, del tutto simili a quelle inserite nella formazione Amerillo della successione trapanese, sono costituite da elementi di taglia granulometrica che va dai ciottoli ai massi di diametro metrico, provenienti in prevalenza dalla frantumazione dei calcari e calcari dolomitici di piattaforma carbonatica triassico-liassica (F.ni Sciacca e Inici). La tessitura delle megabrecce è per lo più grano-sostenuta e la matrice presente è costituita da calcilutiti a foraminiferi planctonici del genere



Fig. 18 - Deformazione interna nelle calcilutiti pelagiche della formazione Amerillo (AMMa) appartenenti alle unità Sicane (USS Corleone-Barracù). Località Portella del Vento (Rocca Busambra).

Globotruncana spp. Queste ultime datano l'inserimento dei clasti nell'intervallo Campaniano–Maastrichtiano inferiore.

I campioni prelevati lungo alcune delle sezioni misurate dell'unità AMM_a (Portella del Vento) contengono *Globotruncanita stuartiformis* (DALBIEZ), *Globotruncana arca* (CUSHMAN), *G. lapparenti* (dalla biozona a *Globotruncana elevata* fino alla biozona a *Globotruncana aegyptiaca*) riferibili al Cretacico superiore, e alcuni marker delle biozone a *Morozovella subbotinae* e *Morozovella formosa formosa* che consentono di riconoscere l'Eocene inferiore.

La litofacies bianca (AMM_b) è rappresentata da calcilutiti e marne calcaree con plancton calcareo in strati decimetrici con noduli di selce e strutture da *slumping*; in questa sono riconoscibili tre intervalli biostratigrafici: il primo è caratterizzato da *Acarinina bullbrooki* (BOLLI), *Globigerina eocaena* GUMBEL, *Catapsydrax dissimilis* (CUSHMAN & BERMUDEZ), *Pseudohastigerina micra* (COLE) e *Globigerinatheka* spp. (biozona a *Acarinina bullbrooki*) riferibile alla parte alta dell'Eocene medio; il secondo contiene *Globorotalia opima nana* (BOLLI), *Turborotalia cerroazulensis cocoensis* (CUSHMAN) e *T. cerroazulensis cunialensis* (TOUMARKINE & BOLLI) [biozona a *Turborotalia cerroazulensis* s.l.] ricadenti nell'Eocene superiore. L'intervallo sommitale della successione, segnato da un significativo apporto argilloso, mostra la presenza di diffuse icnofacies (tipo *Cancellophycus* isp.) e va riferito all'Oligocene inferiore sulla base del rinvenimento dei due marker della biozona a *Cassigerinella chipolensis*–*Pseudohastigerina micra*. L'intera successione è correlabile dal punto di vista litostratigrafico con quella affiorante nella regione di Monte Barracù nell'adiacente Foglio “S. Margherita Belice”. Dettagli vengono riportati più avanti nel paragrafo che tratta delle successioni affioranti lungo la dorsale di Rocca Busambra.

4.4.3 - Marne di Cardellia (RDE)

Marne e marne sabbiose, brune e verde scuro, fossilifere con noduli ferrugini e con intercalazioni metriche di calcareniti torbiditiche a macroforaminiferi (nummulitidi e *Nephrolepidina* spp.) per spessori complessivi di 100–150 metri. Affiorano nella regione di Contrada Bifarera a nord di Pizzo Nicolosi–Piano Pilato (Rocca Busambra), nelle contrade Casale e Pirrello (versante meridionale di Rocca Busambra) e più diffusamente nell'anticlinorio di Cozzo Rubino, struttura quest'ultima che si estende negli adiacenti Fogli “Corleone” e “Lercara Friddi”.

Il limite stratigrafico inferiore è una superficie di continuità con i depositi della f.ne Amerillo. I dati del sottosuolo, nonché gli affioramenti siti nelle aree immediatamente a sud del Foglio, confermano i rapporti stratigrafici suddetti.

Il limite superiore è continuo e graduale ed, a luoghi, netto ed erosivo con

le soprastanti calcareniti di Corleone. I depositi contengono un'associazione a plancton calcareo ben conservata e significativa, specialmente nella loro parte alta, dove è riconoscibile tra i foraminiferi planctonici la presenza di *Globorotalia kugleri* (BOLLI). I campioni analizzati contengono inoltre *Globorotalia opima opima* (BOLLI), *Globigerina ampliapertura* (BOLLI), *Gl. ciperensis* (BOLLI), *Gl. angulisuturalis* (BOLLI), *Globoquadrina praedeheiscens* (BLOW e BANNER), *Catapsydrax dissimilis* (CUSHMAN e BERMUDEZ) tra i foraminiferi (biozone a *Globorotalia opima opima*, a *Globigerina ciperensis* e a *Globorotalia kugleri*) e tra i rari nannofossili calcarei le forme di *Sphenolithus ciperensis* (BRAMLETTE & WILCOXON), *Cyclicargolithus floridanus* (BUKRY), *Zygrhablithus bijugatus* (DEFLANDRE) che ricadono nelle biozone a *Sphenolithus distentus* e a *Sphenolithus ciperensis* (biozona NP 24–25). Le associazioni citate concordano nell'attribuire le successioni analizzate all'Oligocene superiore–Aquitano inferiore.

I depositi sono riferibili ad un ambiente di piattaforma aperta sottoposta all'apporto di materiali dalle adiacenti aree.

Questa unità litostratigrafica, nel passato descritta con il nome informale di argille oligoceniche (MASCLE, 1979), è stata proposta nel 2001 per la formalizzazione e validazione con il nome di marne di Cardellia; allo stesso tempo è stata indicata la successione di Monte Cardellia (Corleone) come sezione–tipo. In questo caso, per la porzione sommitale sarebbe già disponibile lo studio biostratigrafico effettuato da BIOLZI (1985).

4.4.4 - *Calcareniti di Corleone (CCR)*

Biocalciruditi e biocalcareniti glauconitiche a laminazione incrociata, arenarie calcaree e marne siltose verdastre, organizzate in litofacies sovrapposte, per uno spessore di 40–80 metri. Questi depositi si continuano nell'adiacente Foglio “Corleone” le cui Note Illustrative contengono una dettagliata descrizione di una possibile successione–tipo della formazione.

Affiorano come corpi a geometria tabulare, dislocati da faglie subverticali a basso rigetto, o coinvolti a formare un caratteristico sistema di pieghe alla macroscale, con assi orientati grossomodo ESE–ONO lungo la dorsale di Cozzo Zuccarone, Cozzo Bisogna e a Contrada S. Gandolfo nell'area a nord di Corleone. Gli spessori maggiori sono misurabili proprio in corrispondenza degli affioramenti su cui sorge l'abitato di Corleone (Foglio omonimo) e nel più meridionale Monte Cardellia (Foglio “Lercara Friddi”). Altre aree di affioramento sono quelle di Contrada Pirrello e di Masseria Bifarera (a nord di Pizzo Nicolosi), dove è visibile una struttura antiforme con assi circa E–O, affiorante in finestra tettonica al di sotto dei depositi del flysch numidico e delle Sicilidi. Le calcareniti di Corleone

poggiano in continuità e gradualità sulle marne di Cardellia; il limite superiore è una superficie di paraconcordanza o di transizione con le marne di San Cipirello.

Nei litotipi clastico-carbonatici vi è un ricco contenuto fossilifero, nel tempo segnalato da CHECCHIA RISPOLI (1911), GEMMELLARO (1912), LORENZ & MASCLE (1972) che hanno descritto la presenza di *Operculina complanata* DEFRANCE, *Miogypsina* cf. *irregularis* MICHELOTTI, *M. gr. tanni* DROOGER, *M. cf. burdigalensis* GÜMBEL, *Nephrolepidina tournoueri* LEMOINE & DOUVILLÉ, *N. morgani* LEMOINE & DOUVILLÉ, denti di squaloidi (*Charcharadon megalodon* AGASSIZ, *C. auriculatus* BLAINVILLE), foraminiferi arenacei e globigerinidi generalmente abrasati, briozoi, frammenti di lamellibranchi e crinoidi, placche di echinidi e balanidi ed alghe.

Nelle intercalazioni pelitiche sono state rinvenute associazioni, non ben conservate, ricche in plancton calcareo. I campioni studiati sono stati riferiti a due segmenti di differente età. Il segmento inferiore affiorante con particolare evidenza e potenza a Monte Cardellia (fuori carta), è riferibile all'Aquitaniense-Burdigaliano per la presenza di *Globorotalia kugleri* (la cui comparsa, a seguito della definizione del GSSP del Miocene, approssima il limite Oligocene-Miocene) e di *Globoquadrina dehiscens dehiscens* (che compare nella sua parte inferiore). Queste forme ricadono, rispettivamente, nelle biozone a *Globorotalia kugleri* e a *Globoquadrina dehiscens dehiscens*-*Catapsydrax dissimilis*. Il segmento superiore, che passa rapidamente alle soprastanti marne di San Cipirello, è riferibile al Langhiano medio-superiore per la presenza di *Orbulina suturalis* (BRÖNNIMAN), *O. universa* (D'ORBIGNY), *Praeorbulina glomerata circularis* (BLOW), *P. sicana* (DE STEFANI) e *Paragloborotalia peripheroronda* (BLOW & BANNER) (biozone a *Praeorbulina glomerata* s.l. e *Orbulina suturalis*-*Paraloborotalia peripheroronda*).

Le calcareniti di Corleone sono state indicate nella letteratura precedente come depositi di acque più o meno basse: più specificatamente, come depositi di barra in ambiente agitato (MASCLE, 1979) a profondità da litorale fino a 50-100 metri (in accordo con la presenza di fosfati e glauconite) o ancora, come depositi deltizi e di spiaggia (CATALANO & D'ARGENIO 1978; LO CICERO & PRATINI, 1981).

4.4.5 - Marne di San Cipirello (CIP)

Argille, marne argillose e marne sabbiose grigio-azzurgnole con ricche faune planctoniche. Affiorano nell'area di Cozzo Zuccarone e di Contrada Pirrello. Le caratteristiche litostratigrafiche non differiscono da quelle descritte per i depositi che costituiscono la formazione pertinente alla successione trapanese.

Limite inferiore concordante e/o eteropico con le calcareniti di Corleone. Limite superiore rappresentato, nel Foglio, da contatti tettonici con il flysch

numidico; in altre zone (vedi Foglio “Corleone”) il limite è una superficie discordante, e a volte erosiva, con i litotipi della formazione Castellana Sicula. Spessori affioranti 50–150 m.

La determinazione del plancton calcareo presente ha individuato: tra i foraminiferi planctonici, *Globigerinoides trilobus* (REUSS), *Gld. subquadratus* (BRÖNNMANN), *Gld. obliquus obliquus* (BOLLI), *Orbulina universa*, *O. suturalis*, *Paragloborotalia siakensis* (LE ROY), *P. peripheroronda*, *Praeorbulina glomerosa* s.l. che permettono di riconoscere le biozone MMi 5–MMi 7, MMi 9; tra i nannofossili calcarei, sono presenti forme che definiscono le biozone a *Sphenolithus heteromorphus/Reticulofenestra pseudoumbilicus* ed a *Calcidiscus premacintyreii/Discoaster kugleri* (MNN 6a, MNN 7a). Nell’insieme i depositi qui affioranti sono compresi nell’intervallo Langhiano superiore–Tortoniano inferiore.

Ambiente di sedimentazione di piattaforma esterna pelagica ed emipelagica.

4.5 - DEPOSITI DELLA SUCCESSIONE PERMO–TRIASSICA DEL BACINO DI LERCARA

Estesi e voluminosi corpi rocciosi terrigeni, clastico–carbonatici e carbonatici di età permotriassica inferiore si rinvencono nell’area compresa tra la costa di Termini Imerese, la regione di Lercara–Roccapalumba e la regione dei Monti Sicani settentrionali (Palazzo Adriano). Il loro spessore apparente varia da centinaia a qualche migliaio di metri (CATALANO *et alii*, 1991).

Da un punto di vista litostratigrafico i terreni vengono raggruppati nel complesso di Lercara (CATALANO *et alii*, 1991) che sostituisce il vecchio termine di “Formazione Lercara” (SCHMIDT DI FRIEDBERG, 1964–65) in via di abbandono (vedi Catalogo Formazioni Italiane a cura della CIS).

I depositi, in parte deformati con la obliterazione dell’originario ordine stratigrafico, possono costituire una vera e propria “*broken or dismembered formation*”. Per questi terreni è stata ricostruita una cronostratigrafia permotriassica datando, in superficie o nei pozzi, singoli corpi litologici (per tale ricostruzione cfr. CATALANO *et alii*, 1988, 1991, DI STEFANO & GULLO, 1997).

Del complesso di Lercara sono presenti, nel Foglio in studio, soltanto argille ed arenarie micacee con caratteri flyschoidi. Le argille ed arenarie micacee (LER_a) affiorano in ridotte plaghe al margine meridionale del Foglio e nell’adiacente Foglio “Lercara Friddi”; la relativa descrizione tiene perciò conto anche dei dati provenienti dalle aree adiacenti più meridionali.

I depositi appaiono fortemente deformati e limitati da contatti meccanici (disarmonici) che rendono difficile la ricostruzione della successione litologica se non si è in possesso di precise determinazioni biostratigrafiche basate su microfossili (conodonti e radiolari).

Delle problematiche stratigrafiche e strutturali di questi terreni è colma la relativa letteratura (TREVISAN, 1937 a, b; BROQUET, 1968, MASCLE, 1979; MONTANARI, 1968; RUGGIERI & DE VITA, 1972); una recente messa a punto dei caratteri stratigrafici e tettonici del complesso di Lercara è riportata nei lavori di CATALANO *et alii* (1988; 1991) e DI STEFANO & GULLO (1997), che hanno descritto in dettaglio i meccanismi deposizionali e gli ambienti sedimentari ed elaborato le relative considerazioni paleogeografiche.

La presenza di rocce permiane contenenti radiolari di provenienza pacifica ha permesso di ricostruire l'evoluzione delle successioni permiane in Sicilia, legandole al contesto paleogeografico e geodinamico dell'area mediterranea (CATALANO *et alii*, 1988; 1991).

I depositi permo-triassici del complesso di Lercara vengono generalmente rinvenuti in associazione con i terreni marnoso-carbonatici della Formazione Mufara. Questa formazione, molto diffusa nella Sicilia occidentale, affiora sia come substrato stratigraficamente collegato alle successioni mesozoiche imeresi e sicane, sia come unità sovrastante e/o più spesso meccanicamente accorpata con il pacco dei depositi paleozoico-triassici del complesso di Lercara (CATALANO *et alii*, 1988, 1991). I contatti appaiono spesso meccanici o disarmonici. Le due unità litostatigrafiche, in successione, vengono considerate come il riempimento di un'originaria depressione definita come bacino di Lercara (CATALANO & D'ARGENIO, 1978). Nel loro insieme, o come parte, le due unità litostatigrafiche compongono un unico corpo tettonico sovrapposto alle unità tettoniche trapanesi, o sicane e sottostante alle U.S.S. del flysch numidico e sicilidi.

4.5.1 - Complesso di Lercara – argille ed arenarie micacee (LER_a)

I terreni di questa unità sono essenzialmente rappresentati da peliti, argilliti, siltiti e arenarie micacee rossastre, verdastre e subordinatamente grigio-nere, con *flute casts* e icnofacies a *Nereites*. Torbiditi carbonatiche e breccie calcaree grossolane si intercalano localmente. Originariamente indicati come “flysch Kunguriano” (CATALANO *et alii*, 1991), questi depositi sono potenti solo alcune decine di metri (Fig. 19 c). Contengono una fauna a conodonti pelagici [*Mesogondolella intermedia* (JGO) e *Mesogondolella idahoensis* (YOUNGQUIST, HAWLEY & MILLER), *Neotreptognathodus pequopensis* (KOZUR), *Sweetognathus behntkeni* (KOZUR)] che ha permesso di datarli al Kunguriano (CATALANO *et alii*, 1991). Tra gli altri microfossili rinvenuti palinomorfi, resti vegetali, foraminiferi (*Ammodiscus* sp. e *Bathysiphon* sp.). I radiolari *Albaillellidae* (*Pseudoalbaillella scalprata scalprata* (HOLDSWORTH & JONES) e *Pseudoalbaillella* (*Kitoconus*) *elongata* ISHIGA) confermano l'età Permiano inferiore (KOZUR *et alii*, 1996).

Le peliti e le siltiti contengono una percentuale variabile di silt carbonatico e sono in genere laminate (Fig. 19). Le arenarie sono rappresentate principalmente da grovacke litiche e litareniti verdastre con abbondanti resti di piante e frustoli carboniosi ed una quantità variabile di granuli carbonatici prevalentemente bioclastici. Le strutture sedimentarie più comuni sono: gradazione, laminazione pian-parallelà e incrociata, caratteristiche dei livelli di Bouma Tb-c, *flute casts* e icniti (*Paleodictyon* isp.) di ambienti di mare profondo (FREY & SEILACHER, 1980).

Le torbiditi calcaree, intercalate nelle sequenze flyschoidi, sono costituite da *grainstone-packstone* a fusuline, alghe dasicladacee (*Mizzia* sp., *Epimastopora* sp.) e frammenti di spugne. Presentano gradazione normale e laminazione pian parallelà. Nelle breccie calcaree grossolane, costituite da elementi clastici

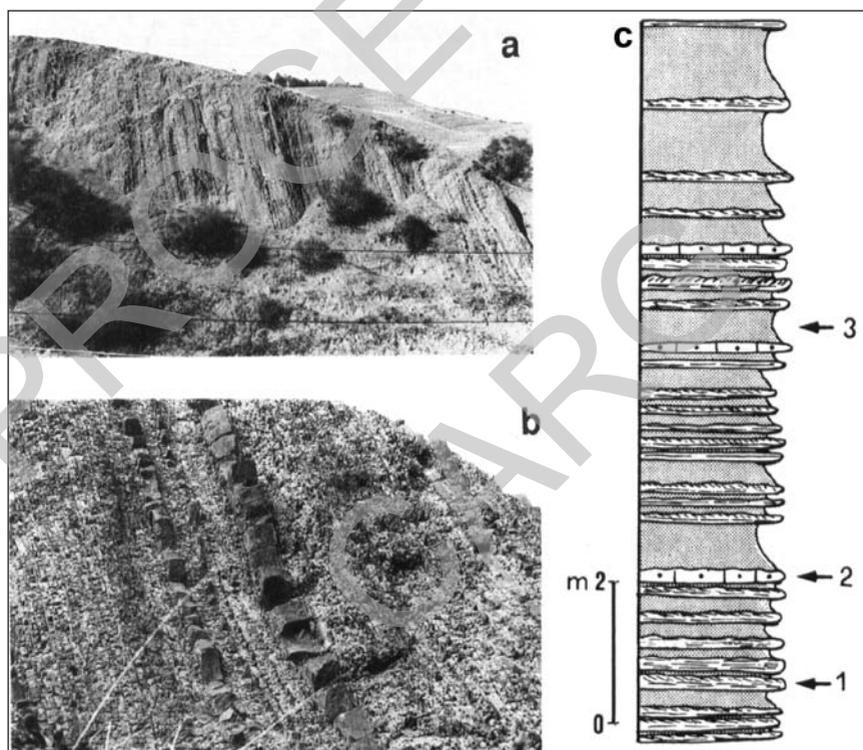


Fig. 19 - Sezione del flysch Kunguriano (complesso di Lercara) presso la stazione di Roccapalumba (a) e dettaglio di alternanze di arenarie micaceo-quarzose e argilliti sabbiose verdastre e rossastre (b). La successione colonnare (c) è composta da arenarie quarzoso-micacee verdastre con laminazione parallelà e incrociata e tracce fossili (1); calcareniti bioclastiche (2); argille sabbiose (3), modif. da CATALANO et alii (1991)

con dimensioni da pochi centimetri a un metro, le litofacies sono rappresentate da *boundstone* a spugne, *bindstone* a *Tubiphytes* sp. e *Archeolitoporella* sp., *boundstone* ad alghe filloidi, *grainstone*–*packstone* ad alghe (*Mizzia* sp.) e fusuline e *packstone* a crinoidi. Le associazioni di alghe e fusuline, quali *Pseudofusulina* (*Lesina*) KRAFFTI SCHELLWIEN e *P. vulgaris* SCHELLWIEN, indicano per questi depositi un'età riferibile al Permiano inferiore (FLUGEL *et alii*, 1991).

Associati ai depositi flyschoidi del Kunguriano si trovano rocce magmatiche basiche di colore verdastro, intensamente alterate (FABIANI & TREVISAN, 1937; MONTANARI, 1968) in spessori di pochi metri, non rappresentabili alla scala della carta; per le analisi delle caratteristiche petrografiche e mineralogiche si rinvia agli studi di VIANELLI (1970).

Considerazioni sedimentologiche ed ambientali suggeriscono per i depositi descritti un originario ambiente di sedimentazione di mare profondo interessato da frequenti apporti torbidity di materiali silicoclastici (fluitati da un originario sistema fluvio–deltizio) e carbonatici (provenienti da un originario margine di piattaforma carbonatica).

4.5.2 - *Formazione Mufara* (MUF)

La descrizione qui di seguito riportata riguarda gli affioramenti della Formazione Mufara rinvenuti in contatto generalmente meccanico con i depositi del complesso di Lercara.

Si riconoscono: a) argilliti, marne micacee prevalenti e calcisiltiti grigio-verdi contenenti radiolari, carapaci di crostacei (esteridi), sporomorfi, conodonti ed ostracodi (MUF_a), alternate a calcilutiti sottilmente stratificate (MUF_b), color giallastro–nocciola con tonalità nerastre con radiolari, conodonti, lamellibranchi pelagici a guscio sottile (halobidi), ammonoidi, foraminiferi (*Ophthalmidium* sp.); a questi litotipi si intercalano calcari dolomitici, breccie carbonatiche, talvolta dolomitizzate, ben cementate, contenenti *Tubiphytes* sp. e alghe calcaree, frammenti di spugne ed idrozoi; la litofacies MUF_b mostra spessori plurimetrici, visibili in particolare a Cozzo del Lepre, 1 km ad est di Roccapalumba. Localmente si rinvengono intercalazioni di lave basaltiche (VIANELLI, 1970) e fratture con filoni ultrabasici, non cartografati per l'esiguità degli affioramenti.

I depositi della Mufara come prima considerata affiorano, per spessori di varie decine di metri (80–200 m), lungo il margine meridionale del Foglio “Caccamo”, estendendosi da ovest verso est, ed immediatamente a sud dell'abitato di Vicari dove sono attraversati per circa 240 metri dal Pozzo Vicari 1 (AGIP).

Calcilutiti laminate grigiastre alternate a sottili livelli di marne giallo-brune (MUF_b) affiorano ai piedi del versante nord–occidentale di Pizzo Nicolosi,

nella regione di Contrada Casale e Contrada Pirrello ed a Borgo Littorio (Rocca Busambra), dove si rinvencono modesti spessori di calcari fortemente piegati e fagliati.

Nel Pozzo Vicari 1 il limite inferiore della Mufara è dato da un contatto tettonico di sovrascorrimento sui terreni della successione mesocenozoica generalmente attribuita al dominio trapanese. In affioramento il limite inferiore è una superficie tettonizzata sovrastante i depositi miocenici della successione trapanese e sicana, quando sono assenti i più antichi terreni del complesso di Lercara. Il limite superiore, quando visibile, è ancora una superficie tettonica su cui poggiano lembi di flysch numidico.

I depositi descritti vengono assegnati al Carnico sulla base del contenuto a conodonti ricadente nelle biozone a *Gladigondolella tethydis* e *Paragondolella polignathiformis noha* e più precisamente al Carnico inferiore, sulla base di sporoformi quali *Foveosporites visscheri* VANERVE, *Enzonalosporite vigeni* LESCHIK, *Parinasporites densus* LESCHIK.

L'ambiente deposizionale è quello di un'area di piattaforma esterna-scarpata al cui interno si differenziano a partire dal Carnico i due settori a sedimentazione di mare profondo le cui successioni sono indicate con i termini Imerese e Sicano. I terreni della Mufara vengono attribuiti all'uno o all'altro dominio in ragione della loro originaria appartenenza e descritti di conseguenza. Più complessa appare la loro attribuzione quando si rinvencono in corpi separati dai sovrastanti depositi del domini Imerese o Sicano o dal probabile substrato (complesso di Lercara); in questi casi si farà riferimento considerazioni di carattere regionale.

4.6 - DEPOSITI DELLA PIATTAFORMA CARBONATICA E CARBONATICO-PELAGICA TRAPANESE

I depositi del Dominio Trapanese sono ben esposti lungo la dorsale di M. Rossella-M. Balatelle (prolungamento orientale del Monte Kumeta) e lungo la dorsale della Rocca Busambra. Affiorano in blocchi isolati nei pressi dei centri abitati di Vicari, Roccapalumba, al margine meridionale del Foglio, e nella località Le Rocche (ricadente in parte nell'adiacente Foglio "Termini Imerese-Capo Plaia").

I carbonati più antichi affioranti appartengono ai calcari di Marabito del Norico-Retico ed alla Formazione Inici. Nel sottosuolo sono segnalati i depositi della Formazione Sciacca, intercettati nel Pozzo Marineo 1 (AGIP) e riconoscibili nei profili sismici a riflessione (Fig. 8); questi ultimi mostrano la continuità verticale di tali terreni con la soprastante Formazione Inici di età Hettangiano-Sinemuriano, che rimane di gran lunga la formazione più estesa in affioramento.

Il Pozzo Marineo 1, ubicato nell'angolo nord-occidentale del Foglio, attraversa uno spesso corpo carbonatico (circa 1000 m), mai rinvenuto in affioramento, limitato in basso dai depositi della Formazione Inici ed alla sommità da quelli della formazione Buccheri. Questa successione mostra i caratteri deposizionali tipici di ambienti di scarpata-bacino di intrapiattaforma e spiccate analogie con i depositi della formazione Modica segnalata nei pozzi per idrocarburi della regione iblea (PATACCA *et alii*, 1979; CATALANO & D'ARGENIO, 1982 a).

La sintetica descrizione litostratigrafica della successione trapanese, riportata più avanti, viene accompagnata dall'illustrazione di alcune sezioni stratigrafiche di particolare significato, studiate nel dettaglio.

4.6.1 - *Formazione Sciacca* (attraversata in pozzo)

Di questa unità litostratigrafica, ben nota ed esposta nella Sicilia occidentale, non risultano affioramenti misurabili nel Foglio in studio e nelle aree adiacenti. La segnalazione è legata al suo rinvenimento nel Pozzo AGIP Marineo 1 (vedi § 7.2), che la ha attraversata per 500 m circa, ed al suo riconoscimento, grazie all'interpretazione dei numerosi profili sismici, nel sottosuolo dell'area del Foglio per spessori valutabili intorno ai 2500 metri. Valori questi, non lontani da quelli misurati in affioramento nel Foglio "Castellammare del Golfo" (Sicilia occidentale) ed in perforazione nella regione iblea (indicati con nomi formazionali anche differenti, cfr. PATACCA *et alii*, 1979).

Nel Pozzo Marineo 1 (Fig. 8) sono stati riconosciuti dolomie e calcari dolomitici grigio-biancastri con megalodontidi (*Megalodus* sp., *M. gumbeli* (STOPPANI) peloidi, oncoliti, bioclasti e foraminiferi (*Aulotortus* sp.), talli di "Porostromata" (tipo *Cayeuxia* sp.), alternati a dolomie stromatolitiche.

4.6.2 - *Calcari di Marabito* (ITO)

Nel settore orientale della dorsale di Rocca Busambra (Pizzo Marabito), la successione affiorante mostra calcari dolomitici a spugne, idrozoi e frammenti di coralli (Fig. 20, vedi descrizione dettagliata più avanti). Le litofacies sono confrontabili con i depositi affioranti nelle regioni dei Monti di Palermo e delle Madonie, ivi ritenuti di età Norico-Retico ed assegnati alla formazione Cozzo di Lupo. Simili litofacies si riscontrano anche nella successione di Monte Genuardo (CATALANO & D'ARGENIO, 1978; 1982 b; DI STEFANO *et alii*, 1990) ricadente nel Foglio "Santa Margherita Belice", ma non sono state mai ritenute tipiche delle successioni trapanesi.

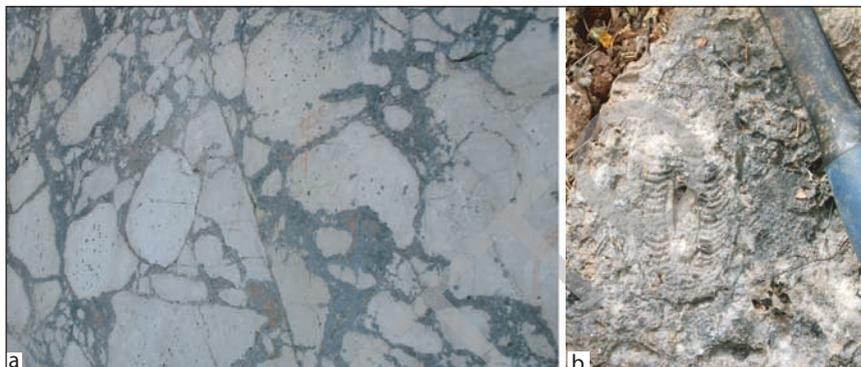


Fig. 20 - a) Fronte di cava mostrante la tessitura brecciata (breccie in situ) dei calcari di Marabito, loc. Cave di pietra–Pizzo Marabito (estremità orientale della Rocca Busambra). In (b) particolare degli elementi brecciati costituiti da boundstone a spugne ed alghe.

4.6.3–Formazione Inici (INI)

Calcari e calcari dolomitici ad alghe e molluschi, cui si alternano calcari stromatolitici e loferitici (a costituire cicli peritidali di piattaforma carbonatica) e verso l'alto litofacies ricche in ooliti micritizzate e granuli avvolti. Gli spessori valutabili in affioramento raggiungono i 400 m. Affiorano a Monte Balatelle e a Rocca Busambra.

Il limite inferiore non è affiorante nel Foglio. Il limite superiore è una complessa superficie contrassegnata da una crosta ferromanganesifera su cui poggiano i differenti depositi dei calcari a crinoidi e della formazione Buccheri. Nella parte sommitale del corpo carbonatico sono frequenti i filoni sedimentari, sia ortogonali che paralleli ai piani di strato, riempiti da varie generazione di sedimenti sino a quelli riferibili al Miocene inferiore (WENDT, 1969; JENKYN, 1970 b, c; BASILONE, 2009 b). La componente fossilifera è rappresentata da alghe calcaree come *Cayeuxia* sp., alghe incrostanti (*Thaumatoporella* spp.), foraminiferi bentonici (valvulinidi, lituolidi e textularidi), gasteropodi, molluschi (ammoniti, brachiopodi), echinodermi e rari crinoidi. Significative per la determinazione dell'età della Inici sono risultate le “faune del Casale” (Cozzo Meriggio, Rocca Busambra) studiate da GEMMELLARO (1872–1882). I depositi peritidali sono stati datati all'Hettangiano–Sinemuriano sulla base delle faune ad ammoniti (GUGEMBERGER, 1936; WARMAN & ARKELL, 1954 ma anche WENDT in differenti pubblicazioni), delle biozone ad *Arietites bucklandi* ed a *Echioceras raricostatum*. Le alghe ricadenti nelle biozone a *Thaumatoporella parvovesiculifera* ed a *Paleodasycladus mediterraneus* confermano questa datazione.

4.6.4 - *Formazione Modica equiv.* (attraversata in pozzo)

Calcarei grigiastri intraclastici, fossiliferi (*packstone*) intercalati con argille nerastre localmente bituminose, calcari dolomitici (*wackestone-packstone*) con radiolari, spicole di spugne e rari noduli di selce, calcari dolomitici pellettiferi laminati (*mudstone*) con intercalazioni argillose nere fogliettate. Sono stati incontrati nel Pozzo Marineo 1, perforati per uno spessore tra 981 e 1977 metri (vedi § 7.2). Inferiormente la formazione poggia sui calcari della Inici. Età Liassico inferiore–medio (FRIXA & TRINCIANTI, 2006, BERTAMONI *et alii*, 1995).

Questa successione non è nota in affioramento; è stata interpretata (CATALANO & D'ARGENIO, 1982 b) come un deposito di bacino di intrapiattaforma (vedi Fig. 65) formatosi in seguito alla fase tettonica triassico–liassica transtensionale (*rifting*) all'origine della deformazione dei sistemi di piattaforma carbonatica del margine siciliano.

4.6.5 - *Calcarei a crinoidi*

Calcarei encrinidici bianco–rosati, formati prevalentemente da articoli e piastrine di crinoidi e da foraminiferi bentonici e grani micritizzati. Affiorano, in modo discontinuo, nella dorsale di Cozzo Balatelle ed a Rocca Busambra. Non sono stati rappresentati in carta, ma accorpati con la Formazione Buccheri.

Il contatto con la sottostante unità di piattaforma è sempre caratterizzato dall'interposizione di una crosta Fe–Mn nerastra a giacitura tabulare e/o con incrostazioni su una superficie a pinnacoli. In sezione sottile si presentano come *grainstone* bio–intraclastici, e più raramente, *packstone* a peloidi. Questi depositi sono attribuiti al Pliensbachiano superiore (Domeriano) sulla base dei crinoidi, dei foraminiferi bentonici tra cui *Involutina liassica* JONES, e della presenza di rare ammoniti e di brachiopodi (JENKYNS & TORRENS, 1969).

4.6.6 - *I depositi del Rosso Ammonitico e la formazione Buccheri (BCH)*

Negli affioramenti di facies trapanese è stata riconosciuta una comune caratterizzazione litologica dell'intervallo giurassico, che ne permette la tradizionale assegnazione alle facies di “Rosso Ammonitico” (*Auct.*). Dettagliate analisi litostratigrafiche e sedimentologiche ci hanno indotto a comprendere questi depositi nella formazione Buccheri come formalizzata da PATACCA *et alii* (1979). Nel quadro del Progetto CARG abbiamo definito ulteriormente i loro caratteri assegnando questi depositi a 3 membri ancora non formalizzati (indicati

nei fogli dove affiorano con le sigle: BCH₁ per il membro inferiore, BCH₂ per quello intermedio e BCH₃ per quello superiore) ricoprenti l'intervallo Toarciano–Titonico inferiore (vedi CATALANO *et alii*, 2010, NI Foglio “Corleone”).

Il contenuto fossilifero più significativo è costituito dalle faune ammonitiche che WENDT (1963–1971) utilizzò per datare l'intervallo Toarciano–Kimmeridgiano, in particolare nella successione di Rocca Busambra. Per generale riconoscimento degli studiosi (SANTANTONIO *ed.*, 2002), queste datazioni continuano ad essere il riferimento più certo per la definizione dell'età dei vari membri BCH.

Le litofacies più comuni, appartenenti al membro inferiore, sono calcilutiti rossastre e grigiastre, calcari nodulari grigi e rosati con ammoniti (appartenenti alle biozone a *Harpoceras falciferum*, a *Hildoceras bifrons*, a *Stephanoceras humpresianum*, a *Parkinsonia parkinsoni*, a *Reineckia anceps*), con pelecipodi quali *Bositra buchi* (ROEMER) e belemniti; quelle del membro intermedio sono calcari silicizzati rosso-verdastri alternati a marne selciose, contenenti associazioni a radiolari affioranti solo a Monte Balatelle; le litofacies del membro sommitale sono rappresentate da calcari grigio–nocciola, a luoghi pseudo–nodulari (“pseudo breccie”), con echinodermi, radiolari, ammoniti, *Protopenoplis striata* WEYNSCHENK, *Saccocoma* spp., *Globochaete alpina* (LOMBARD), *Stomiosphaera moluccana* (WANNINGER) e *Pygope* sp.

Il limite inferiore della formazione Buccheri è marcato da rapporti di discordanza e da una spessa crosta di ossidi ferro–manganesiferi che ricopre al tetto i calcari della “Inici” o i calcari a crinoidi e caratterizza la successione trapanese in corrispondenza di questo intervallo stratigrafico (WENDT, 1969; JENKYN, 1971; DI STEFANO & MINDSZENTY, 2000; BASILONE, 2009 b).

Il prisma sedimentario appare interessato da intrusioni vulcaniche che possono raggiungere spessori dell'ordine di centinaia di metri dando luogo a veri e propri apparati vulcanici (Monte Balatelle). L'analisi, condotta lungo numerose sezioni, ha messo in luce una molteplicità di litofacies e di geometrie deposizionali che verranno illustrate più avanti nella descrizione degli affioramenti.

4.6.7 - Lattimusa (LTM)

Calcilutiti bianche lattiginose, ben stratificate con liste e noduli di selce e marne calcaree, con calpionelle, radiolari e nannoplacton calcareo. A luoghi, si rinvencono intercalazioni di calcareniti e calcisiltiti e livelli pseudo–conglomeratici (strutture tipo “mud chips”).

I depositi affiorano lungo le dorsali carbonatiche di Monte Balatelle e Rocca Busambra (Pizzo Marabito), negli affioramenti di Vicari e Roccapalumba con spessori modesti (fino a 20 m), e nel sottosuolo (Pozzo Vicari 1).

Il limite inferiore della formazione è di norma graduale rispetto ai termini calcarei rossi, nodulari, della formazione Buccheri; graduale è anche il limite superiore verso i calcari marnosi e marne della Formazione Hybla.

Insezione sottile si riconoscono biomicriti con *Crassicollaria* sp., *Crassicollaria brevis* (REMANE), *Crassicollaria parvula* (REMANE), *Crassicollaria massutiniana* (COLOM), *Calpionella* sp., *Calpionella alpina* (LORENZ), *Calpionellopsis* spp., *Remaniella cadischiana* (COLOM). Secondo la biozonazione *standard* di ALLEMAN *et alii* (1971) non contraddetta dalle integrazioni di GRUN & BLAU (1997), l'età di questi depositi è ascrivibile all'intervallo Titonico superiore–Valanginiano.

Ambiente di piattaforma pelagica.

4.6.8 - Formazione Hybla (HYB)

Calcolutiti marnose selcifere sottilmente stratificate alternate a marne verdastre, biancastre e marne grigio scure con foraminiferi planctonici e radiolari. Tali depositi, pur in originaria continuità deposizionale con i termini sovrastanti (formazione Amerillo) e sottostanti (Lattimusa), appaiono spesso limitati da locali superfici di scollamento.

Affiorano, con ridotti spessori, lungo la dorsale di Monte Balatelle nel settore delle Rocche di Vicari e Roccapalumba. A Pizzo Marabito (Rocca Busambra) ne affiorano circa 50 m. Tale formazione è stata attraversata nel sottosuolo dal Pozzo Marineo 1. La presenza di *Globigerinelloides algerianus* (CUSHMAN & TEN DAM), *Globigerinelloides ferreolensis* (MOULLADE), *Hedbergella* spp. e *Ticinella* spp. e dei nannofossili calcarei (*Lithraphidites* spp. e *Nannoconus* spp) consente la loro attribuzione all'Aptiano–Albiano.

Ambiente deposizionale di piattaforma pelagica.

RIGO DE RIGHI (1956) descrive come “Calabianca Unit” un pacco stratiforme ben distinguibile dalla formazione Alcamo. Nella successione di Monte Bonifato (Foglio “Alcamo”), questo corpo è ben definito litologicamente, non altrettanto lo è il litosoma incontrato in pozzi della Sicilia orientale e successivamente eretto a Formazione Hybla da PATACCA *et alii* (1979). Per maggiori informazioni va consultata la relativa scheda di valutazione pubblicata dalla CIS.

4.6.9 - Formazione Amerillo (AMM)

Calcolutiti e calcisiltiti e marne rossastre intercalate, in strati da centimetrici a decimetrici, con plancton calcareo e radiolari. L'unità mostra spessori compresi tra 100 e 180 m.

Affiorano lungo la dorsale di Monte Rossella, Monte Balatelle, con sensibili spessori e lungo la dorsale della Rocca Busambra in rapporti di discordanza con i depositi più antichi o di disarmonia tettonica con la sottostante Formazione Hybla. Inedita è la mappatura dell'affioramento calcilitutico–marnoso con foraminiferi planctonici nell'area meridionale di Vicari.

Nelle sezioni prima ricordate, le intercalazioni di megabrecce calcaree (AMM_m), con giacitura massiva e stratificazione indistinta, sono costituite da elementi calcarei rielaborati, provenienti dalla frantumazione della piattaforma carbonatica mesozoica. La roccia si presenta come un *rudstone–floatstone* con ciottoli, a volte anche ben arrotondati, immersi in una biomicrite biancastra e rossastra a foraminiferi planctonici (globotruncanidi ed *Heteroelix* spp.) del Campaniano–Maastrichtiano inferiore. Foraminiferi planctonici e nannoplancton calcareo indicano biozone ricadenti nell'intervallo Cretacico superiore–Eocene superiore. Un contributo dettagliato alla distribuzione verticale del plancton calcareo è offerto dai risultati dell'analisi del Pozzo Vicari 1 (BERTAMONI *et alii*, 1995; FRIXA & TRINCIANTI, 2006).

Gli ambienti di sedimentazione dell'unità sono caratteristici di condizioni di mare profondo con sedimentazione pelagica. La risedimentazione del materiale carbonatico (megabrecce) sarebbe legata ad una fase di tettonica sinsedimentaria (CATALANO & D'ARGENIO eds., 1982; BASILONE, 2009 b con bibliografia).

4.6.10 - *Calcareniti di Corleone (CCR)*

Biocalcareniti glauconitiche con tenori variabili di areniti quarzoso–glauconitiche, in strati decimetrici, alternate a marne e marne sabbiose bruno–verdastre.

L'unità, potente tra 30 e 35 metri, contiene nannoplancton calcareo e foraminiferi planctonici, oltre a bioclasti di varia natura (denti di squaloidi, pectinidi, foraminiferi bentonici, etc.).

Il limite inferiore dell'unità è una superficie di discordanza sui litotipi della formazione Amerillo o su litotipi più antichi, corrispondente ad una variabile lacuna stratigrafica. L'entità della lacuna nel settore di Marineo, è ridotta all'intervallo Eocene superiore–Aquitano. Nell'area della Rocca Busambra tali depositi poggiano in discordanza (*buttress unconformity*⁵) sia sulle

⁵ Tale tipologia di discontinuità stratigrafica si realizza quando depositi più recenti poggiano contro gli strati fagliati della formazione rocciosa più antica e si differenzia (rispetto alle altre note) perché la superficie di discordanza non è parallela alla stratificazione delle rocce che vi poggiano stratigraficamente (DAVIS & REYNOLDS, 1996).

megabrecce maastrichtiane che sui depositi della formazione Buccheri o della Inici cosicchè la lacuna sedimentaria comprende anche l'intervallo giurassico. La base delle calcareniti di Corleone è localmente caratterizzata dalla presenza di un conglomerato giallastro di spessore decimetrico. Gli elementi di dimensione centimetrica mostrano bordi spigolosi e sono costituiti da prevalenti frammenti di calcilutiti a foraminiferi planctonici, noduli di glauconite e ciottoli calcarei incrostati da ossidi ed idrossidi di ferro e manganese. La matrice ha taglia granulometrica sabbiosa e colore giallastro.

La rara ed occasionale presenza tra i foraminiferi di *Globoquadrina dehiscens* (CHAPMAN, PARR e COLLINS), *Catapsydrax dissimilis* (CUSHMAN e BERMUDEZ), *Globigerinoides trilobus* (REUSS), *Praeorbulina glomerata* s.l., *Orbulina suturalis* (BRÖNNIMAN), (biozone a *Globigerinoides trilobus* e a *Praeorbulina* s.l.) ha permesso l'attribuzione delle calcareniti di Corleone all'intervallo stratigrafico compreso tra il Burdigaliano e il Langhiano. Questa datazione è confermata dalla presenza di nannofossili calcarei quali *Helicosphaera ampliaperita* (BRAMLETTE & WILCOXON) e *Sphenolithus heteromorphus* (DEFLANDRE). Nell'area di Rocca Busambra ovest, ai piedi del versante settentrionale di Pizzo Nicolosi–Piano Pilato, le calcareniti di Corleone sono sostituite, verso l'alto, da marne bianche povere di glauconite qui segnalate per la prima volta; il loro contenuto fossilifero è ricco di plancton calcareo i cui *markers* ricadono nelle biozone esclusive del Langhiano medio e superiore.

4.6.11 - Marne di San Cipirello (CIP)

Marne e marne argillose grigio–azzurrognole con foraminiferi planctonici e nannoplancton calcareo cui si intercalano, verso l'alto, livelli arenacei a composizione quarzosa e quarzoso–micacea, ben visibili lungo il versante meridionale della dorsale di Monte Kumeta–Balatelle. Il loro spessore non dovrebbe superare i 150 metri.

L'unità poggia, con rapporti di continuità, sulle calcareniti di Corleone, e in taluni casi, in discontinuità e discordanza su termini più antichi (Rocca Argenteria–Busambra, dove si rinviene direttamente sui calcari eocenici della formazione Amerillo).

Le associazioni di *Globigerinoides subquadratus* (BRÖNNIMAN), *Paragloborotalia peripheroronda* (BLOW & BANNER), *Paragloborotalia siakensis* (LE ROY), *Paragloborotalia partimlabiata*, (RUGGIERI & SPROVIERI), *Neogloboquadrina aostaensis* (BLOW) tra i foraminiferi planctonici, ricadono nelle biozone a *Orbulina suturalis*–*Paragloborotalia peripheroronda* (MMi5), a *Dentospirina altispira altispira* (MMi6), a *Paragloborotalia partimlabiata* (MMi7), a *Neogloboquadrina*

praeatlantica (MMi8) e a *Paragloborotalia siakensis* (MMi9) riferibili al Langhiano superiore –Tortoniano inferiore.

Tra le associazioni floristiche si riconoscono: *Sphenolithus heteromorphus* (DEFLANDRE), *Helicosphaera walbersdorfensis* (MULLER), *Coccolithus miopelagicus* (BUKRY), *Cyclicargolithus floridanus* (BUKRY), *Reticulofenestra pseudumbilicus* $>7\mu\text{m}$ (GARTNER), *Calcidiscus praemacintyreii* (THEODORIDIS), *C. macintyreii* $\geq 11\mu\text{m}$ (BUKRY & BRAMLETTE) (biozone MNN 5b [pars], MNN 6a, MNN 7a, MNN 7b), che sono tipiche dell'intervallo Langhiano–Tortoniano inferiore.

4.6.12 - La sezione giurassico–eocenica di Monte Balatelle

Lungo la dorsale di Monte Balatelle, nella regione di Bolognetta, la successione (Fig. 21) si differenzia, nell'intervallo giurassico–cretacico, rispetto a quella tipica del dominio trapanese, per la presenza di intercalazioni di materiale risedimentato (CATALANO *et alii*, 1973), per lo spessore del “Rosso Ammonitico” e per la presenza di spessi corpi di vulcaniti intruse (Fig. 22). Della successione vengono illustrati i caratteri generali ed alcuni dettagli:

- dolomie, calcari dolomitici, calcari stromatolitici, loferitici e oolitici (Formazione Inici, INI) in cicli *shallowing upwards* che affiorano a Cava di Pietra e, localmente, sul versante meridionale di Monte Balatelle;

- calcari a crinoidi grigio nocciola e rossastri con spessori metrici (3–4 m) (RND, Fig. 23); limite inferiore discordante di tipo erosivo sui calcari della F.ne Inici; il limite superiore, netto di tipo erosivo, è una superficie di non deposizione caratterizzata da croste e noduli ferromanganesiferi. Sono datati genericamente al Liassico medio–superiore per il rinvenimento di *Involutina liassica* JONES.

- calcari nodulari rossastri, calcari rossi ad ammoniti (BCH₁, Fig. 24) e verso l'alto radiolariti e calcari diasprigni rosso–verdastri (BCH₂). Intercalazioni di corpi basaltici (Fig. 22) si rinvencono sul pendio di Monte Balatelle e nel rilievo di Cozzo Cavallo, rispettivamente con spessori di 15 m circa e di 100–200 metri. Il limite superiore delle vulcaniti è situato alla base delle calcareniti verdi a crinoidi e brachiopodi assegnati al membro BCH₃. La presenza di *Saccocoma* spp. e *Protopenneroplis striata* (WEYNSCHENK) indica, per questi depositi, un'età riferibile al Malm. La successione continua con:

- calcilutiti marnose bianche fino a nocciola, con frequenti intercalazioni di liste e noduli di selce e calcilutiti (*mudstone*) ad ammoniti, aptici e crinoidi, che si alternano a calcisiltiti e calcareniti torbiditiche e verso l'alto a conglomerati e breccie ad elementi centimetrici di piattaforma carbonatica in matrice marnosa di colore giallastro ricca in ammoniti, belemniti e crinoidi (2–3 metri di spessore). Questo intervallo potente 40–50 metri circa viene assegnato alla Lattimusa, anche

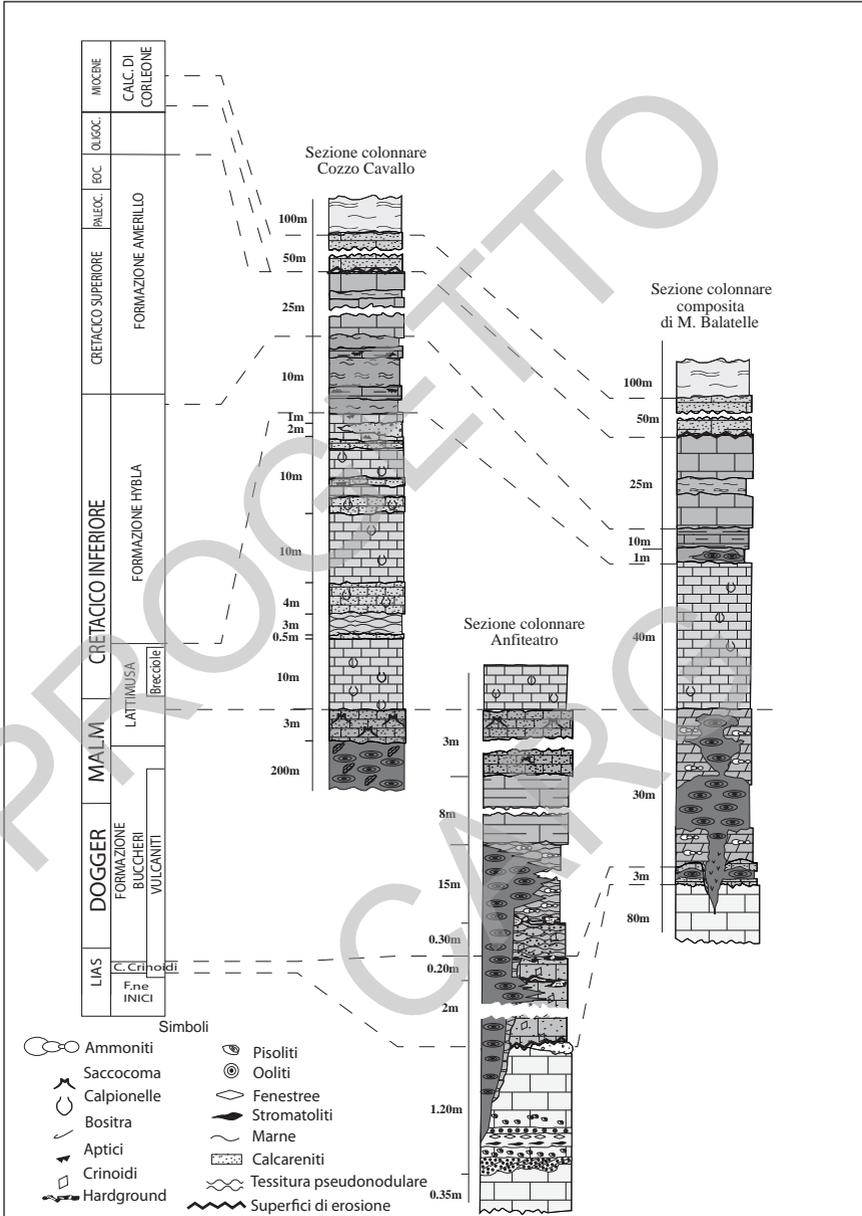


Fig. 21 - Successioni colonnari rappresentative della variabilità interna delle unità stratigrafiche trapanesi affioranti in tre sezioni naturali lungo il rilievo di Monte Balatelle (Bolognetta).

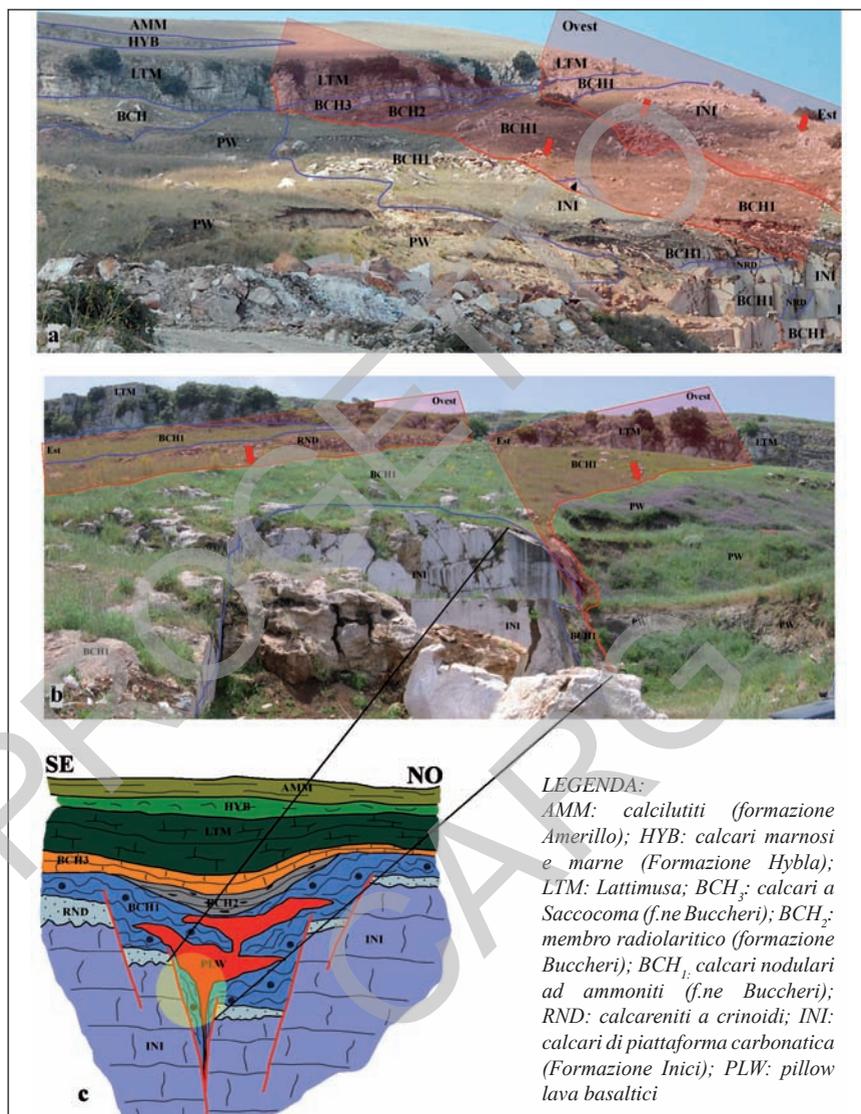


Fig. 22 - Versante orientale di Monte Balatelle. In a: faglie dirette sinsedimentarie orientate circa E-O che ribassano verso nord e verso sud la successione giurassico-cretacea. In b: intrusioni di lave basaltiche in fratture orientate parallelamente alle principali faglie dirette sinsedimentarie. In c: sezione schematica rappresentativa dei rapporti tettono-stratigrafici con le vulcaniti della successione mesozoica; si può notare come il basso strutturale generato dalle faglie dirette venga tappato dalle successioni giurassico-cretatiche della Lattimusa e della Formazione Hybla.

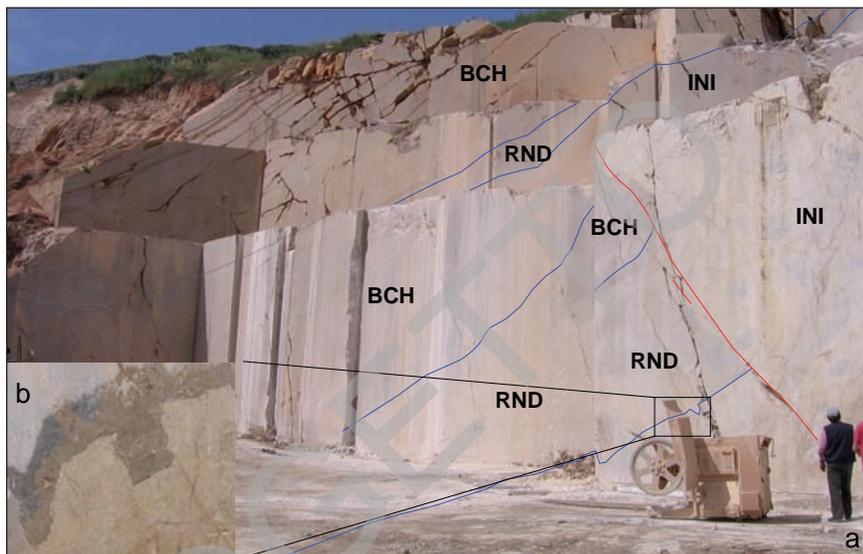


Fig. 23 - La figura illustra i rapporti stratigrafici e tettonici della successione trapanese affiorante a Cava di pietra, Monte Balatelle. INI: Formazione Inici; RND: calcari a crinoidi; BCH: formazione Buccheri. In b superficie erosiva tra la Formazione Inici ed i calcari a crinoidi.

se le litologie riconosciute si discostano dai caratteri tipici della formazione per l'abbondanza dei livelli risedimentati.

Il suo contenuto fossilifero è dato dalle calpionelle rappresentative delle biozone indicate in ALLEMAN *et alii* (1971) come ricadenti nell'intervallo Totonico superiore – Valanginiano (vedi anche MASCLE, 1979). Superiormente, in concordanza e continuità, si distinguono:

- marne e calcilutiti verdastre ad aptici con frequenti intercalazioni di marne calcaree di colore verde nocciola, localmente scagliettate (Formazione Hybla), contenenti foraminiferi planctonici e bentonici. Si rinvennero a Cozzo Cavallo e sul



Fig. 24 - Calcari nodulari ammonitiferi (BCH); Cava di pietra, Monte Balatelle.

versante sud di Monte Balatelle dove sono intercalate a sottili corpi di *pillows* basaltici; il contenuto fossilifero (*Hedbergella* spp., *Globigerinelloides ferreo-lensis*, *Ticinella* spp., *Praeglobotruncana* spp.) data il corpo litologico affiorante all'Aptiano–Albiano.

– calcilutiti e calcisiltiti laminate e risedimentate cui si intercalano calcareniti torbiditiche con globotruncanidi, frammenti di echinidi e di molluschi (formazione Amerillo). L'età, basata sul riconoscimento di forme appartenenti alle biozone a foraminiferi planctonici, è compresa tra il Cenomaniano ed il Maastrichtiano.

– calcisiltiti giallastre laminate e gradate intercalate a marne calcaree e verso l'alto a calcareniti nocciola–beige risedimentate (formazione Amerillo) con globorotalidi e nannoplancton calcareo. Tali depositi affiorano, con buona esposizione, a Cozzo Chippari per uno spessore di 25 metri circa. La presenza di forme quali *Morozovella formosa*, *Acarinina bullbroki*, *Truncorotaloides* spp., rinvenute in campioni generalmente mal preservati, consente di datare questi livelli all'Eocene inferiore–medio.

4.6.12.1 - I basalti di Monte Balatelle

Le vulcaniti affiorano con buona esposizione a Cozzo Cavallo e nella cava abbandonata del pendio settentrionale di Monte Balatelle (Figg. 25, 26).

In entrambe le aree si riconoscono 2 eventi effusivi compresi nell'intervallo Liassico superiore–Titanico. Alla Portella della Marmera sono stati invece localizzati livelli a *pillow* apparentemente inseriti nella Formazione Hybla.

L'evento più antico corrisponde ad un livello dello spessore di 10 m circa di *pillow lavas* ben definiti e poco alterati e ad un orizzonte piroclastico dello spessore di circa 40 cm (Fig. 22). I *pillow* basaltici sono intercalati nei calcari a crinoidi del Giurassico inferiore (Fig. 25). La presenza di banchi calcarenitici deformati dall'effusione dei *pillow* basaltici e l'intercalazione del livello tuffico suggeriscono un'età delle lave coeve o di poco più recenti del sedimento che le ospita (Liassico superiore?– Dogger).



Fig. 25 - *Pillow lavas* intercalati in livelli calcarenitici ricchi in crinoidi, ammoniti ed aptici. Cozzo Cavallo (Monte Balatelle).

L'evento effusivo successivo mostra caratteristiche differenti nei due settori di affioramento di Monte Balatelle e Cozzo Cavallo:

- nella cava abbandonata del versante nord di Monte Balatelle, il corpo vulcanico è un dicco, con almeno due strutture di tipo *sill*, spesse 10 m circa, che si sviluppano da una frattura impostata nei calcari della Formazione Inici e nei sovrastanti calcari a crinoidi. All'interno della depressione si rinvencono i calcari nodulari rossastri ad ammoniti del membro inferiore della formazione Buccheri (Fig. 22) disposti a drappoggio sui depositi più antichi;

- nel rilievo di Cozzo Cavallo il corpo effusivo, interamente costituito da *pillows* basaltici, si intercala ai depositi del “Rosso Ammonitico” (BCH) datati al Giurassico medio–superiore. I *pillow*, ben organizzati, affioranti per spessori dell'ordine del centinaio di metri, simulano una geometria da apparato vulcanico. Laddove l'intensa alterazione ha obliterato l'originaria struttura, sono ancora riconoscibili i singoli corpi dei *pillow* con le caratteristiche croste concentriche da contrazione termica.



Fig. 26 - *Pillow lava*, inclusi nei calcari nodulari del Rosso Ammonitico. Cava di pietra, M. Balatelle (Bolognetta).

4.6.13 - La successione trapanese di Rocca Busambra e di Pizzo Marabito

Lungo la dorsale della Rocca Busambra sono distinguibili due successioni mesocenozoiche con caratteristiche tettono–sedimentarie diverse, affioranti rispettivamente nella regione di Pizzo Marabito (settore orientale) e di Rocca Busambra–Piano Pilato ad occidente (Fig. 27).

4.6.13.1 - Successione di Rocca Busambra–Piano Pilato

La successione mesozoica, lacunosa e generalmente ridotta, come anticipato dalla letteratura precedente (WENDT, 1971; MASCLE, 1979; MARTIRE & BERTOK, 2002) mostra, alla base, la Formazione Inici. Tale unità affiora con spessori maggiori di 400 m, misurabili lungo le pareti settentrionali del rilievo ed espone varie litofacies che si alternano tra loro in una successione di cicli peritidali precedentemente descritte.

Particolare significato assumono le calcareniti oolitiche e bioclastiche in strati di 40–80 cm (*grainstone* a volte *packstone*, Fig. 28) con ooidi (in parte micritizzati), peloidi, intraclasti, foraminiferi bentonici, frammenti di alghe calcaree e bioclasti vari (facies di barra oolitico-sabbiosa). I *grainstone* si inseriscono nella parte superiore della formazione liassica, costituendo il membro sommitale dei singoli cicli peritidali; il loro appoggio sulle sottostanti litofacies avviene lungo una superficie irregolare di erosione sottomarina.

A Piano Pilato, il tetto della Formazione Inici, ricoperto da croste

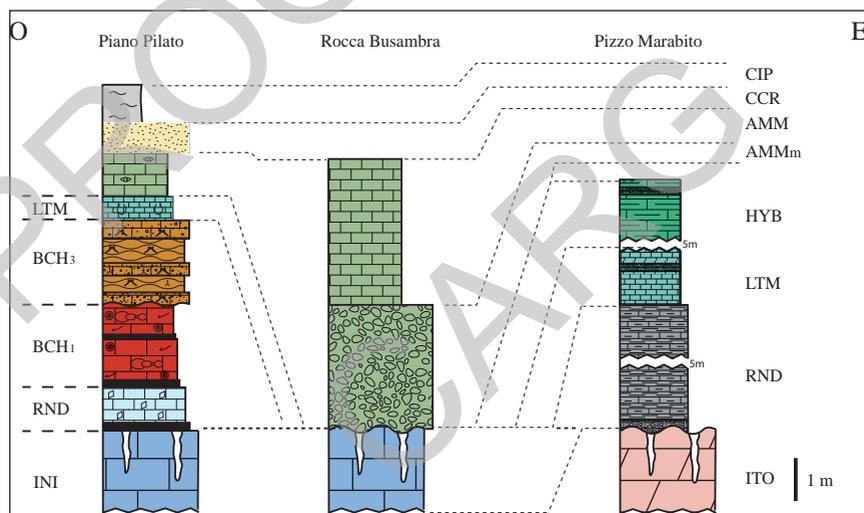


Fig. 27 - Correlazioni tra diverse successioni triassico-mioceniche trapanesi affioranti lungo tre sezioni naturali di Rocca Busambra. Legenda ITO: Calcari di Marabito INI: Formazione Inici; RDN: calcari rossi a crinoidi ed aptici; BCH₁: calcilutiti silicee rossastre a radiolari ed ammoniti (formazione Buccheri); BCH₃: breccie e calcilutiti nodulari a Saccocoma (formazione Buccheri); LTM: calcilutiti bianche a tessitura nodulare (Lattimusa); HYB: marne calcaree bianche e calcilutiti grigie con intercalazioni di risedimenti intraformazionali (Hybla); AMM₁: megabreccie mastrichtiane (formazione Amerillo); AMM: calcilutiti bianche (formazione Amerillo); CCR: calcareniti glauconitiche (calcareniti di Corleone); CIP: marne di San Cipirello.

ferromanganesifere con aspetto tabulare o da una superficie incrostata a pinnacoli, è attraversato da una fitta rete di dicchi nettuniani (Fig. 29), con andamento sia ortogonale che parallelo ai piani di strato. Sui depositi della Inici si sovrappone un litosoma, di ridotto spessore, di calcari rossi a crinoidi (RDN in Fig. 27), di calcilutiti varicolori ad ammoniti (formazione Buccheri), di calcilutiti a calpionelle (Lattimusa) e calcilutiti a plancton calcareo (formazione Amerillo). Il litosoma non è cartografabile nel suo dettaglio.

Le litofacies distinte nella formazione Buccheri mostrano un'accentuata variabilità laterale e rapporti stratigrafici di marcata discordanza (generalmente di tipo *onlap* ma più frequentemente di *buttress unconformity*) con la sottostante Formazione Inici.

Dal basso si riconoscono:

i) calcilutiti e calcareniti rosso mattone con bivalvi a guscio sottile (*Bositra* sp., Fig. 30, BCH₁) e noduli oncolitici incrostati da ossidi di Fe-Mn di dimensioni cm-dm; sono diffuse le associazioni ad ammoniti riferibili alle biozone a *Stephanoceras humpresianum*, *Garantiana garantiana*, *Parkinsonia parkinsoni* e alle biozone a *Hecticoceras (Phroecticoceras) retrocostatum* ed a *Reneckea anceps* (WENDT, 1969) che datano,



Fig. 28 - Litofacies delle calcareniti oolitiche, con bioclasti e pisoliti. Formazione Inici. Piano Pilato, Rocca Busambra.



Fig. 29 - Calcari a stratificazione suborizzontale della Formazione Inici, interessati da una fitta rete di filoni sedimentari sub verticali (in rosso) riempiti da calcareniti rosse a crinoidi ed ammoniti (a). b) dettaglio dei filoni sedimentari. Contrada Pirrello, Rocca Busambra.

dal basso, i litotipi rossastri rispettivamente al Bajociano, al Bathoniano superiore ed al Calloviano.

ii) calcilutiti rossastre e grigiastre, in parte nodulari, con una abbondante fauna ad ammoniti e belemniti (BCH_1 , Fig. 30 b). Spessori compresi tra 3 e 5 m (Contrada Pirrello). In sezione sottile sono riconoscibili *packstone-grainstone* e *wackestone-packstone* bioclastici con bivalvi, foraminiferi bentonici (*Lenticulina* sp.), radiolari, calcisfere, echinoidi (*Disaster* sp.);

iii) calcareniti rosso-grigiastre a tessitura nodulare-pseudonodulare (*packstone-wackestone*) con frammenti di echinoidi, brachiopodi, belemniti, foraminiferi bentonici, crinoidi pelagici (*Saccocoma* spp.), *Globochaete* sp., radiolari e nella parte sommitale calpionellidi (*Crassicollaria* sp.) costituenti il membro BCH_3 che per la presenza delle forme diagnostiche è riferibile all'intervallo Kimmeridgiano superiore-Titonico inferiore (WENDT, 1969).

Le diverse litofacies riconosciute si susseguono con evidenti lacune stratigrafiche, caratteristica tipica dell'evoluzione tettono-sedimentaria giurassica.

Sui depositi della formazione Buccheri poggiano, ma in modo discontinuo, le pelagiti della Lattimusa. Nel settore più occidentale di Piano Pilato-Pizzo Nicolosi, sono stati misurati circa 10 metri di calcari ammonitiferi di vario colore, dal rosso al rosa pallido e talora biancastro, in grandi banchi dello spessore di 40 cm. Il limite inferiore è di tipo graduale, come facilmente riconoscibile dalla progressiva diminuzione degli abbondanti bioclasti di crinoidi e delle tessiture nodulari e pseudonodulari (ambedue ben presenti nel membro BCH_3).

I depositi descritti sono stati datati al Titonico superiore-Berriasiano sulla base della distribuzione della calpionelle (CATALANO & LIGUORI, 1970).

Bruschi rapporti stratigrafici di discordanza si rinvencono tra le calcilutiti bianche della formazione Amerillo ed i depositi della formazione Buccheri

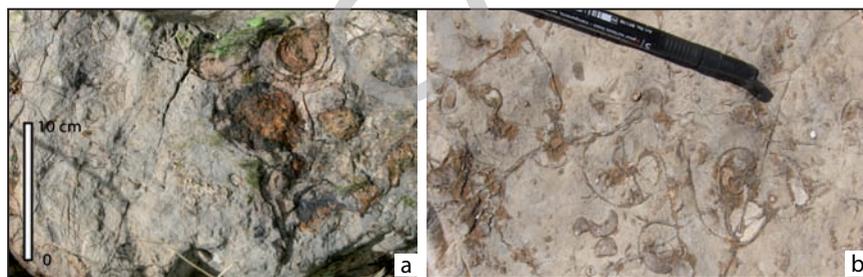


Fig. 30 - Calcari a Bositra (BCH_1): a) litofacies caratterizzate dalla presenza di noduli oncolitici impregnati da ossidi di ferromanganese; b) calcari grigi ad ammoniti. Contrada Pirrello, Rocca Busambra.

e della Formazione Inici. Le calcilutiti formano sottili corpi canalizzati con geometria lenticolare in contatto erosionale sulla Formazione Inici (Piano Pilato); i campioni esaminati contengono abbondante plancton calcareo; la distribuzione dei foraminiferi planctonici permette la loro datazione all'intervallo temporale del Cretacico superiore (Cenomaniano–Maastrichtiano).

In alcuni settori sono visibili intercalazioni di megabrecce carbonatiche (AMM_m) con spessori decametrici e giaciture massive; sulla cima di Rocca Busambra è visibile uno spettacolare contatto di *onlap*, con geometrie *pinch-out*, tra le megabrecce ed i calcari della Formazione Inici, a loro volta dislocati da faglie sinsedimentarie (Figg. 31, 32).

Gli elementi clastici delle megabrecce, provenienti dalla frammentazione dei

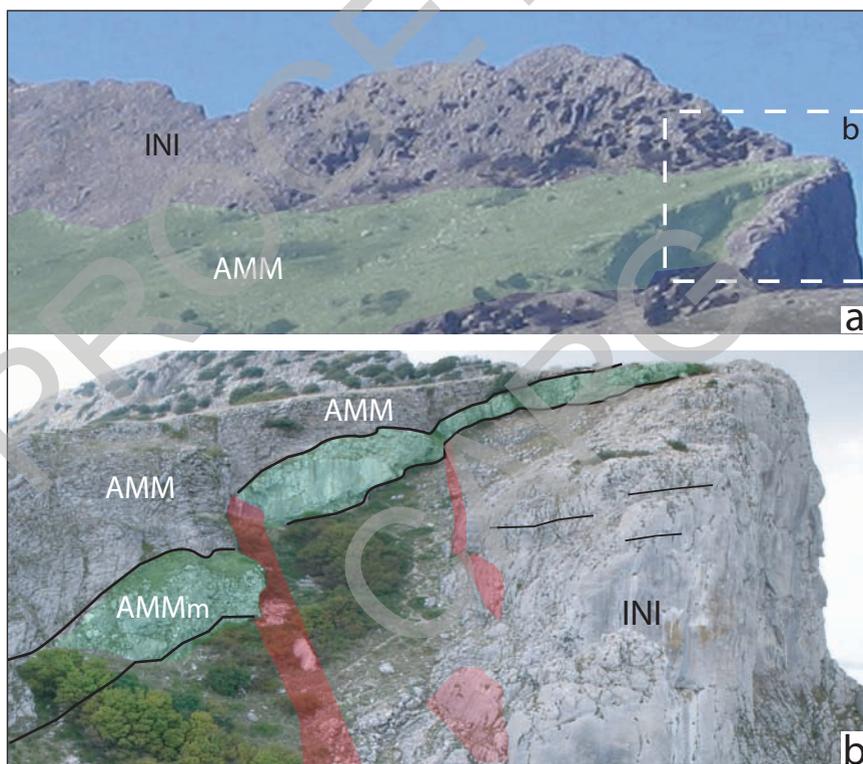


Fig. 31 - a) Panoramica del versante meridionale di Rocca Busambra dove è possibile osservare l'appoggio in buttress unconformity delle calcilutiti della formazione Amerillo (AMM). b) Particolare del rapporto di discordanza tra il corpo di megabrecce maastrichtiane (AMM_m) in onlap sulla Formazione Inici. Le megabrecce appaiono interessate da dislocazioni sinsedimentarie (in rosso), precedenti la sedimentazione delle sovrastanti calcilutiti eoceniche (AMM) della F.ne Amerillo.

calcarei dolomitici di piattaforma carbonatica, hanno una taglia granulometrica che va dai ciottoli ai massi di diametro metrico.

Le megabrecce si rinvengono a colmare strette e poco profonde depressioni canalizzate e sono generate da crolli di porzioni di depositi di piattaforma carbonatica. Sulla vetta di Rocca Busambra sono osservabili superfici erosionali, intagliate nel substrato giurassico, su cui poggiano (in *buttress unconformity*) cunei di megabrecce carbonatiche. Queste ultime si intercalano alle adiacenti calcilutiti cretache (Fig. 31).

I rapporti geometrici descritti supportano un evento di dislocazione tettonica, durante il Cretacico superiore, con frantumazione e probabile emersione della sottostante piattaforma carbonatica e delle sue coperture pelagiche giurassico-cretache (BASILONE, 2007 e 2009 b).

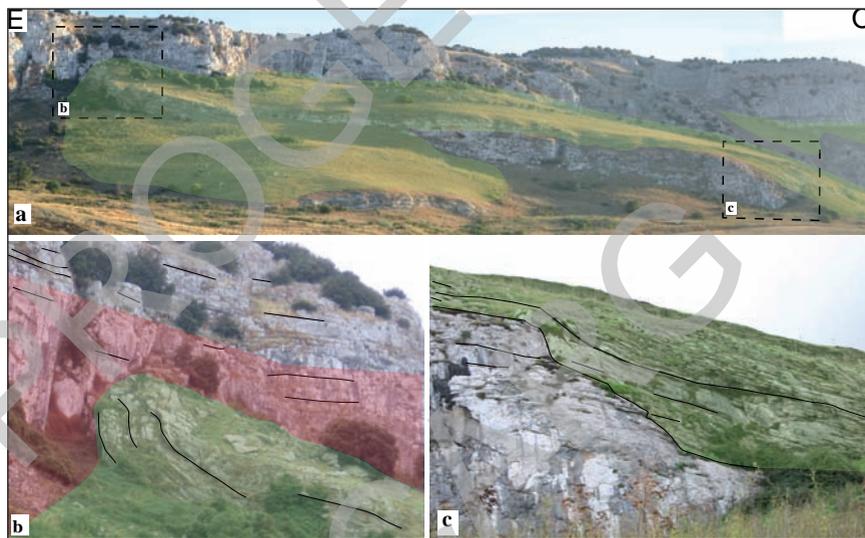


Fig. 32 - Settore settentrionale di Piano Pilato-Pizzo Nicolosi (Rocca Busambra) mostrandone a) i rapporti stratigrafici anomali tra i depositi pelagici della *f.ne Amerillo* (in verde) ed i calcari suborizzontali della *F.ne Inici*; b) rapporti in *buttress unconformity* tra le calcilutiti pelagiche della *f.ne Amerillo* (in verde) e gli strati fagliati della *F.ne Inici*; c) rapporti di onlap tra i litotipi descritti in b.

4.6.13.2 - La sezione di Pizzo Marabito

La sezione mostra alla sua base (Fig. 27) un litosoma di calcari a spugne, idrozoi e frammenti di coralli (calcarei di Marabito, **ITO**), la cui età viene attribuita, sulla base dell'analisi paleontologica (SENOWBARY-DARYAN, com. pers. 2008), al Norico-Retico. L'unità è assente lungo la rimanente parte della dorsale. Il suo

limite inferiore non è affiorante; quello superiore è una superficie di erosione su cui poggiano radiolariti rossastre e calcareniti ad aptici della formazione Buccheri.

L'unità, potente circa 30 metri, mostra, a luoghi, i caratteri (Fig. 20 a) di una breccia in situ (breccia *clast-supported*) la cui matrice consiste dello stesso materiale costituente frantumato o di *mudstone-packstone* rossastro a radiolari o a crinoidi, infiltratosi successivamente alla frantumazione.

Lateralmente e verso il basso vengono sostituiti dall'originario calcare organogeno in grossi banchi costituito da prevalenti *boundstone* a spugne, alghe, coralli isolati, spesso saldati da *rim-cements*.

Sui depositi di scogliera seguono in *onlap* calcari rossi e bianchi ad aptici, radiolari e ammoniti silicizzate (formazione Buccheri) che poggiano contro piani di faglia preesistenti alla loro deposizione. Il litosoma, potente una dozzina di metri, è stato cartografato come membro del rosso ammonitico superiore (BCH₃). La presenza di *Saccocoma* sp. e di *Protopenneroplis striata* indica un'età riferibile al Malm.

Sulla formazione Buccheri seguono in apparente paraconcordanza calcari sottili bianchi ben stratificati, breccie intraformazionali ad elementi subarrotondati con liste e noduli di selce nerastra, a luoghi con tessitura nodulare, e sottili intercalazioni marnose, ricchi in radiolari, belemniti e calpionelle. Tali depositi poggiano in *onlap* e in *buttress unconformity* contro più antichi piani di faglia o passano verso l'alto a calcilutiti grigie e marne argillose e brunastre contenenti numerosi rostri di belemniti, aptici e plancton calcareo (Formazione Hybla).

Le litofacies della successione di Pizzo Marabito differiscono, dal punto di vista litostratigrafico e tessiturale, da quelle affioranti nell'adiacente settore di Rocca Busambra–Piano Pilato.

4.6.14 - La successione di Vicari e Roccapalumba

I grandi blocchi siti nei pressi degli abitati di Vicari (Fig. 33) e Roccapalumba espongono una successione carbonatica giurassico–cretacica, oggetto nel passato di numerosi studi di carattere stratigrafico (FABIANI, 1926; 1933; FABIANI & RUIZ, 1932; TREVISAN, 1937 a, b; CAFLISCH & SCHMIDT DI FRIEDBERG, 1967; BROQUET, 1968; BROQUET, 1968; CAFLISCH & CRESCENTI, 1969; MASCLE, 1979). I rapporti tra questi affioramenti meso–cenozoici ed i depositi adiacenti della Formazione Mufara e del flysch numidico appaiono di natura tettonica.

Le sezioni stratigrafiche studiate a Vicari e Roccapalumba (La Rocca) sono state confrontate con quelle precedentemente descritte da TREVISAN (1937 a, b) e CAFLISCH & CRESCENTI (1969) e con i dati del Pozzo Vicari 1, ubicato in aree adiacenti e descritto in dettaglio (vedi più avanti). Questa comparazione ha

evidenziato discrepanze tra i vari autori nella descrizione degli affioramenti e nella polarità delle successioni affioranti sia nella Rocca di Roccapalumba che al Castello di Vicari.

Sono in discussione la successione rovesciata della Rocca di Roccapalumba (BROQUET, 1968; MASCLE, 1970; D'ARPA *et alii*, 2006), ritenuta in posizione normale da CAFLISCH & CRESCENTI (1969); l'età dei livelli basali al Castello di Vicari, datati al Bajociano da TREVISAN (1937) e CAFLISCH & CRESCENTI (1969), o assegnati al Cretacico superiore da BROQUET (1968) e da MASCLE (1970), che ipotizzano un contatto anomalo od un rovesciamento della successione (Fig. 34b).

L'analisi da noi condotta ha consentito il riconoscimento di varie litofacies e di un dettagliato assetto tettonico degli affioramenti di Vicari e Roccapalumba (vedi avanti). I depositi costituenti i grossi blocchi, riferibili all'intervallo Dogger–Cretacico superiore, sono stati cartografati con un unico colore e sigla (BCH) data l'esiguità degli affioramenti. Vengono qui descritti, dal basso verso l'alto, i vari termini delle successioni così riconosciute lungo le sezioni studiate (Fig. 34):

a) *packstone* e *grainstone* bianco-rosati o grigiastri, intercalati a vulcaniti e calcareniti tuftiche verdastre; le calcareniti, con rari granuli di quarzo, contengono piastrene e frammenti di crinoidi, lamellibranchi, frammenti di dasycladacee, ooliti e foraminiferi bentonici (*Protopeneroplis striata*). La stratificazione è generalmente pianparallela, con strati che vanno da dimensione decimetrica a metrica. Lo spessore massimo del litosoma in affioramento è di circa 70 m (nei quali si intercalano oltre 40 m di vulcaniti, Fig. 34 a). Il limite inferiore non è affiorante. Sono attribuibili al membro BCH₁ della formazione Buccheri. L'associazione fossilifera a *Tubiphytes* spp., *Trocholina* aff. *alpina*, *Protopeneroplis striata*, *Spiraloconus giganteus* CHERCHI & SCHROEDER ricade nell'intervallo stratigrafico del Giurassico medio (CHIOCCHINI & MANCINELLI,

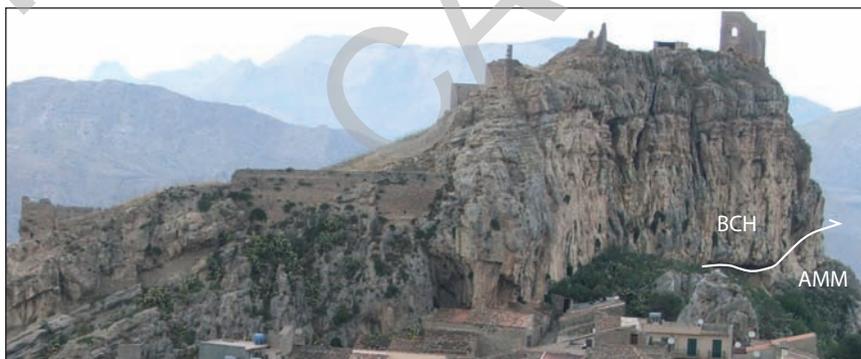


Fig. 33 - La Rocca di Vicari; in basso a destra gli affioramenti della formazione Amerillo (AMM, Cretacico superiore) sormontati in chiaro rapporto anomalo dai depositi della f.ne Buccheri (BCH).

1977), analogamente a quanto indicato da CAFLISCH & CRESCENTI (1969) per il settore di Roccapalumba. Il litosoma è stato correlato con le litofacies equivalenti rinvenute a Le Rocche dove le porzioni sommitali, per la presenza di *Mesoendothyra croatica* GUSIC, sono datate al Bajociano–Bathoniano (GASPARO MORTICELLI & LENA, 2008);

b) vulcaniti costituite da sequenze di lave a *pillow*, ialoclastiti, lave a zeoliti con inclusi carbonatici (Fig. 35), livelli piroclastici e tuftici ben stratificati e gradati, sabbie tufacee grigio-verdastre poco cementate con locali geometrie da *ripples* (Fig. 36 b). A luoghi i corpi basaltici presentano geometrie filoniane.

Le intercalazioni calcarenitico–tuftiche (Fig. 36) presentano stratificazione pianparallela o ondulata, sono caratterizzate da inclusi basaltici arrotondati e dalla presenza di numerosi organismi di piattaforma (frammenti di steli di crinoidi, lamellibranchi, frammenti di dasycladacee, foraminiferi bentonici, brachiopodi, echinodermi, molluschi, frammenti di coralli e crostacei).

Nelle intercalazioni di sabbie calcareo–tuftiche dei livelli più elevati TREVISAN (1937) ha individuato la nota ricca fauna a lamellibranchi (tra le forme più note *Trigonia hemisphaerica* LYCETT), brachiopodi ed ostracodi attribuita all'intervallo Bajociano–Bathoniano.

I termini a) e b) appena descritti sono correlabili e/o equivalenti a quelli riconosciuti a Le Rocche (Foglio “Termini Imerese–Capo Plaia”) e nel settore di Monte Balatelle (questo Foglio) all'interno del membro BCH₁ della formazione Buccheri (GASPARO MORTICELLI & LENA, 2008);

c) calcari e calcareniti di colore biancastro con ammoniti e frammenti di lamellibranchi, calcari ammonitici nodulari, di colore dal giallastro al rossastro, e livelli metrici di brecciole rossastre ad ammoniti con geometria cuneiforme ed intercalazioni di livelli ad ossidi manganesefero–ferrosi tipo “*hardground*” e zone silicizzate (Fig. 34b, TREVISAN, 1937 a,b). Si osserva in cima alla Rocca di Vicari (Fig. 37) un livello di 4 m di calcareniti e brecciole a briozoi e frammenti di echinidi (Fig. 34b) passanti, a luoghi, a calciliti grigio–giallastre con frammenti di *boundstone* a coralli (*Cladocoropsis mirabilis* FELIX) di dimensione decimetrica (Fig. 38); questo livello non era mai stato segnalato in letteratura.

Il contenuto fossilifero della litofacies c) è dato da ammoniti, aptici, rare belemniti, foraminiferi, frammenti di echinidi e briozoi. TREVISAN (1937 a, b), CAFLISCH & CRESCENTI (1969), MASCLE (1979) e D'ARPA *et alii* (2006) riconoscono ammoniti, foraminiferi, protoglobigerinidi, lagenidi e resti di echinidi, indicativi dell'Oxfordiano–Kimmeridgiano.

Dal punto di vista litostratigrafico questi depositi sono stati attribuiti al membro BCH₃ della formazione Buccheri. Lo spessore complessivo è di 35 m.

Il limite inferiore del membro è rappresentato alla Rocca di Roccapalumba da una superficie di discordanza sui termini calcarenitici del Bajociano–Bathoniano

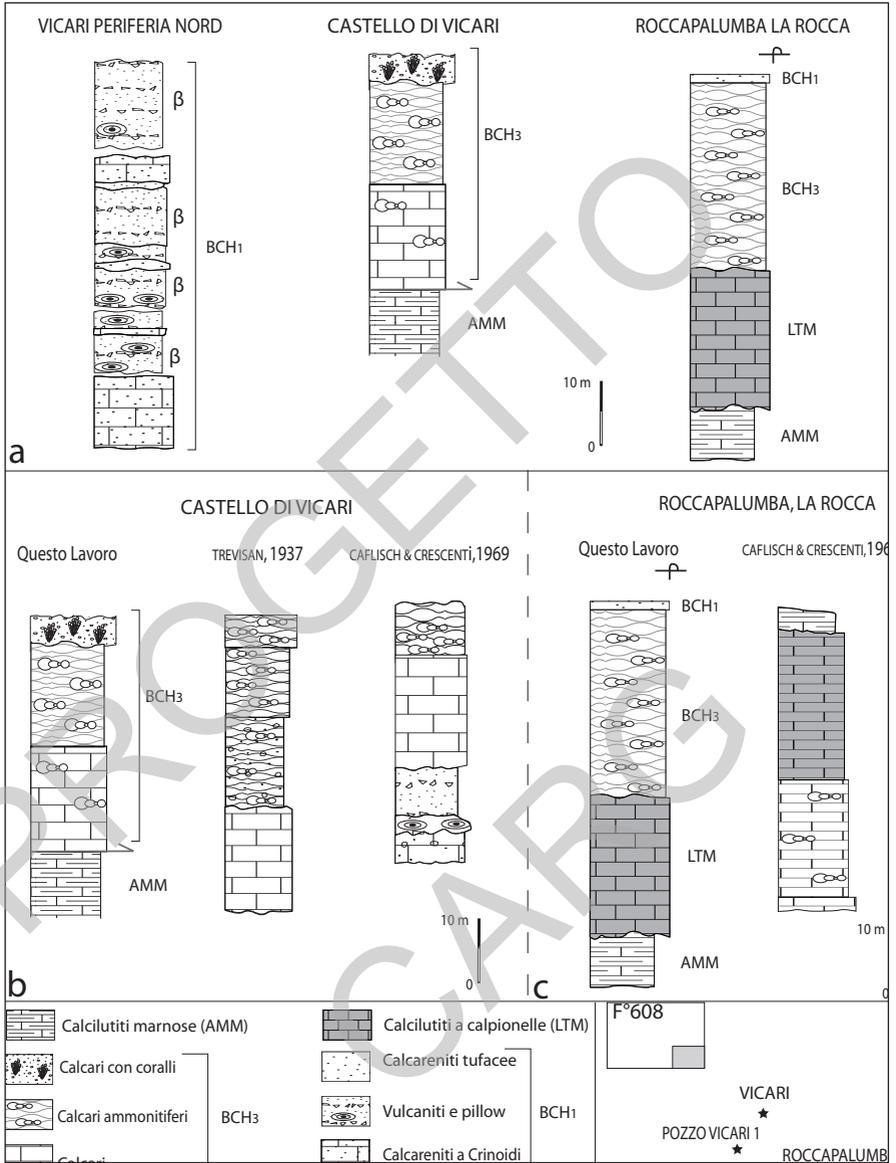


Fig. 34 - Correlazione tra le successioni affioranti nella regione di Vicari e Roccapalumba. In a) le successioni come ricostruite in questo lavoro; in b) tre diverse interpretazioni della successione affiorante al Castello di Vicari: TREVISAN (1937 a) e CAFLISCH & CRESCENTI (1969) non rilevano nei livelli basali la presenza del Cretacico superiore in contatto anomalo con i soprastanti termini giurassici (osservato invece da BROQUET, 1968 e MASCLE, 1970); in c) due differenti interpretazioni della successione affiorante alla Rocca di Roccapalumba, considerata rovesciata in queste Note ed in posizione normale da CAFLISCH & CRESCENTI (1969).

(considerati in posizione rovesciata, Fig. 34 c);

d) calcilutiti bianche e calcari ricristallizzati (*Latitusa p.p.*) contenenti *Calpionella alpina*, *C. elliptica* che definiscono il passaggio Titonico superiore–Neocomiano. Si rinvengono alla Rocca di Roccapalumba, in posizione rovesciata, sotto i livelli del BCH₃ (Fig. 34 c). Lo spessore massimo in affioramento è di 20 m;

e) alternanze di marne, marne calcaree e calcari marnosi bianchi e rossi finemente stratificati a globotruncanidi (formazione Amerillo); si rinvengono con spessori di pochi metri alla base della Rocca di Roccapalumba (in

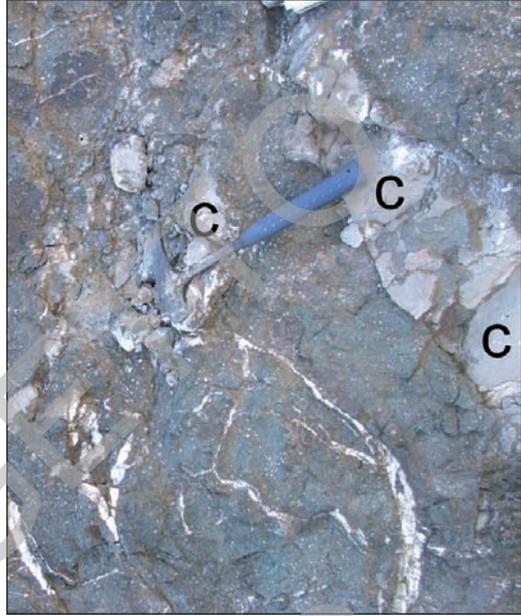


Fig. 35 - Pillow lava con zeoliti biancastre e frammenti di calcareniti e calcari a crinoidi ed ooliti (e). Vicari, periferia nord.

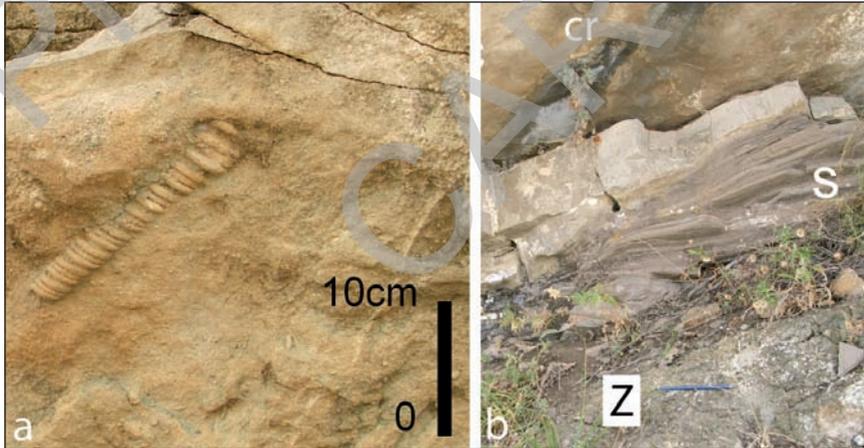


Fig. 36 - Calcari a crinoidi; in (a) è visibile un elemento colonnare di crinoide in posizione di crescita; in (b) i calcari a crinoidi (cr) contengono un sottile livello di sabbie tufacee (s) con geometrie a festoni, poggiante in discordanza sulle lave a zeoliti (Z); Vicari, periferia nord.

posizione rovescia sottostanti la Lattimusa, Fig. 34 c). Limite inferiore discordante sulla Lattimusa (Roccapalumba). Nei campioni prelevati in affioramento sono state riconosciute: *Helvetoglobotruncana helvetica* (BOLLI), *Globotruncanites stuarti* (DE LAPPARENT), *Globotruncanites conica* (WHITE), *Globotruncana ventricosa* WHITE, che determinano il Cretacico superiore.



Fig. 37 - Contatto tra calcari grigi ad ammoniti e calciruditi con coralli (f.ne Buccheri, membro BCH.). Rocca di Vicari.

f) calcilutiti bianco-grigie con sottili intercalazioni di marne biancastre e verdastre e calcari marnoso-sabbiosi a foraminiferi planctonici, spesso mal preservati (f.ne Amerillo). Affiorano presso il cimitero di Vicari. I depositi sono stati datati come Eocene superiore (CATALANO & MONTANARI, 1979). Spessore massimo in affioramento 40 m.

Il limite inferiore della formazione non è affiorante.



Fig. 38 - Calcareniti e calciruditi bioclastiche con inclusi cespi di coralli. Rocca di Vicari.

5 - DEPOSITI DELL'AVANFOSSA MIO-PLIOCENICA

5.1 - DEPOSITI MIOCENICI

5.1.1 - *Formazione Castellana Sicula (SIC)*

L'unità litostratigrafica (nuova proposta di formazione) prende il nome dall'affioramento sito nei pressi del centro abitato di Castellana Sicula nella vicina regione delle Madonie meridionali.

Il corpo sedimentario è rappresentato da un'alternanza di peliti sabbiose grigio verdi, con rari foraminiferi bentonici (*Ammonia beccari* LINNEO, *Bolivina dilatata* (REUSS) e planctonici, e di arenarie e sabbie quarzose (SIC_a). Un affioramento significativo può essere osservato lungo il torrente Fagianò, nell'area a nord del bacino di Ciminna, dove tali depositi costituiscono un prisma sedimentario dello spessore massimo di 150 m. Il limite inferiore appare discordante ed erosivo sul flysch numidico (FYN), su TAV e/o sulle argille varicolori inferiori (AVF); quello superiore è una netta superficie di inconformità sulla quale si rinvencono i depositi conglomeratici della formazione Terravecchia (Tab. III). In seno alle argille sabbiose basali si riscontrano, a più livelli stratigrafici, masserelle od orizzonti di argille varicolori risedimentate, già segnalate in parte da MONTANARI (1966). Oltre a lembi di modesta estensione affioranti in varie aree del Foglio, vanno segnalati gli affioramenti lungo la sponda sinistra del lago artificiale Scanzano (controllati in profondità da pozzi esplorativi), quelli presenti ad ovest dell'abitato di Roccapalumba, con strati immergenti verso nord-ovest, a NE dell'abitato di Ciminna in Contrada Mercadante, sulla sponda destra del Fiume S. Leonardo, nei dintorni di Campofelice di Fitalia e a Portella Forca in chiaro rapporto stratigrafico con i depositi della formazione Terravecchia. Nell'area di Godrano sono state rinvenute intercalazioni di arenarie litiche laminate che raggiungono spessori di 60 m.

Data la tipologia dei depositi, caratterizzanti un'area di deposizione subsidente sottoposta ad apporti di materiali terrigeni, i fossili riconosciuti sono spesso mal preservati e con basso grado di "diversità specifica".

Un fitto campionamento ha, tuttavia, consentito di riconoscere, fra i foraminiferi planctonici, dal basso: *Globorotalia partimlabiata* (RUGGIERI & SPROVIERI), *Gl. menardii* (D'ORBIGNY), *Globigerinoides subquadratus* BRONNIMAN, *Neogloboquadrina acostaensis* (BLOW), *Globoquadrina altispira* CUSHMAN & BERMUDEZ e rarissima *Orbulina universa* D'ORBIGNY e fra i nannofossili calcarei *Helicosphaera walbersdorfensis* (MULLER) e *H. stalis* (THEODORIDIS).

Queste associazioni ricadono nelle biozone a foraminiferi planctonici MMi 7 (a *Paragloborotalia partimlabiata*), MMi 9 (a *Paragloborotalia siakensis*), MMi

10 (a *Globigerinoides obliquus obliquus*) e nelle bizona a nannofossili calcarei MNN 7, MNN 8, compatibili con una datazione dell'intervallo Serravalliano superiore–Tortoniano inferiore.

La formazione è caratterizzata da una evoluzione di tipo *coarsening upwards*, marcata dalla presenza nei livelli sommitali di intervalli arenitici grossolani e talvolta ciottolosi.

Ambiente di sedimentazione di piattaforma esterna e di scarpata.

5.1.2 - Formazione Terravecchia (TRV)

Questa unità litostratigrafica, già nota come “Formazione Terravecchia”, istituita da SCHMIDT DI FRIEDBERG (1964–65) sulla base di quanto osservato da FLORES (1959) a Cozzo Terravecchia⁶ (Resuttano), viene qui descritta nella sua versione emendata dal punto di vista sia cronologico che litologico (Tabb. II, III). Nella presente riformulazione (presentata alla riunione della CSI di Palermo, 2000) la formazione comprende, dal basso verso l'alto:

- orto e paraconglomerati rossastri e giallastri ad elementi politipici (carbonatici, arenacei, metamorfici, etc.) ed eterometrici con matrice sabbiosa rossastra o giallastra. I conglomerati appaiono stratificati, o con organizzazione massiva, intercalati a sabbie grossolane e livelli ruditici (membro conglomeratico, TRV₁). Gli spessori massimi non superano i 200 m;

- sabbie ed areniti quarzoso–litiche grigio–giallastre (50–250 m di spessore) in cui sono intercalati livelli da decimetrici a metrici di conglomerati con geometria lenticolare (membro sabbioso, TRV₂);

- un corpo pelitico–argillo–marnoso (membro pelitico–argilloso, TRV₃) spesso 100–250 m; l'intervallo risulta costituito dal basso da peliti grigio–bluastre con intercalazioni arenitiche (TVR_{3a}), argille sabbiose e/o sabbie e marne argillose (TRV_{3b}) e da un livello di marne marine contenenti *Turborotalita multiloba* ROMEO (TVR_{3c}), particolarmente riconoscibile nell'area di Ciminna. I depositi della formazione affiorano nella depressione tettonica tra gli abitati di Campofelice di Fitalia, Vicari, Sambuchi, Villafrati e Cefalà Diana e costituiscono il substrato del bacino evaporitico di Ciminna e della sua prosecuzione orientale (Tav. I).

Il limite inferiore della formazione è discordante ed erosivo su AVF, TAV, FYN₃, FYN₂ e SIC; il limite superiore è discordante ed erosivo con BAU, GTL.

⁶Il termine di formazione di Cozzo di Terravecchia è usato da RUGGIERI & TORRE (1987) che si rifanno per giustificarne l'uso, al lavoro di FLORES (1959) nel quale, per la verità, non viene mai fatto cenno a tale dizione.

I tre membri descritti sono stati, per la prima volta, cartografati in dettaglio, pur con le limitazioni imposte dalla scala di rappresentazione del Foglio.

Nel settore centro–meridionale del Foglio, compreso tra Cefalà Diana e Vicari, il cuneo terrigeno è rappresentato da conglomerati rossastri e sabbie grossolane giallo–rossastre (TRV₁, Fig. 39) contrassegnate da transizioni nette e da gradazione diretta.

I conglomerati si presentano organizzati in banchi metrici, con tessitura grano–sostenuta (TRV_{1a}) alla base, evolvente verso l’alto a fango–sostenuta; il loro spessore subisce notevoli variazioni laterali conferendo al litosoma una geometria lenticolare. Gli elementi, immersi in una matrice arenitica grossolana, sono a composizione silicea e in minore parte carbonatica.

Significativa è la organizzazione interna del membro conglomeratico nella regione di Vicari e Mezzojuso, in cui ogni orizzonte conglomeratico passa verso l’alto gradualmente a sabbie da grossolane a fini con stratificazione incrociata, troncate al tetto dal successivo livello conglomeratico (Pizzo Sparacogna, Fig. 40). All’interno dell’intervallo conglomeratico–sabbioso si possono riconoscere diversi cicli ognuno dei quali ha spessore metrico. Questa organizzazione ciclica è riconosciuta, a scala minore, in località Sannasardo (sud di Villafrati, Fig. 41).



Fig. 39 - Conglomerati rossi a tessitura granosostenuta della formazione Terravecchia (TRV₁) in località Balzo Rosso a nord di Vicari.

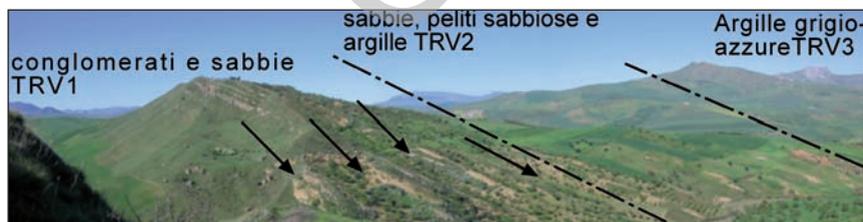


Fig. 40 - Sezione di Pizzo Sparacogna. In evidenza il carattere ciclico dei depositi caratterizzati dalla presenza di diversi orizzonti conglomeratici (indicati dalle frecce) alternati ad orizzonti sabbiosi.

I depositi sovrastanti l'orizzonte conglomeratico più recente sono sabbie medio-fini a laminazione incrociata (Fig. 42), con frequenti intercalazioni centimetriche di microconglomerati e marne giallastre, da sabbiose a molto sabbiose, evolventi verso l'alto a peliti e/o peliti argillo-sabbiose grigio-azzurre; in queste si osserva la presenza di rari cristalli di gesso ed efflorescenze saline (TRV₂).

La transizione tra il membro TRV₁ e il membro TRV₂ è ben visibile lungo la successione, potente circa 300 metri, affiorante a Pizzo Sparacogna (Fig. 40). La porzione più alta della formazione è, come prima detto, rappresentata dalle litofacies delle argille siltose (TRV_{3a}), delle argille marnose (TRV_{3b}) e delle marne a *T. multiloba* (TRV_{3c}).



Fig. 41 - Alternanze cicliche di onglomerati gradati e arenarie con laminazione planare e incrociata del membro conglomeratico della formazione Terravecchia (TRV₁) in località San-nasardo, Villafrati.



Fig. 42 - Arenarie giallastre del membro sabbioso della formazione Terravecchia (TRV₂), costituite da un'alternanza di livelli massivi (livelli 2-4), localmente ciottolosi, e sabbie con laminazione piano-parallela e incrociata concava in set decimetrico-metrici (livelli 1-3-5), separati tra loro da superfici nette ed erosive (alla base dei corpi massivi). L'analisi delle strutture sedimentarie ha permesso di valutare una paleocorrente con orientazione variabile tra ESE e SSE. Loc. Vallone Orlando

I campioni contenenti associazioni planctoniche significative sono stati attribuiti, sulla base dei foraminiferi planctonici (vedi Tab. III), alla parte superiore del Tortoniano (biozona a *Globigerinoides obliquus extremus* e a *Globorotalia suterae*) e al Messiniano inferiore pre-evaporitico (biozona a *Globorotalia conomiozea* e “zona non distintiva”). Parimenti utile si è dimostrata la presenza dei nannofossili calcarei attribuiti alle biozone a *Minilytha convallis* (pars) e a *Reticulofenestra rotaria*.

La sporadica presenza di associazioni significative a plancton calcareo e la prevalenza di frequenti associazioni a foraminiferi bentonici con forme rimaneggiate, provenienti dai depositi del flysch numidico o delle argille varicolori inferiori, hanno reso problematica l'attribuzione stratigrafica dei campioni. In questi casi sono state utilizzate le caratteristiche di facies del residuo di lavaggio e dell'insieme delle associazioni faunistiche a foraminiferi bentonici. In particolare, è stata di ausilio la presenza contemporanea di *Spiroplectamina carinata* (D'ORBIGNY), forma esclusivamente miocenica e di *Ammonia beccarii*, specie che compare alla base del Tortoniano. Il rinvenimento di questa forma bentonica nei campioni più poveri di plancton consente una rapida distinzione dei depositi della formazione Terravecchia (nei quali è generalmente presente) rispetto ai campioni riferibili ai depositi del flysch numidico (nei quali è assente).

La porzione più bassa della formazione Terravecchia (membro conglomeratico, TRV₁) è riconducibile ad un ambiente deposizionale da continentale a fluviodeltizio (piana deltizia). I depositi del membro sabbioso (TRV₂) indicano un ambiente transizionale (fronte deltizia) e marino prossimale (piattaforma continentale interna). Le peliti e le argille del membro TRV₃ ricadono in un ambiente di prodelta evolvente a marino aperto.

5.1.2.1 - Note sulle marne a *Turborotalita multiloba*

Costituiscono un litosoma di marne fossilifere che giace in continuità sulle argille marnose (TRV_{3b}) e affiora in particolare lungo la regione meridionale del bacino evaporitico di Ciminna per uno spessore di almeno 60 metri (DI STEFANO & CATALANO, 1976; RUGGIERI & TORRE, 1997). L'età di questi depositi non è più recente di 6.08 Ma (LO di *T. multiloba*).

Il corpo è limitato verso l'alto da una superficie netta, su cui poggiano in discordanza le evaporiti della formazione di Cattolica (Fig. 43) e, nell'area delle Serre, il membro gessoso della formazione Ciminna (CII₁); quest'ultimo assume una geometria a lente con terminazioni laterali a becco di flauto (Fig. 43). Le marne a *T. multiloba* (TRV_{3c}, cartografate sulla base di un fitto campionamento) passano lateralmente al membro pelitico della formazione Ciminna (CII₂), nella

cui parte basale sono presenti ancora individui di *T. multiloba* mentre, verso l'alto, le peliti sono salmastre.

Marne a *T. multiloba* si ritrovano intercalate anche tra i livelli carbonatici a *Porites* (f.ne Baucina). Pur con le dovute cautele (mancano infatti i rapporti laterali fisicamente identificabili), siamo portati a considerare le marne a *T. multiloba* correlabili almeno in parte con i calcari biocostruiti.

L'analisi paleoecologica indica ambienti deposizionali di mare basso passanti verso l'alto a condizioni di mare più profondo, evidenziati dalla presenza di *Turborotalita multiloba* (DI STEFANO & CATALANO, 1976). Analisi geochimiche (CORADOSSI & CORAZZA, 1978) hanno rivelato un incremento nella salinità delle acque per la parte superiore di queste marne.

Le marne a *T. multiloba* (TRV_{3c}) si rinvencono anche nell'area di Monte Misciotto, alla base delle evaporiti riferite alla formazione di Cattolica (vedi oltre). In questo sito le argille e argille marnose sabbiose si alternano ad argilliti fessili, a luoghi laminate, con foraminiferi planctonici (*T. multiloba*, *Neogloboquadrina humerosa* (TAKAYANAGY & SAITO), *N. acostaensis* dx (BLOW), *Bulimina echinata* D'ORBIGNY e *Bolivina dentellata* (TAVANI) e nannofossili calcarei (*Reticulofenestra rotaria* THEODORIDIS). Sulla base di questi dati biocronologici le marne a *T. multiloba* possono essere considerate parzialmente coeve della porzione superiore del Tripoli (Tab. III); quest'ultimo non è affiorante nel Foglio.

5.1.3 - Formazione Baucina (BAU)

La descrizione originaria della formazione Baucina di ARUTA & BUCCHERI (1976) è stata integrata, estendendone il significato, con l'inserimento dei litotipi



Fig. 43 - Le Serre (Ciminna). Si riconoscono due corpi evaporitici (GTL formazione di Cattolica e CII₁ membro gessoso della formazione Ciminna) separati da un intervallo di marne e peliti (CII₂). Si noti il rapporto stratigrafico latero-verticale tra il membro pelitico della formazione Ciminna (CII₂) e le marne basali (TRV_{3c}).

di retroscogliera, scogliera e *talus* rinvenuti nelle successioni site nella Sicilia occidentale (CATALANO, 1979; ESTEBAN *et alii*, 1982).

Calcari di scogliera (*s.l.*), rappresentati prevalentemente da biolititi a coralli del genere *Porites* (CATALANO & ESTEBAN, 1978; CATALANO, 1979), calcareniti giallastre organogene interstratificate con marne sabbiose e sabbie calcaree ad ostracodi, molluschi e foraminiferi bentonici. I depositi affiorano con spessori complessivi di 100 m nei territori di Baucina e Ciminna, area centro-settentrionale del Foglio, ed in particolare a S. Pantaleo, M. Rotondo, Serra dei Peri, M. Falcone.

Lungo queste successioni i livelli bioclastici, biocalciruditi con frequenti intercalazioni sabbioso-marnose (litofacies calcarenitica BAU_b), sono preponderanti rispetto ai livelli di calcari biocostruiti con *Porites* in posizione di crescita o ai depositi biostromali (litofacies di scogliera BAU_a). Il limite inferiore dell'unità è una discordanza a carattere erosivo su TRV_1 , TRV_2 e TRV_{3a-b} , e transizionale con TRV_{3c} ; il limite superiore è una superficie di discordanza a carattere erosivo con le evaporiti (GTL_2) o graduale con TRV_{3c} .

Nei dintorni di Baucina, a Monte Carrozza, sono stati riconosciuti due livelli di carbonati biocostruiti (scogliere a *Porites* sp.), separati da marne grigio giallastre con *Turborotalita multiloba* (TVR_{3c}). Il litosoma inferiore poggia in discordanza direttamente sulla formazione Terravecchia ed alla base ingloba ciottoli poligenici. Il litosoma, ben conservato, è rappresentato da una sequenza ciclica di biolititi a *Porites* sp. e di marne e calcari bioclastici di avanscogliera (depositi di *talus*). Il tetto della formazione è inciso da una superficie di erosione visibile anche a Monte Rotondo e Cozzo Maragliano su cui poggiano i gessi del membro GTL_2 (Tab. III).

Il contenuto fossilifero in molluschi è abbondante in particolare nei livelli bioclastici e marnosi, dove si rinvencono esemplari di *Pecten aduncus* EICHWALD in associazione con *P. vignonensis* SIMONELLI, *Modiolus intermedius* (FORESTI). Frequenti gli ostracodi (fra i quali *Loxococoncha cristatissima* RUGGIERI e *Aurila sahelensis* ARUTA) che sono ritenute forme indicative del Messiniano inferiore.

Sulla base della presenza di *Turborotalita multiloba* nelle intercalazioni marnose l'età della formazione Baucina sarebbe compresa tra 6.48 e 6.22 Ma (Messiniano inferiore, SPROVIERI *et alii*, 1997; LO CICERO *et alii*, 1997).

Dal punto di vista paleogeografico viene confermato il modello deposizionale delle scogliere a *Porites* elaborato per la Sicilia occidentale (ESTEBAN *et alii*, 1982) che vede appunto un'area di piattaforma carbonatica l.s. (con le litofacies di retroscogliera, scogliera e avanscogliera) e un'area di *talus* passante lateralmente a depositi deltizi o di scarpata (litofacies biocalcarenitiche marnose).

5.1.4 - Evaporiti

Depositi evaporitici e clastico–evaporitici affiorano ampiamente nella brachisinclinale con asse direzionale NNO–SSE compresa tra Villafrati, Baucina e Ciminna e nei rilievi di Monte Misciotto e Pizzo Bosco che si continuano nell’adiacente Foglio “Termini Imerese–Capo Plaia”. Nell’area di Ciminna (Le Serre), dove la successione è più completa, si riconoscono 2 corpi evaporitici separati da un intervallo di marne argillose (Figg. 43 e 45). Secondo l’interpretazione degli Autori del Foglio, i depositi del corpo evaporitico inferiore farebbero parte della formazione Ciminna; quest’ultima avrebbe un’età più antica dei depositi riferibili all’evento evaporitico iniziato a 5.96 Ma (vedi § 5.1.5).

Il corpo evaporitico superiore viene compreso nel Gruppo Gessoso–Solfitifero (ex formazione gessoso–solfitifera di SCHMIDT DI FRIEDBERG, 1964–65).

5.1.5 - Formazione Ciminna (CII, depositi evaporitici pre–5.96 Ma)

L’unità litostratigrafica comprende, dal basso, gessi selenitici, laminati e stromatolitici e soprattutto clastici (gessoruditi, gessoareniti e gessopeliti) e livelli pelitico–argillosi con *T. multiloba*; nella regione di Ciminna appare come un cuneo



Fig. 44 - *Formazione di Ciminna*: a) seleniti stratificate con sottili cristalli di gesso alternati a livelli di gessopeliti; b) gessareniti e gessopeliti gradate e laminare (unità G). Sono visibili gradazione, laminazione di ripple e stratificazione incrociata, c) singolo cristallo di selenite massiva. Le inclusioni presenti sono costituite da filamenti algali e carbonati argillosi; d) seleniti a ciuffi (in alto) sviluppate sopra un livello di laminite stromatolitiche. Le lamine più alte si mostrano piegate e spesso perforate. Bacino evaporitico di Ciminna.

sedimentario di crescita intercalato tra le marne sabbiose con *T. multiloba* e il livello superiore delle evaporiti (Figg. 43 e 45 b). Nella formazione si riconoscono dal basso (Figg. 44 e 45 a): un corpo inferiore di gessi selenitici massivi con

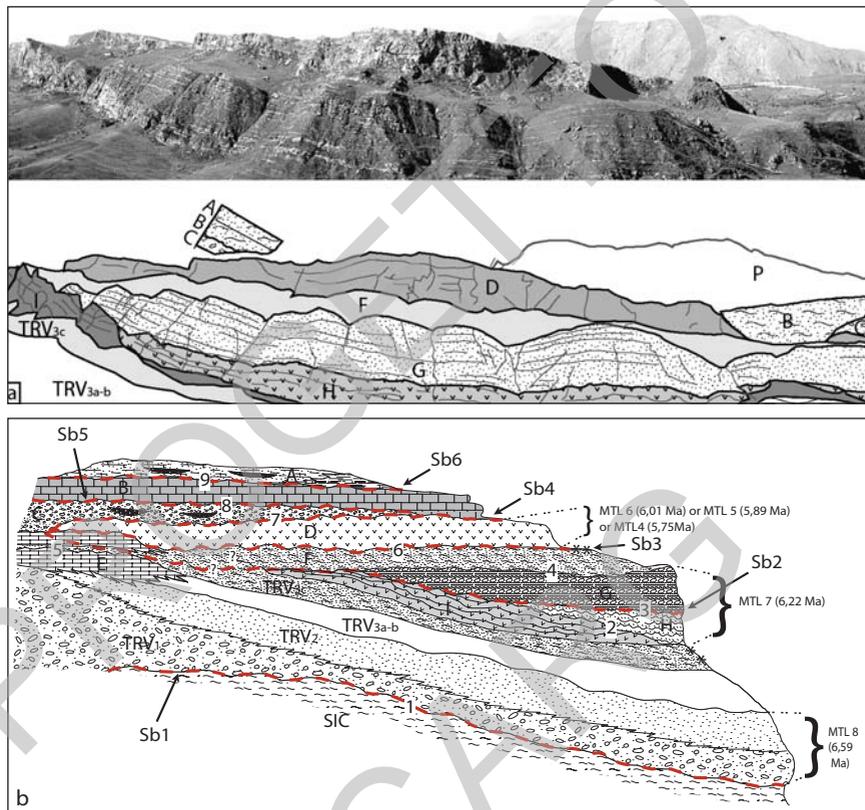


Fig. 45 - a) Porzione meridionale del bacino evaporitico di Ciminna (modif. da LO CICERO et alii, 1997). b) Schema dei rapporti stratigrafici nell'intervallo Miocene superiore–Pliocene. Legenda: A) marne e marne sabbiose (Pliocene medio); B) Trubi (Pliocene inferiore); C) fanglomerati continentali e depositi lacustri della f.ne di Pasquasia (Messiniano); D) gessi selenitici della f.ne di Cattolica (Messiniano); E) calcari a Porites (f.ne Baucina, Messiniano inferiore); F) marne e peliti (CII₂, Messiniano inferiore); G) gessareniti e gessoruditi risedimentate, H) stromatoliti carbonatiche e gessose laminate, I) gesso selenitico con stromatoliti carbonatiche (G–H–I costituiscono il membro CII₁ della f.ne Ciminna, Messiniano inferiore); TRV_{3a-b}) argille e argille siltose (formazione Terravecchia, Messiniano inferiore); TRV₂) arenarie e marne sabbiose (f.ne Terravecchia, Messiniano inferiore); TRV₁) conglomerati e sabbie (f.ne Terravecchia, Tortoniano superiore–Messiniano inferiore); SIC) marne argillose (f.ne Castellana Sicula, Tortoniano inferiore–Serravalliano superiore); P) unità carbonatiche dei M.ti di Trabia; *presenza di *Turborotalita multiloba*; 1–9 superfici di discontinuità. I limiti di sequenza (Sb1–6) e le relative datazioni sono modificate da LO CICERO et alii (1997).

filamenti algali e di carbonati laminati (I); un livello di gessi stromatolitici (H); uno spesso cuneo di gessi clastici risedimentati giallo-rossastri e gessopeliti (G) (BOMMARITO & CATALANO, 1973; LO CICERO & CATALANO, 1978; CATALANO *et alii*, 1978 b; LO CICERO *et alii*, 1997). Spessore 60–200 m. L'età è riferita al Messiniano inferiore data la collocazione del corpo evaporitico all'interno dell'intervallo di marne con *T. multiloba*. Ambiente da marino evaporitico a lagunare, sottoposto a progressiva subsidenza.

La ricorrenza in successione (SPROVIERI *et alii*, 1996) di *Neogloboquadrina acostaensis dx* (BLOW) e *T. multiloba* data la formazione Ciminna all'intervallo compreso tra 6,44 (FCO di *Neogloboquadrina acostaensis dx*) e 6,08 Ma (LO di *T. multiloba*). Se questi dati dovessero risultare corretti la deposizione del corpo evaporitico inferiore (G–H–I in Fig. 45) potrebbe essere precedente all'evento della deposizione delle evaporiti mediterranee (stimato a 5.96 Ma). Queste ultime, vengono correlate al corpo evaporitico superiore (D in Fig. 45).

Commenti

I depositi della formazione Ciminna contenuti nel corpo evaporitico inferiore sono totalmente diversi, in termini di litofacies e di geometrie deposizionali (vedi dettaglio in Fig. 45), dalle evaporiti del corpo superiore. Non appare quindi giustificata la convinzione espressa da alcuni studiosi (RUGGIERI & TORRE, 1997; ROVERI *et alii*, 2006; 2008) sulla “perfetta corrispondenza in termini di associazioni di facies dei due corpi evaporitici”. Queste valutazioni hanno condotto RUGGIERI & TORRE (1997) a riconoscere una duplicazione tettonica dei due corpi evaporitici e ROVERI *et alii* (2008) ad interpretare la successione come il risultato di processi di “*mass-wasting*” a grande scala per quanto riguarda il corpo inferiore e di processi gravitativi legati a scivolamenti retrogressivi per quanto riguarda il corpo evaporitico superiore. Questi processi, in realtà, non sono estranei al contesto deposizionale delle evaporiti siciliane, caratterizzato dalla deformazione tettonica (LO CICERO *et alii*, 1997). Pur con le dovute cautele ed in attesa di probanti dati, rimangono pertanto validi i presupposti dell'esistenza di eventi evaporitici anticipatori della “MSC” (*Messinian salinity crisis*).

5.1.6 - Gruppo Gessoso–Solfifero

I depositi affioranti nel corpo evaporitico superiore del bacino di Ciminna vengono compresi nel Gruppo Gessoso–Solfifero. All'interno di questo litosoma sono stati distinti dal basso: livelli di gessi selenitici del membro selenitico della

formazione di Cattolica, depositi clastico–evaporitici dei membri gessoso–marnoso e fanglomeratico della formazione di Pasquasia (Tab. III). Questi depositi appaiono poi troncati alla sommità da una superficie di erosione su cui si sovrappongono le marne e i calcari dei Trubi. Dettagliate analisi e riferimenti regionali sono riportati nei lavori prima citati a cui si rinvia per una più approfondita conoscenza.

5.1.6.1 - Formazione di Cattolica

Gessi selenitici massivi e/o stratificati, con a luoghi intercalazioni di laminiti algali e di calcari e marne gessose biancastre arrangiati in 5/6 cicli. Nel loro insieme raggiungono uno spessore massimo di ca. 150 m. Sono raggruppabili nel membro selenitico (GTL₂) e la loro età di deposizione è compresa tra 5.96 e 5.61 Ma (vedi Tab. III). Limite inferiore discordante a carattere erosivo su TRV_{3c}, CII e su BAU; limite superiore discordante a carattere erosivo con GPQ e TRB.

5.1.6.2 - Formazione di Pasquasia

E' rappresentata localmente dal membro gessoso–marnoso (GPQ₂) e verso l'alto da quello dei fanglomerati (GPQ₄). Il primo è costituito da gessopeliti e gessoareniti a struttura enterolitica e/o alabastrina rappresentate in un corpo dello spessore di circa 100 m; il membro GPQ₄ comprende fanglomerati polimitici rossastri, argille e marne grigie ad ostracodi (*Cyprideis pannonica*) con locali gessopeliti e gessoareniti; spessore di pochi metri. Limite inferiore discordante su GPQ₂. Il limite superiore di ambedue i membri appare discordante con erosione rispetto ai Trubi (TRB).

L'ambiente di sedimentazione è paralico–continentale.

I fanglomerati furono identificati e descritti originariamente da RUGGIERI & TORRE (1997) che illustrarono anche presunti eventi di paleocarsismo nei livelli gessosi sommitali. Tali depositi sono riferibili al Messiniano superiore anche sulla base della loro posizione stratigrafica compresa tra i gessi selenitici della formazione di Cattolica (GTL₂) e i Trubi. La loro età non è più recente di 5.33 Ma, che è l'età codificata della base dei Trubi.

Tali depositi sono diffusi nella Sicilia settentrionale; molto noti i fanglomerati della fascia tra Petralia ed i Monti della Grassa (Madonie meridionali–Nebrodi), nel passato considerati di età pleistocenica (GRASSO *et alii*, 1978).

5.2 - DEPOSITI PLIOCENICI

5.2.1 - *Trubi* (TRB)

Calcari e calcari marnosi bianco-giallastri ben stratificati a foraminiferi planctonici alla cui base sono visibili, localmente, ciottoli risedimentati carbonatici e silicei derivanti dall'erosione dell'unità superiore dei terreni evaporitici (Monte Misciotto a sud di Caccamo). Spessore 60–100 metri.

Arealmente i Trubi giacciono in discordanza sui terreni evaporitici e elastici del Messiniano superiore e del Tortonianiano superiore. Sono ampiamente cartografati nell'area del bacino di Ciminna e nell'adiacente Monte Misciotto.

I numerosi campioni analizzati, provenienti da questa ben nota formazione, sono stati attribuiti allo Zancleano per la presenza di *Sphaeroidinellopsis* sp., *Globorotalia margaritae* BOLLI e BERMUDEZ, *Globorotalia puncticulata* (DESHAYES) tra i foraminiferi planctonici (biozone MPI 1–MPI 3) e di *Discoaster tamalis* (KAMPTNER), *Discoaster asymmetricus* (GARTNER), *Reticulofenestra pseudumbilicus* (GARTNER) e *Helicosphaera sellii* (BUKRY & BREMLETTE) (biozone MNN12–16a) tra i nannofossili calcarei.

Nell'area di Ciminna le pelagiti passano verso l'alto a marne sabbiose e argillose grigio-verdi (TRB_a) con foraminiferi planctonici (biozone MPL 3–4a).

I Trubi, intensamente deformati alla base, appaiono, verso l'alto, meno coinvolti nella deformazione.

5.3 - EVOLUZIONE STRATIGRAFICO–SEQUENZIALE DEL BACINO DI CIMINNA DURANTE IL MIOCENE SUPERIORE–PLIOCENE

Sulla base dei rapporti stratigrafici, LO CICERO *et alii* (1997) hanno elaborato un'interpretazione stratigrafico–sequenziale dei depositi mio–pliocenici del bacino di Ciminna (Fig. 45 b).

La sequenza deposizionale basale (Me 1) è costituita da conglomerati continentali (sistema deposizionale fluvio–deltizio di stazionamento basso, *LST*), marne sabbiose e calcari organogeni (sistema trasgressivo, *TST*), gessi selenitici e stromatolitici (sistemi deposizionali di laguna), facenti parte del *TST* (?) e dell'*HST* (stazionamento alto). Il limite inferiore di Me 1 (Sb 1) è una discordanza tra i conglomerati e le marne sabbiose (TRV) e i sottostanti depositi clastici della formazione Castellana Sicula; la sua età non sarebbe più recente di 6.59 Ma.

La sequenza deposizionale Me 2 è costituita da depositi gessosi risedimentati (riferibili a sistemi deposizionali di scarpata appartenenti al *LST*) e da marne argillose e peliti (sistemi deposizionali di *TST*). Il limite inferiore Sb 2 è una

superficie che taglia bruscamente vari depositi e giace al di sotto dei livelli gessosi risedimentati. Questi ultimi vengono datati tra 6.41 e 6.08 Ma, sulla base della presenza di *Turborotalita multiloba* riconosciuta nelle soprastanti marne e peliti (CII₂). Sulla base dei dati di ZHANG & SCOTT (1996) i gessi risedimentati potrebbero essere datati a circa 6.22 Ma.

Della sequenza deposizionale Me 3 è presente solo il termine intermedio rappresentato da gessi selenitici riconducibili a sistemi deposizionali trasgressivi (TST). Il limite inferiore Sb 3 corrisponde ad una discordanza regionale ed è più recente di 6.08 Ma. Il livello dei gessi selenitici, che si dispone in *onlap* sulle marne del membro CII₂ viene correlato con la formazione di Cattolica.

La sequenza deposizionale Me 4 comprende i depositi lacustri e continentali (formazione di Pasquasia) appartenenti, con molta probabilità, ad una associazione di sistemi deposizionali di stazionamento basso. Il limite inferiore Sb 4 corrisponde ad una discordanza erosiva, incisa nei gessi selenitici (D in Fig. 45, formazione di Cattolica), su cui si sovrappongono i depositi evaporitico-continentali. L'età di questi ultimi è più antica di 5.33 (età della base dei Trubi, secondo HILGEN, 1991). La sequenza Me 4 cade nell'intervallo corrispondente alla deposizione del Ciclo evaporitico superiore (*sensu* DECIMA & WEZEL, 1971) nel Mediterraneo.

I limiti Sb 5 e Sb 6 della sequenza deposizionale Pl 1–2 (B in Fig. 45) sono datati rispettivamente a 5.33 Ma e 4.2 Ma. Quest'ultimo evento corrisponde ad una discordanza che separa i Trubi deformati dai soprastanti depositi calcarenitici poco tettonizzati (A in Fig. 45).

Il limite Sb 6 costituisce la base della sequenza deposizionale Pl 3 (marna e marna sabbiose, Pliocene medio, A in Fig. 45)

Le sequenze Pl 1–2 e Pl 3 corrispondono ai corpi coevi descritti da CATALANO *et alii* (1998) per l'area del Mediterraneo.

Molte delle superfici di discordanza riconosciute sono riferibili a fluttuazioni glacioeustatiche (ESTEBAN *et alii*, 1982, con bibliografia), ma un buon numero di esse sono chiaramente accentuate o esclusivamente indotte dalla tettonica locale (acme dell'attività tettonica o incremento nella subsidenza nell'area del bacino).

6 - DEPOSITI QUATERNARI

I depositi quaternari marini e continentali sono stati cartografati come unità a limiti inconformi (UBSU) applicando le norme del SGN (ISPRA) come indicato dai criteri riportati nei relativi Quaderni. Sono stati introdotti adattamenti nella definizione delle unità in relazione alla specificità dell'area siciliana. Una sintesi relativa ai sistemi quaternari affioranti in Sicilia nord-occidentale è riportata in DI MAGGIO *et alii* (2009).

6.1 - DEPOSITI MARINI (PLEISTOCENE MEDIO–SUPERIORE)

Nella fascia costiera lembi di depositi marini ricoprono delle spianate site a diverse quote; risultano costituiti da corpi più o meno potenti di sabbie, arenarie e conglomerati poligenici. Tali depositi sono stati compresi nei sintemi di Buonfornello–Campofelice (Pleistocene medio) e di Barcarello (Tirreniano) e sono stati riconosciuti negli attigui Fogli “Palermo” e “Termini Imerese–Capo Plaia” dove affiorano più estesamente.

Di ciascuna unità sono state indicate le caratteristiche litologiche e le variazioni di tessitura per i depositi sciolti. Questo criterio permette di conservare il significato genetico (espresso dai simboli delle tessiture) e l'età delle diverse unità stratigrafiche (data dal colore di fondo del poligono).

6.1.1 - Sintema Buonfornello–Campofelice

Appartengono al sintema di Buonfornello–Campofelice i depositi marini ricoprenti le superfici di abrasione che orlano a gradinata la fascia costiera tra Termini Imerese e Capo Plaia (attiguo Foglio “Termini Imerese–Capo Plaia”).

Vengono riferiti al Pleistocene medio per posizione stratigrafica e sono siglati progressivamente dal più antico al più recente in funzione della quota sul livello del mare. L'unità raggruppa sabbie, arenarie e conglomerati poligenici con locali intercalazioni pelitiche grigiastre. Nei dintorni dell'abitato di Trabia si rinvencono sabbie e siltiti con intercalazioni di lenti di conglomerati poligenici, contenenti faune banali non utilizzabili per la loro datazione. Spessori di pochi metri.

L'unità giace su una superficie inconforme, a luoghi ondulata, incisa nei terreni pre–quaternari. Il limite superiore è l'attuale superficie topografica pedogenizzata, talvolta ricoperta dai depositi del sintema di Benincasa (BNI) o del sintema di Capo Plaia (AFL). I depositi di questo sintema sono compresi tra le quote 20 e 120 m. s.l.m. La spianata più estesa si rinviene a SE dell'abitato di Trabia, nella contrada S. Marina ed è impostata sugli strati della formazione Polizzi nei quali si rinvencono fori di litodomi, testimonianti antiche linee di costa, oggi alle quote di 75 m e 90 m s.l.m. Sono stati riconosciuti e cartografati quattro subsintemi:

6.1.1.1 - subsintema di Gargi di Cenere (**BCP**, 170–200 m s.l.m.)

Arenarie a grana fine, prevalentemente quarzose, ben cementate, da giallastre a grigio verdastre, con sottili lenti e/o passaggi laterali a conglomerati polimittici, con prevalenti clasti calcareo–dolomitici ben arrotondati ed appiattiti e subordinati

clasti silicei sub–spigolosi, in matrice sabbiosa o sabbioso–siltosa. Nel Foglio “Caccamo” si rinvencono in lembi isolati, cartografabili alla scala del Foglio, discordanti sul substrato pre–quaternario nel settore a sud–ovest dell’abitato di Trabia (a nord della Serra Mola tra le quote 170 e 180 m s.l.m., ed a Cozzo Soverito a circa 190–200 m s.l.m, dove raggiungono 5 m di spessore).

Il subsistema affiora estesamente nell’attiguo Foglio “Termini Imerese–Capo Plaia” (località Gargi di Cenere). Ai depositi sono spesso associate delle spianate di abrasione, che risultano prive di sedimenti marini, come si osserva chiaramente nel settore di Cozzo Soverito.

6.1.1.2 - subsistema di Rocca d’Antoni (**BCP₂**, da 70 a 160 m s.l.m.)

Affiora estesamente nell’attiguo Foglio “Termini Imerese–Capo Plaia” (C.da Rocca d’Antoni). Nel Foglio “Caccamo” è dato da lembi poco estesi, cartografabili al 50.000, discordanti sul substrato pre–quaternario. Comprende depositi sabbioso–ciottolosi siti tra 70 e 160 m s.l.m., affioranti a SSE dell’abitato di Trabia in località Santa Marina, a ridosso delle pendici nord–orientali del Monte Rosamarina.

Un ridotto lembo, ubicato a circa 160 m s.l.m., si rinviene ad ovest dell’abitato di Trabia, appena a valle della strada Trabia–Villafrati; un sondaggio geognostico ne ha attraversato i depositi per uno spessore di 3,5 m, ricoperti superiormente da una sottile coltre eluvio–colluviale spessa 0,5 m pertinente al sistema di Capo Plaia (AFL). Il sondaggio ha messo in luce una transizione laterale tra i conglomerati polimittici (visibili in affioramento) e le calcareniti a grana fine sottilmente laminate (non affioranti).

6.1.1.3 - subsistema di Quaranta Salme (**BCP₃**, 50–60 m s.l.m.)

Affiora estesamente nell’attiguo Foglio “Termini Imerese–Capo Plaia” (Contrada Quaranta Salme). Nel Foglio “Caccamo” affiora in lembi poco estesi, cartografabili al 50.000, discordanti sul substrato pre–quaternario. Al margine nord–orientale del Foglio, nella precitata località S. Marina, si riconoscono dei lembi di sabbie, ciottoli e ghiaie in matrice arenitica. Il limite inferiore è una superficie inconforme ritagliata nei depositi calcareo marnosi della formazione Polizzi (CONTINO, 1990), mentre quello superiore è dato dalla superficie topografica e talvolta da sottili orizzonti di suoli rosso–brunastri del sistema di Capo Plaia (AFL).

Appartengono a questo sistema i depositi costituiti da ciottoli, ghiaia e sabbia,

a luoghi ben cementati da calcite vadosa a formare un conglomerato, passante lateralmente ad arenarie grossolane, che si rinvencono all'interno di un solco di battente, ubicato a circa 50 m s.l.m., ed intagliato nell'alta falesia visibile lungo la strada Trabia–Villafrati (km 29,25), ai piedi del versante roccioso settentrionale di Cozzo Petroso. La fauna, oligotipica, fortemente spiaggiata, è costituita da lamellibranchi (*Glycimeris insubrica*, *Cardium* sp., *Venus* sp., *Tellina* sp.) e gasteropodi turricolati (dei quali in gran parte si rinviene la sola columella). Numerosi gusci sono cosparsi da fori di spugne clionidi.

6.1.1.4 - subsistema di Torre Tonda (BCP₄, da 25 a 30 m s.l.m)

Affiora estesamente nel Foglio “Termini Imerese–Capo Plaia” e soprattutto a Capo Plaia (località Torre Tonda). Nel Foglio “Caccamo” è rappresentato da lembi poco estesi, ma comunque cartografabili al 50.000, discordanti sul substrato pre–quaternario. Comprende depositi sabbioso–ciottolosi, ubicati nel settore immediatamente ad est dell'abitato di Trabia, tra 25 e 30 m s.l.m., ricoperti da un'estesa coltre eluvio–colluviale rossastra del sistema di Capo Plaia (AFL).

I livelli ciottolosi sono spesso cementati da calcite spatica di ambiente vadoso, mentre le sabbie, che si rinvencono generalmente sciolte, presentano laminazione parallela, talvolta incrociata.

6.2 - SISTEMI DEI DEPOSITI ALLUVIONALI

I depositi alluvionali affiorano principalmente nelle porzioni inferiori ed intermedie delle valli fluviali, dove danno luogo a vari ordini di terrazzi, testimonianze di fasi di divagazione fluviale e delle successive riprese dell'attività erosiva. Questi depositi sono stati cartografati nel dettaglio e ne sono stati riconosciuti, per ogni bacino fluviale di appartenenza, i relativi sistemi. Ogni singolo deposito alluvionale è formato da ghiaie e sabbie di canale fluviale, seguiti in alto da silt più o meno sabbiosi, talvolta siltoso–argillosi. Alla base, laddove è visibile l'intero pacco alluvionale, si osserva una superficie di erosione intagliata nei depositi pre–quaternari. Lo spessore delle ghiaie nei settori intravallivi oscilla tra pochi metri sino a parecchie decine di metri a seconda della disponibilità di rocce lapidee del substrato, capaci di dare origine a ciottoli e ghiaie anche grossolane.

6.2.1 - Bacino del Fiume San Leonardo

6.2.1.1 - Sintema del Fiume San Leonardo (SLN, Pleistocene medio–Tirreniano)

La successione dei subsintemi del Fiume San Leonardo affiora nell’attiguo Foglio “Termini Imerese–Capo Plaia”, dove sono stati riconosciuti e cartografati quattro subsintemi siglati progressivamente dal più antico al più recente. Di essi solo due affiorano nel Foglio “Caccamo” e vengono descritti qui di seguito.

subsintema Santa Marina (SLN₂)

Depositi alluvionali costituiti da orizzonti lenticolari molto allungati ed appiattiti, di ghiaie, ciottoli arrotondati e massi localmente rilegati da cemento calcareo biancastro, che si alternano o si intercalano ad orizzonti di sabbie fini, giallastre e silteose con concrezioni calcaree (*poupèes*) e frustoli carboniosi.

Si rinvergono nella sponda sinistra del Fiume San Leonardo, a circa 100–120 m s.l.m. e con un’ottantina di metri di dislivello dal fondovalle attuale in località Casa Marsala, estendendosi anche nell’attiguo Foglio “Termini Imerese–Capo Plaia” (contrada S. Marina). Questi depositi alluvionali hanno una potenza di 9 m e sono limitati inferiormente da una superficie inconforme sui terreni pre–quaternari (calcarei marnosi della formazione Polizzi).

subsintema Azziriolo (SLN₄)

Raggruppa i depositi alluvionali che si rinvergono lungo le sponde del Torrente Azziriolo, affluente del S. Leonardo, nella valle tra Ciminna e Mezzoiuso, siti al di sopra dell’alveo attuale, con un dislivello di circa 20–25 m. Tali depositi affiorano come orizzonti lenticolari, costituiti da ghiaie, ciottoli polimitici (clasti calcareo–dolomitici, carbonatici, silicei ed arenacei) arrotondati e massi, localmente saldati da cemento calcareo biancastro o rivestiti di patine concrezionate di calcite; vi si intercalano livelli di sabbie fini silteose, con scheletro prevalentemente quarzoso di colore giallo ocra, con concrezioni calcaree (*poupèes*) e minuti frustoli carboniosi. Alla sommità vi sono orizzonti di colluvi e/o di suolo bruno–rossastro del sintema di Capo Plaia (AFL). Il limite inferiore è una superficie inconforme sui terreni pre–quaternari.

6.2.2 - Bacino del Fiume Milicia

6.2.2.1 - Sintema del Fiume Milicia (**ILC**)

La successione dei quattro subsintemi del Milicia è stata riconosciuta nei Fogli “Caccamo” e “Palermo”. Nel Foglio “Caccamo” affiora il deposito del terrazzo a quota più elevata (ILC_1) mentre gli altri tre si rinvengono nell’attiguo Foglio “Palermo”.

subsintema Bordonaro (ILC_1)

Comprende depositi alluvionali costituiti da lenti di sabbie, ghiaie e ciottoli inglobate in sabbie silteose fini giallastre con concrezioni calcaree, siti a circa 450 m s.l.m. e con un dislivello del fondovalle attuale fino ad un centinaio di metri. Questi depositi affiorano nella sponda sinistra del Fosso Bagni (affluente del Fiume Milicia) in località Portella di Bordonaro, presso Cefalà Diana. Gli spessori sono valutabili attorno ai 25 m.

Il limite superiore è dato dalla superficie topografica, dai suoli agrari e/o dalla coltre eluvio-colluviale del sintema di Capo Plaia (AFL).

Il limite inferiore è una superficie inconforme ritagliata nel substrato pre-quaternario (flysch numidico).

6.3 - DEPOSITI CONTINENTALI (Pleistocene medio-superiore)

6.3.1 - Sintema di Benincasa (**BNI**)

Comprende depositi continentali rossastri, costituiti da sabbie quarzose rossastre con intercalazioni di corpi lenticolari di ghiaie, ciottoli e massi arrotondati associati a colluvi con *stone-line* e paleosuoli rimaneggiati.

Il limite inferiore è una superficie inconforme al di sopra dei depositi marini del Pleistocene medio (sintema di Buonfornello-Campofelice).

Il limite superiore è rappresentato dalla superficie basale del sintema di Capo Plaia e dalla superficie topografica ricoperta da suoli.

Spessore variabile tra 1 e 5 m. Del tutto subordinati sono i depositi alluvionali, che si riscontrano solo localmente sotto forma di corpi conglomeratici e/o fanglomeratici, non cartografabili, generalmente incuneati all’interno di paleodepressioni morfologiche, in parte obliterati dai terreni del sintema di Capo Plaia, che possono talvolta raggiungere spessori sino a circa 8 m.

I depositi colluviali contengono gusci di polmonati (*Helix* sp.) e frustoli carboniosi indeterminabili. Nel Foglio “Termini Imerese–Capo Plaia” sono stati rinvenuti, a luoghi, resti di grandi vertebrati del complesso faunistico ad *Elephas mnaidriensis* (BURGIO & CANI, 1988).

Le datazioni con gli amminoacidi di tali associazioni faunistiche indicano età comprese tra i 200.000 e gli 88.000 anni (BADA *et alii*, 1991; RHODES, 1996), pertanto parte dei depositi descritti si sarebbe formata nell’intervallo Pleistocene medio–Pleistocene superiore (DI MAGGIO *et alii*, 1999; BOSCHIAN, 2002).

I suoli associati a questi depositi continentali colluviali e/o alluvionali hanno un elevato grado di maturità, come attesta l’intensa rubefazione, dovuta alla liberazione di ossidi di ferro (TORRENT *et alii*, 1983).

La presenza di pellicole argillose attorno ai clasti, induce a ritenere che questi suoli si siano originati in condizioni climatiche caldo–umide, con marcato contrasto stagionale, buon drenaggio e spiccato deficit idrico nei periodi secchi (SCHWERTMANN & TAYLOR, 1989), come attestato dalla presenza di concrezioni Fe–Mn e/o di CaCO_3 .

6.4 - DEPOSITI MARINI

6.4.1 - Sintema di Barcarello (SIT)

L’unità raggruppa conglomerati polimitici, litareniti grigio–giallastre, sottilmente laminate, talvolta gradate, e quarzoareniti; i depositi di questo sintema affiorano sulla costa in corrispondenza dell’abitato di Trabia (Castello Lanza) con spessori sino a 2 metri. Il limite inferiore del sintema è dato da una superficie inconforme, alquanto irregolare, incisa nel substrato prequaternario (quarzoareniti del flysch numidico). Il limite superiore è dato dalla superficie topografica, o da orizzonti di suoli brunastri o bruno–rossastri che inglobano clasti carbonatici spigolosi. I depositi di questo sintema si proseguono in località Tonnara dove sono noti soprattutto in perforazione e nell’attiguo Foglio “Termini Imerese–Capo Plaia” dove sono state rinvenute macrofaune tipiche del Pleistocene superiore.

6.5 - DEPOSITI CONTINENTALI (PLEISTOCENE SUPERIORE–OLOCENE)

6.5.1 - Sintema Raffo Rosso (RFR)

Raggruppa depositi clastici noti nella letteratura geologica con il nome di *éboulis ordonnées* (*sensu* HUGONIE, 1979). La località tipo dove affiorano i depositi

ricade nel Foglio “Palermo” (loc. Raffo Rosso). Si tratta di materiale clastico generalmente spigoloso, talvolta sub-spigoloso sino a sub-arrotondato, più o meno grossolano, di natura prevalentemente calcareo-dolomitica. La matrice siltoso-argillosa in genere arrossata può essere talora molto abbondante ed i clasti sono spesso rilegati da cemento calcareo. Caratteristica tipica di questi depositi è la presenza di una stratificazione evidenziata da ripetute, e talora nettamente cicliche, variazioni granulometriche dovute ai cambiamenti d'intensità e/o di frequenza del crioclastismo in un ambiente paragonabile al periglaciale.

Questi depositi si rinvencono in maniera discontinua, accumulati per gravità alla base di pareti e/o di versanti carbonatici, od allo sbocco di *canyon* fluvio-carsici e/o di valli relitte, presentano localmente, al loro interno, orizzonti di suoli e superfici di erosione. Per la loro origine, legata a fasi di degradazione meteorica in condizioni climatiche più fredde dell'attuale, sono riferibili all'ultimo glaciale. La potenza è variabile da sito a sito, mediamente attorno ad alcuni metri, talvolta sino a diverse decine di metri. Affioramenti di questi depositi si rinvencono nel versante settentrionale della Rocca Busambra, in quello occidentale del Pizzo della Trigna (Dorsale di Monte Cane) ed in quello orientale di Cozzo S. Michele (Dorsale di Monte S. Onofrio). Nei dintorni di Trabia si rinvencono depositi simili nel versante settentrionale di Cozzo Malpertuso dove costituivano un antica conoide detritica (CONTINO, 1990).

6.5.2 - Sintema di Capo Plaia (AFL)

L'unità raggruppa depositi di versante, eluvio-colluviali, alluvioni di fondovalle, detriti di falda, detriti, travertini, depositi lacustri ed accumuli di materiali eterometrici con potenza variabile da sito in sito. Il limite inferiore è dato da una superficie inconforme post-glaciale incisa nei terreni più antichi, mentre il limite superiore comprende l'attuale superficie topografica marcata da orizzonti di suoli. Il sintema è databile all'intervallo temporale che si estende dalla fine dell'espansione glaciale (circa 15 Ka B.P.) sino ad oggi. E' costituito dai seguenti litosomi:

6.5.2.1 - Depositi di frana (a₁)

Accumuli gravitativi a giacitura per lo più caotica, spesso policiclici, costituiti da materiali eterogenei prevalentemente argillosi. La loro composizione può variare in funzione delle rocce del substrato coinvolte nei movimenti franosi.

I depositi più diffusi sono costituiti da macereti derivanti dallo smantellamento

dei termini prettamente pelitici del flysch numidico, delle argille varicolori inferiori e delle formazioni Castellana Sicula, Terravecchia e, in subordine, della Formazione Mufara. Al loro interno è talvolta possibile osservare grandi masse carbonatiche interessate da processi di scivolamento in blocco, oppure elementi detritici carbonatici o arenacei, passivamente coinvolti nei movimenti franosi del sottostante substrato argilloso. Questi clasti carbonatici derivano da processi di crollo o di caduta di detrito che dissestano, più a monte, i versanti fortemente acclivi dei rilievi più elevati.

Il loro limite inferiore è, in parte, costituito da superfici di distacco e, in parte, coincide con antecedenti piani topografici (superfici di separazione), seppelliti, lungo il piede delle frane, dall'avanzamento degli eventi gravitativi successivi. Superfici di rottura secondaria possono essere inoltre presenti all'interno dei corpi franosi. Il limite superiore coincide con la superficie topografica attuale. Gli spessori di questi depositi, essendo legati a movimenti generalmente superficiali, si mantengono mediamente fra i 2 e i 10 m, sebbene negli accumuli di maggiore dimensione possano raggiungere anche alcune decine di metri. Localmente, su pendii poco acclivi, vi sono fenomeni di lenti movimenti del regolite tipo *soil-creep*, orientati secondo la massima pendenza.

6.5.2.2 - Detriti di falda (a₃)

La copertura detritica è largamente rappresentata da fasce, falde e conoidi di detrito, occupanti estese plaghe ai piedi dei massicci mesozoici e dei rilievi arenaceo-conglomeratici della Formazione "Terravecchia" e del flysch numidico, nascondendo a volte contatti stratigrafici e tettonici fra terreni diversi.

6.5.2.3 - Depositi alluvionali e litoranei (b)

I depositi recenti di carattere fluviale, prevalentemente ciottolosi-sabbiosi, sono presenti lungo le aste fluviali dando vita alle alluvioni di fondovalle e terrazzate. Tali depositi costituiscono le alluvioni della fascia di meandreggiamento (*sensu* MARCHETTI & DELL'AGLIO, 1986) dei corsi d'acqua attuali e alluvioni terrazzate recenti che orlano le sponde dei corsi d'acqua maggiori. Queste ultime risultano sopraelevate rispetto agli alvei attuali, sono soggette ad allagamento nelle fasi di piena e sono caratterizzate da bassi terrazzi dovuti all'alternanza di piene e di magre. Lungo la fascia costiera si riscontrano dei depositi litoranei prevalentemente costituiti da ghiaie, ciottoli e/o sabbie, soggette ad evoluzione a causa degli ordinari processi marini (moto ondoso, correnti litoranee etc.).

6.5.2.4 - Depositi travertinosi (b₁)

Sono costituiti da calcari concrezionati biancastri o bianco grigiastri da compatti a vacuolari prevalentemente da fitoclastici a fitoermali. Affiorano, discordanti sul flysch numidico, al Cozzo Virga a nord-ovest di Bolognetta sul fianco nord-est di Monte Gulino e si estendono nel contiguo Foglio “Palermo” con una potenza di circa 50 m.

6.5.2.5 - Prodotti eluviali e depositi colluviali (b₂)

Clasti eterometrici di varia litologia immersi in una matrice argilloso-siltosa, giallastra, bruna o rossastra più o meno abbondante. Talvolta i clasti sono allineati (*stone line*). Affiorano estesamente nel Foglio e sono originati dall’alterazione *in situ* del substrato ed alla mobilizzazione prodotta dai processi di versante.

6.5.2.6 - Depositi lacustri (e₃)

Sono costituiti da argille e silt grigiastri con sostanza organica nonché da silt sabbioso-argilloso, con locali livelli torbosi bruno-nerastri. Si rinvencono nell’area di Pianetto e ad est di S. Cristina Gela e proseguono verso nord nell’adiacente Foglio “Palermo”. La potenza massima è di circa 20 metri. L’area palustre dovette persistere anche in tempi storici come attesta l’antico toponimo *Divisa limonis* che designava il sito, legato alla presenza di un luogo umido e di depositi limosi.

6.5.2.7 - Depositi di origine mista (i)

Depositi derivanti da processi di *debris/mud flow* o di inondazione a coltre/trasporto in massa si rinvencono allo sbocco di alcune vallate secondarie lungo le pianure dei corsi d’acqua principali o di quelle costiere, laddove presenti, sotto forma di conoide di deiezione o di colata di fango/detrito. Essi sono costituiti da accumuli prevalentemente pelitici derivanti dallo smantellamento di più antichi depositi argillosi costituenti il substrato roccioso, all’interno dei quali è talvolta possibile riconoscere degli orizzonti clastici.

Derivando questi depositi da processi di trasporto e sedimentazione ad opera di miscele turbolente di fango/detrito molto ricche in acqua, che si sviluppano generalmente a seguito di intense precipitazioni piovose, la loro giacitura è ge-

neralmente caotica. Tuttavia, al loro interno è talvolta possibile riconoscere laminazioni, livelli allineati di ciottoli (*stone line*) o, più raramente, anche una certa classazione granulometrica. Il loro limite inferiore è costituito, nelle parti più distali, da antiche superfici topografiche seppellite da questi stessi depositi e, nelle aree di testata, da canali di erosione incisi dall'avanzare delle miscele di detrito/fango e acqua, e successivamente riempiti. Il limite superiore è dato dall'attuale superficie topografica. Lo spessore medio è dell'ordine delle decine di metri.

6.6 - DEPOSITI SOMMERSI

6.1.1 - Unità dell'Olocene superiore

Depositati del sistema deposizionale di piattaforma interna sono mappati nell'angolo nord-orientale del Foglio "Caccamo".

Questi depositi si continuano negli adiacenti Fogli "Palermo" e "Termini Imerese-Capo Plaia", dove assumono apprezzabili estensioni areali.

g19 - Depositati di piattaforma continentale interna

Sistema deposizionale di piattaforma interna.

Questo sistema deposizionale è costituito da sabbie litoclastiche da fini a finissime; sabbie bioclastiche medio-grossolane disposte a chiazze e a fasce su preesistenti terrazzi di abrasione marina, lungo le piane deltizie e le scarpate deltizie; limi al di sotto del limite di azione delle onde di tempesta.

7 - POZZI PROFONDI PER LA RICERCA DI IDROCARBURI UBICATI NEL FOGLIO "CACCAMO" (Fig. 8 b).

La stratigrafia dei pozzi è basata sui *log* originari gentilmente concessi da ENI/AGIP e/o Montedison e su carote provenienti dai pozzi depositati presso il Dipartimento di Geologia e Geodesia (DGG).

7.1 - Pozzo VICARI 1

Il pozzo, ubicato immediatamente a sud dell'abitato di Vicari nei terreni della Formazione Mufara, ha attraversato i seguenti intervalli:

0 a 240 m: calcilutiti nocciola e grigie con intercalazioni di argilla nerastra e

rari livelli di dolomie e breccie carbonatiche fossilifere. Il contenuto fossilifero oltre che halobidi e cefalopodi mostra la presenza di una palinoflora ricca e ben conservata (FRIXA & TRINCIANTI, 2006, AGIP Rapporto interno) e una microfacies costituita da radiolari, lamellibranchi pelagici e spicole di spugna. I depositi attraversati dal pozzo si continuano in affioramento dove sono già noti come appartenenti alla “Mufara”. Un contatto tettonico li separa dai sottostanti intervalli;

240–375 m: calcilutiti grigio verdi (*wackestone/packstone*) con rari livelli di argilla grigia, calcilutiti biancastre fossilifere con noduli di selce (formazione Amerillo). Questi depositi contengono foraminiferi planctonici (*Globorotalia* spp.) che consentono di datare l'intero intervallo all'Eocene;

375–420 m: calcilutiti argillose rossastre (formazione Amerillo) contenenti foraminiferi planctonici (*Globotruncana* spp.) che datano questi depositi al Cretacico superiore;

420–444 m: marne verdastre fossilifere e calcilutiti verdi fossilifere, ricche in radiolari e plancton calcareo (Aptiano–Albiano, Formazione Hybla).

444–470 m: *mudstone* argillosi verdi, fossiliferi con livelli di argilla (Hauteriviano, Lattimusa).

Commenti: il Pozzo Vicari 1 mostra la sovrapposizione tettonica della Formazione Mufara, pertinente all'Unità S.S. Roccapalumba (unità tettonica del substrato permio–triassico), sulla successione cretacico–eocenica incontrata a partire da 240 m fino a fondo pozzo; quest'ultima è generalmente correlata con le litofacies del Dominio Trapanese affioranti nella regione di Vicari (vedi depositi della formazione Amerillo in contatto anomalo con la sezione giurassica di Vicari).

L'analisi stratigrafica, basata su rare carote, mette in luce l'assenza dei livelli terminali oligo–miocenici (litologicamente molto simili, come già descritto), nella successione trapanese. Tale mancanza, se reale, può essere giustificata o dai processi erosivi o dal *robotage* dei livelli superiori.

Il pozzo Vicari 1 si è fermato nei depositi della Lattimusa e non offre informazioni sulla sottostante successione; quest'ultima potrebbe essere costituita dalle facies di piattaforma carbonatica triassico–giurassiche (pertinenti al dominio Trapanese) o dalle facies di mare profondo triassico–giurassiche (pertinenti al dominio Sicano). Considerazioni basate su correlazioni stratigrafiche regionali farebbero ritenere più probabile l'appartenenza dei depositi attraversati al dominio Sicano.

7.2 - Pozzo MARINEO 1

Il pozzo si trova in contrada Rossella a sud di Monte Leardo, sito nei terreni

del flysch numidico. Ha attraversato i seguenti intervalli:

0–50 m: argille marnose con nannoplancton calcareo (Langhiano superiore) base della formazione Castellana Sicula o *top* dei depositi del bacino del flysch numidico (formazione Tavernola);

50–350 m: argille grigio verdi siltoso-sabbiose con sottili intercalazioni di arenarie (flysch numidico, Oligocene superiore–Langhiano superiore).

Contatto tettonico:

350–545 m: argille e marne grigio scure a volte siltose e glauconitiche (marne di San Cipirello, Serravalliano superiore–Tortoniano inferiore);

545–623 m: marne grigie a foraminiferi planctonici con intercalazioni di calcareniti glauconitiche (*packstone* a plancton calcareo) biancastre (calcareniti di Corleone, Burdigaliano–Langhiano).

Discordanza

623–631 m: livelli a megabreccie calcaree intercalate nelle calcilutiti della formazione Amerillo (Cretacico superiore);

631–752 m: calcilutiti marnose (*mudstone*–*wackestone* grigio chiare con noduli e liste di selce con plancton calcareo (f.ne Amerillo, Cretacico superiore);

752–860 m: calcilutiti grigie fossilifere selciose a radiolari e spicole (*mudstone* e *wackestone*) con marne grigio verdi (Formazione Hybla; alla base, Hauteriviano–Barremiano ed al tetto, Aptiano–Albiano);

860–894 m: calcilutiti selciose grigie con marne grigio-verdi (*mudstone*). Contengono faune a calpionelle (Lattimusa; Titonico superiore–Valanginiano);

894–981 m: calcilutiti nodulari (*wackestone*/*packstone*) nocciola-rossastro fossilifere, marne rossastre e verdastre. Frequenti noduli e liste di selce (formazione Buccheri; Toarciano–Kimmerdigiano ?);

981–1800 m: calcari a crinoidi e frammenti di alghe con intercalazioni argillose nerastre, localmente bituminose passanti verso il basso a calcareniti fini dolomitiche selciose, spicole di spugna, calcilutiti e calcareniti laminate, a luoghi, con livelli argillosi neri. Verso la base vi sono livelli stromatolitici (formazione Modica equiv., Liassico inferiore–medio);

1800–2080 m: calcari dolomitici grigi (*mudstone*/*wackestone*) e biocalcareniti (*packstone* e *grainstone*) fini intraclastici, pellettiferi, fossiliferi (*Paleodasycladus mediterraneus* PIA). Locali laminazioni argillose e probabili livelli stromatolitici (Formazione Inici; Liassico inferiore);

2080–2440 m: calcilutiti (*mudstone*) fini, calcari dolomitici grigi e nocciola con intraclasti, pellets e fossili, con rare intercalazioni di marne verdastre e livelli loferiti a *birds eyes*. Breccie dolomitiche alla base (Formazione Sciacca; Retico).

Commenti. Il pozzo mostra la sovrapposizione tettonica del flysch numidico e/o della formazione Tavernola sulla successione di depositi del dominio Trapanese. Nella successione trapanese, si inserisce un intervallo di oltre 1000 m di marne

e carbonati risedimentati tipici di una successione di bacino di intrapiattaforma. Caratteri litostratigrafici e significato paleoambientale inducono a correlare questi depositi con quelli compresi (parte superiore) nella formazione Modica attraversata da pozzi profondi nel sottosuolo della regione iblea.

PROGETTO
CARG

VII - TETTONICA ED ANALISI STRUTTURALE

L'edificio tettonico affiorante e sepolto nell'area del Foglio "Caccamo" è il risultato di una serie di eventi deformativi succedutisi dal Triassico all'Attuale, eventi che hanno coinvolto le successioni sedimentarie deposte nell'antico margine continentale africano tra il Triassico e il Miocene e, successivamente, le successioni di avanfossa mio-pliocenica.

I rilevamenti sono stati integrati con l'analisi delle strutture alla scala cartografica e alla scala mesoscopica.

L'integrazione dei rilievi di campagna con i dati ricavati da alcuni profili sismici ha consentito di riconoscere la continuità spaziale dei corpi litostratigrafici coinvolti o meno nella deformazione e di definire anche in profondità l'assetto strutturale dell'edificio (Tav. I).

I caratteri strutturali della regione sono in parte oscurati dalle coperture quaternarie per cui i contatti di sovrascorrimento sono visibili principalmente nell'area centro-settentrionale ed in quella meridionale del Foglio dove affiora il piano di sovrascorrimento delle U.S.S. Imeresi, Sicane e del flysch numidico sulle Unità S.S. Trapanesi.

1 - SCHEMA DELL'EDIFICIO STRUTTURALE. LA DEFORMAZIONE NEOGENICA

Nel Foglio “Caccamo” si possono distinguere (Tavv. I, II e Figg. 46–49):

a) una fascia settentrionale, caratterizzata da una pila di unità tettoniche rappresentate, dall'alto verso il basso, da lembi alloctoni dei depositi del flysch numidico e dalle unità stratigrafico-strutturali carbonatiche di mare profondo (Unità Imeresi) e di piattaforma carbonatica (Unità Trapanesi); questo assetto si estende da ovest (margine sud-orientale dei Monti di Palermo) ad est (dorsale di Monte Cane, rilievi di Cozzo Sannita e di Monte Rosamarina–Cozzo Famo). La chiara sovrapposizione delle Unità S.S. Imeresi su quelle Trapanesi (qui rappresentate dalla dorsale arcuata di Monte Rossella–Monte Balatelle) avviene a Monte Leardo e a Monte Chiarastella.

b) una depressione morfotettonica a decorso est-ovest in cui sono diffuse le coperture terziarie deformate, depositatesi nei bacini di avanfossa mio-pliocenici, che sigillano le unità geometricamente più profonde. Tra queste il cuneo tettonico del flysch numidico, generalmente scollato dal suo substrato carbonatico imerese. Il più esteso affioramento dei depositi miopliocenici corrisponde al bacino di Ciminna che si continua verso est nel bacino di Monte Misciotto e di Monte Bosco, sito nell'attiguo Foglio “Termini Imerese–Capo Plaia”.

c) una fascia meridionale in cui affiora la dorsale della Rocca Busambra, complessa morfostruttura derivante dalla deformazione del dominio Trapanese. La continuità verso oriente delle strutture trapanesi è riconoscibile nei ridotti affioramenti siti nelle vicinanze di Vicari e Roccapalumba. Ai margini meridionali del Foglio affiorano i corpi deformati della Formazione Mufara e del complesso di Lercara qui compresi nelle unità alloctone del substrato permio-triassico del bacino di Lercara.

Gran parte delle strutture affioranti, prima descritte, si continuano nei fogli

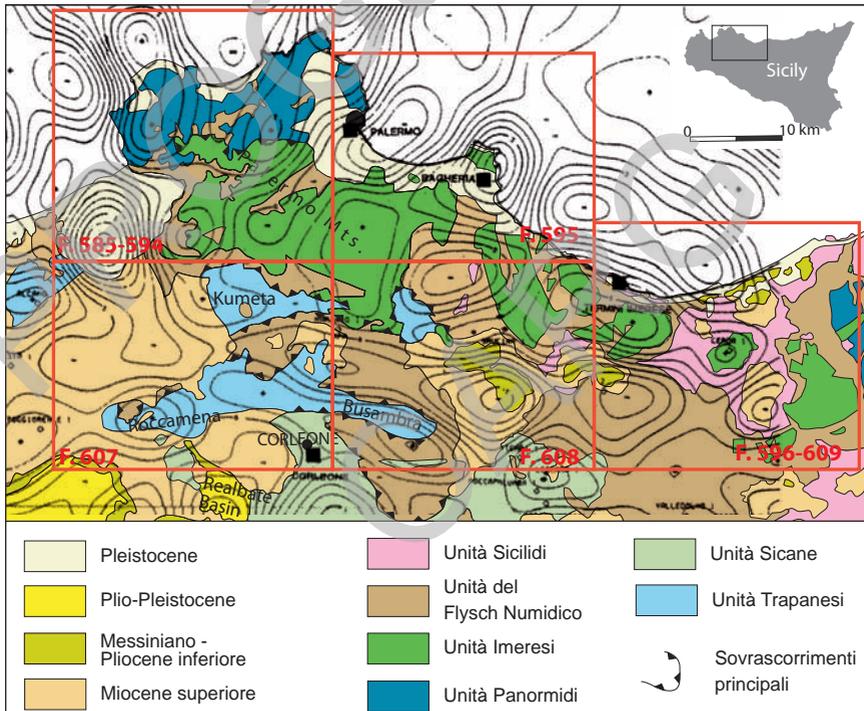
Tav. I - Schema tettonico del Foglio 608 “Caccamo”. Legenda: 1) depositi attuali, 2) sintemi quaternari, 3) Trubi, 4) depositi evaporitici, 5) f.ni Terravecchia e Baucina, 6) f.ne Castellana Sicula, 7) Unità Sicilidi, Unità S.S. Tusa–Troina, 8) Unità del flysch numidico, Unità S.S. Godrano–Montemaggiore Belsito, 9) Unità del Bacino di Lercara, Unità S.S. Roccapalumba. Unità Imeresi, Unità S.S. Sagana–Belmonte Mezzagno: 10) subunità Pizzuta–S. Cristina, 11) subunità Monte Leardo–Chiarastella, 12) subunità Cozzo S. Angelo; Unità S.S. M. Cane–S. Calogero: 13) subunità Trabia–Pideri, 14) subunità Monte Cane–S. Onofrio, 15) subunità Caccamo–M. Rotondo. Unità Sicane, Unità S.S. Corleone–Barraçù: 16) subunità Balata–Zuccarone, 17) Unità S.S. Monte Kumeta–Balatelle, subunità Marineo, 18) Unità S.S. Rocca Busambra, subunità Rocche di Rao–Pizzo Marabito, 19) Unità S.S. Vicari–Le Rocche. 20) sovrascorrimenti, 21) faglie inverse ad alto angolo, 22) faglie dirette, 23) faglie a componente trascorrente, 24) tracce superfici assiali pieghe principali, 25) limite inferiore inconforme, 26) tracce profili geologici non compresi in cornice.

adiacenti (Foglio “Corleone” ad ovest, “Termini Imerese–Capo Plaia” ad est, “Palermo” a nord). L’ esecuzione dei rilevamenti nei tre fogli citati, da parte dello stesso gruppo di ricerca, ha contribuito a definire spazialmente le unità tettoniche affioranti e a valutare in chiave regionale geometrie e rapporti strutturali.

I dati provenienti dalle interpretazioni dei profili sismici a riflessione (CATALANO *et alii*, 1998; 2000) hanno consentito di ricostruire, per la Sicilia occidentale, un edificio tettonico in cui si possono schematicamente riconoscere tre livelli strutturali, limitati da superfici di sovrascorrimento a bassa inclinazione all’ interno di ciascuno dei quali si distinguono le varie U.S.S.

– Il livello inferiore è costituito da un cuneo di 6–7 km di embrici di piattaforma carbonatica trapanese (Fig. 8 b), scollati dal basamento cristallino apparentemente non deformato.

– Il livello strutturale intermedio è un insieme di unità dello spessore complessivo di 1–3 km che, nel settore settentrionale, sono rappresentate dalle



Tav. II - Schema strutturale di inquadramento regionale che mostra i rapporti tra le varie unità S.S. affioranti nel Foglio 608 “Caccamo” e nei fogli adiacenti. Sullo schema è’ stata sovrimposta una mappa delle anomalie di BOUGUER, filtrate alla profondità di 3–6 km, modificata da MURGIA (1989).

successioni imeresi e dal flysch numidico e nel settore meridionale appaiono formate da depositi mesocenozioci del bacino sicano.

– Il livello strutturale superiore risulta rappresentato da corpi tettonici di terreni clastico-carbonatici e terrigeni più interni o di appartenenza paleogeografica problematica (terreni del flysch numidico e lembi di terreni Sicilidi).

I profili sismici a riflessione, ubicati nel settore occidentale del Foglio (Figg. 8, 46), hanno permesso di riconoscere, al di sotto delle coperture terziarie, la continuità verso est delle strutture di piattaforma carbonatica Trapanese ed il loro rapporto con le unità tettoniche affioranti nel margine meridionale del Foglio. Queste ultime appaiono come sottili corpi tettonici attribuibili, sulla base dei caratteri sismostratigrafici, ai depositi batiali mesocenozioci (Unità Imeresi e Sicane, Figg. 47–49).

Nella regione del Foglio, la carta delle anomalie di BOUGUER (Tav. II), filtrata ad una profondità tra 3 e 6 km (MURCIA, 1989), evidenzia la deformazione e l'articolazione del livello strutturale inferiore (che corrisponde alle unità di piattaforma carbonatica) ed una generale coerenza con le deformazioni riconosciute in superficie. La carta mostra una depressione gravimetrica a direzione circa ovest-est che rappresenta la continuazione del "basso" di Camporeale ricono-

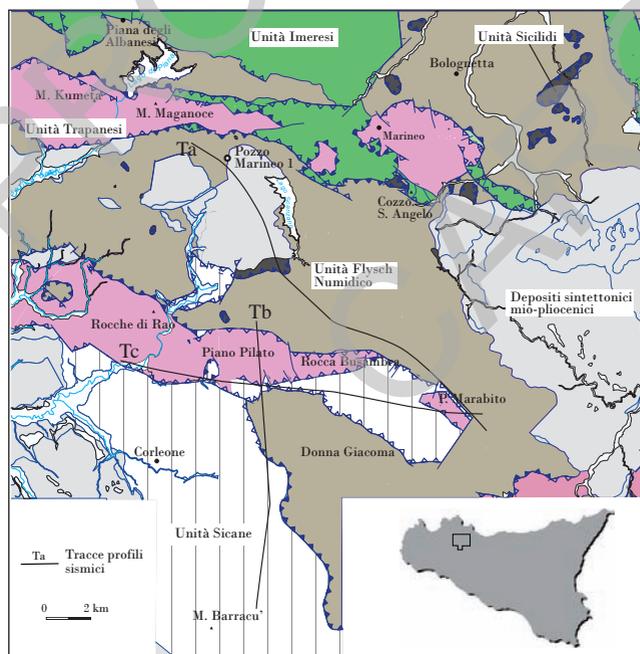


Fig. 46 - Carta strutturale semplificata dell'area comprendente il settore orientale del Foglio "Corleone", il settore occidentale del Foglio "Caccamo" e parte della fascia settentrionale dell'adiacente Foglio "Santa Margherita Belice". Viene riportata l'ubicazione delle tracce dei profili sismici mostrati nelle figure 47–49.

sciuto nell'adiacente Foglio "Corleone"; tale depressione raggiunge la regione di Godrano (Foglio "Caccamo") e si approfondisce verso ESE nei bacini di Ciminna e di Sambuchi (adiacente Foglio "Termini Imerese-Capo Plaia").

Il "basso" di Camporeale separa due pronunciati alti gravimetrici, corrispondenti rispettivamente all'alto di Monte Kumeta, a nord, e alla dorsale di Rocca Busambra, a sud. Lungo gli alti gravimetrici si riconoscono delle depressioni assiali correlabili alla articolata posizione strutturale delle U.S.S. Trapanesi. L'assetto descritto è in generale coerente con quello illustrato dai profili geologici riportati in cornice.

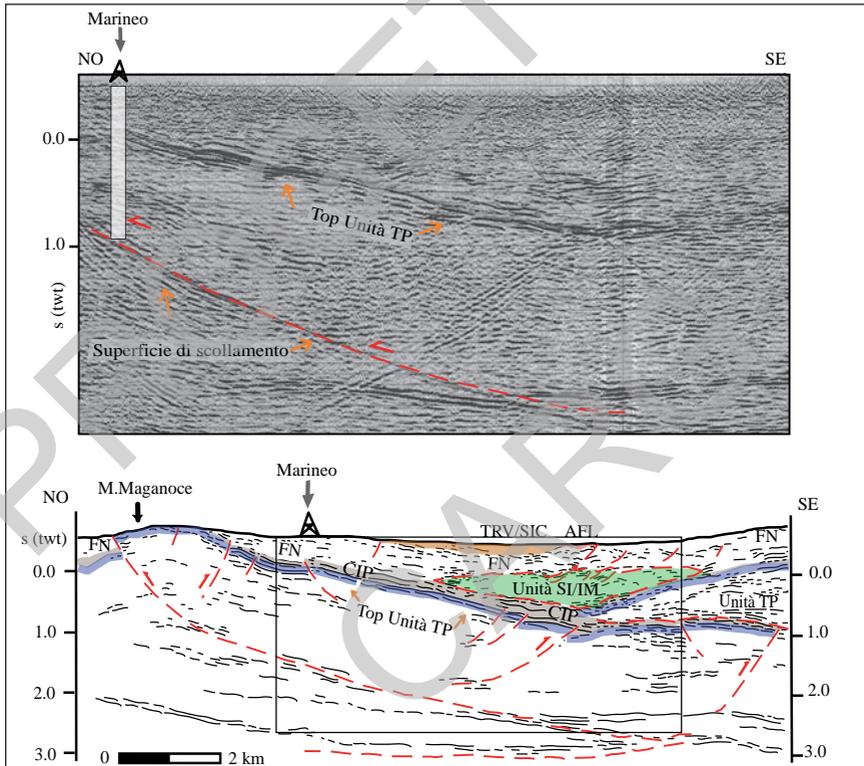


Fig. 47 - Line drawing della sezione sismica "Ta" in Fig. 46, con dettaglio del settore centrale. La sezione mostra la sovrapposizione di differenti corpi sismici, correlati con le unità di piattaforma carbonatica (Unità TP) che in parte affiorano nei pressi di M. Maganoce e si deprimono nella parte orientale del profilo, dove sono sottoposte alle scaglie tettoniche appartenenti ai livelli intermedi e superiori dell'edificio tettonico (Unità Sicane e Imeresi e depositi del flysch numidico). Da notare come le faglie inverse ad alto angolo delle Unità Trapanesi si rastremano in profondità su superfici poco inclinate.

Nel settore settentrionale del Foglio è visibile una depressione gravimetrica ad andamento NE–SO, che si continua nell’*offshore* dell’adiacente Foglio “Palermo” e che risulta delimitata dagli alti di Belmonte Mezzagno, ad ovest, e di Monte Cane–San Calogero, ad est.

L’interpretazione dei profili sismici a riflessione che attraversano le strutture carbonatiche presenti nella parte occidentale dell’intero Foglio conferma un assetto strutturale coerente con quanto suggerito dai dati gravimetrici e rivela analogie con le strutture del più occidentale Foglio “Corleone”.

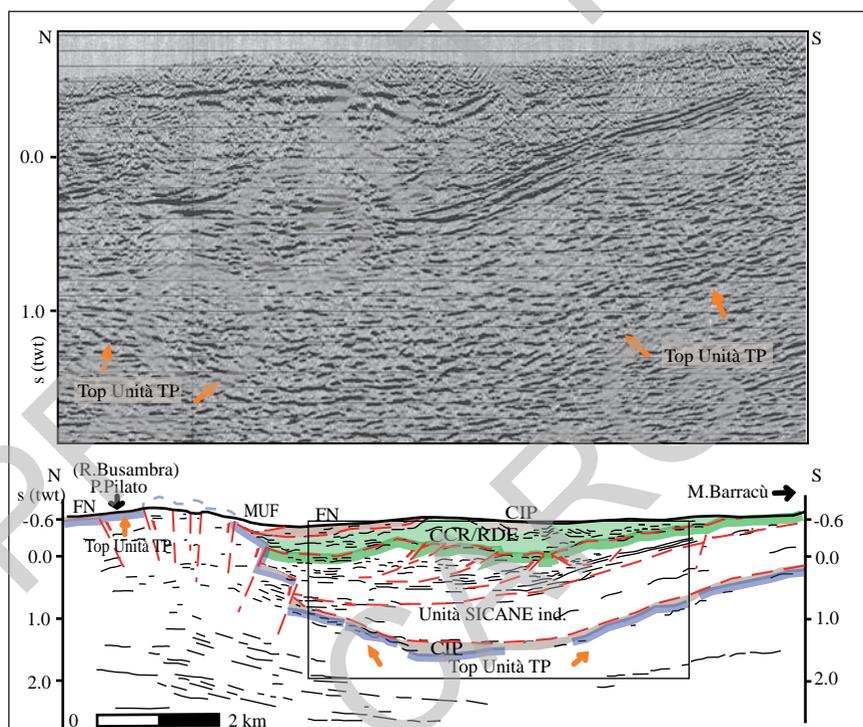


Fig. 48 - Line drawing della linea sismica “Tb” in Fig. 46. In alto un settore della linea corrispondente al riquadro. Le porzioni affioranti dell’unità trapanese (estremo settentrionale della linea sismica) appaiono limitate da faglie inverse ad alta inclinazione, mostranti immersione opposta. Le porzioni sepolte dell’unità trapanese (settore centrale della linea sismica) sono ricoperte da due corpi sismici, correlati con le unità sicane, mostranti vergenze meridionali. Il corpo superiore appare intensamente deformato; al suo interno si riconoscono pacchi di riflettori, scollati e deformati con un diverso raggio di curvatura, correlati con le coperture oligo–mioceniche dell’unità. In superficie, scaglie tettoniche afferenti al flysch numidico sono allocate in piccole depressioni strutturali. Verso l’estremo meridionale, i corpi sicani sono visibili in affioramento e la sottostante unità trapanese risale gradatamente verso la superficie.

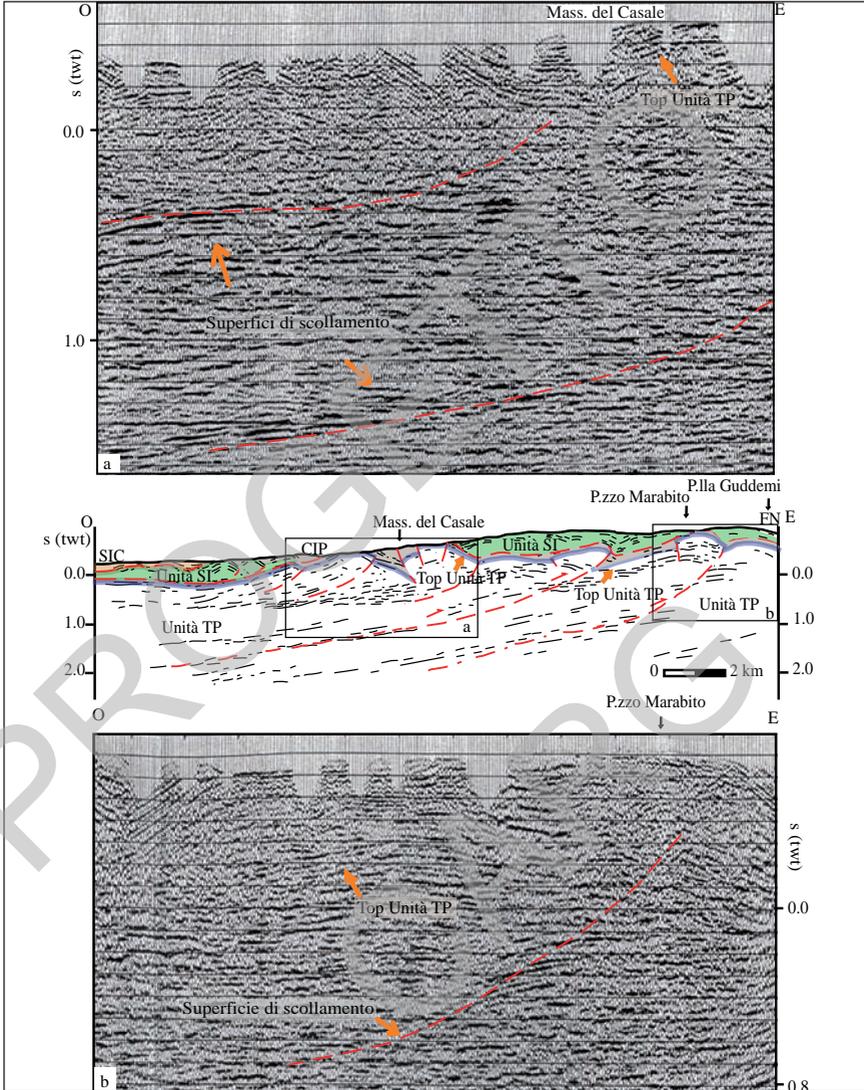


Fig. 49 - Line drawing della sezione sismica "Tc" in Fig. 46. In a e b segmenti della linea sismica corrispondenti ai riquadri del line drawing. La sezione mostra l'assetto strutturale del versante meridionale di Rocca Busambra, attraversata da ovest ad est. All'interno dell'unità trapanese, identificata a bassa profondità lungo tutto il profilo e, a luoghi, affiorante, si riconoscono piani di scollamento debolmente immergenti verso ovest, che suggeriscono la presenza di rampe laterali dell'unità. In superficie, i corpi sismici attribuiti all'USS sicana Corleone-Barracù appaiono dislocati da faglie inverse a media-alta inclinazione.

2 - CARATTERI DEFORMATIVI DELLE UNITA' STRATIGRAFICO STRUTTURALI

2.1 - UNITÀ S.S. DERIVANTI DALLA DEFORMAZIONE DEL DOMINIO SICILIDE

2.1.1 - *Unità S.S. Tusa –Troina*

I terreni derivanti dalla deformazione del Dominio Sicilide si rinvencono sovrapposti tettonicamente sul flysch numidico (area del Fiume Eleuterio, del San Leonardo, della regione compresa tra Baucina e Cozzo Bulgarino e nei settori a sud di Caccamo e di Pizzo Lungo Cucco a Godrano) a costituire coltri di ricoprimento con spessori dell'ordine di parecchie decine di metri (vedi Tav. I).

I depositi riconosciuti vengono compresi nell'U.S.S. Tusa–Troina (DE CAPOA *et alii*, 2002). Sono rappresentati dalle argille varicolori inferiori e da calcari e marne della formazione Polizzi, questi ultimi generalmente sovrapposti alle prime lungo superfici meccaniche caratterizzate da disarmonia strutturale. I caratteri litologici prevalenti (argille) e la qualità degli affioramenti non hanno permesso la raccolta di dati mesostrutturali statisticamente significativi.

La posizione geometrica delle “coltri” Sicilidi, inserite tra il flysch numidico ed i depositi della formazione Castellana Sicula (dove presente) o della formazione Terravecchia, data la loro messa in posto all'intervallo compreso tra la fine del Langhiano e la fine del Serravalliano (settore di Godrano).

2.2 - UNITÀ S.S. DERIVANTI DALLA DEFORMAZIONE DEL BACINO DEL FLYSCH NUMIDICO

2.2.1 - *U.S.S. Godrano–Montemaggiore Belsito*

I terreni del flysch numidico, quando scollati dal loro substrato carbonatico imerese o sicilide, come descritto precedentemente, sono stati raggruppati nell'Unità S.S. Godrano–Montemaggiore Belsito (correlabile con l'Unità di Piana degli Albanesi nei Monti di Palermo di CATALANO *et alii*, 1978 a). L'Unità si estende in gran parte del Foglio dove si sovrappone per sovrascorrimento:

a) sulle marne di San Cipirello delle successioni trapanesi (affioranti a sud della dorsale di M.te Rossella e nella regione di Rocca Busambra) come è confermato dalla successione dei terreni incontrati nel Pozzo Marineo 1;

b) sui terreni del substrato permio–triassico (Unità S.S. di Roccapalumba) come è visibile subito a sud di Campofelice di Fitalia, lungo il torrente Centosalme e nei centri abitati di Vicari e Roccapalumba;

c) sulle marne di San Cipirello dell'Unità S.S. Corleone–Barracù, nella regione a sud di Rocca Busambra.

I terreni del flysch numidico, affioranti nel settore centro meridionale del Foglio “Caccamo”, risultano coinvolti in pieghe con assi orientati prevalentemente NO–SE. Lo sviluppo di questo sistema plicativo dominante è riconoscibile da Torre del Bosco al Bosco di Ficuzza. A sud di Godrano le pieghe con lunghezza d'onda decametrica e con cerniere NO–SE mostrano una spiccata retrovergenza verso il quadrante NE (anticlinale di Godrano, Tav. I).

Esempi spettacolari di pieghe NO–SE (Fig. 50) alla scala della carta geologica si rinvencono a Cozzo della Guardia (a nord del centro abitato di Roccapalumba) ed a Pizzo Pipitone, a nord–est di Vicari dove si riconosce un'anticlinale con lunghezza d'onda chilometrica con asse medio orientato N125° e vergenza verso SO (anticlinale di Cozzo Pipitone, Tav. I).

Depressioni e culminazioni assiali del sistema NO–SE, riconoscibili in tutta l'area, sono l'effetto di un secondo sistema plicativo, meno frequente, orientato NE–SO. Si riscontrano, inoltre, faglie inverse associate ai sistemi plicativi NO–SE (a sud di Godrano) e alle pieghe NE–SO (regione di Cozzo Pipitone).

Faglie più recenti con carattere distensivo, presenti nel settore del Bosco della Ficuzza–Portella del Vento hanno direzione NO–SE, immergono verso NE ed inducono rotazioni dei corpi quarzarenitici al tetto di faglie dirette.

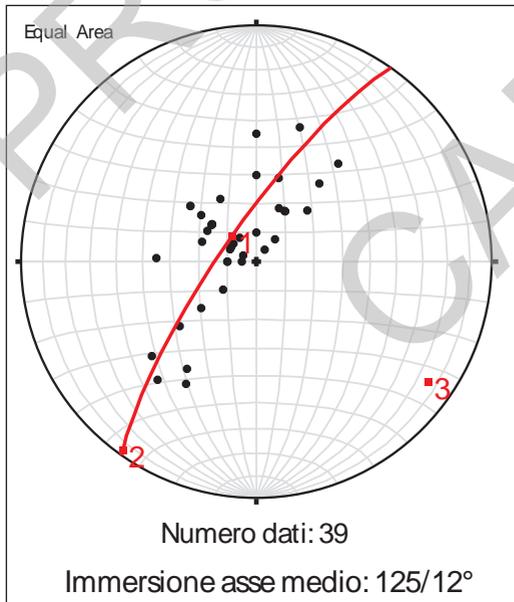


Fig. 50 - Proiezione stereografica dei poli ai piani di strato affioranti lungo l'anticlinale SO–vergente di Cozzo Pipitone (flysch numidico). L'analisi statistica del bedding mostra che l'asse medio dell'anticlinale è orientato NO–SE (N125°).

2.3 - UNITÀ DERIVANTI DALLA DEFORMAZIONE DEL BACINO DI LERCARA (PERMO–TRIASSICO)

2.3.1 - Unità S.S. Roccapalumba

Questa unità è rappresentata da corpi rocciosi intensamente deformati, appartenenti prevalentemente alla Formazione Mufara ed al complesso di Lercara, affioranti nelle regioni di Vicari e Roccapalumba. Sulla base dei dati di sottosuolo anche i lembi della Formazione Mufara presenti a nord e a sud di Rocca Busambra, vengono riferiti, per posizione strutturale, all'Unità S.S. Roccapalumba.

I terreni dell'U.S.S. Roccapalumba, per lo più incompetenti, sono sovrapposti alle Unità S.S. Sicane e/o Trapanesi e sono ricoperti tettonicamente dal flysch numidico. Contatti tettonici con ridotta continuità laterale sono riconoscibili tra i depositi della Mufara e quelli del complesso di Lercara. Deformazioni per faglie inverse (Fig. 51) sono state riscontrate in affioramenti della Formazione Mufara.

L'assetto tettonico dell'U.S.S. Roccapalumba è riconoscibile nell'area tra Vicari e Lercara (adiacente Foglio "Lercara Friddi", Fig. 1 e Tav. II), dove il pozzo Roccapalumba attraversa per buona parte dei suoi 2700 metri questi depositi.

L'unità descritta veniva già interpretata da CAFLISCH & SCHMIDT DI FRIEDBERG (1967) e dagli autori francesi (BROQUET *et alii*, 1966) come un insieme di scaglie tettoniche di terreni permocarboniferi e di argille mioceniche.

L'originaria messa in posto dell'Unità S.S. Roccapalumba è ascrivibile al Tortoniano sulla base dell'età delle marne di San Cipirello su cui la stessa poggia tettonicamente (regione di Palazzo Adriano, Monti Sicani).



Fig. 51 - Faglie inverse nella Formazione Mufara. Cozzo di Lepre, Roccapalumba.

2.4 - UNITÀ S.S. DERIVANTI DALLA DEFORMAZIONE DEL BACINO IMERESE

I depositi carbonatici e silico-carbonatici mesocenozioci imeresi e le coperture oligomioceniche solidali (flysch numidico), sono raggruppabili in due unità S.S.: l'Unità S.S., che affiorano nella porzione più settentrionale del Foglio "Caccamo" (Tav. I): Sagana-Belmonte Mezzagno (CATALANO & MONTANARI, 1979) e l'Unità S.S. Monte Cane-S. Calogero.

Le U.S.S. imeresi sono costituite da corpi rocciosi, estesi più di 100 km² e potenti da 800 a 1400 m; da un punto di vista meccanico i terreni sono caratterizzati da livelli di scollamento, che si generano durante le fasi compressive.

La Formazione Mufara rappresenta il livello di scollamento basale della sovrastante successione mesocenozoica; quest'ultima comprende due corpi principali ben stratificati (*multilayer*), costituiti rispettivamente dalla formazione Scillato e dall'insieme formazione Crisanti e formazione Caltavuturo. L'interposizione delle dolomie massive della formazione Fanusi fa sì che le pieghe, nucleate nei due *multilayer*, siano disarmoniche così come confermato dallo stile delle deformazioni plicative sviluppate all'interno delle unità tettoniche Imeresi nei Monti di Palermo (AVELLONE & BARCHI, 2003).

Le strutture mostrano *trend* preferenziali e vergenze per comprendere le quali è necessario tener conto della storia deformativa polifasata e delle rotazioni orarie differenziali dei vari *thrust sheet* (OLDOW *et alii*, 1990). A causa delle rotazioni, che raggiungono anche i 120°, l'orientazione attuale delle pieghe, specie di quelle più antiche, è diversa dall'orientazione che esse avevano al momento della loro formazione. Le pieghe sono osservabili sia alla scala cartografica che alla scala dell'affioramento, spesso tra loro geneticamente associate (pieghe parassite).

Il sistema plicativo dominante ha *trend* compreso tra NNO-SSE e NO-SE; questa generazione di pieghe mostra vergenza SO ed è ben rappresentata lungo l'anticlinale di Monte Cane (asse medio N344°) e nelle pieghe minori dell'Unità S.S. Sagana-Belmonte Mezzagno. Locali mesopieghe indicano una retrovergenza verso NE associata a piani di faglia inversa (Cozzo Vipera, nel settore nord-ovest del Foglio e Monte Cane nel settore centrale). L'asse principale risulta dislocato e localmente ruotato da faglie trascorrenti e traspressive orientate lungo direzioni NO-SE e NE-SO (Fig. 52).

Le superfici assiali e le cerniere relative a questo sistema di pieghe appaiono deformate da un secondo sistema plicativo (con orientazione compresa tra E-O e NE-SO), al quale è possibile imputare il piegamento dei precedenti assi strutturali (terminazione periclinale di Monte Cane). L'effetto del secondo evento plicativo interessa tutta l'Unità S.S. Monte Cane-San Calogero che, sebbene variamente dislocata da faglie, mostra l'assetto generale di una struttura con asse E-O (anticlinale di Trabia) e NE-SO (presso Cozzo Famo).

Questi dati sono in accordo con quelli raccolti negli adiacenti Monti di Palermo (Foglio “Palermo”) dove sono stati descritti, nel dettaglio, gli effetti dell’interferenza tra i due sistemi plicativi (AVELLONE & BARCHI, 2003).

2.4.1 - Unità S.S. Sagana–Belmonte Mezzagno

Questa unità affiora nell’area settentrionale del Foglio e nell’adiacente Foglio “Corleone”. E’ possibile distinguere: la subunità Pizzuta–S. Cristina, che si prolunga in gran parte verso ovest (Fig. 53), la subunità Monte Leardo–Chiarastella, che si riconosce da Monte Leardo (Fig. 54) a Marineo e riaffiora a Pizzo Chiarastella e la subunità Cozzo S. Angelo che affiora a sud–est di Marineo.

2.4.1.1 - Subunità Pizzuta–S. Cristina

Affiora nel settore nord–ovest del Foglio ed è limitata verso sud da un’imponente depressione strutturale occupata dal flysch numidico (sinclinale di Piana, in gran parte presente nell’attiguo Foglio “Corleone”, Fig. 53). La subunità mostra una prevalente immersione degli strati verso sud-ovest: questo assetto geometrico è



Fig. 52 - *Faglia traspressiva destra che disloca i depositi silico-carbonatici della formazione Crisanti rispetto ai calcari della formazione Caltavuturo affioranti al letto della faglia. Rocca S. Felice, U.S.S. M. Cane–S. Onofrio.*

interrotto solo localmente da faglie inverse con direzione NO–SE (Cozzo Carriu) e da pieghe minori con cerniere NO–SE e generale vergenza SO. Presso Cozzo Vipera, a sud di Serra Campana, sono state riconosciute retrovergenze espresse da pieghe e faglie inverse mesoscopiche, mostrandoti direzione di trasporto tettonico verso nord–est (Fig. 53).

La subunità Pizzuta–S. Cristina si estende verso est fino alla depressione del fiume Eleuterio dove i carbonati imeresi vengono a contatto con i depositi del flysch numidico lungo un importante lineamento tettonico, con direzione NE–SO, qui interpretato come faglia trascorrente sinistra (lineamento Eleuterio, Tav. I). Verso SO, invece, il fronte della subunità è parallelo alla sinclinale di Piana (ONO–ESE) ed è interpretato come la prosecuzione del fronte Mirabella affiorante nell’adiacente Foglio “Corleone” (Fig. 53, Tav. II). La struttura presenta evidente carattere di faglia inversa presso Pietra del Corvo (Fig. 54 b) ed a luoghi scompare lateralmente quando il piano si propaga nei depositi argillosi del flysch numidico; il fronte Mirabella produce un’embricazione interna alle Unità Imeresi (con l’accavallamento della subunità Pizzuta–S. Cristina sulla sottostante subunità Monte Leardo–Chiarastella, Fig. 54). Faglie trascorrenti sinistre, con direzione NNE–SSO, dislocano il fronte a Cozzo S. Angelo e nell’area di S. Cristina Gela; in contrada Case Vannucci (Pianetto) il fronte della subunità è interrotto da un sistema di faglie dirette, con direzione NNE–SSO, che delimita una ridotta depressione riempita da depositi continentali e lacustri probabilmente quaternari (depositi di Pianetto affioranti anche nel Foglio “Palermo”).

2.4.1.2 - Subunità Monte Leardo–Chiarastella

La subunità affiora nelle culminazioni tettoniche di Monte Leardo e di Pizzo Chiarastella. Rappresenta l’unità imerese geometricamente più bassa, direttamente sovrapposta sull’Unità S.S. M. Kumeta–Balatelle (Unità Trapanesi). Gli affioramenti di Pizzo Chiarastella (a SE di Monte Balatelle) sono interpretati come il settore più orientale affiorante di questa Unità.

Il sovrascorrimento sulle Unità S.S. Trapanesi è stato inizialmente riconosciuto e cartografato da CAFLISCH (1966) e successivamente da CATALANO *et alii* (1979). Nella regione compresa tra Monte Leardo e Marineo, in particolare, i terreni imeresi si sovrappongono ai depositi trapanesi lungo un fronte a direzione ONO–ESE. Tuttavia, sia a Monte Leardo che a Marineo la giacitura originaria del piano di sovrascorrimento è stata modificata dalla tettonica post–ortoniana che ha coinvolto le sottostanti Unità trapanesi (Evento II, vedi oltre § 4.3 e Fig. 67), piegando e dislocando il contatto di sovrascorrimento stesso (Fig. 54 e sezione geologica AA’ in cornice).

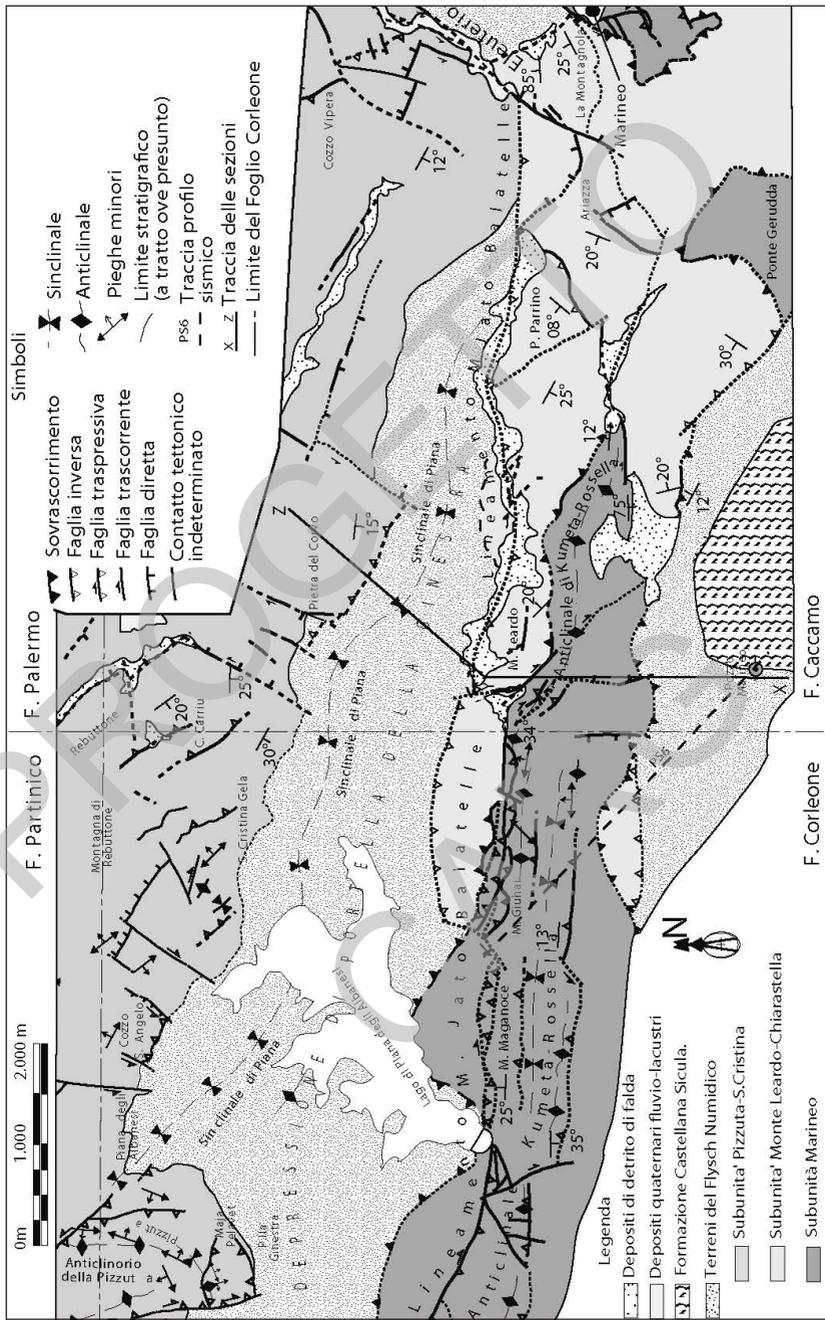


Fig. 53 - Carta strutturale della regione meridionale dei Monti di Palermo, comprendente settori dei Fogli "Caccamo", "Partinico", "Palermo" e "Corleone" (cfr. con Fig. 1). Sono evidenziati i rapporti tettonici tra le Unità Trapanesi e quelle Imeresi.

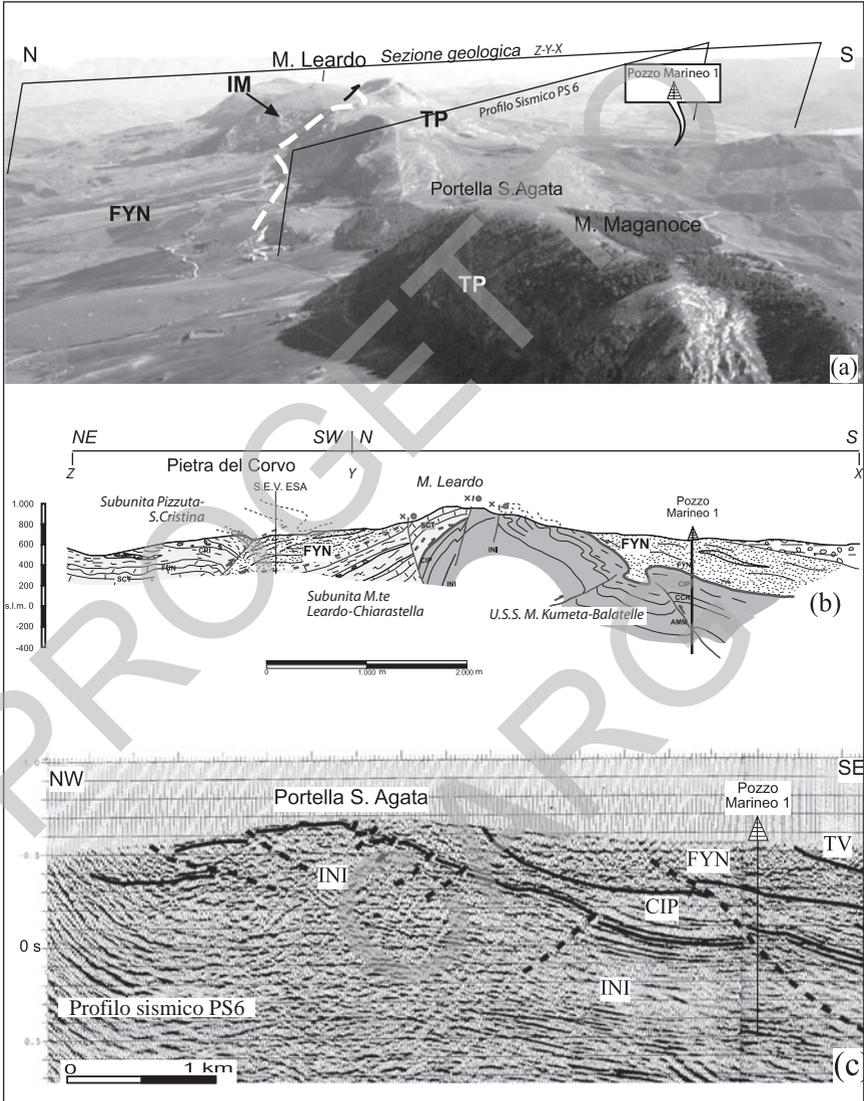


Fig. 54 - Sovrascorrimento delle U.S.S. imeresi su quelle trapanesi nell'area di Monte Leardo al limite orientale del Foglio Corleone: a) Foto panoramica, IM: U.S.S. imeresi (Subunità Pizzuta-S. Cristina e M. Leardo-Chiarastella); TP: U.S.S. trapanesi (U.S.S. M. Kumeta-Balattelle); FYN: depositi del flysch numidico, b) sezione geologica ZYX, per gli acronimi cfr. testo, c) profilo sismico PS6. Cfr. traccia sezioni in Fig. 46 (modif. da CATALANO et alii, 2004).

Nell'area di Pizzo Chiarastella il piano di sovrascorrimento non affiora. Tuttavia recenti studi idrogeologici (AVELLONE *et alii*, 2006) hanno evidenziato, al di sotto dei terreni imeresi, la presenza della successione carbonatica di facies trapanese, e quindi l'esistenza, nel sottosuolo, del sovrascorrimento menzionato.

La dorsale di Pizzo Chiarastella, allungata in direzione NO–SE, è limitata a nord–est e sud–ovest da faglie traspressive che rappresentano il prolungamento del lineamento Monte Iato–Balatelle, sistema traspressivo E–O destro che a Monte Balatelle, si dispone in direzione NO–SE (vedi anche GHISSETTI & VEZZANI, 1984).

Sono, inoltre, state riconosciute faglie minori trascorrenti e traspressive destre (direzione N120°), parallele al sistema principale. Evidenze mesoscopiche di tettonica distensiva sono rappresentate da faglie con direzioni parallele e trasversali alla struttura di Pizzo Chiarastella (Fig. 55).

Per il rilievo di Pizzo Chiarastella, NIGRO & RENDA (2002) descrivono una complessa evoluzione tettonica con numerosi distinti eventi deformativi che gli A.A. riconoscono in faglie o sovrascorrimenti non riportati su carta (*ibidem* Fig. 4) e/o di dubbia attribuzione cronologica. In quest'area infatti sono assenti depositi sintettonici necessari per una cronologia così specifica.



Fig. 55 - Calcari della formazione Scillato, subunità Monte Leardo–Chiarastella. Faglie dirette con direzione parallela e trasversale alla dorsale di Pizzo Chiarastella. Pizzo Chiarastella.

2.4.1.3 - Subunità Cozzo S. Angelo

La subunità rappresenta una culminazione della struttura imerese affiorante a Cozzo S. Angelo (SE di Marineo) dove appare allungata lungo una direzione

prevalente NO–SE. La subunità risulta costituita da una successione cretacico–oligocenica calcareo–marnosa (con potenza in affioramento superiore ai 100 m) e che si continua nel sottosuolo, come evidenziato dall’interpretazione dei profili sismici a riflessione. La struttura è limitata da faglie trascorrenti destre NO–SE (N120°) e risulta dislocata a NE rispetto alle coperture trapanesi e a SO rispetto ai terreni del flysch numidico (sezione geologica DD’ in cornice).

Le pieghe, con prevalente geometria sinusoidale, ma con zone di cerniera aguzze, presentano assi con *trend* NO–SE e vergenza NE.

I dati di campagna indicano che su questi terreni si sovrappongono, in contatto tettonico, i corpi triassici della Formazione Mufara, sovrastati, a loro volta, da lembi di flysch numidico e di terreni Sicilidi.

2.4.2 - Unità S.S. Monte Cane–San Calogero

Nell’Unità S.S. Monte Cane–Monte S. Calogero si distinguono le subunità Trabia–Pideri e Caccamo–Monte Rotondo, riconoscibili nel settore orientale e nell’adiacente Foglio “Termini Imerese–Capo Plaia”, e la subunità Monte Cane–S. Onofrio, esposta nel settore NE del Foglio.

2.4.2.1 - Subunità Trabia–Pideri

La struttura affiora tra la costa settentrionale su cui si affaccia il centro abitato di Trabia e il rilievo di Cozzo Famo, a sud (Tav. I); si estende verso ovest inglobando i piccoli rilievi di Cozzo Suvarito e di Serra Mola. Comprende le cime di Monte Rosamarina, Cozzo Famo e Cozzo Pideri (al margine con l’adiacente Foglio “Termini Imerese–Capo Plaia”).

Nel suo insieme la subunità appare sovrascorsa verso SO sull’Unità di Monte Cane–S. Onofrio, con un complesso assetto che è determinato dalla presenza di faglie che dislocano le strutture a pieghe.

Nel settore di M. Rosamarina la subunità è un’anticlinale NO–SE che tende ad una chiusura periclinale verso SSE (Cozzo Famo, sezione geologica FF’ in cornice); la terminazione periclinale è l’effetto del successivo piegamento NE–SO associato ad un *thrust* che sovrappone la subunità alle coperture numidiche.

Verso nord la subunità appare come una struttura est–ovest (anticlinale di Trabia), la cui orientazione è, probabilmente, conseguenza della dislocazione e rotazione prodotta da faglie dirette e trascorrenti con direzioni prevalenti nord–sud ed in subordine est–ovest (Tav. I).

Nel settore di Cozzo Pideri si osservano imbricazioni interne alla subunità;

sulla sponda destra del fiume San Leonardo, alla base di Cozzo Pideri e di Monte Pileri, i terreni siltoso–arenacei della Formazione Mufara poggiano tettonicamente ora sulle radiolariti, ora sui terreni del flysch numidico.

Tale assetto è riferibile ad un *thrust* con geometrie *ramp–flat* visibili anche nell’adiacente Foglio “Termini Imerese–Capo Plaia” (CONTINO *et alii*, 2004).

2.4.2.2 - Subunità Monte Cane–S. Onofrio

È una estesa struttura che si continua a nord nell’adiacente Foglio “Palermo”. Risulta costituita da una coppia di anticlinali asimmetriche SO–vergenti con asse NNO–SSE (anticlinali di Monte Cane e di Monte S. Onofrio, Tav. I) formatesi durante l’Evento I (vedi oltre § 4.3 e Fig. 67). La loro geometria è stata successivamente modificata dalla tettonica post–ortoniana (Evento II). Al nucleo della interposta sinclinale affiorano le peliti ed i livelli siltitici del membro di Portella Colla. Nel suo insieme la subunità Monte Cane–S. Onofrio è limitata verso ovest da una faglia inversa ad alto angolo con immersione NE e da faglie trassensive che ribassano la struttura verso i quadranti orientali.

La sezione geologica passante per Pizzo Trigna e Cozzo Ricottelli, a sud di Monte Cane (Fig. 56 e sezione geologica EE’ in cornice), mostra come siano

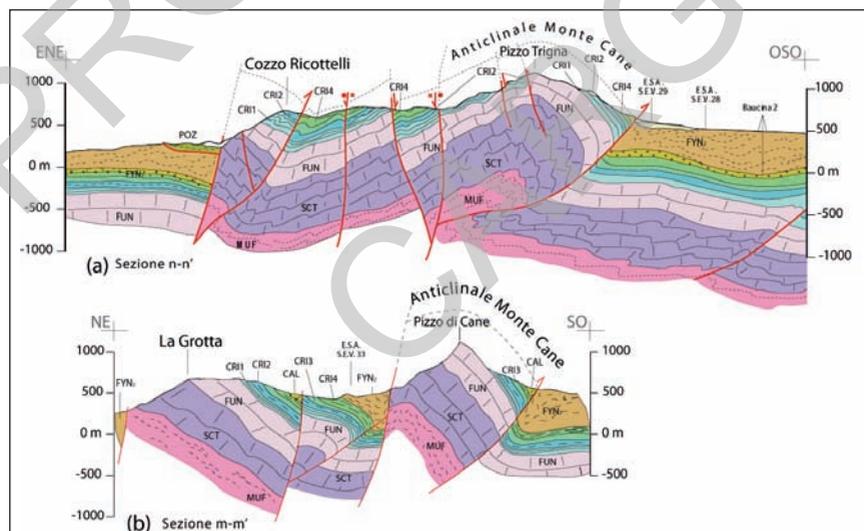


Fig. 56 - Sezioni geologiche trasversali alla dorsale di Monte Cane–S. Onofrio: a) settore meridionale; b) settore settentrionale (per l’ubicazione delle tracce in carta vedi Tav. I; la sezione n–n’ è parte della sezione in cornice E–E’.

spesso ben preservati i fianchi esterni delle originarie anticlinali (Monte Santo Onofrio–Pizzo Trigna). Le linee di cerniera delle pieghe minori hanno *trend* circa NNO–SSE (Fig. 57 a); l’asimmetria dei fianchi risulta compatibile con meccanismi di *flexural slip* associati a pieghe a più grande scala con asse orientato in direzione NNO–SSE.

L’anticlinale asimmetrica di Monte Cane, SO–vergente, mostra il fianco interno inclinato mediamente di 25° (Contrada Mandra Palombella) ed il fianco esterno verticalizzato (versante ovest di Pizzo Trigna).

Il piegamento nella formazione Crisanti è frequentemente caratterizzato da meccanismi di scivolamento flessurale, a causa dell’elevato contrasto di competenza tra i litotipi carbonatici e quelli terrigeni. Tali meccanismi originano pieghe minori, il cui senso di asimmetria è funzione della posizione delle pieghe all’interno della struttura maggiore che le contiene (pieghe parassite). Chiari esempi si hanno presso Cozzo Sannita e Monte Bellina, lungo la strada forestale, dove al passaggio tra le brecce a *Ellipsactinia* e le marne spongolitiche, è ben esposto un affioramento di pieghe minori generate lungo il fianco NE dell’anticlinale di Monte Cane (Fig. 57 b).

L’anticlinale di Monte S. Onofrio affiora a Cozzo Sannita dove si osserva l’intera piega, sia pure ritagliata da faglie inverse retrovergenti e da faglie dirette (Fig. 56 e sezione geologica EE’ in cornice). Il suo fianco esterno risulta verticalizzato e/o rovesciato sulle coperture terrigene numidiche dell’anticlinale di Monte Cane.

Associate alle pieghe sono visibili limitate imbricazioni interne: viene mostrato come esempio, il *thrust* ad alto angolo sul fianco esterno dell’anticlinale di S. Onofrio (Cozzo Ricottelli). La struttura mostra un rigetto di qualche centinaio di metri, rimanendo, verso nord, sepolta al di sotto del flysch numidico. In generale



Fig. 57 – Strutture plicative lungo le anticlinali di Monte Cane e Monte S. Onofrio. L’analisi della distribuzione degli assi delle pieghe minori evidenzia un trend dominante orientato N334/24 (a). La foto (b) mostra un esempio di pieghe minori nella formazione Crisanti affioranti presso Monte Bellina. Il senso di asimmetria è coerente con i meccanismi di scivolamento flessurale che si sviluppano all’interno della piega principale che le ospita (fianco NE dell’anticlinale di Monte Cane).

le deformazioni compressive presentano una dominante vergenza verso SO e locali fenomeni di retrovergenza (Pizzo Trigna, sezione geologica di Fig. 56 a). Nei piani di faglia inversa generazioni multiple di indicatori cinematici mostrano una riattivazione con componente trascorrente.

Le grandi strutture plicative della dorsale Monte Cane–S. Onofrio sono infatti intensamente dislocate da successive deformazioni trascorrenti (vedi Fig. 52). Sono state mappate faglie trastensive e traspressive sinistre con direzione compresa tra NE–SO e NNE–SSO, con rigetto in carta (apparente) di qualche centinaio di metri. Lungo il Vallone S. Michele, ad esempio, il sistema NE–SO, con piani immergenti a NO e carattere trastensivo sinistro, disloca vistosamente il membro delle brecce a Rudiste del Cretacico superiore.

Nel settore nord dell’anticlinale di Monte Cane, un contatto tettonico ad alto angolo disloca il fianco NE dell’anticlinale e determina la giustapposizione tra i calcari con selce della formazione Scillato (al nucleo dell’anticlinale) ed i depositi del flysch numidico (Fig. 56) .

La faglia ad alto angolo presenta una direzione compresa tra N150° e N120°, immersione NE, carattere trastensivo destro con prevalente ribassamento verso i quadranti settentrionali costieri. Tale faglia viene invece descritta da GUARNIERI (2004) come parte di un lineamento traspressivo destro di estensione ed importanza crostale. I nostri rilievi non confermano il carattere regionale di questo elemento tettonico nel suo prolungamento attraverso Cozzo Sannita.

Una tettonica distensiva, individuabile lungo ambedue le anticlinali di M. Cane e S. Onofrio, interrompe la continuità delle preesistenti strutture. Sul versante occidentale di Pizzo Selva a Mare (settore nord delle dorsali ricadente nell’adiacente Foglio “Palermo”), la tettonica distensiva si esplica con l’attivazione di faglie dirette NS e NNO–SSE e con ribassamento verso est; lungo il versante meridionale di Monte Bellina (settori meridionali della dorsale), è stato riconosciuto invece un sistema di faglie dirette orientate circa NE–SO, ribassanti verso SE.

2.4.2.3 - Subunità Caccamo–Monte Rotondo

La struttura è parte di una originaria antiforme sud–vergente, modificata successivamente da faglie, con carattere trastensivo, a direzione NE–SO e subordinatamente E–O. Tali lineamenti, individuano tre strutture separate, affioranti rispettivamente a Rocca Grande, Caccamo e Monte Rotondo in un’area di giunzione dei Fogli Caccamo e Termini Imerese. Non si esclude una correlazione geometrica di questa subunità con la più occidentale subunità Monte Cane–S. Onofrio.

2.5 - UNITÀ' S.S. DERIVANTI DALLA DEFORMAZIONE DEL BACINO SICANO

2.5.1 - Unità S.S. Corleone–Barracù

L'Unità S.S. affiora nell'area a nord ed a sud di Rocca Busambra (Tav. I) estendendosi negli adiacenti Fogli "Corleone" e "Lercara Friddi" (vedi Figg. 1 e Tav. II). Sono state distinte:

a) subunità Monte Barracù, affiorante pochi chilometri a sud nell'adiacente Foglio "Lercara Friddi" (schema inquadramento regionale in cornice) e riconoscibile nel sottosuolo lungo il profilo BB' ed in Fig. 58;

b) subunità Balata–Zuccarone. Questa subunità è costituita:

– da carbonati e marne cretaco–oligomiocenici affioranti a nord di Masseria Nicolosi, Portella del Vento, Piano Tramontana e sulla sinistra orografica del Vallone Guddemi, nel settore orientale della Rocca Busambra;

– dai terreni clastico–carbonatici oligomiocenici affioranti nel settore occidentale del Foglio (Cozzo Zuccarone) e sepolti nel sottosuolo verso SE (Cozzo Donna Giacomina), dove i profili sismici mostrano l'intera successione meso–cenozoica che si sovrappone tettonicamente alle unità trapanesi (Fig. 58, sezione geologica BB' in cornice)

Le successioni cretaco–oligomioceniche appaiono spesso disarticolate dal loro originario substrato carbonatico triassico–giurassico (Fig. 59).

I terreni, siti a sud della Rocca Busambra, costituiscono un importante anticlinorio (Cozzo Zuccarone) con asse NO–SE che coinvolge al nucleo le marne di Cardellia; tale struttura mostra un'evidente terminazione periclinale verso sud–est mentre ad ovest, nell'adiacente Foglio "Corleone", appare vicariante con due antiformali il cui *trend* ruota progressivamente in direzione est–ovest. Nel

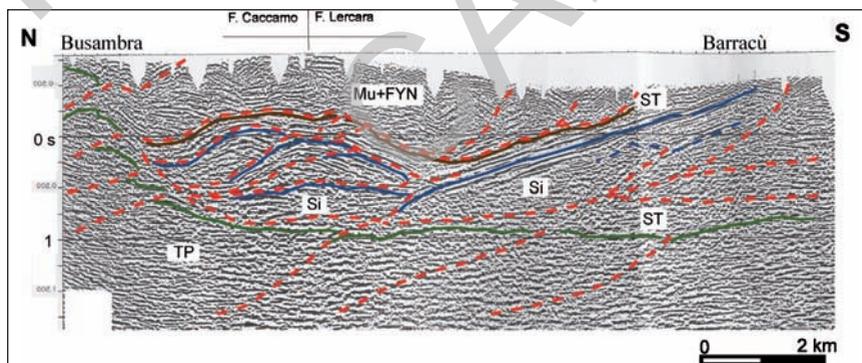


Fig. 58 - Profilo sismico che mostra le deformazioni con geometrie di duplex delle unità sicane (U.S.S. Barracù–Corleone). Il Foglio "Caccamo" è attraversato dalla prima parte della sezione.

sottosuolo (sezioni geologiche BB' e CC' in cornice) superfici di *thrust* dislocano i depositi mesozoico–oligocenici e si raccordano a superfici di scollamento più profonde secondo una tettonica di tipo *embricate fan* o *duplex*, già rilevata per queste successioni in altri settori (CATALANO *et alii*, 2000).

La subunità si continua verso est immergendosi nel sottosuolo dell'area di Cozzo Donna Giacomina.

Assegniamo alla stessa subunità i depositi cretaceo–oligocenici intensamente deformati affioranti nel settore orientale e settentrionale della dorsale di Rocca Busambra ed in particolare a Portella del Vento, Piano Tramontana (Fig. 60). I dati strutturali raccolti evidenziano anticlinali con lunghezza d'onda di circa 100m ed al nucleo i termini più antichi della formazione Amerillo (litofacies rossa, AMM_a). Lungo il settore di Piano della Tramontana, i calcari della formazione Amerillo sono coinvolti in un sistema di pieghe con cerniere aguzze, assi generalmente orientati ONO–ESE e vergenze sud–occidentali (Fig. 59). Geometrie e stile deformativo delle pieghe minori (Pizzo di Casa, Fig. 59), associate a mesofaglie



Fig. 59 - a) Caratteri deformativi nella formazione Amerillo del dominio Sicano della subunità Balata–Zuccarone, affioranti a Pizzo di Casa–Portella del Vento (settore orientale della dorsale di Rocca Busambra; b) dettaglio mostrante più piani di faglia inversi (in rosso) e strati fortemente piegati con pieghe tipo chevron.

(Fig. 59 a) suggeriscono lo scollamento di questi depositi dall'originario substrato mesozoico ritenuto di facies sicana.

La subunità è limitata verso nord da un contatto transpressivo associato ad una piega nord vergente che rialza i depositi cretaceo–eocenici rispetto al flysch numidico (Fig. 60).

2.6 - UNITÀ DERIVANTI DALLA DEFORMAZIONE DELLA PIATTAFORMA CARBONATICA TRAPANESE

Le Unità S.S. trapanesi affiorano nel Foglio lungo due spettacolari dorsali carbonatiche a forte controllo strutturale, allineate circa E–O (da Monte Rossella a Monte Balatelle a nord e lungo la Rocca Busambra a sud).

Le unità trapanesi affiorano inoltre, come ridotti alti morfologici, lungo la finestra tettonica di Ponte Gerudda e nell'estremità meridionale del Foglio (aree di Vicari e Roccapalumba, Tav. I).

Dal punto di vista strutturale sono state riconosciute le Unità S.S. Monte Kumeta–Balatelle, Rocca Busambra e Vicari–Le Rocche. Le Unità S.S. trapanesi sono presenti nel sottosuolo dell'intero Foglio a costituire l'ossatura essenziale dell'edificio tettonico, come dimostrato nelle regioni nelle quali i profili sismici a riflessione ne consentono l'identificazione. In tutti i settori di affioramento le rocce delle Unità S.S. trapanesi mostrano di aver registrato una fase tettonica sinsedimentaria mesozoica, una fase di strutturazione compressiva e traspressiva di età Miocene superiore–Pliocene ed una fase di tettonica distensiva di età probabilmente pleistocenica.

2.6.1 - Unità S.S. Monte Kumeta–Balatelle

L'U.S.S. è rappresentata, nel Foglio, dalla subunità Marineo, che si continua nel sottosuolo di Ficuzza–Godrano (Tav. I), dove si sovrappone localmente su unità trapanesi sepolte lungo *thrust* riconoscibili sulla base dei dati sismostratigrafici.

2.6.1.1 - Subunità Marineo

La subunità affiora lungo la porzione est dell'anticlinale Kumeta–Rossella (prolungamento orientale della ben nota dorsale di Monte Kumeta, ubicata pochi chilometri ad ovest, nel Foglio “Corleone”); la stessa sottoscorre verso

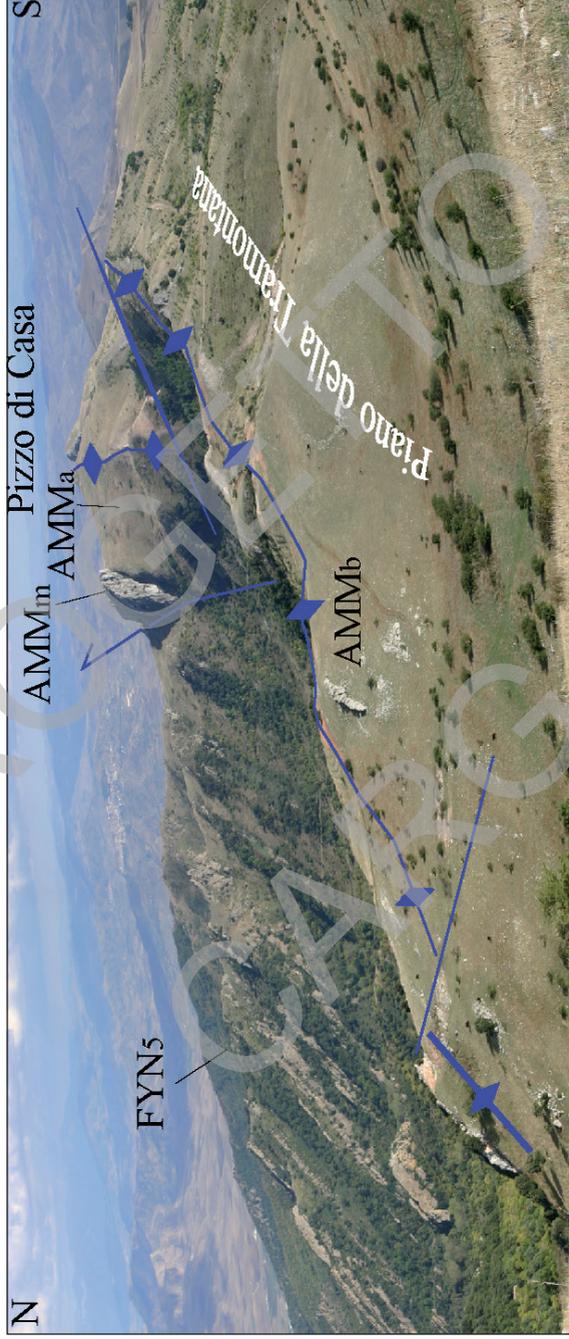


Fig. 60 - Il versante settentrionale della Rocca Busambra mostra il contatto tettonico per faglia traspressiva destra immergente verso sud, tra il flysch numidico (FYN₅) e la subunità Balata-Zuccarone. Il contatto è successivo al sovraccorrimiento del flysch numidico sulla subunità sicana. Si osservi l'anticlinale, orientata circa ESE-ONO, lungo il Piano di Tramontana-Pizzo Casa, dislocata da faglie trasversali orientate circa NS. AMM₁: formazione Amerillo; a) litofacies della scaglia rossa; b) litofacies della scaglia bianca; m) megabreccie carbonatiche; FYN₅: arenarie quarzose del membro Geraci Siculo del flysch numidico.

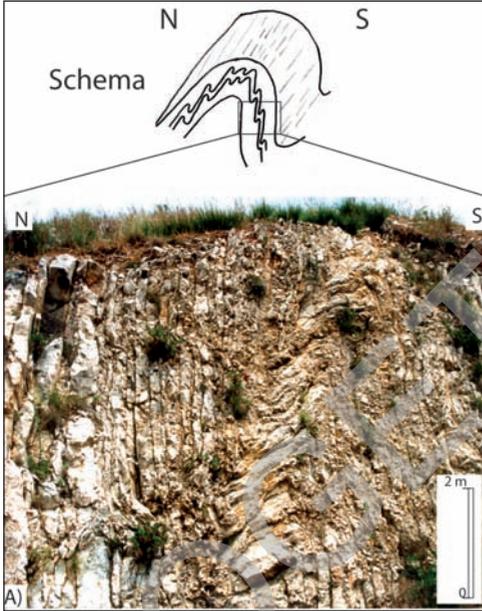


Fig. 61 - La Serra: A) Pieghe a chevron asimmetriche nel fianco esterno dell'anticlinale Kumeta-Rossella. La sottile stratificazione e l'elevato contrasto di competenza facilitano lo scorrimento flessurale e la formazione di pieghe minori chiuse (interlimb angle compreso tra 30° e 45°), con modesto ispessimento in cerniera e debole assottigliamento sui fianchi (classe 1C, RAMSAY, 1967). Si noti l'aumento della fratturazione nella zona di cerniera. L'asimmetria della coppia di pieghe visibili nella foto è coerente con la posizione strutturale all'interno della struttura maggiore ospite (fianco meridionale rovesciato dell'anticlinale Kumeta-Rossella). B) Piega asimmetrica con evidente ispessimento in cerniera nei litotipi della formazione Amerillo. Il flusso di materiale meno competente dai fianchi verso le zone di cerniera, che risultano chiaramente ispessite, è legato a meccanismi di piegamento tipo flexural flow (da AVELLONE & BARCHI, 2003).



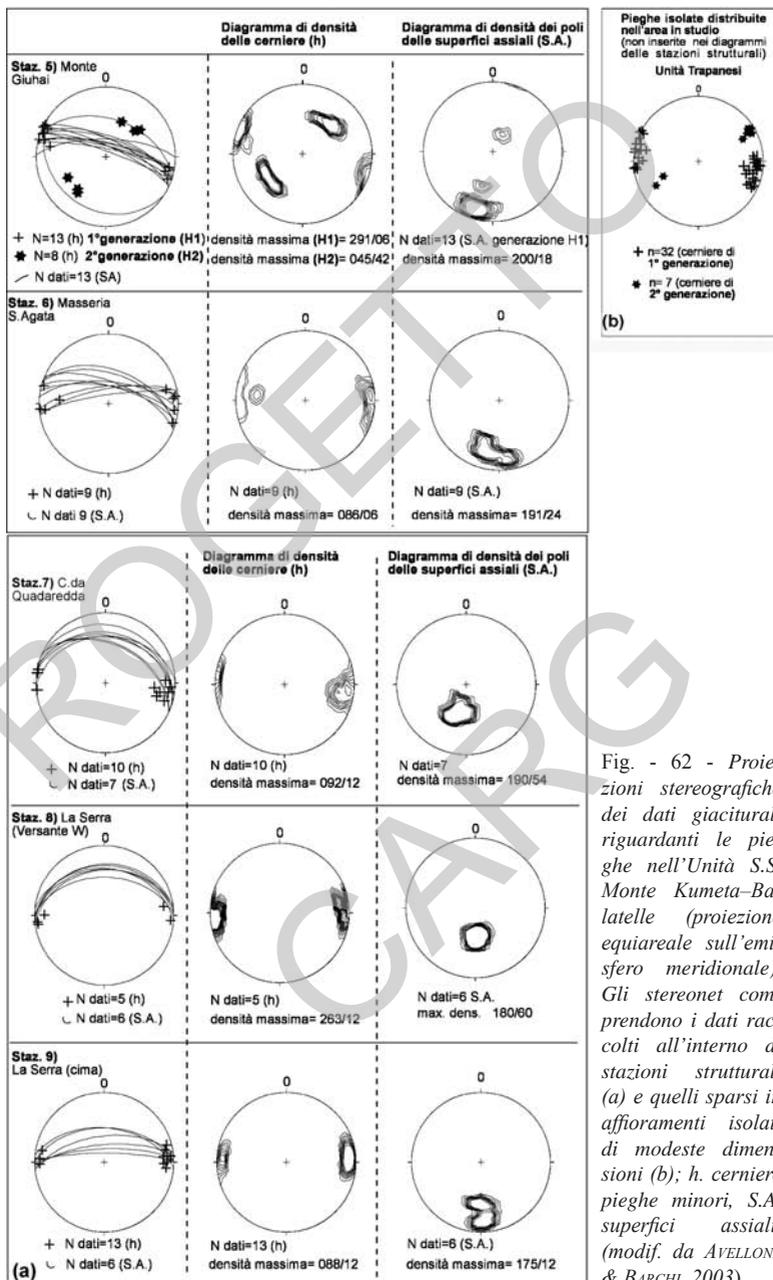


Fig. - 62 - Proiezioni stereografiche dei dati giacitureli riguardanti le pieghe nell'Unità S.S. Monte Kumeta-Balatelle (proiezione equiareale sull'emisfero meridionale). Gli stereonet comprendono i dati raccolti all'interno di stazioni strutturali (a) e quelli sparsi in affioramenti isolati di modeste dimensioni (b); h. cerniere pieghe minori, S.A. superfici assiali. (modif. da AVELLONE & BARCHI, 2003).

nord-est alla subunità imerese Monte Leardo–Chiarastella e riaffiora nella regione di Marineo e di Monte Balatelle (Tav. I). Il sollevamento della struttura anticlinale ha prodotto l'esumazione del piano di sovrascorrimento delle U.S.S. imeresi su quelle trapanesi, osservabile nelle aree di Monte Leardo, La Montagnola, e nella finestra tettonica di Ponte Gerudda (vedi Fig. 53).

Nella sua estremità orientale l'anticlinale Kumeta–Rossella si dispone secondo un *trend* NO–SE. Allo sviluppo di questa piega maggiore, che ha una lunghezza d'onda di qualche chilometro, è legata la formazione di pieghe minori. Il senso di asimmetria di queste ultime è coerente con la direzione degli sforzi di taglio, indotti dallo scorrimento flessurale durante la nucleazione della struttura maggiore ospite (Fig. 61). Ciò consente di ipotizzare, in accordo con OLDOW *et alii* (1990), che la direzione di trasporto tettonico, indicata dalle pieghe minori misurate all'interno della formazione Amerillo, rappresenti, con buona approssimazione, quella dell'intera unità (AVELLONE & BARCHI, 2003).

Dal punto di vista morfologico, le pieghe rilevate all'interno della subunità (Fig. 61) mostrano per lo più geometrie sinusoidali e *chevron*, riconducibili alle classi 1B e 1C della classificazione di RAMSAY (1967). Lo stile deformativo è caratterizzato da un diffuso clivaggio stilolitico. La sua disposizione “a ventaglio” permette di riferirne l'origine ad una fase di raccorciamento parallelo alla stratificazione, che precede la nucleazione delle pieghe (*flattening pre-buckling*). All'interno della subunità è evidente la disarmonia strutturale tra la successione sottilmente stratificata della formazione Amerillo ed il substrato di calcari competenti della Formazione Inici.

L'analisi statistica dei dati giaciture e le osservazioni di campagna evidenziano due generazioni di pieghe (H1 e H2, Fig. 62). La generazione più antica (H1), che si dispone statisticamente secondo un *trend* orientato est–ovest con vergenza S, mostra una elevata coerenza in tutte le stazioni strutturali realizzate lungo la dorsale Kumeta–Rossella; la generazione più recente (H2) presenta un *trend* NE–SO (compreso tra N45° e N60°) che è ben rappresentato in mesopieghe isolate in affioramenti di modeste dimensioni.

Nell'ambito della subunità Marineo sono stati cartografati vari sistemi di faglie inverse e traspressive, espressione della strutturazione interna delle Unità S.S. trapanesi (Tav. I). Le faglie inverse, rilevate alla scala mesostrutturale, presentano *trend* E–O, parallelo alle strutture plicative di prima generazione e ad esse sembrano essere associate sia sul fianco settentrionale che su quello meridionale dell'anticlinale Kumeta–Rossella (vedi Fig. 53).

Le faglie traspressive sono diffuse lungo tutta la subunità; le strutture con componente trascorrente hanno direzioni E–O (senso di movimento dx), NO–SE (sintetico dx) e NNE–SSO (antitetico sx). Le strutture traspressive E–O si sono originate nella tardiva fase del sollevamento dell'anticlinale principale, evento

che ha controllato la geometria dell'intera morfostruttura orientata E–O. La variazione dell'orientazione lungo un *trend* NO–SE da M. Balatelle fino a P.zo Chiarastella può essere correlata ad un cambio della direzione del lineamento traspressivo principale (lineamento M. Jato–Balatelle), orientato, anch'esso, NO–SE (Tav. I).

Faglie traspressive dislocano il fianco settentrionale dell'anticlinale Kumeta–Rossella, deformando anche il piano di sovrascorrimento delle soprastanti Unità S.S. imeresi. Presso Portella Sant' Agata, un sistema di faglie traspressive destre, con direzione N140°, determina il sollevamento dei calcari liassici della Formazione Inici che si sovrappongono alle coperture cretache (formazione Amerillo). Lo sviluppo di faglie traspressive sinistre (NNE–SSO), antitetiche alla zona di taglio principale (E–O), genera la spettacolare struttura del “dente di Marineo” (Fig. 63).

Infine, sono state riconosciute faglie dirette che postdatano le strutture compressive e trascorrenti. Le strutture distensive presentano rigetti modesti e si sviluppano lungo direzioni trasversali e parallele all'anticlinale Kumeta–Rossella (vedi località di Masseria S. Agata e La Montagnola).

La tettonica distensiva post–Pliocene può essere spesso confusa, sul terreno, con la tettonica mesozoica sinsedimentaria. Quest'ultima, già descritta da vari autori (WENDT, 1969; JENKYNs, 1970a; CATALANO *et alii*, 1977; DI STEFANO & MINDZENTY, 2000; MALLARINO, 2002) è in generale attribuita alla tettonica di *rifting* che coinvolse i terreni giurassici della Piattaforma carbonatica Trapanese (le relative evidenze vengono illustrate più avanti).

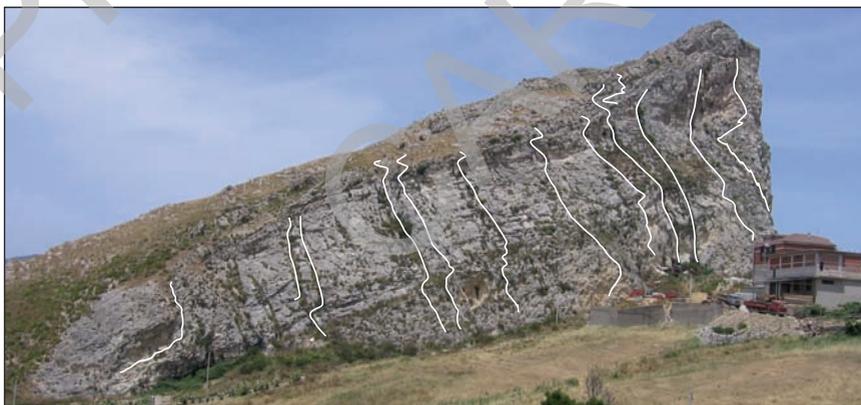


Fig. 63 - Il rilievo che sovrasta l'abitato di Marineo prende il nome di “dente di Marineo”. Si tratta di una struttura di calcari mesozoici allineata lungo una zona traspressiva sinistra. Quest'ultima produce il sollevamento delle unità trapanesi (subunità Marineo) e l'esumazione del piano di sovrascorrimento con le soprastanti unità imeresi (Contrada Montagnola).

A sud degli affioramenti descritti lungo la dorsale di Monte Kumeta, la subunità Marineo immerge bruscamente verso i quadranti meridionali come evidenziato dai profili sismici.

Nel sottosuolo la subunità è strutturata in anticlinali a vergenza meridionale associate a piani di faglia ad alto angolo, che si raccordano a livelli di scollamento profondi (vedi Fig. 47).

Nella regione di Ficuzza–Godrano affiorano in parte i depositi carbonatici che si sovrappongono alla subunità Marineo: depositi imeresi della subunità Cozzo Sant’Angelo (sezione geologica CC’ in cornice) ed i depositi sicani della subunità Balata–Zuccarone (sezione geologica BB’ in cornice).

2.6.2 - Unità S.S. Rocca Busambra e la regione circostante

L’unità nel suo insieme affiora con direzione ovest–est nel Foglio “Caccamo” e nell’adiacente Foglio “Corleone” (vedi Tavv. I e II). Nel Foglio in esame si riconosce la subunità Rocche di Rao–Pizzo Marabito.

Tale subunità si sviluppa tra le Rocche di Rao (site nell’adiacente Foglio “Corleone”) e la dorsale congiungente Piano Pilato–Pizzo Marabito lungo la culminazione assiale di una anticlinale associata a faglie traspressive; a Pizzo Marabito la struttura immerge verso SE descrivendo, a grande scala, una terminazione periclinale al di sotto dei terreni del flysch numidico di Portella Guddemi–Campofelice di Fitalia (vedi Tav. I).

La subunità, costituita da terreni triassico–miocenici (Tav I, profili geologici BB’ CC’ in cornice), deriva dalla deformazione della porzione più esterna della piattaforma carbonatica e carbonatico–pelagica Trapanese (CATALANO & D’ARGENIO, 1978; 1982 b).

L’interpretazione dei profili sismici a riflessione (CATALANO *et alii*, 1998, 2000), le analisi di terreno (AGATE *et alii*, 1998 a) e i dati raccolti lungo la dorsale per la compilazione del Foglio, evidenziano che la subunità Rocche di Rao–Pizzo Marabito è una grande antiforme (sezione geologica BB’ in cornice) ad andamento E–O (Tav. I), che ruota in direzione NO–SE nel suo tratto orientale (Pizzo Marabito).

La struttura, in sezione, appare limitata, a sud, da un sistema di *thrust* a vergenza meridionale e a nord da un sistema di *backthrust* con immersione meridionale (sezione geologica BB’ in cornice).

Da ovest ad est, nell’area interposta tra le cime di Rocca Busambra e Pizzo Marabito, la subunità trapanese appare sepolta al disotto dei depositi cretaceo–oligocenici appartenenti alla subunità sicana Balata–Zuccarone (Tav. I).

La dorsale affiorante è il risultato di una tettonica (successiva al sovrascor-

rimento) espressa da due sistemi di faglie ad alto angolo che a nord e a sud la sollevano rispetto al flysch numidico (vedi Fig. 60) e alle subunità sicane precedentemente sovrascorse.

Per completezza di informazione vengono di seguito descritti, raggruppati per caratteristiche cinematiche, i lineamenti tettonici riconosciuti lungo la Rocca Busambra e nelle aree immediatamente circostanti:

- faglie principali con cinematica traspressiva destra associate a scarpate subverticali di linea di faglia (Fig. 64) e direzioni comprese tra E–O e NO–SE (lineamento Busambra, Tav. I); le faglie traspressive trancano gli strati della Formazione Inici sollevandoli rispetto ai terreni adiacenti. Le direzioni di queste faglie coincidono frequentemente con le faglie distensive mesozoiche, riconosciute lungo l'intera dorsale (vedi § VII.4.2.2), suggerendo, localmente, una probabile tettonica di riattivazione.

- faglie trascorrenti sinistre, trasversali alla struttura della dorsale, con direzioni prevalenti NNE–SSO, che mostrano i caratteri di faglie antitetiche al sistema principale traspressivo destro E–O. Faglie con direzioni simili si osservano

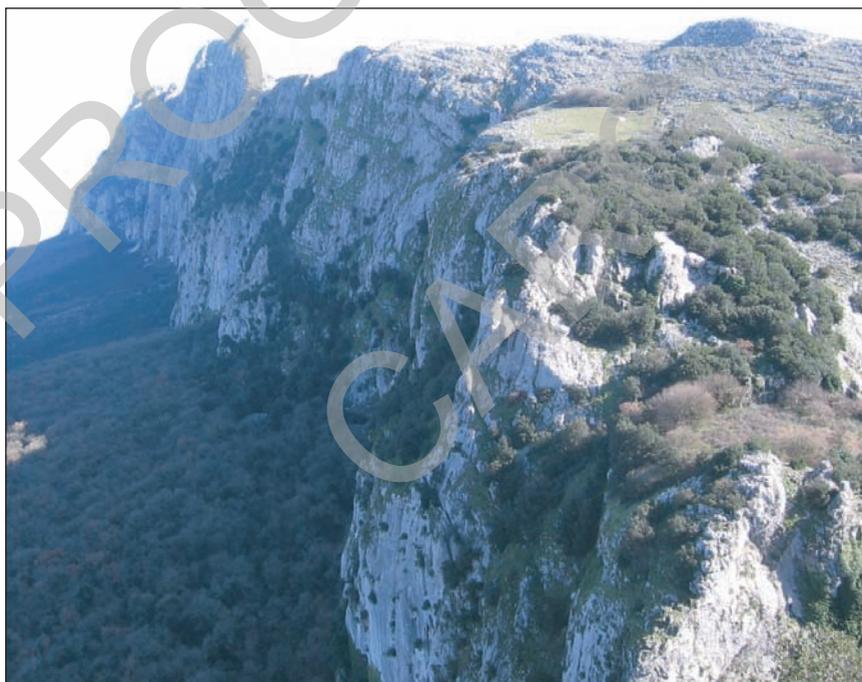


Fig. 64 - Scarpata di linea di faglia ad alto angolo (lineamento Busambra). Parete settentrionale della Rocca Busambra.

nell'affioramento di flysch numidico sito all'estremità nord-orientale della dorsale (Pizzo Candreo-Pizzo Mezzaluna, dove si erge il paese di Campofelice di Fitalia).

– pieghe, alla scala della carta geologica, riconosciute nei calcari della Formazione Inici, con assi orientati circa N-S e NNO-SSE.

2.6.3 - Unità S.S. Vicari-Le Rocche

L'unità è costituita dai terreni derivanti dalla deformazione del dominio Trapanese, che affiorano in corrispondenza di alti strutturali nelle vicinanze dei centri abitati di Vicari e Roccapalumba (Tav. I).

A Vicari i lembi dell'Unità sono delimitati da faglie trascorrenti sinistre allineate lungo un sistema NE-SO il cui prolungamento raggiunge il settore più settentrionale di Cozzo Pipitone. L'insieme delle osservazioni suggerisce che l'alto strutturale di Vicari sia l'effetto di un *duplex* in regime di transpressione sinistra. La carta gravimetrica (Tav. II) evidenzia un importante alto strutturale a sud-est di Vicari a parziale conferma dell'interpretazione proveniente dai dati di campo.

La successione rocciosa attraversata dal Pozzo Vicari, sito a sud del paese omonimo, indica l'originario rapporto di sovrascorrimento tra i depositi permotriassici ed i sottostanti carbonati cretacio-eocenici (formazioni Lattimusa, Hybla, Amerillo); questi ultimi, tradizionalmente ritenuti come pertinenti al Dominio Trapanese. Contatti di sovrapposizione tettonica si rinvencono tra i terreni del flysch numidico ed i depositi permotriassici che affiorano anche più a sud in una vasta area (Foglio "Lercara Friddi").

I rapporti tra i terreni affioranti suggeriscono che l'attuale assetto tettonico degli alti di piattaforma trapanese è il risultato della deformazione che questi ultimi hanno subito in una fase posteriore al sovrascorrimento delle unità del flysch numidico e del cuneo tettonico permotriassico sulla stessa unità trapanese.

3 - CARATTERI DEFORMATIVI DEI BACINI SINTETTONICI

Vengono illustrate, nel dettaglio cartografico, le strutture tettoniche che coinvolgono i depositi dei bacini di avanfossa sviluppatasi tra il Tortoniano ed il Pliocene.

a) Depositi miocenici (formazione Terravecchia, formazione Baucina).

I terreni della formazione Terravecchia risultano dislocati (Fig. 65) da sistemi di faglie inverse a componente trascorrente sinistra orientate NE-SO (ad est di

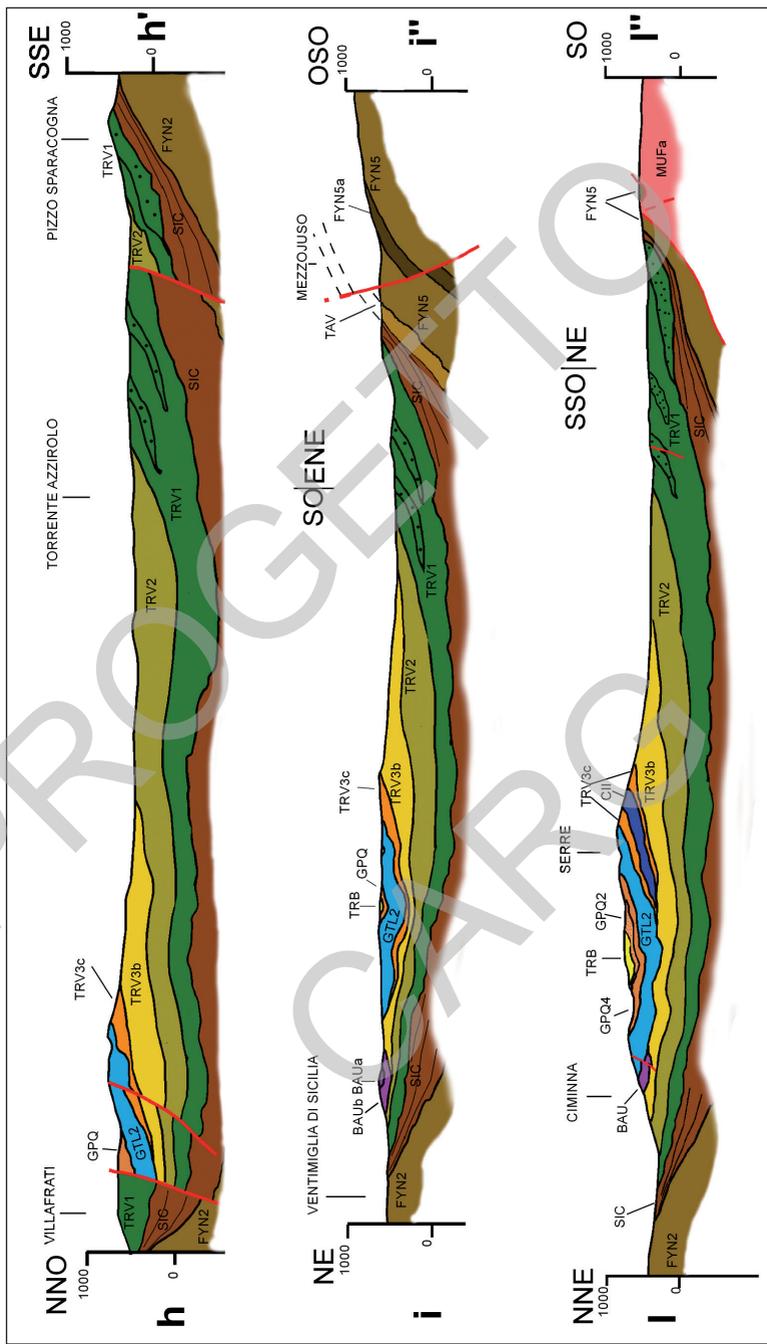


Fig. 65 - Sezioni geologiche schematiche (scala 1:100.000) che attraversano il bacino evaporitico di Ciminna e le aree adiacenti. Le tracce sono riportate in Tav. I.

Villafrati, nella zona di contatto tra le evaporiti e la formazione Terravecchia); a queste si associano faglie inverse, orientate ENE–OSO, che dislocano e raddoppiano localmente il membro conglomeratico sabbioso (area di Cozzo Bonito–Cozzo d’Orlando); sistemi di faglie inverse a componente trascorrente destra, orientate NO–SE si rinvengono ad SE di Cefalà Diana e Pizzo Sparacogna.

I principali *trend* plicativi si sviluppano con assi orientati NO–SE (sinforme di Ciminna) rideformati successivamente da pieghe ad andamento NE–SO che coinvolgono anche i terreni pliocenici (Fig. 65).

Il risultato di questo secondo piegamento è ben visibile nell’area compresa tra Villafrati e Cefalà Diana dove si susseguono, procedendo da SE verso NO, la sinclinale di Villafrati, avente al nucleo le sabbie della formazione Terravecchia, l’anticlinale di Scorciavacche, avente al nucleo le peliti della f.ne Castellana Sicula, lembi della formazione Polizzi e delle argille varicolori inferiori e la sinclinale di Cefalà Diana, con al nucleo le sabbie della formazione Terravecchia. Le pieghe sono dislocate e smembrate dai sistemi di faglia prima descritti.

b) Depositi del Miocene superiore–Pliocene.

Le successioni di avanfossa di età Messiniano–Zancleano sono presenti soprattutto nella parte centrale del Foglio “Caccamo”, dove si sviluppa il bacino di *thrust-top* di Ciminna, e più ad est nell’adiacente Foglio “Termini Imerese – Capo Plaia”. Le successioni affiorano lungo alcune strutture sinclinali isolate e fagliate. La più estesa di queste strutture è la sinclinale di Ciminna (settore centrale del Foglio), le altre due più piccole sono quelle di Monte Misciotto (estremità orientale del Foglio “Caccamo”) e di Monte Bosco (Foglio “Termini Imerese–Capo Plaia”).

Pieghe e faglie mesoscopiche che coinvolgono la formazione Ciminna (CII) vengono sigillate dai depositi della soprastante formazione di Cattolica a documentare un evento tettonico intramessiniano (Lo CICERO *et alii*, 1997), cui è associata anche una discordanza angolare. L’entità della lacuna stratigrafica, lungo la discordanza angolare, è variabile ed abbraccia l’intervallo di deposizione tra i calcari della f.ne Baucina (Messiniano inferiore) e la formazione di Cattolica (GTL). Una geometria cuneiforme, evidenza di tettonica sindeposizionale, caratterizza il corpo evaporitico della formazione Ciminna (CII). Nei Trubi i livelli clastico–carbonatici sommitali registrano gli eventi tardivi della deformazione ben visibile nelle sottostanti marne calcaree (Contrada Vallegrande, ad ovest del Pizzo di Ciminna) in cui le pieghe, orientate lungo *trend* NO–SE, hanno lunghezze d’onda chilometriche.

Nella struttura di Ciminna sono riconoscibili frequenti variazioni dell’immersione assiale (la zona di culminazione assiale presso Vallone Signora Vita, a ovest di Ciminna), effetto dell’interferenza delle pieghe NO–SE con un secondo

sistema plicativo, a *trend* NE–SO. Quest’ultimo sistema plicativo è visibile anche nella struttura di Monte Misciotto (estremità orientale del Foglio).

Le pieghe delle coperture mio–plioceniche sono spesso dislocate da faglie ad alto angolo con componente trascorrente, mediamente orientate lungo piani NE–SO a cinematica sinistra e NO–SE a cinematica destra (regione a sud dell’abitato di Baucina, LO CICERO *et alii*, 1997).

Alla scala della carta geologica si identifica un importante lineamento che limita a SE la sinclinale di Ciminna ed è correlabile, almeno per orientazione, alle zone di taglio sinistro già descritte. La faglia suddetta presenta direzione NE–SO, solleva il substrato numidico (anticlinale di Cozzo Pipitone) e si collega verso sud sino alla zona traspressiva sinistra responsabile del sollevamento del substrato trapanese (area di Vicari).

L’assetto strutturale del bacino di Ciminna, fin qui descritto, non consente di ritenere lo stesso come il risultato di un raddoppio tettonico dei corpi evaporitici (RUGGIERI & TORRE, 1997; ROVERI *et alii*, 2006) in quanto: a) l’analisi delle facies precedentemente descritta indica una diversità dei caratteri costituenti i due corpi evaporitici; b) le geometrie e la distribuzione spaziale dei due livelli evaporitici (il livello evaporitico superiore molto più esteso di quello sottostante) e c) i rapporti stratigrafici con i soprastanti Trubi (mai poggiati sul livello inferiore), appaiono *constraints*, non compatibili con l’ipotesi tettonica.

4 - CENNI SULL’EVOLUZIONE TETTONO–STRATIGRAFICA

4.1 - INTRODUZIONE

L’edificio tettonico affiorante e sepolto nel Foglio “Caccamo” è il risultato di una serie di eventi deformativi (Fig. 66), che hanno interessato le successioni sedimentarie deposte nell’antico margine continentale africano nell’intervallo compreso tra il Mesozoico ed il Pleistocene.

Nella fase preorogena la tettonica sinsedimentaria distensiva e trastensiva accompagna e controlla la deposizione delle diverse successioni mesozoiche. Ciò si evidenzia dallo smembramento di età giurassica, in regime tettonico trastensivo, tanto dei depositi di piattaforma carbonatica trapanese (Monte Kumeta, Bala-telle, M.te Rossella, Rocca Busambra), quanto delle successioni carbonatiche di mare profondo. Queste ultime mostrano variazioni improvvise dello spessore dei depositi di scarpata imerese. La fase collisionale, iniziata nel Miocene inferiore, è responsabile della strutturazione della catena in unità tettoniche e si sviluppa attraverso due eventi tettonici caratterizzati da una direzione di massima compressione orizzontale (Evento I e II, Fig. 67).

L'evento I è correlabile con la messa in posto dei principali sovrascorrimenti e con uno stile di tettonica pellicolare che produce i raccorciamenti di maggiore entità; l'evento II, attivo a partire dal Messiniano, rappresenta la fase tardiva della strutturazione, ed è connesso ad importanti fenomeni di traspressione che

Pleistocene	Tettonica distensiva (NEOTETTONICA)	
Neogene	FASE COLLISIONALE	<i>Evento II:</i> Formazione delle principali culminazioni strutturali a carattere traspressivo trascorrente, <i>backthrust</i> , deformazione <i>deep seated</i> delle Unità di Piattaforma carbonatica.
		<i>Evento I:</i> Progressiva deformazione dei domini paleogeografici; messa in posto delle unità bacinali (imeresi e sicane); messa in posto delle Unità Sicilidi e del flysch numidico.
Paleogene		
Cretaceo	Trascorrenza sinistra Africa-Europa. Tettonica di inversione dei graben giurassici con formazione di megabrecce	
Giurassico	Trascorrenza destra Africa-Europa. Fase tettonica distensiva con componente trascorrente?	
Triassico	Fase distensiva triassica	
Permiano	Fase di <i>rifting</i> continentale paleotetideo (oceanico?)	

Fig. 66 - Cronologia delle deformazioni tettoniche riconosciute nell'area comprendente il Foglio "Caccamo."

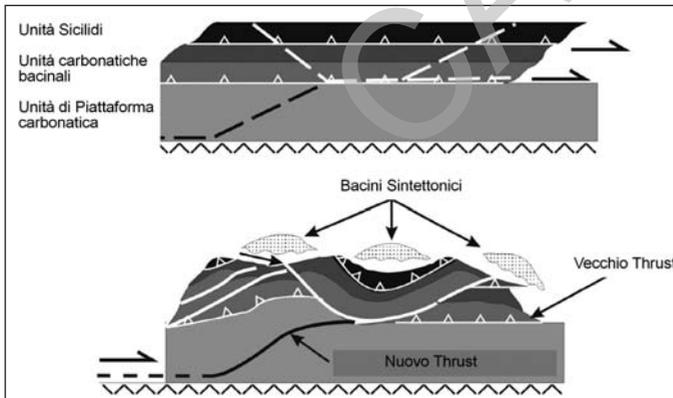


Fig. 67 - Modello strutturale della evoluzione cinematica delle deformazioni riconosciute nel foglio Caccamo (ispirato a ROURE et alii, 1990)..

coinvolgono i livelli strutturali profondi (multistrato trapanese) e rideforma i precedenti contatti di sovrascorrimento (Fig. 67). Questa fase sembra continuare fino ai giorni nostri se vengono presi in considerazione i meccanismi focali dei terremoti allineati lungo l'*offshore* della Sicilia settentrionale.

4.2 - PALEOGEOGRAFIA E PALEOTETTONICA

L'evoluzione preorogena del margine continentale passivo può essere messa in luce, nell'area del Foglio, dal riconoscimento della tettonica sinsedimentaria delle successioni mesozoiche. Sono state evidenziate fasi dello smembramento, in regime tettonico trastensivo (CATALANO & D'ARGENIO, 1982 a) dei depositi di piattaforma carbonatica (vedi Fig. 32) alla fine del Triassico e nel Giurassico. Tale evoluzione è attestata, oltre che dallo sviluppo di facies di mare profondo adiacenti a quelle di piattaforma, anche dalla presenza di filoni sedimentari (vedi Fig. 29), interruzioni della sedimentazione, superfici di erosione, cavità paleocarsiche, etc. Nelle successioni carbonatiche di mare profondo si rinvencono i depositi di scarpata, associati ad eventi tettonici sinsedimentari. Questi ultimi sono documentati dall'inserimento di megabreccie carbonatiche o da variazioni brusche negli spessori dei depositi di mare profondo (formazioni Scillato e Fanusi).

4.2.1 - La tettonica sinsedimentaria infraliassica

Prove significative degli effetti di una tettonica sinsedimentaria infraliassica sono offerte dall'analisi stratigrafica della successione incontrata dal Pozzo Marineo 1 (vedi § IV. 8, stratigrafia dei pozzi profondi).

La sequenza giurassica del Pozzo Marineo 1 è stata ritenuta da CATALANO & D'ARGENIO (1982) come depositata in un bacino di *pull-apart* che subsedeva lentamente all'interno della Piattaforma Carbonatica Trapanese, grazie ad una tettonica sinsedimentaria trastensiva infraliassica (*strike-slip infraliassic tectonics*, Fig. 68). Un profilo sismico che attraversa l'area del Pozzo Marineo (Fig. 8) conferma la geometria e le caratteristiche litologiche di una deposizione di bacino intrapiattaforma individuatosi tra la fine del Triassico e l'inizio del Liassico. La successione sedimentaria è comparabile, anche se non sono state confrontate tutte le variazioni al suo interno, con la formazione Modica (Sicilia orientale, PATACCA *et alii*, 1979; CATALANO & D'ARGENIO, 1982). I caratteri prima descritti del dominio sedimentario infraliassico del Pozzo Marineo 1 e i dati provenienti da altre regioni della Sicilia vanno inquadrati nello sviluppo di un regime tettonico che controllava i caratteri della sedimentazione (Fig. 68). Movimenti estensionali e

trascorrenti sembrano essere responsabili della subsidenza e della formazione dei bassi strutturali. Una tettonica di questo tipo modificò la paleogeografia del margine continentale con la formazione di una serie di bacini di intrapiattaforma più o meno grandi (dei quali si ha testimonianza in Sicilia nei bacini della Streppenosa, di Erice, di Monte Genardo, cfr. CATALANO & D'ARGENIO, 1982 a) oltre che lo smembramento di varie aree al margine della piattaforma con formazioni di scarpate (Rocca Busambra e Monte Kumeta, Di STEFANO *et alii*, 2002).

Questi bacini intrapiattaforma vanno distinti dai bacini imerese e sicano

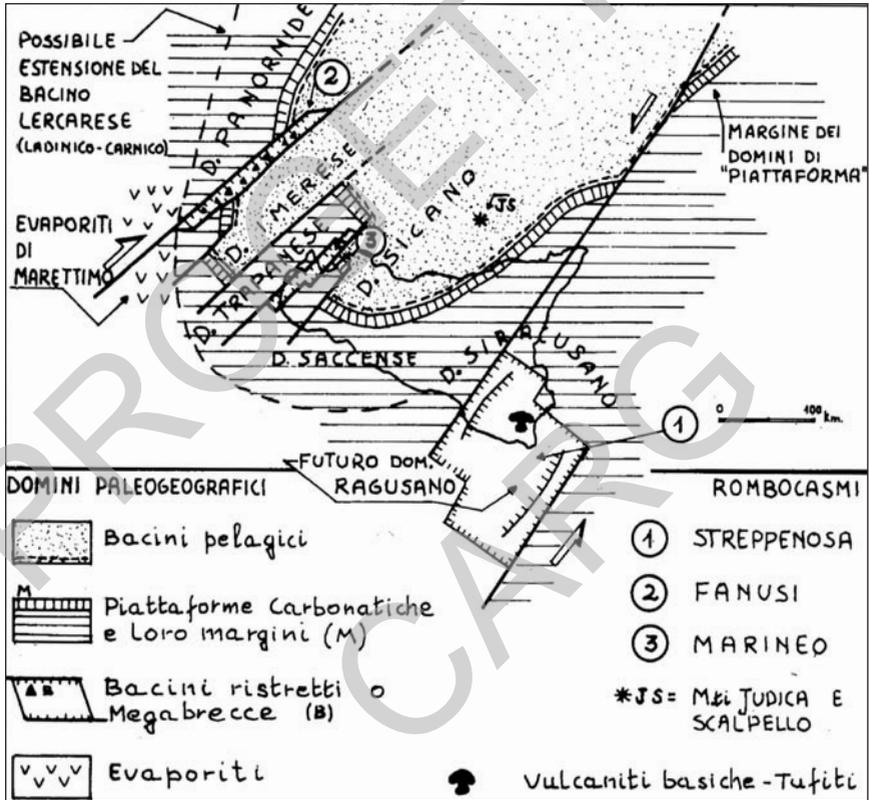


Fig. 68 - La figura riporta la stesura originale della carta palinspastica dell'area siciliana come ricostruita da CATALANO & D'ARGENIO, 1982 a. E' stato utilizzato un meccanismo di tipo regmatico per interpretare la formazione di bacini ristretti, megabrecce e grandi modificazioni dei margini delle piattaforme carbonatiche (es. "crollo" parziale). Questo schema, che non rispetcia le attuali vedute degli Autori del foglio sulla posizione del bacino Imerese-piattaforma Panormide per quanto riguarda la paleogeografia mesozoica, aveva previsto sia l'orientamento delle faglie che la posizione e l'evoluzione del bacino di Marineo.

formati già all'inizio del Triassico (CATALANO *et alii*, 2000) e sviluppati al margine settentrionale (rispetto al nord attuale) delle adiacenti piattaforme.

La tettonica distensiva e transtensiva infraliassica si inserisce nei movimenti trascorrenti destri che si svilupparono durante il Giurassico tra l'Africa ed Europa. Questo evento, a scala mediterranea, supporta l'ipotesi della formazione dei bacini intrapiattaforma descritti per la Sicilia da CATALANO & D'ARGENIO (1982) e menzionati, per la regione mediterranea, da ARGIRYADIS *et alii* (1980), BERNOULLI & JENKYN (1974) ed ELM (1977).

4.2.2 – Eventi tettono-sedimentari mesozoici e vulcanesimo nella piattaforma carbonatica trapanese

Eventi riferibili alla tettonica sinsedimentaria sono considerati i dicchi netuniani con andamento sia ortogonale che parallelo ai piani di strato, riempiti da varie generazioni di sedimenti, post-frantumazione. Il tetto della F.ne Inici (affiorante nella dorsale di Rocca Busambra e Monte Balatelle) appare dissezionato da una serie di paleofaglie e di fratture. Queste ultime costituiscono filoni sedimentari (vedi Fig. 29), con clasti angolosi delle rocce incassanti, immersi in una matrice lutitico/arenitica prevalentemente rossastra e da filoni con arenarie calcaree grigio-verdastre ricche in granuli glauconitici. Tali strutture sono state ampiamente studiate da WENDT (1969; 1971), che ha ricostruito l'evoluzione cronologica delle varie fasi di riempimento distribuite dal Toarciano al Miocene inferiore.

Gli effetti della tettonica sinsedimentaria sono rappresentati oltre che dalla frantumazione del tetto dei calcari triassico-liassici (breccie *in situ*, filoni sedimentari) anche da paleofaglie (Fig. 69), riconoscibili come piani verticali



Fig. 69 - Rapporti di tipo buttress unconformity tra gli strati fagliati della Formazione Inici (INI) ed i depositi della formazione Buccheri (BCH). Rocca Busambra (da BASILONE, 2009 b). Legenda: 1) calcari peritidali, Formazione Inici (INI), Liassico inferiore; 2) calcilutiti a *Bositra* sp. e noduli manganeseiferi (BCH), Dogger; 3) calcareniti a *Saccocoma* sp. a *Protopenneroplis striata* (BCH), Malm.

orientati prevalentemente ONO–ESE. Su questi poggiano i depositi di mare profondo giurassici e cretacici con rapporti di discordanza di tipo *buttress unconformity* (BASILONE, 2009 b; BASILONE *et alii*, 2010). Spettacolari strutture a gradinata che ribassano via via verso sud i blocchi fagliati e tiltati si possono osservare a Piano Pilato (Fig. 70) e a Pizzo Marabito.

BASILONE (2009 b), nel comparare l’assetto riconosciuto lungo tutta la dorsale carbonatica di Busambra ad uno “*steeped faulted margin*” sviluppatosi dal Giurassico si ricollega alla interpretazione elaborata per i depositi dell’Appennino Umbro–Marchigiano da SANTANTONIO (1993, 1994).

Diversamente, BERTOK & MARTIRE (2009) interpretano l’evoluzione tettono–stratigrafica giurassica come legata a processi gravitativi di collasso indotti da un fenomeno di *backstepping*. Nell’area di Piano Pilato tali processi sarebbero stati innescati da una *master fault* (secondo gli Autori attualmente sepolta sotto le coperture cenozoiche) orientata E–O (attuale) che collegava il settore di Piano Pilato al Bacino Sicano durante il Giurassico superiore. Un raccordo della piattaforma carbonatica al Bacino Sicano, mediante il settore di Piano Pilato, non è confermato dai dati dell’analisi sismostratigrafica (CATALANO *et alii*, 1998, 2000) dei profili sismici che attraversano la regione. Tali profili mostrano la continuità verso sud delle unità di piattaforma Trapanese e la loro attuale posizione sottostante (per contatto tettonico) alle unità Sicane (Figg. 48, 49 e sezione geologica FF’ in cornice).

Durante la fase tettonica giurassica si accompagna una intensa attività magmatica con produzione di potenti corpi di *pillow lava* (settore di Monte Balatelle, Fig. 71) ed eventi piroclastici (attività magmatica di tipo *surtseyano*, settore di Vicari–Roccapalumba, BASILONE *et alii*, 2010).

Questa fase tettono–magmatica è seguita dall’evento tettonico del

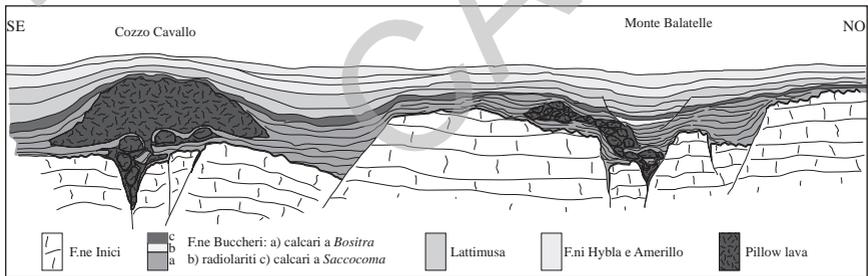


Fig. 71 - Sezione geologica schematica lungo l’allineamento di Monte Balatelle–Cozzo Cavallo, mostrante le relazioni tettono–stratigrafiche tra i depositi giurassici della formazione Buccheri e le rocce ignee intercalate. Faglie distensive di età Giurassico inferiore sono all’origine della delle strutture di graben, a loro volta riempiti dai depositi pelagici del Giurassico–Cretacico inferiore delle formazioni Buccheri, Lattimusa e Hybla (modif. da BASILONE *et alii*, 2010).

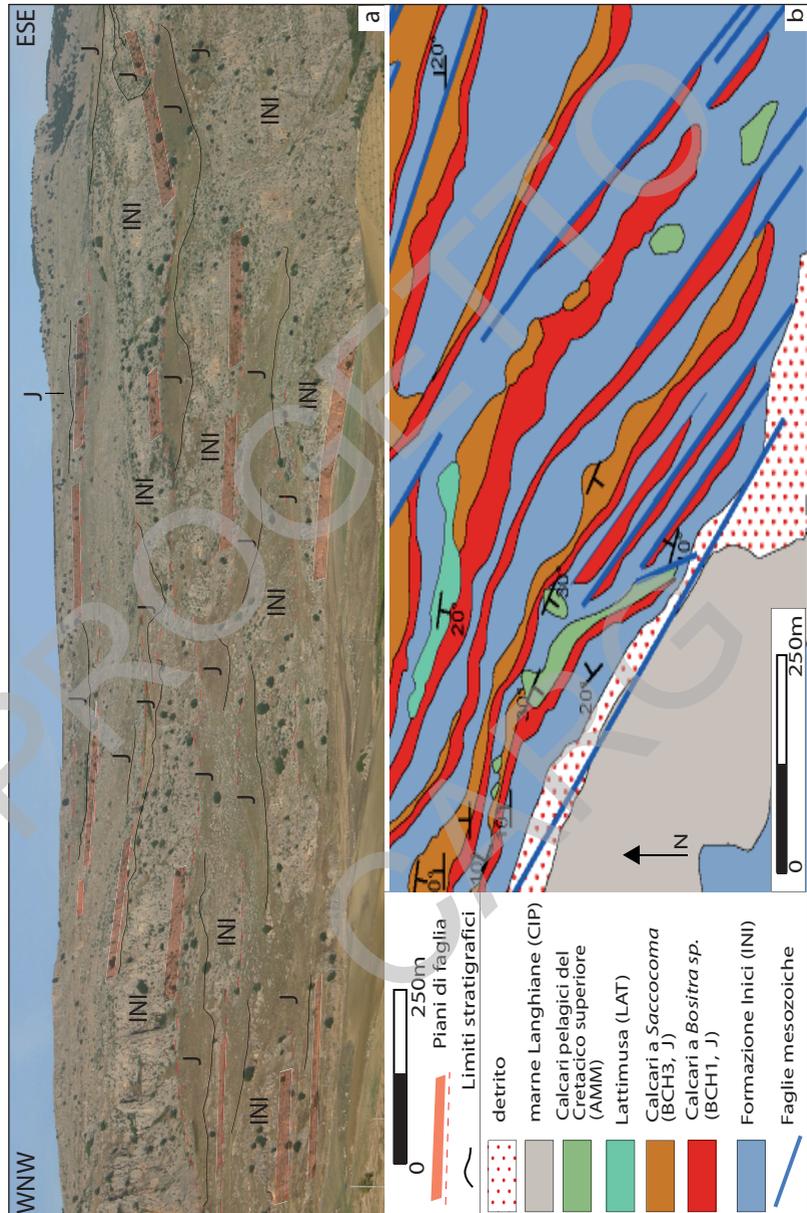


Fig. 70 - Versante meridionale di Piano Pilato (a), rappresentato in carta (b). Si osservi il sistema di faglie a gradinata che ribassata verso sud e sud-ovest (modif. da *BASILONE*, 2009 b).

Cretacico superiore e del Miocene inferiore (WENDT, 1963; 1971).

Tra gli effetti della tettonica sinsedimentaria vengono segnalate le scarpate morfologiche erosive che incidono i calcari della Inici e si presentano drappeggiate dai depositi pelagici disposti in corpi canalizzati del Cretacico superiore (formazione Amerillo) e lo sviluppo di corpi di megabrecce (AMM_m).

Durante queste fasi tettoniche si sviluppano strutture di tipo *horst* e *graben* e *semigraben*, orientate in senso ONO–ESE (BASILONE *et alii*, 2010). Le depressioni appaiono drappeggiate dai depositi pelagici del Cretacico superiore che mostrano chiari rapporti stratigrafici di tipo *buttress unconformity* e geometrie *in-filling* (MARTIRE & MONTAGNINO, 2002) rispetto alle pareti subverticali che hanno troncato gli strati della Formazine Inici (BASILONE, 2009 b). Queste strutture si ripetono numerose in particolare nel settore più occidentale della Rocca Busambra, al Pizzo Nicolosi (in parte ricadente nell’adiacente Foglio “Corleone”).

La presenza di paleoscarpate di faglia con ampio rigetto che intagliano i calcari suborizzontali della Formazione Inici, su cui poggiano in *buttress unconformity* le arenarie glauconitiche (calcareni di Corleone), testimonia l’evento ascrivibile al Miocene inferiore (BASILONE, 2009 b).

In conclusione, le aree di sedimentazione di piattaforma carbonatica pelagica Trapanese sono state soggette ad una intensa attività tettonica distensiva e/o trasensiva durante il Mesozoico e parte del Cenozoico dando luogo all’alternanza spaziale di “alti strutturali” (Rocca Busambra–Piano Pilato, Monte Kumeta) e di “depressioni strutturali” (Pizzo Marabito, Monte Balatelle, Fig. 72) attualmente orientate circa E–O e ONO–ESE.

4.3 - LA FASE COLLISIONALE

Evento I. A partire dal Miocene inferiore, la deformazione compressiva coinvolse dapprima le unità Sicilidi, attualmente l’elemento più alto nella pila tettonica, che si sovrapposero sulle successioni del flysch numidico. Queste ultime, a loro volta, tra il Langhiano ed il Tortonian inferiore, si scollarono dal loro substrato carbonatico (sicilide ed imerese), sovrapponendosi verso SE sul settore più esterno (trapanese).

In seguito si deformarono anche le unità di mare profondo (imeresi e sicane) poste su crosta assottigliata (CATALANO & D’ARGENIO, 1982 a). I piani di scollamento di queste unità si individuarono, oltre che nei terreni pre–triassici della successione, anche al tetto dei terreni della Formazione Mufara e alla base delle formazioni Amerillo e Caltavuturo. Attualmente alcune di queste unità risultano intensamente deformate al loro interno, con geometrie di *duplex* (unità sicane a sud della Rocca Busambra).

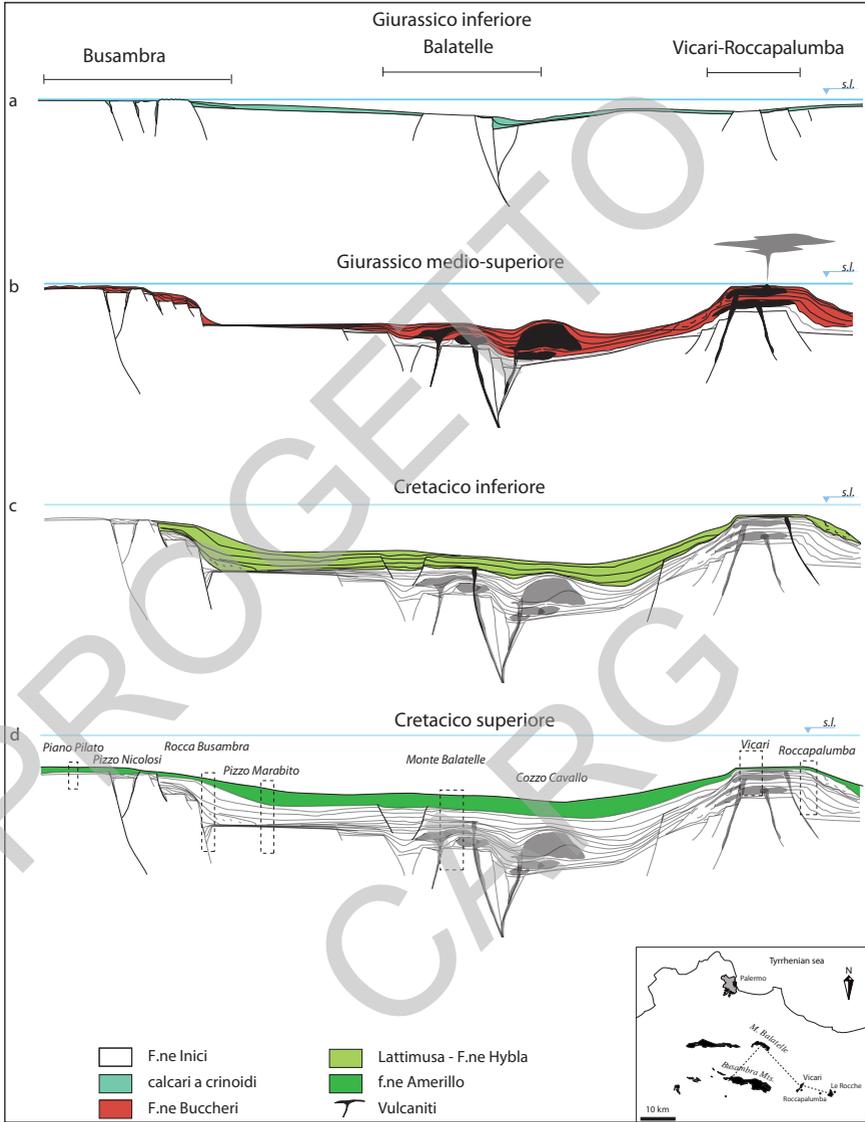


Fig. 72 - Schema di evoluzione paleogeografica (modif. da BASILONE et alii, 2010) durante il Mesozoico del settore della piattaforma carbonatico-pelagica Trapanese, rappresentato dagli affioramenti di Rocca Busambra, Monte Balatelle, Rocche di Vicari (ricadenti nel Foglio "Caccamo") e dalla successione affiorante presso Le Rocche di Roccapalumba (ricadente nell'attiguo Foglio "Termini Imerese-Capo Plaia).

Il sovrascorrimento delle unità Imeresi su quelle Trapanesi si accompagna al loro piegamento con *trend* orientato NO–SE (vergenza verso SO) tra il Miocene superiore ed il Pliocene. Analoga orientazione è associata alla deformazione più antica delle unità Sicane (U.S.S. Barracù–Corleone).

I depositi di età Tortoniano–Messiniano inferiore della formazione Terravecchia mostrano uno sviluppo NO–SE dell'area deposizionale e *pattern* stratale interno che evidenzia una stretta relazione tra sedimentazione e deformazioni indotte dall'evento tettonico discusso.

E' opportuno ricordare che i dati paleomagnetici indicano regionalmente consistenti rotazioni orarie “differenziali”, in funzione dell'unità tettonica considerata (CHANNELL *et alii*, 1980, 1990; SPERANZA *et alii*, 2000; MUTTONI *et alii*, 2001); pertanto occorre sempre ricordare che le orientazioni attuali delle strutture (e conseguentemente dei campi deformativi) non coincidono con le orientazioni originarie, riferite al momento della loro formazione.

I dati sulle rotazioni, indicanti valori medi di 60° nelle Unità Trapanesi (Monte Kumeta) e di 120° in quelle Panormidi ed Imeresi, possono essere in parte correlati all'orientazione attuale delle deformazioni tettoniche (OLDOW *et alii*, 1990; AVELLONE & BARCHI, 2003). I dati raccolti nei Trubi (GRASSO & PEDLEY, 1989; DUERMEIJER & LANGEREIS, 1998) indicano che queste rotazioni sono avvenute, almeno in parte (30° circa), dopo il Pliocene inferiore.

Durante l'Evento I la strutturazione delle unità tettoniche geometricamente più alte nella pila tettonica (imeresi, sicane e presumibilmente quelle sicilidi e del flysch numidico) è accompagnata da ampie rotazioni orarie. Tali unità (più interne) registreranno anche la successiva rotazione delle unità sulle quali sono state passivamente trasportate durante l'Evento II.

Evento II. I piani di *thrust* profondi determinarono la strutturazione delle Unità Trapanesi, con formazione di pieghe a direzione assiale da E–O a NO–SE rispettivamente con vergenza sud e sud–ovest. Questi eventi causarono anche una rideformazione ed un ulteriore raccorciamento delle sovrastanti unità di mare profondo.

Associabili a questa tettonica sono le deformazioni (faglie inverse e pieghe) riconosciute nelle coperture clastico–evaporitiche mio–plioceniche del bacino di Ciminna

Molti dei *thrust* che delimitano le principali culminazioni di questa porzione della catena siciliana (Monte Rossella–Monte Balatelle, Rocca Busambra), sono ad alto angolo in superficie e si raccordano in profondità a piani di scollamento poco inclinati (profili geologici AA', BB' in cornice).

I *thrust* mostrano una componente laterale del movimento che induce una limitata rotazione dei corpi tettonici (poche decine di gradi). Spesso le strutture carbonatiche, che presentano una generale vergenza verso i quadranti

meridionali, risultano attraversati da *thrust* retrovergenti che accomodano parte del raccorciamento totale (Monte Kumeta, Rocca Busambra).

4.4 - NEOTETTONICA (PLEISTOCENE)

La fase tettonica distensiva e/o trastensiva correlabile allo stadio finale dello sviluppo del Tirreno segue ed accompagna in parte le deformazioni fin qui descritte. Questa fase deformativa si esprime con strutture importanti nel settore nord costiero del Foglio, soprattutto a tergo delle maggiori culminazioni (Monte Cane e Monti di Trabia). Nei settori prossimi alla costa, l'intero edificio tettonico risulta attraversato da sistemi di faglie listriche dirette, di probabile età pleistocenica, che immergono verso i quadranti settentrionali, ribassando porzioni della catena e conferendole un'ulteriore articolazione.

Nella restante parte del Foglio questa fase è rappresentata da strutture di collasso trasversali e parallele alla catena che producono rigetti modesti, specie se riferiti alle grandi strutture compressive affioranti. Le strutture distensive mostrano direzione NO-SE nella zona a nord di Pizzo Parrino e coinvolgono gli affioramenti della formazione Crisanti.

Evidenze di quanto detto sono visibili nei settori adiacenti le grandi culminazioni (dorsali di Monte Kumeta e Rocca Busambra), dove faglie dirette postdatano l'attivazione delle grandi faglie traspressive (lineamento Monte Jato-Balatelle e lineamento Busambra, Tav. I). Tali deformazioni rappresentano il prodotto di un collasso che induce la rotazione degli strati al tetto di faglie listriche (evidenti p. es. nel flysch numidico del Bosco della Ficuzza).

All'estremità nord occidentale del Foglio, modeste strutture distensive, trasversali ai *thrust*, appaiono associate a depositi continentali probabilmente quaternari (depositi di Case Ciancimino, affioranti anche nel Foglio "Palermo").

4.4.1 - Mobilità tettonica attuale

Il Foglio 608 "Caccamo" può ritenersi un'area moderatamente sismica. Pertanto si fa riferimento al quadro sismotettonico della più ampia regione della Sicilia centro-occidentale (Fig. 73).

L'analisi dei cataloghi strumentali e storici dei terremoti localizzati in questa regione indica che la sismicità è principalmente caratterizzata da eventi superficiali con frequenza elevata, magnitudo minore o uguale a 4 e profondità focale inferiore a 35 km. presentano gli eventi più intensi avvenuti nella Sicilia occidentale. Dati strumentali indicano che gli ipocentri di questi terremoti

si distribuiscono lungo un piano immergente verso nord e con profondità variabile tra 1 e 36 km. Pur essendo abbastanza superficiale la profondità dei fuochi, parecchie incertezze permangono sulla possibilità di collegare le zone sismogenetiche alle strutture tettoniche superficiali, sebbene un tentativo in tal senso è stato condotto da MONACO *et alii* (1996). Di alcuni di questi eventi sono stati calcolati i meccanismi focali, i quali indicano che l'area sede della crisi sismica è attualmente sottoposta ad un regime tettonico compressivo (McKENZIE, 1972) o transpressivo destro (ANDERSON & JACKSON, 1987) che si origina come conseguenza di un raccorciamento crostale che si esplica in direzione N-S.

Un ulteriore contributo alla definizione del regime tettonico della Sicilia centro-occidentale è fornito da NERI *et alii* (2005), sulla base dell'analisi dei tensori degli stress calcolati mediante inversione di meccanismi focali relativi ad eventi registrati in Sicilia ed aree marine limitrofe (Fig. 73). Gli autori sostengono che la Sicilia occidentale è attualmente sottoposta ad un regime tettonico compressivo con asse di massima compressione (σ_1) diretto NNE-SSO, confermando quanto già illustrato da AGATE *et alii* (2000).

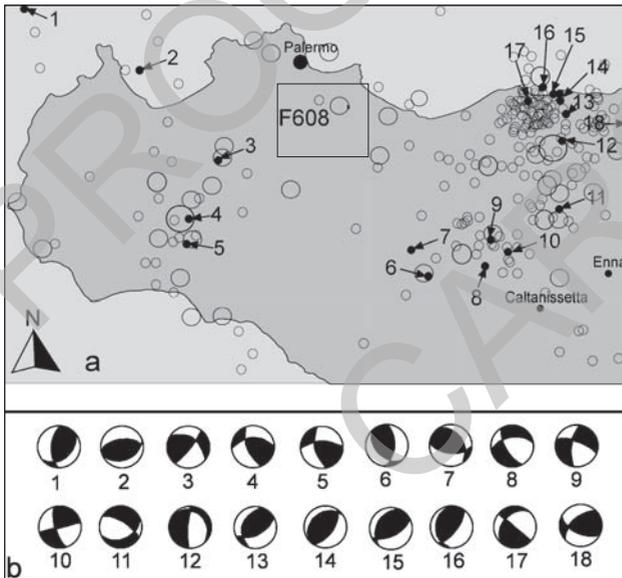


Fig. 73 - a) Epicentri dei terremoti con magnitudo maggiore di 3 e profondità ipocentrale inferiore a 30Km (dati ricavati dal database dell'INGV) registrati tra il 1998 ed il 2003 e di magnitudo equivalente maggiore di 3.2 avvenuti tra l'anno 1000 ed il 1987 (dati ottenuti da GNDT, 1988). La larghezza del cerchio e' proporzionale alla magnitudo; b) meccanismi focali di eventi sismici avvenuti nella Sicilia occidentale ed aree marine limitrofe (modif. da NERI *et alii*, 2005).

VIII - SFRUTTAMENTO ANTROPICO DELLE RISORSE GEOLOGICHE

1 - RISORSE MINERARIE

L'attività estrattiva nel Foglio "Caccamo" registra numerose cave a cielo aperto, principalmente adibite al prelievo di materiali inerti e da taglio (come si evince dallo "Schema di Piano dei Materiali di Cava" a cura della Regione Siciliana).

Tra le cave adibite alla coltivazione di materiale lucidabile di pregio si annoverano alcune cave storiche dismesse presso Rocca Busambra ed una cava attiva nel versante orientale di Monte Balatelle: in entrambi i distretti vengono estratti sia il calcare ammonitico della formazione Buccheri ("Rosso Ammonitico") sia i livelli sommitali della Formazione Inici. Questi litotipi erano particolarmente ricercati nei secoli XVI e XVII come materiali decorativi per rivestimenti e per la realizzazione di tarsie policrome, da posare in edifici pubblici, religiosi e nobiliari del palermitano.

Cave adibite ad estrazione di materiali inerti e da taglio sono presenti in vari distretti del Foglio, sviluppatesi soprattutto nei secoli XIX e XX. Nel settore di Marineo-Bolognetta sono presenti cave attive ed aree di escavazione per l'estrazione di inerti sui calcari peritidali liassici (Formazione Inici) e sulle calcilutiti bianche stratificate della formazione Amerillo.

Nell'area di Monte Misciotto è presente una vasta area estrattiva, attiva dal XIX secolo, sui gessi selenitici e sulle gessareniti del Gruppo Gessoso-Solfifero; qui si rinvergono anche cave di estrazione sui Trubi e sulle argille della formazione Terravecchia.

Presso Monte Balatelli, Pizzo Bosco e nel settore di Ciminna (Cozzo S. Filippello e Serre di Ciminna) sono presenti alcune aree estrattive dismesse nelle formazioni gessose per la produzione di materiale ad uso edile; lo sviluppo nell'800 di questa attività portò inoltre alla fondazione di alcuni borghi e bagli rurali, tuttora abbandonati.

Da segnalare è la presenza di una area estrattiva nei calcari grigi della Mufara presso il Fiume Centosalme (a sud di Campofelice di Fitalia), per la coltivazione di materiali inerti, pietre da taglio a facciavista e per rivestimenti non di pregio per scopi civili.

2 - IDROGEOLOGIA

Nel Foglio “Caccamo” sono presenti successioni costituite da complessi carbonatici e carbonatico–silicoclastici fratturati e più o meno carsificati, che ospitano nel loro seno importanti acquiferi, alcuni dei quali strategici per l'approvvigionamento idrico di Palermo e di parte dell'area metropolitana.

Gli unici studi di carattere generale sulle idrostrutture della Sicilia occidentale sono quelli di BARTOLOMEI *et alii* (1983) e di CATALANO *et alii* (1988). Recentemente, sono stati condotti studi idrogeologici di notevole dettaglio in alcuni settori significativi della Sicilia occidentale (Monti di Palermo, Monti di Termini Imerese–Trabia) Alcune porzioni di questi settori investigati ricadono all'interno del Foglio “Caccamo”.

Nei monti di Trabia e di Termini Imerese sono state individuate da CONTINO *et alii* (2004), quattro unità idrostrutturali sovrapposte (Pizzo di Cane–Monte S. Calogero, Monte S. Onofrio–Monte Rotondo, Monte Rosamarina–Monte Pileri e Capo Grosso–Torre Colonna). Le prime tre unità ricadono in gran parte nel Foglio “Caccamo” e negli attigui Fogli “Termini Imerese” e “Palermo”. L'ultima unità idrostrutturale rientra interamente in quest'ultimo Foglio.

Gli affioramenti calcareo–marnosi, appartenenti al dominio Sicilide, svolgono un ruolo idrogeologico generalmente modesto. Fa eccezione l'idrostruttura Santa Marina, tra Trabia e Termini Imerese, il cui acquifero è sfruttato tramite pozzi, mentre le manifestazioni sorgentizie sono esclusivamente sottomarine.

Le strutture brachisinclinaliche del bacino di Ciminna, costituite da terreni tardorogeni, poste a sud dell'edificio tettonico dei Monti di Termini, ospitano nel loro seno diversi acquiferi, spesso multifalda, separati da orizzonti impermeabili o semi–permeabili. Gli acquiferi presenti negli intervalli arenaceo–conglomeratici della formazione Terravecchia, nei calcari a *Porites* (formazione Baucina) e subordinatamente nei depositi marnoso–sabbioso–calcarenitici pliocenici, presentano manifestazioni sorgentizie talvolta captate per uso idropotabile.

Invece, le evaporiti messiniane danno vita a sorgenti selenitose, utilizzate per uso irriguo o per abbeverare armenti ed un tempo, nella zona di Ciminna e Villafrati per l'attività molitoria (Favarotta di Villafrati, Canale di Ciminna).

I depositi sabbioso–conglomeratici, associati alle spianate terrazzate pleistoceniche dei dintorni di Trabia, sono caratterizzati dalla presenza d'acquiferi multifalda sfruttati tramite la captazione per pozzi. Negli alvei dei corsi d'acqua attuali (Eleuterio, S. Leonardo, etc.) sono presenti acquiferi multifalda, in seno alle alluvioni, che vengono captati per pozzi per lo più a grande diametro.

La circolazione idrica nelle principali idrostrutture è essenzialmente condizionata dai principali lineamenti strutturali, ed in particolare dai sovrascorrimenti (che spesso coinvolgono le coperture terrigene impermeabili del flysch numidico) e dalla presenza di forme carsiche a scarso sviluppo orizzontale. Alcuni recapiti preferenziali della falda ricadono nella regione di Trabia, dove numerose manifestazioni sorgentizie si rinvengono in prossimità della linea di costa o al largo di questa.

Infine, nel Foglio “Caccamo” rientrano settori pertinenti ad idrostrutture che si estendono maggiormente al di fuori dell'area investigata:

- la porzione SE dei Monti di Palermo ed in particolare parte dell'unità idrostrutturale Monti di Belmonte–Pizzo Mirabella (CONTINO *et alii*, 1998), con l'emergenza sorgentizia di Risalaimi;
- il settore più orientale delle idrostrutture di Monte Kumeta e di Rocca Busambra (CATALANO *et alii*, 1988), con le sorgenti del Casale.

PROGETTO
CARG

IX – EXTENDED ABSTRACT

The Map Sheet 608 “Caccamo” (Palermo Province) covers a part of the Sicilian fold and thrust belt (FTB) that has developed along the Africa–Europe plate boundary in the Central Mediterranean.

The FTB and its submerged western and northern prolongation are located between the Sardinia block and the Pelagian–Ionian sector, and partly beneath the central, southern Tyrrhenian Sea. In this sector of the Mediterranean area, the main compressional movements, after the Paleogene Alpine orogeny, began with the latest Oligocene–Early Miocene counterclockwise rotation of Corsica–Sardinia (believed to represent a volcanic arc) and its collision with the African continental margin. Thrusting occurred in connection with the westward subduction of the Adriatic and Ionian lithosphere beneath the Corsica–Sardinia block. Today, the westward subduction is testified by a northwest–dipping Benioff zone, as deep as 500 km, west of Calabria and the Apennines, and the related calc–alkaline volcanism in the Eolian Islands. Subduction and thrusting are contemporaneous with back arc–type extensions in the Tyrrhenian Sea.

The geological map has been compiled following the stratigraphic and structural criteria, used in the frame of the CARG Project.

Stratigraphy

The carbonate and terrigenous facies analysis, already carried out during

the eighties and nineties in western Sicily, has led to the identification of large Paleozoic to Cenozoic sedimentary bodies.

These bodies, progressively accreted in a pile of tectonic units, are now exposed in the Sicilian fold and thrust belt.

A detailed stratigraphy of the sedimentary bodies is illustrated in the following paragraph (legend of the map) where we describe the lithostratigraphic and chronostratigraphic features of the legend of the map sheet.

Structural setting

The tectonic edifice, that is shown as outcropping on the Caccamo geological map sheet is the result of the stacking of several tectonic units that have been described as large geological bodies pertaining to original paleogeographic domains from which they were stripped and later deformed. These bodies are bound by clear, mappable tectonic features (faults, thrust surface, etc) and each one is characterized by homogeneous lithologies and the same structural behaviour and setting (Structural Stratigraphic Units, U.S.S.).

The previously mentioned U.S.S. can be subdivided into tectonic units of minor order, mapped, according to their tectonic relationship as identified at the surface.

From the geometrically highest and most dislocated? the following U.S.S. have been identified:

1) *USS Tusa–Troina (Auct.)*, deriving from the deformation of the Sicilide domains (see lithostratigraphic scheme); it consists of disharmonically folded argille varicolori inferiori and Polizzi formation.

2) *USS Godrano–Montemaggiore*, deriving from the deformation of the numidian flysch Basin. These deposits originally grew above a carbonate substrate (mostly the Imerese succession). They can be found on the Caccamo Map Sheet: a) involved in the deformation together with their mesocenozoic substrate to form an unique USS or b) as bodies already detached from the carbonate substrate and later deformed in several tectonic splays overthrusting more external units.

3) *USS Roccapalumba*, deriving from the deformation of the Lercara basin (forming the Paleozoic–Triassic substrate of the deep-water Imerese and Sicilian successions). The unit consists of rocks pertaining to the Mufara Fm and Lercara complex; it can be seen outcropping on the southernmost part of the Caccamo Map Sheet.

4) USS deriving from the deformation of the Imerese domain. They appear as large and thick mesocenozoic carbonatic and silico-carbonatic rock-bodies, locally overlain by the terrigenous numidian flysch. Among them:

– *U.S.S. Sagana Belmonte Mezzagno*: which outcrops in the north-western region. Three tectonic subunits (Pizzuta–S. Cristina, Leardo–Chiarastella and Monte Sant’Angelo) have been identified.

– *U.S.S. Monte Cane–San Calogero*: which outcrops in the north-eastern sector of the geological map sheet and can be divided into three different subunits (Trabia–Pideri; Monte Cane–S. Onofrio; Caccamo–Monte Rotondo).

5) *USS Corleone–Barracù*, deriving from the deformation of the Sicilian domain: which outcrops (or is buried) north and south of the Rocca Busambra ridge. The unit consists of deep-water mesocenozoic carbonates.

Two tectonic subunits (Balata–Zuccarone and Monte Barracù) have been recognized.

6) *USS* deriving from the deformation of the Trapanese carbonate platform. The resulting units, formed by shallow-water carbonate rocks, represent the main frame, which is mostly buried, of the outcropping structural edifice as seen on the “Caccamo” Map Sheet.

Three main units have been identified:

– *U.S.S. Monte Kumeta–Balatelle*, which is represented by the Marineo subunit;

– *U.S.S. Rocca Busambra*, which is represented by the Rocche di Rao–Pizzo Marabito tectonic subunit on the Caccamo map sheet; it has been recognized at a certain depth, through the seismic reflection profiles. The subunit is bound, to the south, by a south-verging thrust and to the north by a back thrust surface;

– *U.S.S. Vicari–Le Rocche*, which outcrops in small structural highs near the towns of Vicari and Roccapalumba.

Tectonic evolution

The tectonic edifice seen on the “Caccamo” Map Sheet area is the result of several deformational events (extensional and collisional) that have taken place since the Triassic, deforming the sedimentary successions deposited during the Mesozoic–Quaternary time interval in different ways.

Extensional events

A new tectono-stratigraphic setting of the study areas has been reconstructed

for the Jurassic–Cretaceous Trapanese successions. The Balatelle region suggests a horst and graben setting; it was the site of a large submarine volcanic eruption that yielded thick pillow lava bodies and a large amount of resedimented materials and appears bordered by two main structural highs: whereas the Rocca Busambra is characterized by condensed carbonate Jurassic deposits capping a faulted Triassic–Lower Jurassic carbonate platform substrate later developed into a stepped fault margin (Late Jurassic). This region evolved, during the Cretaceous, into a horst and graben system with depositional slope areas. Also the eastward located Vicari and Roccapalumba sites carry evidence of a morphostructural high, where a submarine–to–subaerial volcano (with surge volcanic eruptions) evolved, during the Late Jurassic–Early Cretaceous interval, into a carbonate build-up such as an atoll-type or small reef–carbonate shelf.

Collisional events

The collision, that started from the early Miocene, is responsible for the stacking of the main part of the chain, that developed through two main tectonic events, mostly featured by a horizontal maximum stress direction.

Event I. Since the early Miocene, a compressional deformation has progressively involved the Sicilide Units, the highest tectonic element in the chain; the numidian flysch, already detached from its mesocenozoic substrate, was emplaced after the Serravallian, overthrusting the Trapanese external areas southeastwards (see the Marineo 1 well).

During this time interval the deep–water rock bodies of the Imerese and Sicilian domains were detached from their thinned crustal basement and thrust over the Trapanese domain, acting (at that time) as foreland. Their deformation was accompanied by decollement surfaces originated in the pre–Triassic or Mesozoic (Mufara and Amerillo Fms) more ductile rocks. The deep–water rock units appear internally deformed with duplex and/or embricate fan geometries.

The thrusting of the Imerese and Sicilian USS over the Trapanese ones was accompanied by Late Miocene–Early Pliocene folding whose trending is, at present, oriented NW–SE with SW vergency.

Event II. During this time interval, the deformation reached more external zones, involving the Trapanese successions, detached from their basement, by deep-seated transpressional thrust faults. Folding has a NW–SE to W–E trend with respectively south–eastward and southward vergency.

Main deformative structures are folds and thrusts recognizable in the Miocene–Pliocene clastic and evaporitic deposits of the “Ciminna basin”. Several thrust faults showing a high inclination at the surface appear to merge along the decollement surface at depth (Rossella Mount, Balatelle Mount, Rocca Busambra peak, geological cross sections AA', BB' on the frame of the map).

The thrust mesoscopic analyses suggest the occurrence of a lateral component that produced local rotations of the tectonic body. The main carbonate structures displaying a southward vergency are crossed by some back thrusts that accommodate a part of the total shortening (Kumeta Mount, Rocca Busambra).

Paleomagnetic data point out important differential clockwise rotations of single, regionally large, tectonic bodies (CHANNELL *et alii*, 1980, 1990; SPERANZA *et alii*, 2000).

As a consequence the present-day structural trends of the structures (and of the deformation fields) do not coincide with the original trends.

The area of the “Caccamo” Map Sheet can be considered as a moderately seismically active region; detailed analysis of stress tensors and related earthquakes misfits (NERI *et alii*, 2005) allowed us to identify a compressional domain in western Sicily where the σ_1 orientation is roughly NW–SE. The study area is part of this sector.

1. CACCAMO SHEET MAP LEGEND

QUATERNARY SUBMERGED DEPOSITS

Inner shelf depositional system

Fine to very fine lithoclastic sands; medium to coarse bioclastic sands discontinuously covering pre-existing terraces due to the sea-level rise, along both delta plains and fronts; muds occur below the stormy waves base

QUATERNARY LAND DEPOSITS

CONTINENTAL DEPOSITS

Capo Plaia synthem (AFL)

Landslide deposits (AFL_{a1}); scree or talus deposits (detritus and poorly sorted materials of variable thickness AFL_{a3}); alluvial fan deposits (AFL_b); travertines (AFL_{b1}); lacustrine deposits (AFL_{e3}); eluvial products and colluvial deposits (AFL_{b2}); mixed deposits (AFL_i). The basal unconformity is a post-glacial erosional truncation; the upper boundary is the present-day topographic surface scored by soils. It may be dated in the interval between the end of the glacial expansion (15 ka) and the present.

UPPER PLEISTOCENE–HOLOCENE

Raffo Rosso synthem (RFR)

Clastic deposits with rough and coarse carbonate-dolomitic elements. Thickness range from 2 to 5 m. The lower boundary is an unconformity surface on the pre-Quaternary deposits. The upper boundary is an erosional surface coincident with the AFL bottom and/or the topographic surface, often soil.

UPPER PLEISTOCENE

MARINE DEPOSITS (TYRRHENIAN)

Barcarello synthem (SIT)

It includes greyish to brown siliceous conglomerates and calcarenites, sands

and silty sands, with warm molluscs fauna (*Strombus bubonius* and *Patella ferruginea*, isotopic stage 5e, 130–120 ky BP, Tyrrhenian). These deposits are found from the sea level to about 15 m. The lower boundary is an erosional surface on pre–quaternary deposits, the upper one is coincident with the topographic surface or the AFL deposits. Thickness ranging from 1 to 2 m. Coastal environment.

TYRRHENIAN

CONTINENTAL DEPOSITS

Milicia river synthem (ILC)

It includes rounded to sub–rounded gravels, pebbles and boulders alternated to yellow silty sands with lenticular calcareous concretions. They outcrop in the left side of Fosso Bagni at over 400 m above the sea level. The thickness is 25 m. The lower boundary is an unconformity surface on FYN deposits.

MIDDLE –UPPER PLEISTOCENE

Bordonaro sub–synthem (ILC₁): it includes rounded gravels, pebbles and boulders in yellow sandy–silty or silty–clay matrix with calcareous concretions. The lower boundary is an unconformity surface on pre–quaternary deposits. At their top red–brownish soils and colluvium (AFL) occur. Thickness about 25 m.

San Leonardo river synthem (SLN)

It includes gravels, pebbles and boulders joined by white carbonate cement with intercalation of yellow fine sands with *poupées* (thickness 1–10m). They are found in lenticular bodies from 100 m to 150 m above sea level. At their top red–brownish soils are found.

MIDDLE PLEISTOCENE–TYRRHENIAN(?)

Azziriolo sub–synthem (SLN₄): sands and pebbles in yellow silty matrix alternated and/or interdigitated with yellowish sandy silt including calcareous concretions and carbon materials. The lower boundary is a strong unconformity surface on pre–quaternary deposits, the upper one is equivalent to red–brownish soils.

Santa Marina sub–synthem (SLN₂): gravelly and pebbly lens alternated and/or intercalated to yellow sandy–silt horizons with calcareous concretions and carbon materials (thickness 9 m). The lower boundary is an unconformity surface, the upper one a pedogenetic surface.

***Benincasa Synthem* (BNI)**

It includes polygenic conglomerates, quartzitic sands and reddish or red-brownish silts associated to colluviums with stone-line and paleosoils containing vertebrate remains (*Elephas mnaidriensis* complex). The thickness ranges from 1 to 5 m. It overlies an irregular discontinuous surface, strongly incised on Buonfornello–Campofelice Synthem as well as in pre-quaternary deposits. Upper boundary is the AFL bottom and/or the topographic surface, often soil.
MIDDLE PLEISTOCENE

MARINE DEPOSITS

***Buonfornello–Campofelice Synthem* (BCP)**

It includes conglomerates, marine sands and silts, with local greyish pelitic intercalations, overlying different orders of terraced surfaces. Deposits are arranged in different surfaces located from about 25 to 250 m above sea level; they are developed during different pre-Tyrrhenian sedimentary cycles. Thicknesses are lower than 10 m. The lower boundary is an unconformity surface on pre-quaternary deposits. The upper boundary is an unconformity surface coincident with BNI or AFL deposits as well as with the topographic surface, often soil.
MIDDLE PLEISTOCENE

Torre Tonda sub-synthem (BCP₄, 23–30 m a.s.l.). Sands, gravels and conglomerates.

Quaranta Salme sub-synthem (BCP₃₇, 50–60 m a.s.l.). It includes rounded and sub-rounded pebbles and boulders in laminated sandy-silty matrix.

Rocca D'Antoni sub-synthem (BCP₂, 70–160 m a.s.l.). It includes pebbly-sandy beach, shoreline and intertidal marine deposits with molluscs fauna (*Ostrea* sp.) and sedimentary structures (planar and cross-bedded lamination, ichnofacies and bottom marks). Thickness 3–5 m.

Gargi di Cenere sub-synthem (BCP₁, 170–250 m a.s.l.). It includes pebbly deposits (thickness 1–5 m) in sandy-silt matrix, often are eroded and soils occur.

MIOCENE–PLIOCENE

*Foredeep deposits***Trubi (TRB)**

Marls and white marly limestones, bearing calcareous plankton (*Sphaeroidinellopsis*, MPL1, *Globorotalia margaritae* and *Globorotalia puncticulata* MPL 3, and *Globorotalia puncticulata*, MPL 4a biozones) passing upwards to grey–green or whitish sandy and clayey marls (TRBa), The thickness is from 60 to 100 m. Pelagic environment.

ZANCLEAN

GESSOSO–SOLFIFERO GROUP

Pasquasia formation

Fanglomerates member (GPQ₄). They are reddish polymictic fanglomerates, clay and grey or red–brownish marls with ostracodes (*Cyprideis pannonica*) and, locally, gypsarenites and gypsopelites. The thickness is few meters. Lower boundary is an unconformity surface on GPQ₂. Paralic–continental environment.

Marly–gypsiferous member (GPQ₂): Gessarenites and gessopelites with enterolithic bedding. Maximum thickness: 100 m.

UPPER MESSINIAN

Cattolica formation

Selenitic member (GTL₂). It includes both massive and/or bad laminated selenitic gypsum, with local intercalations of algal laminites and white gipsy marls. Maximum thickness: 150 m. Lower boundary is an unconformity surface on BAU and TRV_{3c}.

MESSINIAN

Ciminna formation (CII) pre 5,96 My evaporitic deposits

Selenitic gypsum, stromatolitic gypsum, gessarenites and grey–greenish gessopelites and laminated gypsum (gypsum turbidites). The thickness is from 60

to 200 m. Lower boundary is unconformity on TRV and etheropic (?) with TRV_{3c}. Lagoon to marine– evaporitic environment, subjected to a local subsidence.

LOWER MESSINIAN

Baucina formation (BAU)

Coral biolitites (*Porites* sp., *Tarbellastrea* sp., *Palaeoplesiastrea* sp.) and biocalcarenites (reef lithofacies, BAU_a) passing to laminated calcarenites and marly biocalcarenites with coral and bivalves fragments (calcarenitic lithofacies BAU_b). The maximum thickness of both lithofacies is 100 m. Lower boundary is erosional unconformity on TRV and transitional with TRV_{3c}. Reef to upper slope environment.

LOWER MESSINIAN

Terravecchia formation

Conglomerates and coarse sands, sandy pelites, pelitic sands and arenites, sandy clays and pelites, grey or bluish marls with calcareous plankton. Maximum thickness 400–700 m. Fluvial–deltaic to open shelf environment. The lower boundary is a regional unconformity surface

UPPER TORTONIAN–LOWER MESSINIAN

Pelitic–clayey member (TRV₃). Sandy clays and bluish pelites with local arenitic intercalations (TRV_{3a}), passing upwards to grey, grey–greenish to light blue clays (TRV_{3b}), with planktonic foraminifera (*Globorotalia suterae* and *Globorotalia conomiozea* biozones) and calcareous nanofossils (*Minilytha convallis* and *Reticulofenestra rotaria* biozones). Fossiliferous marine marls (TRV_{3c}) with *Turborotalia multiloba* (not distinctive zone) in the Ciminna evaporitic basin. Thickness reaches 250 m. These deposits lie in paraconformity as well as in etheropy on TRV₂. Pro delta depositional environment.

Sandy member (TRV₂). Yellowish to grey sands and arenites, with cross-stratification, alternated to pelites and thin layers of conglomerates. The thickness is from 50 to 250 m. The lower boundary is diachronous with TRV₁. Transitional to open shelf environment.

Conglomeratic member (TRV₁). Red–greyish and yellowish polymittic orto–paraconglomerates in cemented banks, alternating with yellowish pebbly coarse

sands containing lenses of grain-supported conglomerates (TRV_{1a}). The arenaceous-quartzitic calcareous or igneous pebbles, are surrounded by a siliceous matrix. The thickness is from 50 to 200 m. Lower boundary is erosional unconformity on SIC, AVF, FYN. Continental to fluvial-deltaic environment.

***Castellana Sicula formation* (SIC)**

Pelites and sandy pelites with interbedded sands and generally sterile sandstones (SIC_a). They contain rare planktonic foraminifera (MMi 7, MMi 9–MMi10 biozones) and abundant benthonic foraminifera (*Ammonia beccarii*, *Bulimina dilatata*). Lower boundary is erosional unconformity on AVF, FYN and TAV. The thickness is from 50 to 150 m. Fluvial-deltaic to slope environment
UPPER SERRAVALLIAN–LOWER TORTONIAN

MESO-CENOZOIC SUCCESSION DEPOSITS

CRETACEOUS–EOCENE

SICILIDE DOMAIN SUCCESSION

***Polizzi formation* (POZ)**

Grey to whitish marly limestones, locally thinning laminated, alternating with greyish and bituminous marly-clayey layers containing planktonic foraminifera (*Hantkenina nuttalli*, *Truncorotaloides rohri*, *Globigerinatheka semiinvoluta*, *Turborotalia cerroazulensis* s.l. biozones) and calcareous nannofossils (*Nannotetrina* spp. and *Discoaster barbadiensis* biozones). Lenticular intercalations of resedimented biocalcarenites and biocalcirudites with macroforaminifera (nummulitides, alveolinides, discocylinides). The thickness is from 20 to 50 m. The lower boundary is in disconformity or mechanic on AVF or FYN. Pelagic to slope environment.

MIDDLE–UPPER EOCENE

***Lower varicoloured shales* (AVF)**

Clays, reddish marls, chaotic at the bottom, varicoloured argillites with intercalation of calcarenites and greenish calcilitutes with ichnofossils. Black

marls and grey clays with thin resedimented calcarenites containing ostracids (marls with *Exogira*, not mapped). The generally poor fossil content shows planktonic foraminifera (*Rotalipora appenninica*, *R. brotzeni*, *R. reicheli* biozones) and calcareous nannofossils associations (*Lithraphidites* spp. and *Nannoconus* spp.). Decametric intercalations of lenticular bodies of megaconglomerates and carbonates megabreccias with rudistids (caprinid breccias AVF_b, Albian–Cenomanian). The thickness is from 50 to 180 m. The lower boundary is a tectonic surface on FYN, TAV and POZ. Slope to bathial plain environment.
CRETACEOUS (Albian–Cenomanian)

OLIGOCENE–MIOCENE

NUMIDIAN FLYSCH BASIN SUCCESSION

Tavernola formation (TAV)

Brown–yellowish sandy–pelitic marls with interbedded layers of micaceous and glauconitic arenites with arenaceous and planktonic foraminifera (MMi 4 biozones), calcareous nannofossils (MNN 4a, MNN5a biozones). Locally, intercalations of calcareous arenites layers occur (“*Lucina*” limestones, TAV_a). The thickness is from 80 to 200 m. Lower boundary is unconformable on FYN₂, sharp and erosional on FYN₅. Turbidite fan environment.
UPPER BURDIGALIAN–LANGHIAN

Numidian flysch

Pelites and clayey pelites with interbedded arenaceous layers, biocalcarenes and carbonate megabreccias; quartzarenitic strata with microconglomeratic layers and sandy siltstones. The lower boundary is from unconformity to paranconformity on CAL, disconformity on the older deposits.
UPPER OLIGOCENE–LOWER MIOCENE

Geraci Siculo member (FYN₅). Quartz sandstones with interbedded micaceous pelites with agglutinative planktonic foraminifera (*Globigerina angulisurealis*, *Catapsydrax dissimilis*, *Globoquadrina dehiscens dehiscens*) and calcareous nannofossils (MNN 1b and MNN 2b biozones). Quartzarenitic layers locally characterized by Bouma sequences and channalized microconglomeratic levels with clay pebbles and arenaceous–pelitic matrix (FYN_{5a}). The thickness is from

300 to 700 m. Lower boundary is sharp, or a paraconformity on FYN₂, tectonic on the other deposits. Lower slope to turbidite fan environment.

AQUITANIAN–BURDIGALIAN

Portella Colla member (FYN₂). Brown and locally Mn-rich pelites with parallel laminae alternating with siltstones and channelized quartzarenitic layers (FYN_{2a}). The rare calcareous plankton contains planktonic foraminifera (*Globorotalia opima opima*, *Globigerina ciperensis ciperensis* and *Globoquadrina dehiscens dehiscens*–*Catapsydrax dissimilis* biozones) and calcareous nannofossils (NP24, NP25 biozones). Layers are rich in agglutinative foraminifera. The thickness is 200–300 m. Biocalcarenes with *Lepidocyclina* spp. occur in the lower layers; in the upper ones plurimetric carbonate megabreccias are found (San Salvatore megabreccias, not mapped). The lower boundary is a paraconformity on CAL, an unconformity on CRI or it is disharmonic on the older deposits. Slope to toe environment.

CHATTIAN–LOWER AQUITANIAN

TRIASSIC–OLIGOCENE

IMERESE BASIN SUCCESSION

Calvaturo formation (CAL)

Calclutites and marly limestones alternating with pomace-red, pink and white, sometimes scaly, clayey marls occurring in centimetric strata with parallel laminae and cherts nodules. They contain radiolarians, sponge spicules and planktonic foraminifera (*Morozovella velascoensis*, *Morozovella formosa formosa*, *Globigerinatheka index*, *Globigerinatheka seminvoluta* *Turborotalia cerroazulensis* s.l. biozones), calcareous nannofossils (*Discoaster sublodoensis*, *Discoaster saipanensis* and *Sphenolithus pseudoradians* biozones) interbedded with biocalcarenes with macroforaminifera (*Nummulites* spp., *Lepidocyclina* spp); in the upper part, ashen-grey marls with planktonic foraminifers (*Cassigerinella chipolensis*–*Pseudohastigerina micra* biozone) and calcareous nannofossils (NP23 biozone). Thickness 30–140 m. Lower boundary is an unconformity on CRI. Depositional slope to basin environment.

Crisanti formation

Siliceous shales, radiolarians (bedded cherts), cherty limestones, spongolitic marls and calcareous marls interbedded with resedimented limestones and carbonate breccias coming from a carbonate platform breakup.

UPPER LIASSIC–UPPER CRETACEOUS

Rudist breccias member (CRI₄). Grey resedimented calcirudites and calcarenites containing fragments of rudists, corals, algae, benthic foraminifera (*Orbitolina trochus*, *O. texana*) locally interbedded with green marls containing planktonic foraminifera (*Biticinella breggiensis*, *Rotalipora appenninica*, *Globotruncana* spp.) fining upwards to bioclastic calcarenites with *Orbitoides media* and *Siderolites calcitrapoides*. The thickness is from 20 to 80 m. Lower boundary is an erosional unconformity (downlap) on CRI₂. Slope to turbidite basin environment.

CENOMANIAN–MAASTRICHTIAN

Marly spongolitic member (CRI₃). Marls, reddish and whitish siliceous finely bedded marly limestones containing sponge spicules (“spongolites”), radiolarians, ostracods, benthonic foraminifera (*Dorothia* spp. and *Marginulina* spp.) and planktonic foraminifera (*Ticinella primula*). Upwards lenticular intercalations of biocalcarenes and biocalcirudites occur (CRI_{3a}), containing fragments of corals, algae, orbitolinas (*Orbitolina paronai*, *O. conoidea*) and rudists. The thickness is from 40 to 50 m. Lower boundary is sharp and unconformity (onlap) on CRI₂. Slope environment.

HAUTERIVIAN–ALBIAN

Ellipsactinia breccias member (CRI₂). Calcareous breccias and conglomerates interbedded with bioclastic and oolitic calcarenites (locally marls), containing *Ellipsactinia* spp., fragments of corals and crinoids, foraminifera (*Trocholina alpine*), algae (*Clypeina jurassica*) and problematic organism (*Shamovella obscura*, *Bacinella* spp.). In the poor matrix, tintinnides occur (*Calpionella elliptica*). The thickness is from 20 to 50 m. Lower boundary is sharp and unconformity (downlap) on CRI₁. Slope toe environment (*debris flow*).

TITHONIAN–NEOCOMIAN

Radiolarian member (CRI₁). Laminated radiolarian (bedded cherts), brown–blackish, pomace–red and green siliceous shales with radiolarians, sponge spicules and benthonic foraminifera (*Lenticulina varians*, *Nodosaria fontinensis*, *Dentalina mucronata*). Locally, resedimented calcisiltites and bio–lithoclastic calcarenites with carbonate platform elements occur. They contain fragments of echinoderms and calcareous algae. The thickness is from 35 to 65 m. Lower

boundary is unconformity on MCD or FUN. Depositional slope to basin environment.

UPPER TOARCIAN–LOWER TITHONIAN

***Crinoidal limestones and Altofonte breccias* (MCD)**

Cross and planar laminated biocalcarenites with crinoids alternating with grey–greenish clayey marls containing benthonic foraminifera (*Lingulina tenera*) and brachiopods. Resedimented layers of calcareous breccias with carbonate platform and triassic–liassic reef elements (breccie di Altofonte, MCD_a) are both interbedded and following upwards. They are age–dated by the occurrence of calcareous nannofossils pertaining to the NJT 4a and NJT 5a biozones. The thickness is from 15 to 50 m. Lower boundary is an erosional unconformity on FUN. Slope and base–of slope environments.

MIDDLE–UPPER LIASSIC

***Fanusi formation* (FUN)**

White–greyish dolomitic breccias, saccharoid, floury and vacuolar dolostones, gradated and laminated dolorudites and doloarenites in cyclic alternation of decametric strata groups. Due to pervasive dolomitization there are only fossils ghosts. The thickness up to 300 m. Lower boundary is erosional unconformity (downlap) on SCT. Slope toe environment (carbonatic apron).

LOWER LIASSIC

***Scillato formation* (SCT)**

Limestones with chert nodules alternating with grey–green cleavable marls containing radiolarians, pelagic bivalves (*Halobia* spp. *Daonella* spp.) ammonoides and conodonts (*Paragondolella polygnathyformis*, *P. carpathica*, *Epigondolella pseudodiebeli*, *Metapolygnatus communisti*) passing upwards to calcilutites, gradated and laminated calcarenites policromus marls and massive dolorudites. The thickness is from 40 to 400 m. Lower boundary is sharp or gradual, locally disharmonic, on MUF. Pelagic and depositional slope environment.

UPPER CARNIAN–RAETHIAN

Mufara Formation (MUF)

Pelites, calcilutites and undifferentiated clastic carbonates (MUF). Brown–yellowish shales and marls interbedded with grey–green micaceous marls (MUF_a). Thin layers of grey–black laminated calcilutites, locally dolomitized, are prevailing (MUF_b). Graded and laminated quartzitic–micaceous sandstones and oolitic limestones layers with micro–gasteropods and teeth fish interbedded with thin layers of micaceous marls (Mt. Pileri, MUF). Fossil content: *Posidonomya gemellaroi*, *Halobia* sp, *Daonella* sp., pyritized gastropods, radiolarians, sponge spicula, conodonts (*Gladigondolella tethydis* and *Paragondolella polygnathyformis noha* biozones). Plurimetric intercalations of clastic carbonates with neritic elements containing *Tubiphytes* spp, calcareous algae, hydrozoans. Basaltic lavas and ultrabasic veins are locally found. The thickness is from 50 to 100 m. Lower boundary is not emerging. Pelagic to slope environment.

MIDDLE–UPPER CARNIAN

TRIASSIC–MIOCENE

SICANIAN BASIN SUCCESSION

San Cipirello marls (CIP)

Shales, grey–blueish clayey and sandy marls interbedded with rare arenaceous layers. They contain planktonic foraminifera (MMi 5–7 biozones) and calcareous nannofossils (MNN 6a–MNN 7a and *Minylitha convallis* biozones). The thickness is from 50 to 150 m. Lower boundary continuous on CCR. Hemipelagic of outer shelf environment.

UPPER LANGHIAN–LOWER TORTONIAN

Corleone calcarenites (CCR)

Biocalcirudites and glauconitic biocalcarenes with phosphates traces and cross–stratification, silty marls and sandstones. They contain partially reworked benthonic foraminifera (*Miogipsyna* spp., *Nephrolepidina* spp.), shark teeth (*Carcharodon* sp.) and planktonic foraminifera (*Globoquadrina dehiscens dehiscens*–*Catapsydrax dissimilis*, *Globorotalia klugeri*, *Praeorbulina glomerosa* s.l. and *Orbulina suturalis*–*Paragloborotalia peripheroronda* biozones). Outcropping thickness 40–80 m.

Lower boundary is paraconformity or continuous on RDE. Coastal to deltaic environment.

AQUITANIAN–LANGHIAN

Cardellia marls (RDE)

Marls and brown to dark–green sandy clays with Fe–nodules. They contain planktonic foraminifera (*Globorotalia opima opima*, *Globigerina ciperoensis ciperoensis* and *Globorotalia klugeri* biozones) and calcareous nannofossils (NP 24–25 biozones). They are interbedded with resedimented calcarenites (RDEa) with benthonic foraminifera (*Nephrolepidina* spp.). Estimated thickness between 100 and 150 m. The lower boundary is sharp and continuous on AMM. Continental shelf marine environment.

CHATTIAN–LOWER AQUITANIAN

Amerillo formation (AMM)

Calclutites and reddish clayey marls (AMM_a) contain planktonic foraminifera (*Globotruncana elevata*, *Globotruncana aegyptiaca*, *Morozovella subbotinae* and *M. formosa formosa* biozones) passing to white cherty marly calcilutites (AMM_b) containing planktonic foraminifera (*Turborotalia cerroazulensis* s.l and *Cassigerinella chipolensis*–*Pseudohastigerina micra* biozones). At the top, few meters of alternations limestones–clays, containing ichnites (*Cancellophycus* isp.) occur. They are joint in map to the lithofacies AMM_b. 30 to 50 m thick layers of carbonatic megabreccias (AMM_m) are interbedded in the campanian–maastrichtian part of the succession. Total thickness 180–220 m. Lower boundary is a paraconformity on HYB (locally disharmonic). Pelagic environment.

UPPER CRETACEOUS–LOWER OLIGOCENE

Hybla Formation (HYB)

Grey cherty calcilutites interbedded with grey–whitish clayey marls with belemnites (*Duvalia lata*), planktonic foraminifera (*Globigerinelloides algeriana* and *Ticinella primula* biozones) and calcareous nannoplankton (CC 7–8 biozones). The thickness is over 70 m. Lower boundary is not outcropping. Pelagic environment.

LOWER CRETACEOUS (Hauterivian–Albian)

LERCARA PERMO–TRIASSIC BASIN DEPOSITS (U.S.S. Roccapalumba)

Mufara Formation (MUF)

Argillites and micaceous marls with graded and laminated sandstones containing layers of oolitic limestones with microgasteropods (MUF_a). Dark laminated calcilitites and green calcisiltites (MUF_b) in thin layers (cm–dm) containing radiolarians, crustaceous (esterids), conodonts (*Gladigondolella tethydis* and *Paragondolella polygnathyformis noha* biozones), palinomorphos and pelagic bivalves. Plurimetric intercalations of dolomitized limestones and well–cemented calcareous breccias with *Tubiphytes* spp, calcareous algae, sponge fragments, hydrozoans. Not mapped basaltic lavas and ultrabasic sill are locally found. The thickness is from 80 to 200 m. The lower boundary is disharmonic on LER or on the trapanese succession miocenic deposits. Pelagic to slope environment.

MIDDLE–UPPER CARNIAN

Lercara complex (LER)**Argillites and micaceous sandstones (LERA)**

Polychromous pelitic argillites with turbiditic quartzitic–micaceous or carbonatic sandstones with ichnofacies. They contain benthic foraminifera, conodonts (*Mesogondolella idahoensis*, *M intermedia*, *Sweetognathus behnkeni*), radiolarians (*Albaillellidae*) and palinomorphos. Calcareous fine and mega–breccias interbedded with paleozoic fossils (fusulinides, *Tubiphytes* spp., *Archaeolithoporella* spp.). Not mapped diabasic veins and sills. Outcropping thickness is about few hundreds of meters. The lower boundary is not outcropping. Pelagic environment with siliceous–clastic and carbonatic turbiditic deposits.

LOWER PERMIAN

TRIASSIC–MIOCENE

TRAPANESE CARBONATE PLATFORM AND PELAGIC CARBONATE SUCCESSION

San Cipirello marls (CIP)

Shales, grey–bluish clayey and sandy marls with planktonic foraminifera (MMi 5, MMi 9 and MMi 11 biozones). Calcareous nannofossils pertain to MNN

6a, MNN 7a and *Minylitha convallis* biozones. The outcropping thickness is 150 m. The lower boundary is continuous on CCR, sharp and discordant on AMM, BCH, INI. Hemipelagic of outer shelf environment.
SERRAVALLIAN–LOWER TORTONIAN

***Corleone calcarenites* (CCR)**

Biocalcarenes and quartzitic–glaucopitic sandstones with carbonatic bioclasts, with alternating yellow–greenish sandy marls. They contain benthonic foraminifera (*Miogypsina* spp.), shark teeth (*Carcharodon* sp.) calcareous nanofossils (*Helicosphera ampliaperta* and *Sphenolithus heteromorphus*) and planktonic foraminifera pertaining to the *Globigerinoides trilobus* and *Praeorbulina glomerosa* s.l. biozones. The thickness is 30–35 m. The lower boundary is a yellowish micro–conglomeratic layer with phosphatic crusts, glauconitic nodules and calcareous pebbles, discordant and erosional on AMM. Open shelf, coastal and deltaic environment.
BURDIGALIAN–LANGHIAN

***Amerillo formation* (AMM)**

White calcilutites with planktonic foraminifera, cherty nodules and intercalations of reddish marls and limestones. They contain radiolarians, planktonic foraminifera (*Dicarinella asymerica*, *Globotruncanita calcarata*, *Globotruncanella havenensis*, *Gansserina gansseri*, *Globigerinatheka seminvoluta* and *Turborotalia cerroazulensis* s.l. biozones). A 25 m maximum thickness of carbonatic megabreccias age–dated maastriichtian, outcrops at the Rocca Busambra–peak. Calcilutites and white marly limestones with alternating red marls containing planktonic foraminifera (*Helvetoglobotruncana helvetica*, *Globotruncanita stuarti*, *G. conica* and *Globotruncana ventricosa*) outcrop close to Rocca Palumba and Vicari Castel. Marly–sandy limestones with upper Eocene bad preserved faunas outcrop close to the Vicari cemetery. The total outcropping thickness is from 20 to 180 m. The lower boundary is continuous and disharmonic on HYB, discordant on BCH and INI. Pelagic environment.
UPPER CRETACEOUS–EOCENE

***Hybla Formation* (HYB)**

Cherty marly calcilutites with alternating greenish marls with planktonic foraminifera (*Globigerinelloides algerianus* and *Ticinella primula* biozones) and radiolarians. The maximum outcropping thickness is 50 m. Metric thickness of dark–grey organic matter–bearing layers and bioclastic calcarenites with *Aptichus* and belemnites occur. Locally intercalations of pillow–lavas occur in the Monte Balatelle area. The lower boundary is paraconformity or disharmonic on LTM. Pelagic carbonate platform environment.
LOWER CRETACEOUS (Upper Aptian–Lower Albian)

***Lattimusa* (LTM)**

Well layered white calcilutites with cherty nodules with intercalations of calcarenites, pseudo–conglomerates, and calcareous marls with calpionellae (*Crassicolaria*, *Calpionella*, *Calpionellopsis* and *Calpionellites* biozones), radiolarians and calcareous nannofossils. White–pink cherty marly calcilutites with calpionellae (*Calpionella alpina*, *Calpionella elliptica*) radiolarians and *Globochhaeta alpina*, outcrop close to Rocca di Roccapalumba. The maximum thickness is 20 m. The lower boundary is gradual and continuous on BCH₃ and unconformable on ITO. Pelagic carbonate platform environment.
UPPER TITHONIAN–LOWER VALANGINIAN

***Buccheri formation* (BCH)**

Nodular limestones with Saccocoma and ammonites, condensed layers with Fe–Mn crusts (Upper Rosso Ammonitico). The thickness is about 30 m. Calcarenites and calcirudites with bryozoans and coral boundstone fragments outcrop at the Vicari Castle. The thickness is 35 m. The lower boundary is discording and sharp on the intermediate member.

Red–greenish cherty limestones, silicified fine breccias and green marls (intermediate radiolaritic member). Graded cherty limestones (Monte Balatelle). The lower boundary is sharp and discording on the lower member.

Reddish nodular limestones with cephalopods and Fe–Mn crusts at the base, intersected by sedimentary sills. Intercalations of well bedded grey–greenish tuffaceous arenites containing lapillus, volcanic glass, benthonic foraminifera (*Protopenoplis striata*), echinoid fragments and bryozoans are locally found (M. Balatelle, Vicari and Roccapalumba successions). Metric layers of finely bedded pillow lavas and dark–yellow tuffaceous sands containing lamellibranch fauna, are interbedded with metric banks of grey–yellowish microbreccias containing

plancktonic foraminifera (*Globuligerina oxfordiana*, *Glomospira* spp.), miliolides, ammonites and echinoids fragments. Lower boundary discording or erosional on INI and ITO. The thickness is from 15 to 20 m. Greyish calcarenites and oolitic calcarenites containing crinoids fragments, lamellibranches, benthonic foraminifera (*Protopenneroplis striata*), algae, bryozoans and ammonites, outcrop northern then Vicari. The maximum thickness is 70 m. Metric intercalations of pillow lavas (β) zeolitic lavas, hyaloclastites, well-bedded grey-greenish tuffaceous arenites and tuffitic layers containing molluscs and crustaceans fauna. Lower boundary is not outcropping. Pelagic carbonate platform and pelagic shelf margin environment.

TOARCIAN-TITHONIAN

BCH includes the Pliensbachian crinoidal limestones (Rocca Busambra, Monte Balatelle). In the Vicari-Roccapalumba sector, the Buccheri, Lattimusa and Amerillo fms. deposits are represented by a single mark (BCH).

Inici Formation (INI)

Dolomitic limestones with algae and shallowing upwards loferitic and stromatolitic limestones. Oolitic-bioclastic calcarenites with algae occur in the upper layers. They are age-dated by ammonites fauna (*Aretites bucklandi* and *Echiocerras raricostatum* biozones) and algae markers (*Thaumatoporella parvovesiculifera*, *Paleodasycladus mediterraneus* biozones). At the top polyphasic neptunian dykes filled by jurassic-eocene pelagic calcilutites and miocene glauconitic calcarenites. The maximum outcropping thickness is 400 m. The lower boundary is not outcropping. Inner carbonate platform (back-reef lagoon, tidal flat) and sand barrier environment.

HETTANGIAN-SINEMURIAN

Marabito limestones (ITO)

Dolomitic limestones and biolitites containing sponges, hydrozoans, and coral fragments. Clast-supported breccias with muddy matrix containing radiolarians and crinoids are locally found. The outcropping thickness is 30 m. The lower boundary is not outcropping. Reef environment.

NORIAN-RHAETIAN

PROGETTO
CARG

BIBLIOGRAFIA

- ABATE B., CATALANO R. & RENDA P. (1978) - *Schema geologico dei Monti di Palermo*. Boll. Soc. Geol. It., **97**: 807–819, Roma.
- ABATE B., CATALANO R., D'ARGENIO B., DI STEFANO P., RENDA P. (1982) - *Carta Geologica delle Madonie orientali*. Istituto di Geologia Università di Palermo.
- ABATE B., INCANDELA A., NIGRO F. & RENDA P. (1998) - *Plio-Pleistocene strike-slip tectonics in the Trapani Mts. (NW Sicily)*. Boll. Soc. Geol. It., **117**: 555–567.
- ABATE B., INCANDELA A., RENDA P. & SLACZKA A. (1999) - *Depositional processes in a late Miocene post-tectonic basin: Terravecchia Formation, Scillato Basin, Sicily*. Annales Societatis Geologorum Poloniae, **69**: 27–48.
- ABATE B., PESCATORE T., RENDA P. & TRAMUTOLI M. (1988 a) - *Schema geologico dei Monti di Termini Imerese e delle Madonie occidentali*. Mem. Soc. Geol. It., **41**: 465–474.
- ABATE B., PESCATORE T., RENDA P. & TRAMUTOLI M. (1988 b) - *Note illustrative della carta geologica dei Monti di Termini Imerese e delle Madonie occidentali (Sicilia centro-settentrionale)*. Mem. Soc. Geol. It. **41**: 475–505.
- AGATE M., BALISTRERI G., BASILONE L., CATALANO R., CONTINO A., MERLINI S., PEPE F. & SULLI A. (2001) - *Deep and shallow structures of the Termini basin in the geological framework of the southern Tyrrhenian margin*. 3° Forum Italiano di Scienze della Terra "GEOITALIA 2001". Chieti 5–8 settembre. Riassunti, p. 75.
- AGATE M., BASILONE L., CATALANO R., FRANCHINO A., MERLINI S. & SULLI A. (1998 a) - *Ipotesi sulla condizione strutturale della Rocca Busambra*. In: R. CATALANO & G. LO CICERO (eds.), *La Sicilia, un laboratorio naturale nel Mediterraneo*. Strutture, Mari, Risorse e Rischi. Guida alle Escursioni del 79° Congr. Nazionale della Soc. Geol. It.– *La Sicilia Occidentale*, **1**: 71–78. Mondello (Palermo, Italia), 21–23 Settembre 1998.
- AGATE M., BASILONE L., CATALANO R., FRANCHINO A., MERLINI S. & SULLI A. (1998 b) - *Deformazione interna delle Unità Sicane nell'area tra Corleone e Monte Colomba*. In: R. CATALANO & G. LO CICERO (eds.), *La Sicilia, un laboratorio naturale nel Mediterraneo*. Strutture, Mari, Risorse e Rischi. Guida alle Escursioni del 79° Congr. Nazionale della Soc. Geol. It.– *La Sicilia Occidentale*, **1**: 79–86, Mondello (Palermo, Italia), 21–23 Settembre 1998.

- AGATE M., CATALANO R., PEPE F., SULLI A., BERANZOLI L., FRUGONI F., BRAUN T. FAVALI P. & SMRIGLIO G. (2000) - *The 1998 NW Sicily offshore earthquakes in the tectonic framework of the southern border of the Tyrrhenian Sea*. Memorie della Società Geologica Italiana, **55**: 103–114.
- AGNESI V., CAMARDA M., CONOSCENTI C., DI MAGGIO C., DI LIBERTO I. S., MADONIA P. & ROTIGLIANO E. (2005) - *Multidisciplinary approach to the evaluation of the mechanism that triggered the Cerda landslide (Sicily, Italy)*. Geomorphology, **65**: 101–116.
- AGNESI V., COSENTINO P., DI MAGGIO C., MACALUSO T. & ROTIGLIANO E. (1996) - *The great landslide at Portella Colla (Madonie–Sicily)*. Geograf. Fis. Din. Quat., **19**: 273–280.
- AGNESI V., DE CRISTOFARO D., DI MAGGIO C., MACALUSO T., MADONIA G. & MESSANA V. (2000) - *Morphotectonic setting of the Madonie area (central northern Sicily)*. Mem. Soc. Geol. It., **55**: 373–379.
- AGNESI V., DE CRISTOFARO D., DI MAGGIO C., MACALUSO T., MADONIA G., MESSANA V. & ROTIGLIANO E. (1998) - *Introduzione alla geomorfologia delle Madonie*. 79° Congr. Naz. Soc. Geol. It.. Guida alle escursioni, **2**: 5–20.
- AGNESI V., DI MAGGIO C., MACALUSO T., MARINO S., MONTELEONE S. & PIPITONE G. (1999) - *Carte geomorfologiche di Scillato e Caltavuturo. Note illustrative*. Dip. Geologia e Geodesia, Università di Palermo, Provincia Regionale di Palermo, 15 pp. (2 carte geomorfologiche, scala 1 :25.000).
- AGNESI V., MACALUSO T., MADONIA G., PANZICA & LA MANNA M. (2003) - *Sicilia*. In: MADONIA G. & FORTI P. (Eds.). Le aree carsiche gessose d'Italia. Istituto Italiano di Speleologia. Memoria **XIV**, ser. II: 253–278.
- ALFIERI A., BAFUMO G., COLLALTI M., GIGLIO I., RENDA S. & RICCO S. (1994) - *I dissesti in Sicilia. Primi risultati del censimento dei dissesti nei centri abitati. Studio della franosità del bacino del Torrente Fichera (Fiume Imera Settentrionale)*. Riv. Min. Sic., **30** (5): 51–65.
- ALLEMAN F., CATALANO R., FARÈS F. & REMANE J. (1971) - *Standard calpionellid zonation (Upper Tithonian–Valanginian) of the western Mediterranean province*. Proc. II Plankt. Conference, pp. 1337–1340. Roma.
- ANDERSON H. & JACKSON J. (1987) - *Active tectonics of the Adriatic region*. Geophys. J. R. Astron. Soc. **91**: 937–983.
- ANSORGE J., BLUNDELL D. & MUELLER S. (1992) - *Europe's lithosphere: seismic structure*. In: BLUNDELL D., FREEMAN R. & MUELLER S. (Eds.) A Continent Revealed: The European Geotraverse. Cambridge Univ. Press, 33–70 pp., New York.
- 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.
- ARGIRYADIS I., DE GRACIANSKY P. C., MARCOUX J. & RICOU L. E. (1980) - *The opening of the Mesozoic Tethys between Eurasia and Arabia–Africa*. In: Geologie des chaînes alpines issues de la Tethys. Mem. Bur. Rech. Geol. Min., **115**: 199–214.
- ARUTA L. & BUCCHIERI G. (1976) - *Biostratigraphy and paleoecology of the Early Messinian carbonates (Baucina Fm.) in western Sicily*. Mem. Soc. Geol. It., **16**: 141–152, 4 figg.
- AURELI A., CONTINO A., CUSIMANO G., FAZIO F. & SILLUZZO C. (2001) - *Groudwater vulnerability of the Madonie mountains*. In: J. MUDRY & F. ZWALER (Eds.), Proceeding of the 7th Conference on Limestone Hydrology and Fissured Media, Besançon, France, 20–22 Settembre 2001. Université de Franche Comté, Département de géoscience, Besançon, France, Université de Neuchâtel, Centre d'hydrogéologie, Suisse. Publ. n. 2309, G.N.D.C.I.–C.N.R. Editeur Université de Franche Comté, pp. 23–26.
- AVELLONE G. & BARCHI M. (2003) - *Le pieghe minori nelle Unità Imeresi e Trapanesi dei Monti di Palermo ed il loro significato nell'evoluzione tettonica dell'area*. Boll. Soc. Geol. It., **122**: 277–294.
- AVELLONE G., CONTINO A., CUSIMANO G. & FRIAS FORCADA A. (2006) – *Studio idrogeologico della*

- sorgente termale "Bagni di Cefalà Diana" (Palermo, Sicilia). Acque Sotterranee, Giugno 2006 n. 3, fasc. 101, 45-53.*
- BADA J.L., BELLUOMINI G., BONFIGLIO L., BRANCA M., BURGIO E. & DELITALA L. (1991) - *Isoleucine epimerization ages of quaternary mammals from Sicily*. Il Quaternario, 4: 49–54, Roma.
- BALDACCI L. (1884) - *Carta geologica d'Italia F. 259 (Termini Imerese). Scala 1:100.000*. Rilievi del 1880–1881. Serv. Geol. Ital.
- BALDACCI L. (1886) - *Descrizione geologica dell'Isola di Sicilia*. Mem. Descr. Carta Geol. d'It. p. 3–403, Roma.
- BARBIERI M., BELLANCA A., NERI R. & TOLOMEO L. (1987) - *Use of strontium isotopes to determine the sources of hydrothermal fluorite and barite from northwestern Sicily (Italy)*. Chemical Geology (Isotope Geoscience Section), 66: 273–278.
- BARONE A., FABBRI A., ROSSI S. & SARTORI R. (1982) - *Geological structure and evolution of the marine areas adjacent to the Calabrian arc*. Earth Evol. Sci., 3: 207–221.
- BARTOLINI A., BUCEFALO PALLIANI R., CHIARI M., DI STEFANO P., MATTIOLI E., & PARISI G. (2002) - *Piana degli Albanesi: Deep-water slope to basin Imerese domain, relationships between carbonate platform and basin sedimentation*. In: SANTANTONIO M., 6° International Symposium on the Jurassic System. General Field Trip Guidebook: 169–172, Palermo 12–22 september 2002.
- BARTOLOMEI G., CELICO P. & PECORARO A. (1983) - *Schema idrogeologico della Sicilia Nord-occidentale*. Boll. Soc. Geol. It., 102: 329–354.
- BASILONE L. (1998) - *Cicli di Facies Trasgressivo–Regressive nella Successione Mesozoica Imerese dei Monti di Termini Imerese (Sicilia centro–settentrionale)*. In CATALANO R. & LO CICERO G. eds.: *La Sicilia occidentale*, p. 69–70, 79° Congresso della Società Geologica Italiana, Palermo.
- BASILONE L. (2000) - *Stratigrafia fisica e facies dei depositi carbonatici mesozoici di piattaforma–bacino della Sicilia nord–occidentale*. Tesi di Dottorato, 227 pp., consorzio Università di Napoli e Palermo.
- BASILONE L. con la collaborazione di CATALANO R. & SPROVIERI R. (2001) - *Schema litostratigrafico della Sicilia centro–occidentale*. In: Riunione di Coordinamento della Commissione Italiana di Stratigrafia della Società Geologica Italiana (CIS), Catalogo delle Formazioni Geologiche Italiane. Palermo, 12 dicembre 2001.
- BASILONE L. (2007) - *Mesozoic tectono–sedimentary evolution of the Rocca Busambra (western Sicily)*. FIST–Geitalia 2007, Sesto Forum Italiano di Scienze della Terra, 12–14 Settembre 2007, Rimini, Epitome 2: 403.
- BASILONE L. (2009 a) - *Sequence Stratigraphy of a Mesozoic Carbonate Platform–to–Basin System in Western Sicily*. Central European Journal of Geosciences, 1 (3): 251–273.
- BASILONE L. (2009 b) - *Mesozoic tectono–sedimentary evolution of Rocca Busambra in western Sicily*. Facies, 55 (1): 115–135.
- BASILONE L. & LO CICERO G. (2002) - *Sequence Stratigraphy of Mesozoic Carbonate Platform–to–Basin System in Northwestern Sicily*. In: ROURE F. & SWENNER R. (eds.), Deformation, fluid flow and reservoir appraisal in foreland fold and thrust belts. AAPG–IFP HEDBERG Research Conference, May 14–18, 2002 Palermo–Mondello (Sicily, Italy). Abstract volume, pp. 6–9.
- BASILONE L., GASPARO MORTICELLI M. & LENA G. (2010) - *Mesozoic tectonics and volcanism from Tethyan rifted continental margins in western Sicily*. Sedimentary Geology, 226: 54–70.
- BAUMGARTNER P.O. (1995) - *Towards a Mesozoic radiolarian database–Updates of the work 1984–1990*. In: BAUMGARTNER P.O., O'DOGHERTY, L., GORICAN, S., URQUHART, E., PILLEVUIT, A. & DE WEVER, P. (Eds.), Middle Jurassic to Early Cretaceous Radiolaria of the Tethys: occurrences, systematics, biochronology.–Memoires de Geologie (Lausanne), No. 23, 1162 pp.
- BELLANCA A., CENSI P., DI SALVO P. & NERI R. (1984) - *Textural, chemical and isotopic variations induced by hydrothermal fluids on Mesozoic limestones in northwestern Sicily*. Mineralium Deposita, 19: 78–85.
- BELLANCA A., DE VIVO B., LATTANZI P., MAIORANI A. & NERI R. (1987).– *Fluid inclusions in fluorite*

mineralizations of northwestern Sicily, Italy. *Chemical Geology*, **61**: 209–216.

- BELLANCA A., DI SALVO P., MÖLLER P., NERI R. & SCHLEY F. (1981) - *Rare-earth and minor element distribution and petrographic features of fluorites and associated Mesozoic limestones of northwestern Sicily*. *Chemical Geology*, **32**: 255–269.
- BELLO M., FRANCHINO A. & MERLINI S. (2000) - *Structural model of Eastern Sicily*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **55**: 61–70.
- BELLON H., COULON, C. & EDEL J. (1977) - *Le déplacement de la Sardaigne: Synthèse de données géochronologiques, magmatiques et paleomagnetiques*. *Bull. Soc. Geol. Fr.*, **19**: 825–831.
- BENEVOLO E. (1950) - *Le possibilità, petrolifere della Sicilia*. *Riv. Min. Sic.*, anno 1°, fasc. 5/6, pp. 185, figg. 3.
- BERTAMONI M., FRIXA A., LAZZARI D., ROZZA R. & TORRICELLI S. (1995) - *Revisione Litobiostratigrafica dei Pozzi Bivona 3, Cerda 1, Lercara Friddi 1, Lercara Agip 1, Roccapalumba 1 e Vicari 1*. Relazione interna AGIP.
- BERTOK C. & MARTIRE L. (2009) - *Sedimentation, fracturing and sliding on a pelagic plateau margin: the Middle Jurassic to Lower Cretaceous succession of Rocca Busambra (Western Sicily, Italy)*. *Sedimentology*, **56** (4): 1016–1040.
- BERNOULLI D. & JENKYNs HC. (1974) - *Alpine, Mediterranean and Central Atlantic Mesozoic facies in relation to the early evolution of the Tethys*. *Modern and ancient geosynclinal sedimentation*. In: DOTT RH, SHAVER RH (eds). *SEPM Spec Publ* **19**: 129–160
- BIANCHI F., CARBONE S., GRASSO M., INVERNIZZI G., LENTINI F., LONGARETTI G., MERLINI S. & MOSTARDINI F. (1989) - *Sicilia orientate: profilo geologico Nebrodi-Iblei*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **38**: 429–458.
- BIANCONI G. (1840) - *Storia naturale dei terreni ardenti, dei vulcani fangosi, delle sorgenti infiammabili, dei pozzi idropirici e di altri fenomeni geologici operati dal gas idrogeno e della origine di esso gas*. Marsigli, Bologna, 164 pp.
- BIOLZI M. (1985) - *The Oligocene/Miocene boundary in selected Atlantic, Mediterranean and Paratethyan sections based on biostratigraphic and stable isotope evidence*. *Mem. di Sci. Geol.*, **37**: 303–372.
- 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, pp. 175–262.
- BOMMARITO S. & CATALANO R. (1973) - *Facies analysis of an evaporitic messinian sequence near Ciminna (Palermo, Sicily)*. In: C.W. DROOGER Ed., *Messinian Events in the Mediterranean*, North Holland, Amsterdam, pp. 172–177
- BORNATI, P., CATALANO, R., MERLINI, S. & SULLI, A. (1997) - *Basin evolution and mountain building in Western Sicily*. In: CATALANO R. (Ed.), *Field workshop in Western Sicily, Origin of Sedimentary Basins*, 8th Workshop of the ILP Task Force, Guidebook, pp. 157–166, Palermo.
- BOSCHIAN G. (2002) - *Note gearcheologiche sul territorio di Himera*. In: BELVEDERE O., BERTINI A., BOSCHIAN G., BURGIO G., CONTINO A., CUCCO R. M. & LAURO D., *Himera III.2. Prospezione archeologica nella valle dell'Imera*. Dipartimento di Beni Culturali Storico-archeologici, Socio-antropologici e Geografici, Sezione Archeologia, Università degli Studi di Palermo, pp. 49–62, Libreria Editrice L'Erma di Bretschneider, Roma.
- BOWN P.R. & COOPER M.K. E. (1998) - *Jurassic*. In Bown P.R. (Eds.), *Calcareous Nannofossil Biostratigraphy*. Cambridge, pp. 34–85.
- BRALOWER T.J., MONECHI S. & THIERSTEIN H.R. (1989) - *Calcareous nannofossil zonation of the Jurassic Cretaceous boundary interval and correlation with the geomagnetic polarity time scale*. *Mar. Micropal.*, **14**: 153–235.
- BROQUET P. (1968) - *Étude géologique de la région des Madonies (Sicile)*. Thèse Fac. Sc. Lille 797 pp.
- BROQUET P. (1970) - *The geology of Madonie mountains of Sicily. Geology and history of Sicily*. Petroleum Exploration Society of Libya, pp. 201–230, Tripoli 1970.
- BROQUET P., CAIRE A., MASCLE G.H. (1966) - *Structure et évolution de la Sicile occidentale (Madonie*

- et Sicani*). Bull. Soc. Geol. de France, 7e série, **VIII**: 994–1013, figg. 9.
- BROQUET P., CAIRE A., DUEE' G., MASCLE G. & TRUILLET R. (1967) - *Excursion en Sicile–Ciclostilato*, 100 pp., Paris.
- BURGIO E. & CANI M. (1988) - *Sul ritrovamento di elefanti fossili ad Alcamo (Trapani–Sicilia)*. Naturalista sicil. **IV** XII: 87–97
- CAFIERO B. & DE CAPOA BONARDI B. (1982) - *Biostratigrafia del Trias pelagico della Sicilia*. Boll. Soc. Paleont. It., **21**: 35–71.
- CAFLISCH L. (1966) - *La geologia dei Monti di Palermo*. Riv. It. Paleont. e Strat., mem. **XII**, 108 pp., Milano.
- CAFLISCH L. & CRESCENTI U. (1969) - *Sul significato paleoambientale del Dogger Malm di Vicari*. Geol. Romana, **8**: 1–14, Roma.
- CAFLISCH L. & SCHMIDT DI FRIEDBERG P. (1967) - *Un contributo delle ricerche petrolifere alla conoscenza del Paleozoico della Sicilia*. Boll. Soc. Geol. It., **86**: 537–551.
- 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.
- CALCARA P. (1845) - *Memorie geognostiche e mineralogiche. Osservazioni geognostiche sopra Caltavuturo e Sclafani*. Atti Ac. Sc. Lett. Art. Palermo, vol. **1**.
- CALDERONE S. & LEONE M. (1967) - *Contributo allo studio del Flysch Numidico siciliano*. Atti dell'Accademia di Scienze, Lett. e Arti di Palermo. S. IV, **XXVII**, parte I
- CAMON G. (1982) - *Plates-formes carbonates et récifs a Rudistes du Cretace de Sicile*. PhD thesis. Université de Provence.
- CAMPISI B. (1958) - *Note illustrative del rilevamento geologico delle tavolette Petralia, Polizzi, Alimena (Sicilia settentrionale)*. Boll. Serv. Geol. It., **79**: 913–928, 2 tav.
- CARAPEZZA E. & TAGLIARINI F. P. (1894) - *Sopra talune nuove specie di fossili provenienti dal calcare bianco cristallino della Montagna del Casale presso Busambra in provincia di Palermo*. Boll. Soc. Sc. Nat. Econ., **3**: 10 pp., Palermo.
- CARBONE S., CATALANO S., GRASSO M., LENTINI F. & MONACO C. (1990) - *Carta geologica della Sicilia centro–orientale: principali elementi strutturali della catena Maghrebide*. 75° Congresso Nazionale S. G. I. La geologia Italiana degli Anni '90, pp. 38–39
- CAROBENE L. (1980) - *Terrazzi marini, eustatismo e neotettonica*. Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria, **3**: 35–41.
- CARON M. (1985) - *Cretaceous planktic foraminifera*. In BOLLI H. M., SAUNDERS J. B. & PERCH–NIELSEN K. (Eds.) –Plankton Stratigraphy, Cambridge Univ. Preess., **1**: 17–86.
- CATALANO R. (1979) - *Scogliere ed evaporiti messiniane in Sicilia. Modelli genetici ed implicazioni strutturali*. Lavori Istituto di Geologia, Università di Palermo, **18**: 1–21. Stass, Palermo.
- CATALANO R. & D'ARGENIO B. (1978) - *An essay of palinspastic restoration across the western Sicily*. Geol. Rom., **17**: 145–159, Roma.
- CATALANO R. & D'ARGENIO B. (1981) - *Paleogeografic evolution of a Continental Margin in Sicily*. Guide Book of the field trip in Western Sicily; Sept. 12–14, 1981. Penrose Conference on controls of Carbonate Platform Evolution.
- CATALANO R. & D'ARGENIO B. (1982 a) - *Infralassic strike–slip tectonics in Sicily and southern Apennines*. Rend. Soc. Geol. It., **5**: 5–10, Roma.
- CATALANO R. & D'ARGENIO B. (1982 b) - *Schema geologico della Sicilia occidentale*. In: R. CATALANO & B. D'ARGENIO (Ed.): Guida alla geologia della Sicilia occidentale. Guide geologiche regionali, Mem. Soc. Geol. It., suppl. A: 24, 9–41, Palermo.
- CATALANO R. & D'ARGENIO B. Eds. (1990) - *Hammering a Seismic Section*. Field trip in Western Sicily, Guide Book. Dipartimento di Geologia e Geodesia Univ. di Palermo, pp. 19–22. May 17–19, 1990.
- CATALANO R. & DI MAGGIO C. (1996) - *Sovrapposizione tettonica delle Unità Imeresi sulle Panormidi*

nei Monti di Palermo (Sicilia). *Natur. Sicil.*, **3-4**: 147-166.

- CATALANO R. & ESTEBAN M. (1978) - *Messinian Reefs of Western and Central Sicily. Meeting on geodynamic and biodynamic effects of Messinian salinity crisis in the Mediterranean*. Abstract. Messinian Seminar 4.
- CATALANO R. & LIGUORI V. (1970) - *Facies a Calpionelle della Sicilia Occidentale*. Proceedings of the II Planktonic Conference, pp. 167-209.
- CATALANO R. & MONTANARI L. (1979) - *Geologia dei Monti di Trabia-Termini Imerese e dei Monti Sicani orientali (Fogli Bagheria e Termini Imerese, Sicilia centro-settentrionale)*. *Rend. Soc. Nat. in Napoli, serie IV*, **46**: 1-27.
- CATALANO R., ABATE B. & RENDA P. (1979) - *Carta geologica dei Monti di Palermo scala 1:50.000 e note illustrative*. Istituto di Geologia, Università degli Studi di Palermo.
- CATALANO R., AVELLONE G., BASILONE L. & SULLI A. (2010) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio n. 607 "Corleone" e carta geologica allegata*. Regione Siciliana, ISPRA, Dipartimento di Geologia e Geodesia-Univ. di Palermo
- CATALANO R., CHANNELL J. E. T., D'ARGENIO B. & NAPOLEONE G. (1977) - *Mesozoic paleogeography of the southern Apennines and Sicily*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **15**: 95-118, 2 fig., 2 tavv.
- 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 risorse geotermiche nazionali. Regione Sicilia*. C. N. R., Istituto internazionale per le ricerche geotermiche, Pisa
- CATALANO R., D'ARGENIO B. & DE CASTRO P. (1974) - *Rapporti tra le facies di piattaforma carbonatica del Giurassico e del Cretacico delle Madonie orientali (Sicilia)*. *Boll. Soc. Natur. in Napoli*, **83**: 1-39. Napoli.
- CATALANO R., D'ARGENIO B., MONTANARI L., RENDA P., ABATE B., MONTELEONE S., MACALUSO T., PIPITONE G., DI STEFANO E., LO CICERO G., DI STEFANO P. & AGNESI V. (1978 a) - *Contributi alla conoscenza della struttura della Sicilia occidentale. Il profilo Palermo-Sciaccia*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **19**: 485-493, Roma.
- CATALANO R., D'ARGENIO B. & DOGLIONI C. (1989 a) - *Jurassic and Liassic Transensional Tectonics and later inversions in Italy*. 28th Int. Geol. Cong., **1**: 251.
- CATALANO R., D'ARGENIO B. & TORELLI L. (1987) - *A geologic section from Sardinia Channel to Sicily straits based on seismic and field data*. In: BORIANI *et alii* (Eds.) *The Lithosphere in Italy*. *Advance in Earth Science Research*, pp. 98-114.
- CATALANO R., D'ARGENIO B. & TORELLI L. (1989 b) - *From Sardinia Channel to Sicily straits. A geologic section based on seismic and field data*. In: BORIANI *et alii* (Eds.) *The Lithosphere in Italy*. *Advance in Earth Science Research*, pp. 109-127.
- CATALANO R., DI STEFANO P. & KOZUR H. (1988) - *New results in the Permian and Triassic stratigraphy of western Sicily with special reference to the section at Torrente San Calogero SW of the Pietra di Salomone (Sosio Valley)*. In: *Atti del 74 Congresso della Soc. Geol. It.*, pp. 126-135.
- CATALANO R., DI STEFANO P. & KOZUR H. (1991) - *New data on Permian and Triassic stratigraphy of Western Sicily*. *N. Jb. Geol. Palaont. Abh.*, **184** (1): 25-61.
- CATALANO R., DI STEFANO P., SULLI A. & VITALE F. P. (1995) - *Evoluzione paleogeografica e strutturale della Sicilia e dei mari adiacenti*. *Natur. Sicil.*, S. IV, **XIX** (3-4): 143-187.
- CATALANO R., DI STEFANO P., SULLI A. & VITALE F. P. (1996) - *Paleogeography and structure of the Central Mediterranean: Sicily and its offshore area*. *Tectonophysics*, **260**: 291-323.
- CATALANO R., DOGLIONI C. & MERLINI S. (2001) - *On the Mesozoic Ionian basin*. *Geophys. J. Int.*, **143**: 1-24.
- CATALANO R., DOGLIONI C., MERLINI S. & SULLI A. (2002) - *The subduction of the Ionian crust and the Outer Calabrian accretionary wedge*. In: EAGE Workshop "Geodynamics of the Mediterranean and Impact on Hydrocarbon Exploration", May, 27-30, Florence.
- CATALANO R., FRANCHINO A., GIUNTA G., MERLINI S. & SULLI A. (1998) - *Ipotesi sulla prosecuzione settentrionale delle Unità Sicane nell'area di Rocca Busambra*. *Atti del 79° Congresso*

- Nazionale S.G.I., Palermo, 21–23 settembre 1998, pp. 268–271.
- CATALANO R., FRANCHINO A., MERLINI S. & SULLI A. (2000 a) - *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. (2000 b) - *A crustal section from the Eastern Algerian basin to the Ionian ocean (Central Mediterranean)*. Mem. Soc. Geol. It., **55**: 71–85.
- CATALANO R., MANIACI G., RENDA P. & URSO G. (1973) - *Un esempio di evoluzione sedimentaria nella facies di bacino nei monti di Palermo. La successione mesozoico–terziaria di Cala Rossa (Terrasini)*. Geol. Rom., **12**: 151–175.
- CATALANO R., RENDA P. & SLACZKA A. (1978 b) - *Redeposited gypsum in the evaporitic sequence of the Ciminna basin (Sicily)*. In: CATALANO R., RUGGIERI G., SPROVIERI R. Ed., Messinian Evaporites in the Mediterranean, Mem. Soc. Geol. It., **XVI**: 83–93.
- CATALANO R., SULLI A., ABATE B., AGATE M., AVELLONE G. & BASILONE L. (2004) - *The crust in Western and Central Eastern Sicily*. Field Trip Guide Book P45. 32^o International Geological Congress, Firenze.
- CERETTI E. & CIABATTI M. (1965) - *Rilevamento geologico delle Madonie nord–orientali (Sicilia)*. Giorn. Geol., serie 2, vol. **33**: 51–76, 1 f., 3 t.
- CHAMOT–ROOKE N., RANGIN C., LE PICHON X., & DOTMED WORKING GROUP (2005) - *DOTMED: A synthesis of deep marine data in eastern Mediterranean*. Mem. Soc. Geol. France, **177**, pp. 64.
- CHANNELL J. E. T., CATALANO R. & D'ARGENIO B. (1980) - *Palaeomagnetism and deformation of the Mesozoic continental margin in Sicily*. Tectonophysics, **61**: 391–407.
- CHANNELL, J.E.T., D'ARGENIO, B. & HORVATH, F. (1979) - *Adria, the African promontory, in Mesozoic Mediterranean paleogeography*. Earth Sci. Rev., **15**: 213–292.
- CHANNELL J. E. T., OLDOW J., CATALANO R. & D'ARGENIO B. (1990) - *Palaeomagnetically Determined Rotations in the Western Sicilian Fold and Thrust Belt*. Tectonics, **9** (4): 641–660.
- CHECCHIA RISPOLI G. (1905) - *Sopra alcune Alveoline eoceniche della Sicilia*. Paleont. Italica., **11**: 147–167, 2 tavv. Pisa.
- CHECCHIA RISPOLI G. (1909 a) - *La serie nummulitica nei dintorni di Termini Imerese: I. Il Vallone Tre Pietre*. Giorn. Sc. Nat. ed Econ. di Palermo. **XXVII**: 53–156, tav 6, fig. 1. Palermo.
- CHECCHIA RISPOLI G. (1909 b) - *La serie nummulitica nei dintorni di Termini Imerese: II. La regione Cacasacco*. Giorn. Sc. Nat. ed Econ. di Palermo. **XXVII**: 177–212, tav 2, fig. 1. Palermo.
- CHECCHIA RISPOLI G. (1936) - *Sui terreni terziari inferiori del versante settentrionale delle Madonie*. Mem. desc. della Carta Geol. d'It., **VI**. Parte II, pp. 109, tav. 8, carta geol. 1:500.000, fig. 1. Roma.
- CHECCHIA RISPOLI G. (1910) - *Sull'Oligocene dei dintorni di Campofiorito in provincia di Palermo*. Giorn. Sc. Nat. ed Econ. di Palermo. **XXVIII**: 281–303, tav 1. Palermo.
- CHIOCCHINI M. & MANCINELLI A. (1977) - *Biostratigrafia del Mesozoico in facies di piattaforma carbonatica dei Monti Aurunci (Lazio meridionale)*. Studi Geologici Camerti III, 1977, pp. 109–152.
- CHIOCCHINI M., FARINACCI A., MANCINELLI A., MOLINARI V. & POTETTI M. (1994) - *Biostratigrafia a foraminiferi, dasicladali e calpionelle delle successioni carbonatiche mesozoiche dell'Appennino centrale (Italia)*. Studi Geologici Camerti volume speciale, 1994, “Biostratigrafia dell'Italia centrale”, 9–129.
- CHIOCCI F.L. (2001) - *Depositional response to Quaternary fourth–order sea level falls on the Latium margin (Tyrrhenian Sea, Italy)*. In Hunt D. & Gawthorpe R.L. (eds.): Sedimentary Responses to Forced Regressions. Geological Society, London, Special Publication, **172**: 271–289.
- CHIOCCI F.L., D'ANGELO S., ORLANDO L. & PANTALEONE A. (1989) - *Evolution of the Holocene shelf sedimentation defined by high resolution seismic stratigraphy and sequence analysis (calabro–tyrrhenian continental shelf)*. Mem. Soc. Geol. It., **48**: 359–380.
- CHRIST H. A. (1960) - *Beitrage zur Stratigraphie and Palaeontologie des Malm von West Sizilien. Schweiz. Palaeont. Abh.*, **77**: 1–141, Basel.

- CIOFALO S. (1878) - *Enumerazione dei principali fossili che si rinvenivano nella serie delle rocce stratificate nei dintorni di Termini Imerese*. Atti Acc.Gioen. Sc. Nat. S. 3a, p. 12.
- CIOFALO M. (1909) - *Orografia, geologia e tettonica della zona scossa dai terremoti di Termini*. Boll. Soc. Sismica It., **XIII**. Modena.
- CITA M.B. (1973) - *Pliocene biostratigraphy and chronostratigraphy*: Initial Reports Deep Sea Drilling Project, **13**: 1343–1379.
- 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., ABBATE E., CONTI M.A., FALORNI P., GERMANI D., GROPELLI G., MANETTI P., PETTI F.M. (2007) - *Carta Geologica d'Italia 1:50.000. Catalogo delle formazioni–Unità tradizionali (2)*. Quad. Serv. Geol. D'It., ser. III, **7** (VII): pp. 382, Roma.
- COLTRO R. (1963) - *La facies di Polizzi dell'Eocene alloctono della Sicilia Centro–settentrionale*. Riv. It. Paleont. Strat., **69**, p. 167, figg. 2.
- CONTINO A. (1990) - *Stratigrafia e strutture geologiche del settore occidentale dei Monti di Termini Imerese*. Tesi di Laurea inedita, Università degli Studi di Palermo, 110 pp.
- CONTINO A. (1997) - *Minerali delle Madonie*. Quarzo. “Le Madonie”, anno LXXVII n.6, 1–15 Maggio 1997 p. 4.
- CONTINO A. (2002) - *Geologia e Geomorfologia della bassa valle del fiume Imera settentrionale*. In: BELVEDERE O., BERTINI A., BOSCHIAN G., BURGIO A., CONTINO A., CUCCO R. M. & LAURO D., Himera III. 2. Prospezione archeologica nella valle dell'Imera. Dipartimento di Beni Culturali Storico–archeologici, Socio–antropologici e Geografici, Sezione Archeologia, Università degli Studi di Palermo, pp. 25–48, L'Erma di Bretschneider, Roma.
- CONTINO A. (2005) - *Geologia urbana dell'abitato e della Zona Industriale di Termini Imerese (Sicilia settentrionale)*. Tesi di Dottorato di Ricerca in Geologia–XVII ciclo, Università degli Studi di Palermo, 214 pp.
- CONTINO A., CUSIMANO G. & FRIAS FORCADA A. (1998) - *Modello Idrostrutturale dei Monti di Palermo*. Atti del 79° Congr. Nazionale della Soc. Geol. It., **1**: 212–215, Palermo 21–23 settembre 1998.
- CONTINO A., CUSIMANO G. & FRIAS FORCADA A. (2004) - *Assetto Idrostrutturale dei Monti di Trabia e Termini Imerese (Sicilia Settentrionale) e valutazione delle risorse idriche immagazzinate*. “Attività esplorativa e ricerca nelle aree carsiche siciliane”, Atti del 4° Convegno di Speleologia della Sicilia, 1°–5 Maggio 2002, Custonaci (TP). Suppl. Speleologia Iblea, 10, Anno 2002. Pubblicazione n. 2595 del G. N. D. C.–C. N. R., U. O. 4.17, pp. 99–106.
- COUZENS–SHULTZ B.A., VENDEVILLE B.C. & WILTSCHKO D.V. (2003) - *Duplex style and triangle zone formation: insight from physical modeling*. Journal of Structural Geology, **25**: 1623–1644.
- CORADOSSI N. & CORAZZA E. (1978) - *Geochemistry of Messinian clay sediments from Sicily: a preliminary investigations*. In: CATALANO R., RUGGIERI G., SPROVIERI R. Ed., Messinian Evaporites in the Mediterranean. Mem. Soc. Geol. It., **XVI**: 45–54.
- CORREGGIARI A., TRINCARDI F., LANGONE L. & ROVERI M. (2001) - *Styles of failure in Late Holocene Highstand prodelta wedges on the Adriatic shelf*. Journ. Sed. Res., **71** (2): 218–236.
- CRIMI P. (1984) - *Contributo alla Geologia della Sinclinale di Scillato*. Tesi di Laurea inedita. Dipartimento di Geologia e Geodesia– Università di Palermo.
- CRINÒ S. (1920) - *Frane siciliane*. L'Universo, **1** (5–6): 335–349, Firenze.
- CUSIMANO G. & PROVENZANO M.C. (1999) - *Nuove conoscenze sull'aspetto idrogeologico dell'area di Pizzo Canna (Madonie centro–meridionali)*. Naturalista sicil., S. **IV**, **XXIII** (1–2): 63–83.
- D'ARGENIO B. & SCANDONE P. (1970) - *Jurassic facies pattern in the Southern Appennines (Campania–Lucania)*. Ann. Hung. Geol., **92**: 903–924.
- D'ARPA C., MELENDEZ G., DI STEFANO P. (2006) - *New biostratigraphic data on the Oxfordian from Roccapalumba (Western Sicily)*.–Volumina Jurassica, **IV**: 144. Warsaw.
- DAVIS G.H. & REYNOLDS S.J (1996) - *Structural Geology of Rocks and Regions* (2nd Edition). J. Wiley

- & Sons, NY
- DE CAPOA P., DI STASO A., GUERRERA F., PERRONE V., TRAMONTANA M. & NAJIB ZAGHLOUL M. (2002) - *The lower Miocene volcanoclastic sedimentation in the Sicilian sector of the Maghrebic Flysch Basin: geodynamic implications*. *Geodin. Acta*, **15**: 141–157.
- DE CAPOA P., GUERRERA F., PERRONE V., SERRANO F. & TRAMONTANA M. (1999) - *The onset of the syn-orogenic sedimentation in the Flysch Basin of the Sicilian Maghrebids: state of the art and new biostratigraphic constraints*. Abstract, pp.19, figg 1–9.
- DE CASTRO P. (1991) - *Mesozoic*. In: BARATTOLO F., DE CASTRO P. & PARENTE M. eds. *Field trip Guide Book V. Int. Symp. Fossil algae*, pp. 21–38.
- DECIMA A. & WEZEL F.C. (1971) - *Osservazioni sulle evaporiti messiniane della Sicilia centro-meridionale*. *Riv. Min. Sic.*, n. **130–132**, pp. 172–187, figg 10. Palermo.
- DE LA PIERRE F., LOZAR F. & POLINO R. (1997) - *L'utilizzo della tettonostratigrafia per la rappresentazione cartografica delle successioni metasedimentarie nelle aree di catena*. *Mem. Sci. Geol.*, **49**: 195–206, Padova.
- DEL BEN A. & GUARNIERI P. (2000) - *Neogene transpression in the Cefalù Basin (Southern Tyrrhenian): comparison between land and marine data*. *Mem. Soc. Geol. It.* (2000), **55**: 27–33.
- DEMIROV E. & PINARDI N. (2002) - *Simulation of the Mediterranean Sea circulation from 1979 to 1993: Part I. The interannual variability*. *Journal of Marine Systems*, **33–34**: 23–50.
- DERCOURT J., GAETANI M., VRIELYNCK B., BARRIER E., BIJU-DUVAL B., BRUNET M.F., CADET J.P., CRASQUIN S. & SANDULESCU M. (2000) - *Atlas Peri-Tethys, Paleogeographical maps*. CCGM/CGMW, Paris: 24 maps and explanatory notes: I–XX: 1–269.
- DERCOURT J., ZONENSHAIN L. P., RICOU L. E., KAZMIN V. G., LE PICHON X., KNIPPER A. L., GRANDJACQUET C., SBORTSHIKOV I. M., GEYSSANT J., LEPVRIER C., PECHERSKY D. H., BOULIN J., SIBUET J. C., SAVOSTIN L. A., SOROKHTIN O., WESTPHAL M., BAZHENOV M. L., LAUER J. P. & BIJU-DUVAL B. (1986) - *Geologic evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamirs since the Lias*. *Tectonophysics*, **123**: 241–315.
- DE GREGORIO A. (1922) - *Monografia dei fossili titonici di "Casale di Sopra" (Busambra)*. *Ann. Géol. Paléont.*, **36**, 28 pp., Palermo.
- DE GRACIANSKY P.C., HARDENBOL J., JACQUIN T., VAIL P. R. & FARLEY M.B. (1998) - *Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins*. SEPM, Special Publication **60**.
- DE STEFANI T. (1954) - *Studi di Stratigrafia Siciliana. IV Breve cenno sulla Stratigrafia di Cerda e di Termini Imerese*. *Boll. Soc. Nat. in Napoli*, **63**, Napoli (estratto).
- DE WEVER P., SANFILIPPO A., RIEDEL W. R. & GRUBER B. (1979) - *Triassic radiolarians from Sicily and Turkey*. *Micropaleontology*, **25** (1): 75–110.
- DI MAGGIO C., INCANDELA A., MASINI F., PETRUSO D., RENDA P., SIMONELLI C. & BOSCHIAN G. (1999) - *Oscillazioni eustatiche, biocronologia dei depositi continentali quaternari e neotettonica nella Sicilia nord-occidentale (Penisola di San Vito Lo Capo, Trapani)*. *Il Quaternario*, **12** (1): 25.50.
- DI MAGGIO C., AGATE M., CONTINO A., BASILONE L. & CATALANO R. (2009) - *Unità a limiti inconformi dei depositi quaternari utilizzate per la cartografia nei Fogli CARG della Sicilia nord-occidentale*. *Il Quaternario (Italian Journal of Quaternary Sciences)* **22** (2): 347-366.
- 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 E. & CATALANO R. (1978) - *Biostratigraphy, palaeoecology and tectonosedimentary evolution of the preevaporitic deposits of the Ciminna basin (Sicilia)*. In: CATALANO R., RUGGIERI G., SPROVIERI R. Ed., *Messinian Evaporites in the Mediterranean*, *Mem. Soc. Geol. It.*, **XVI**: 95–110.
- DI STEFANO G. (1888) - *Gli strati con Caprotina di Termini Imerese*. "Rend. Acc. Se. Lett. Arti", **X**, Palermo.
- DI STEFANO G. (1900) - *Il Cenomaniano di Brancaleone Calabro*. *Boll. Nat.*, **XX** (1–2).

- DI STEFANO G. (1912) - *La Dolomia Principale dei dintorni di Palermo e di Castellammare del Golfo (Trapani)*. Paleont. It., **18**, 57 pp.
- DI STEFANO P. & GULLO M. (1997) - *Late Paleozoic–Early Mesozoic stratigraphy and paleogeography of Sicily*. In R. CATALANO (Ed.): Origin of sedimentary basins, Field Workshop in Western Sicily, guidebook, pp. 87–99, Palermo.
- DI STEFANO P. & MINDSZENTY A. (2000) - *Fe–Mn encrusted “Kamenitza” and associated features in the Jurassic of Monte Kumeta (Sicily): subaerial and/or submarine dissolution?* Sedim. Geol., **132**: 37–68.
- DI STEFANO P., GULLO M. & SENOWBARI–DARYAN B. (1990) - *The upper Triassic reef of Monte Genuardo (Southwestern Sicily)*. Boll. Soc. Geol. Ital., **109**: 103–114.
- DI STEFANO P., GALACZ A., MALLARINO G., MINDSZENTY A. & VOROS A. (2002) - *Birth and early evolution of a Jurassic escarpment: Monte Kumeta, Western Sicily*. Facies, **46**: 273–298.
- DUEE G. (1962) - *Les affleurements du Crétacé inférieur au front de chevauchements de la chaîne calcaire. Région de Galati, Monts Péloritains (Sicile)*. Ann. Soc. Géol. Nord., **82**: 65–70, Lille.
- DUEE G. (1969) - *Etudes géologique des monts Nebrodi (Sicile)*. Thèse Sciences 399 pp., Paris.
- DUERMEIJER C.E. & LANGEREIS C.G. (1998) - *Astronomical dating of a tectonic rotation on Sicily and consequences for the timing and extent of a middle Pliocene deformation phase*. Tectonophysics, **298**: 243–258.
- ELMI S. (1977) - *Polarité tectono–sédimentaire pendant l’effrètement des marges septentrionales du Bati Africain au cours du Mésozoïque (Maghreb)*. Ann. Soc. Geol. Nord., **97**: 315–323.
- ESTEBAN M. (1978) - *Significance of the Upper Miocene reefs in the Western Mediterranean*, Messinian Seminar 4 (abs.).
- ESTEBAN M., CALANDRA D., CATALANO R. & DI STEFANO E. (1982) - *La scogliera messiniana di Mazara del Vallo*. In Catalano R. & D’Argenio B. (Eds). Guida alla Geologia della Sicilia occidentale, pp. 146–151, 1982, Palermo.
- FABIANI R. (1926) - *Scoperta di un apparato eruttivo del Giurese medio in Sicilia*. Boll. Ass. Min. Sicil., **2** (9): 12 pp., Palermo.
- FABIANI R. (1933) - *Costituzione geologica delle Montagne delle Pietre Cadute o di Regalmici (Palermo)*. Nota preliminare. Boll. Ass. Min. Sicil., **9** (1–4): 23–26.
- FABIANI R. & RUIZ C. (1932) - *Giaciture e faune dei tufi giuresi di Roccapalumba (Palermo)*. Mem. Soc. Geol. It., **1**, 52 pp, 1 fig., 2 tavv. Roma
- FABIANI R. & TREVISAN L. (1937) - *Di alcune novità geologiche del territorio del Foglio Termini Imerese (Palermo)*. Boll. Soc. Sc. Nat. ed Ec. di Palermo. **XIX**, 8 pp., 2 tavv.
- FABBRI A. & CURZI P. (1979) - *The Messinian of the Tyrrhenian Sea: seismic evidences and dynamic implication*. Giornale di Geologia, **53**: 215–248.
- FABBRI A., GALLIGNANI P. & ZITELLINI N. (1981) - *Geological evolution of the peri–Tyrrhenian sedimentary basins*. In WEZEL F.C. (editor): Sedimentary basins of Mediterranean margins. Tecnoprint, Bologna, 101–126.
- FACCENNA C., DAVY P., BRUN J.P., FUNICIELLO R., GIARDINI D., MATTEI M. & NALPAS T. (1996) - *The dynamics of back–arc extensions: An experimental approach to the opening of the Tyrrhenian Sea*. Geophys. J. Int., **126**: 781–785.
- FARINACCI A. & SIRNA G. (1960) - *“Livelli a Saccocoma nel Malm dell’Umbria e della Sicilia”*, Boll. Soc. Geol. It., **79** (1): 59–88
- FERLA P. & ALAIMO R. (1975) - *Dickite nelle argille variegiate di Caltavuturo–Scillato (Madonie–Sicilia)*. Miner. Petrogr. Acta, **20**: 117–127.
- FINETTI I. & DEL BEN A. (1986) - *Geophysical study of the Tyrrhenian opening*. Boll. Geof. Teor. Appl., **28**, 110 p.
- FINETTI I., LENTINI F., CARBONE S., CATALANO S. & DEL BEN A. (1996) - *Il sistema Appennino meridionale–Arco Calabro–Sicilia nel Mediterraneo centrale: studio geologico–geofisico*. Boll. Soc. Geol. It., **115**: 529–559.

- FLORES G. (1959) - *Evidence of slump phenomena (Olistostromes) in areas of hydrocarbons explorations in Sicily*. Proc. 5th. World Petr. Congr., sect. **1/13**: 259–255. New York.
- FLÜGEL E., DI STEFANO P., SENOWBARI–DARYAN B. (1991) - *Microfacies and depositional structure of allochthonous carbonate base-of-slope deposits: the Late Permian Pietra di Salomone megablock, Sosio valley (Western Sicily)*. Facies, **25**: 147–186. Erlangen.
- FOLK R. L. (1954) - *The distinction between grain size and mineral composition in sedimentary rocks nomenclature*. Jour. Geol., **62**: 344–359.
- FORESI L.M., BONOMO S., CARUSO A., DI STEFANO E., SALVATORINI G. & SPROVIERI R. (2001) - *Calcareous plankton 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. Strat., **108** (2): 195–211.
- FORNACIARI E., DI STEFANO A., RIO D., NEGRI A. (1996) - *Middle Miocene quantitative calcareous nannofossil biostratigraphy in the Mediterranean region*. Micropaleontology, **42**: 37–63.
- FORNACIARI E. & RIO D. (1996) - *Latest Oligocene to early middle Miocene quantitative calcareous nannofossil biostratigraphy in the Mediterranean region*. Micropaleontology, **42**: 1–36.
- FREY K. & SELACHER A. (1980) - *Uniformity in marine invertebrate hcnology*. Lethaia, **13**: 183–207.
- FRIXA A. & TRIANCIANTI E. (2006) - *Tema Mufara e Complesso di Lercara. Permesso Casteltermini–Montemaggiore*. Revisione Stratigrafica e Sedimentologica. Relazione interna AGIP.
- GARDNER J.V., PRIOL D.B. & FIELD M.E. (1999) - *Humboldt slide a large shead dominated retrogressive slope failure*. Marine Geology, **154**: 323–338.
- GASPARO MORTICELLI M. & LENA G., (2008) - *Successioni vulcano–sedimentarie in aree di Piattaforma–Carbonatica: l'esempio di Vicari e M. Balatelle (Sicilia NW)*. Rend. Online Soc. Geol. It., **3**: 411–412.
- GEISSANT J. & ENAY R. (1991) - *Tithonique*. 3rd Internat. Symp. Jurassic Strat. Poitiers, Abstract vol., p. 134.
- GEMMELLARO G. G. (1872–82) - *Sopra alcune faune giuresi e liassiche della Sicilia*. Atti Accad. Lincei, **12**: 451–472.
- GEMMELLARO G.G. (1878) - *Sui fossili del calcare cristallino delle Montagne del Casale e di Bellolampo nella Provincia di Palermo*. Palermo 1872–1882.
- GEMMELLARO G.G. (1886) - *Sugli strati con Leptaena nel Lias superiore di Sicilia*. Boll. R. Com. Geol. d'Italia, anno XVII, ser. II, **7** (56): 156–170; (9–10): 341–159, 2 tavv., 2 figg. Roma.
- GEMMELLARO G. G. (1888–99) - *La fauna dei calcari con Fusulina della valle del fiume Sosio nella provincia di Palermo*. (1888). Giorn. Sc. Nat. Econ., **20**, 26 pp., Palermo; (1888), *ibid.*, **20**, 85 pp.; (1892), Boll– Soc. Sc. Nat. Econ., **1**, Palermo; (1892), *ibid.*, **2**; (1892), *ibid.*, **3**; (1893), *ibid.*, **1**, (1894), *ibid.*, **1**; (1895), Giorn. Sc. Nat. Econ., **21**, 47 pp., Palermo; (1896), *ibid.*, **21**, 9 pp.; (1898), Atti R. Acc. Lincei, Rend. Cl. Sc. Fis. Mat. Nat., s, 5, **7**, 3 pp., Roma; (1899), Giorn. Sc. Nat. Econ., **22**, 117 pp., Palermo.
- GEMMELLARO G.G. (1904) - *I cefalopodi del Trias superiore nella regione occidentale della Sicilia*. Giorn. Sc. Natur. Econ., **24**, 314 pp.
- GEMMELLARO M. (1912) - *Ittiodontoliti eocenici di Patara' (fra Trabia e Termini Imerese)*. Giorn. di Sc. Nat. ed Ec. di Palermo. **XXIV**: 312 pp., 30 tavv., Palermo.
- GENSOUS B., WILLIAMSON D. & TESSON M. (1993) - *Late Quaternary transgressive and highstand deposits of a deltaic shelf (Rhône delta, France)*. In: POSAMENTIER H.W., SUMMERHAYES C.P., HAQ B.U. & ALLEN G.P. (eds) "Sequence stratigraphy and facies associations. I.A.S. Spec. Public., **18**, 197–211.
- GHISETTI F. & VEZZANI L. (1984) - *Thin–skinned deformations of the Western Sicily thrust belt and relationships with crustal shortening: mesostructural data on the Kumeta–Alcantara fault zone and related structures*. Boll. Soc. Geol. It., **103**: 129–157.
- GIBBARD P. L., HEAD M. J., WALKER M. J. C. AND THE SUBCOMMISSION ON QUATERNARY STRATIGRAPHY (2010) - *Formal ratification of the Quaternary System/Period and the Pleistocene Series/Epoch*

- with a base of 2.58 Ma. *J. Quaternary Sci.*, **25**: 96-102.
- GIANOTTI A. & PETROCCHI P. (1960) - *Stratigraphy Mesozoic. Excursion in Sicily*. Tipografia del Senato, Roma, 34-35.
- GIUNTA G. (1985) - *Problematiche e ipotesi sul Bacino Numidico nelle Maghrebidi siciliane*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **104**: 239-256, Roma.
- GIUNTA G., NIGRO F., RENDA P. & GIORGIANNI A. (2000) - *The Sicilian-Maghrebides Tyrrhenian margin: a neotectonic evolutionary model*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **119**: 553-565.
- GNDT (1998) - *NT4.1 Catalogo parametrico di terremoti di area italiana al di sopra della soglia del danno* (www.emidius.mi.ingv.it/NT).
- GRADSTEIN F.M., OGG J. G., SMITH A. G. et alii (2004) - *Geologic Time Scale 2004*. Cambridge University Press
- GRASSO M. & PEDLEY H.M. (1989) - *Paleoenvironment of the Upper Miocene coral build-ups along the northern margins of the Calatanissetta basin (Central Sicily)*. Atti 3° Simposio di Ecologia e Paleocologia delle Comunità Bentoniche, 373-389, Catania-Taormina, 12-16 ottobre 1985.
- GRASSO M., LENTINI F. & VEZZANI L. (1978) - *Lineamenti stratigrafico-strutturali delle Madonie (Sicilia centro-settentrionale)*. *Geologica Rom.*, **17**: 45-69, 1 tab., 1 carta geologica f.t., Roma.
- GRUN B. & BLAU J. (1997) - *New aspects of calpionellids biochronology: proposal for a revised calpionellids zonal and subzonal division*. *Rev. Paléobiol.*, **16** (1): 97-214.
- GUARNIERI P. (2002) - *Regional strani derived from fractal analysis applied to strike-slip fault systems in NW Sicily*. *Chaos, Solitons, Fractals* **14**: 71-76
- GUARNIERI P. (2004) - *Structural evidence for deformation by block rotation in the context of transpressive tectonics, northwestern Sicily (Italy)*. *Journ. Struct. Geol.*, **26** (2): 207-219.
- GUARNIERI P., CARBONE S., DI STEFANO A. (2002) - *The sicilian orogenic belt: a critical tapered wedge?* *Boll. Soc. Geol. It.*, **121**: 221-230.
- GUEGUEN E., DOGLIONI C. & FERNANDEZ M. (1998) - *On the post-25 Ma geodynamic evolution of the western Mediterranean*. *Tectonophysics*, **298**: 259-269.
- GUERRERA F. & WEZEL F.C. (1974) - *Nuovi dati stratigrafici sui flysch oligo-miocenici siciliani e considerazioni tettoniche relative*. *Riv. Min. Sic.*, **25** (145-147): 27-51.
- GUGENBERGER O. (1936) - *I Cefalopodi del Lias inferiore della Montagna del Casale in provincia di Palermo (Sicilia)*. *Palaeont. Ital.*, **36**: 135-213, Pisa.
- GULLO M., AVELLONE G., MALLARINO G. & DI MAGGIO C. (1997) - *Stop 3. Valle Cuba, Palermo Mts. Upper Triassic-Jurassic basin-to-slope deposits of the Imerese Units. High resolution stratigraphy and facies*. 8th Workshop of the ILP Task Force "Origin of Sedimentary Basins", pp. 34-41. Palermo
- HANTZPERGUE P., ATROPS F. & ENAY R. (1991) - *Kimmeridgen*. 3rd Internat. Symp. Jurassic Strat. Poitiers, Abstract vol., p. 133.
- HILGEN F.J (1991) - *Extension of the astronomically calibrated (polarity) time scale to the Miocene/Pliocene boundary*. *Earth Plan. Sci. Lett.*, **107**: 349-368, Amsterdam.
- HUGONIE G. (1979) - *L'évolution géomorphologique de la Sicile septentrionale. Thèse Lettres (Géomorphologie)*. Univ. de Paris-Sorbonne, 2, pp. 565-884.
- HUGONIE G. (1981-1982) - *Mouvements tectoniques et variations de la morphogenèse au Quaternaire en Sicile septentrionale*. *Revue de Géologie Dynamique et Géographie Physique*, **23**: 3-14.
- LACCARINO 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.
- JACOBACCI A. (1954) - *Contributi alla conoscenza della serie Mesozoica della Sicilia occidentale*. *Boll. Serv. Geol. Ital.*, **76**: 78-82. Roma.
- JENKYN H.C. (1970 a) - *Growth and disintegration of carbonate platform*. *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.* **6**: 325-344.
- JENKYN H. C. (1970 b) - *Submarine volcanism and the Toarcian Iron Pisolites of Western Sicily*. *Ecl.*

- Geol. Helv., **63** (2): 549–572.
- JENKYN H. C. (1970 c) - *The Jurassic of Western Sicily*. In: Geology and History of Sicily. Petr. Expl. Soc. Libya, pp. 245–254, Tripoli.
- JENKYN H.C. (1971) - *Speculations on the Genesis of Crinoidal Limestones in the Tethyan Jurassic*. Geologisch Rundschaу, **60** (2): 471–488.
- JENKYN H. C. & TORRENS H. S. (1969) - *Paleogeographic evolution of Jurassic seamounts in Western Sicily*. Ann. Inst. Geol. Publ. Hung., **54** (2): 91–104, Budapest.
- JOHANSSON M., BRAAKENBURG N. E., STOW D. A. V. & FAUGERES J. C. (1998) - *Deep-water massive sands: facies, processes and channel geometry in the Numidian Flysch, Sicily*. Sedimentary Geology **115**: 233–265.
- KASTENS K., MASCLE, J., AUROUX A. C., BONATTI E., BROGLIA C., CHANNELL J., CURZI P., EMEIS K.C., GLACON G., HASEGAWA S., HIEKE W., MASCLE G., MCCOY F.L., MCKENZIE J., MENDELSON J., MUELLER C., REHAULT J. P., ROBERTSON A., SARTORI R., SPROVIERI R. & TORII M. (1987) - *ODP Leg 107 in the Tyrrhenian Sea: Insights into passive margin and back-arc basin evolution*. Geol. Soc. Am. Bull., **100**: 1140–1156.
- KOZUR H. (1989) - *Significance in Conodont evolution for the Permian and Triassic stratigraphy*. Courier Forsch. Inst. Senckenberg, **117**: 358–408, Frankfurt.
- KOZUR H. & MOCK E. (1991) - *New middle Carnian and Raethian conodonts from Hungary and Alps. Stratigraphic importance and tectonic implication from the Buda Mountains and adjacent areas*. J. Geol., **B–A 134**: 271–297.
- KOZUR H. & MOSTLER H. (1987) - *Radiolaren und Schwamm skleren aus dem Unterperm des Vorurals*. Geol. Palaont. Abh., **174** (3): 357–372. Stuttgart
- KOZUR H.W., KRAINER K. & MOSTLER H. (1996) - *Ichnology and sedimentology of the Early Permian deepwater deposits from the Lercara–Roccapalumba area (Western Sicily, Italy)*. Facies, **34**: 123–150, 4 figg., 8 tavv., Erlangen.
- KRYSZYN L. (1980) - *Stratigraphy of the Hallstades region*. In: H. SCHONLAUB (Ed), European Conodont localities of the Salz Kammargutes Region. Abh. Geol., **B–A 35**: 69–98.
- LENTINI F., CATALANO S. & CARBONE S. (2000) - *Nota illustrativa della Carta geologica della Provincia di Messina (Sicilia Nord-Orientale), scala 1:50000*, 70 pp., SelcaLENTINI F., CARBONE S., CATALANO S. (2004) - *Main structural domains of the central Mediterranean Region and their neogenic tectonic evolution*. Boll. Geof. Teor. Appl., **36** (141–144): 143–160.
- LENTINI F. & VEZZANI L. (1978) - *Tentativo di elaborazione di uno schema strutturale della Sicilia orientale*, 69° Congresso Soc. Geol. It.
- LO CICERO G., DI STEFANO E., CATALANO R., SPROVIERI R., AGATE M., CONTINO A., GRECO G. & MAURO G. (1997) - *The Cimmina Messinian Evaporitic basin Cyclical sedimentation and Eustatic Control in a Transpressive Tectonic Setting*. In: R. CATALANO (Ed.): Origin of sedimentary basins, Field Workshop in Western Sicily, guidebook, 71–86, Palermo (Sicily).
- LO CICERO G. & PRATINI P. (1981) - *Early Miocene Deltaic Glaucconitic Carbonates*. In: Paleogeographic evolution of a continental margin in Sicily. Penrose Conference, Guide-Book of the field trip in Western Sicily. Palermo, 103–104.
- LOCAT J. & MIENEIT J. (2003) - *Submarine mass movements and their consequences*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 552 pp.
- LORENZ G. & MASCLE G. (1972) - *Sur l' age aquitanien-burdigalien de la formation grèsoglaucconiteuse des monts Sicani*. C.R. Sommaire des Sc. de la Soc. Géol. Fr., **12**: 77–81.
- LUGEON M. & ARGAND E. (1906) - *Sur la grande nappe de recouvrement de la Sicile*. Comptes Rendus Acc. Sc. Paris, **142**: 1001–1003.
- MAISSET T., MAISSET B., THOMAS Y., CATTANEO A., THERIA E., TRINCARDI F. & COCHONAT P. (2004) - *Analysis of Holocene sedimentary features on the Adriatic shelf from 3D very high resolution seismic data (triad survey)*. Marine Geology, **213**: 73–89.
- MADONIA P. & PANZICA LA MANNA M. (1986) - *Fenomeni carsici ipogei nelle evaporiti in Sicilia*. Le

- Grotte d'Italia, **XIII** (4): 163–189.
- MALINVERNO A. & RYAN W.B.F. (1986) - *Extension in the tyrrhenian sea and shortening in the apennines as result of arc migration driven by sinking of the lithosphere*. *Tectonics*, **5** (2): 227–245.
- MALLARINO G. (2002) - *Neptunian dykes as indicators of tectonically and gravity controlled paleoescarpments: examples from the Jurassic of Monte Kumeta (Sicily)*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **121** (3): 377–390.
- MANNI R. & NICOSIA U. (1994) - *Crinoidi giurassici dell'Italia centrale*. *Studi Geologici Camerti*, Vol. Spec., 1994, Biostratigrafia dell'Italia centrale, 299–323.
- 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.P. & DALL'AGLIO P.G. (1986) - *Geomorfologia e popolamento antico nel territorio piacentino*. In *Storia di Piacenza*, **I**: 604–670, Milano.
- MARESCALCHI P. (1988) - *Analisi da telerilevamento*. In: ALLIATA V., BELVEDERE O., CANTONI A., CUSIMANO G., MARESCALCHI P. & VASSALLO S. (a cura di), *Himera III*, 25–34, Roma.
- MARTINI E. (1971) - *Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation*.
- MARTIRE L. & BERTOK C. (2002) - *The Jurassic margin of a platform and its Cretaceous evolution*. In M. Santantonio Ed. 6° International Symposium on the Jurassic System. General Field Trip Guidebook. 19–22 settembre 2002, 156–164, Palermo.
- MASCLE G. (1964) - *L'age des basaltes des Monts Sicani (Sicile)* - C.R.S.S. Soc. Geol. France, 330–331, Paris.
- MASCLE G. (1970) - *Geological sketch of Western Sicily—in Geology and History of Sicily*. *Petr. Expl. Soc. Lybia*, 201–243, Tripoli.
- MASCLE G. (1973) - *Geologie sur la structure de Rocca Busambra (Sicile occidentale): mise en évidence d'une tectonique antécénomaniennne*. *C.R. Acad. Sc. Paris*, **276**: 265–267.
- MASCLE G. (1979) - *Etude Géologique des Monts Sicani*. *Riv. It. Paleont. Strat.*, **XVI**: 1–430, Milano.
- MATTIOLI M. & ERBA E. (1999) - *Synthesis of calcareous nannofossil events in Tethyan Lower and Middle Jurassic successions*. *Riv. It. Paleont. Strat.*, **105**: 343–376.
- McKENZIE D. (1972) - *Active tectonics of the Mediterranean Region*. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, **30**: 109–185.
- MELLO U.T. & PRATSON L.F. (1999) - *Regional slope stability and slope failure mechanics from the two dimensional state of stress in an infinity slope*. *Marine Geology*, **154**: 339–356.
- MENEGHINI G. (1864) - *Studi paleontologici sulle ostriche cretacee della Sicilia*. *Riv. Sc. Natur.*, **6** (4), 410 pp.
- MITCHUM R.M., VAIL P.R. & SANGREE J.B. (1977) - *Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 6, stratigraphic interpretation of seismic reflection patterns in depositional sequences*. In: C. E. PAYTON Ed., *Seismic Stratigraphy—applications to hydrocarbon exploration*. AAPG Memoir, **26**: 117–133.
- MIUCCIO G., FRIXA A. & BERTAMONI M. (2000) - *The Trapanese Structural Domain in the Termini Imerese Mountain area (Sicily)*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **55**: 227–234.
- MONACO C., MAZZOLI S. & TORTORICI L. (1996) - *Active Thrust tectonics in western Sicily (southern Italy): the 1968 Belice earthquake sequence*. *Terra Nova*, **8**: 372–381.
- MONTANARI L. (1966) - *Geologia dei Monti di Trabia (Sicilia)*. *Riv. Min. Sic.*, **17** (97–99): 35–81, 23 figg., 6 tavv.
- MONTANARI L. (1967) - *Elementi per la stratigrafia dell'Eocene siciliano*. *Memoires du Bureau de Recherches Géologiques et Minières*, **58**: 655–659.
- MONTANARI L. (1982) - *Nuovi dati sui Flysch interni nei Nebrodi occidentali (Sicilia)*. *Rend. Soc. Geol. It.* **5**: 55–56, 1 f. Roma.
- MONTANARI L. (1989) - *Lineamenti stratigrafico-paleogeografici della Sicilia durante il ciclo alpino*. *Mem. Soc. Geol. Ital.*, **38**: 361–406, Roma.

- MONTANARO GALLITELLI E. (1937) - *Faunetta nuova a coralli del Cenomaniano "a facies africana" di Caltavuturo (Palermo)*. Boll. Soc. Geol. It., **56**: 425–440. Roma.
- MORETTI A. (1954) - *Osservazioni geologiche sul Monte San Calogero presso Termini Imerese (Sicilia settentrionale)*. Boll. Serv. Geol. It., **75** (2): 357–368, 5 figg. Roma.
- MORONI M. A. & RICCO S. (1968) - *Nuovi studi sulla fauna cenomaniana di Brancaleone (Calabria)*. Lavori Istit. di Geologia, 6–65
- MURGIA M.V. (1989) - *Rapporto interno*. ENI/Divisione AGIP.
- MUTTONI G., KENT D.V., DI STEFANO P., GULLO M., NICORA A., TAIT J., LOWRIE W. (2001) - *Magnetostratigraphy and biostratigraphy of the Carnian–Norian boundary interval from the Pizzo Mondello section (Sicani Mountains, Sicily)*. Paleogeography, Paleoclimatology, Palaeoecology, **166**: 383–399, 1 tab., 10 figg.
- NERI G., BARBERI G., OLIVA G. & ORECCHIO B. (2005) - *Spatial variation of seismogenic stress orientations in Sicily, south Italy*. Physics of the Earth and Planetary Interiors **148**: 175–191.
- NIGRO F. & RENDA P. (2002) - *From Mesozoic extension to Tertiary collision: deformation patterns in the units of the North–Western Sicilian chain*. Boll. Soc. Geol. It., **121**: 87–97.
- NOCCHI M. (1992) - *Associazione a foraminiferi bentonici del bacino umbro–marchigiano (Appennino centrale) durante il Lias*. Paleopelagos, **2**: 37–53.
- NUMMEDAL D. & SWIFT D.J.P. (1987) - *Transgressive stratigraphy at sequence–bounding unconformities, some principles derived from Holocene and Cretaceous examples*. In: NUMMEDAL D., HOPLKEY O. & HOWARD J. D. Eds., Sea level fluctuations and coastal evolution. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication, **41**: 241–260.
- OGNIBEN L. (1960) - *Note illustrative dello schema geologico della Sicilia Nord–Orientale*. Riv. Min. Sic., **64–65**: 183–212, 2 tavv. di sez. geol. 1:200.000. Palermo.
- OGNIBEN L. (1963) - *Il Flysch Numidico nel quadro della geologia della Sicilia*. Mem. Soc. Geol. It. **4**: 1–18.
- 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, CHANNEL J.E.T., CATALANO R. & D'ARGENIO B. (1990) - *Contemporaneous Thrusting and Large–Scale rotations in the Western Sicilian Fold and Thrust Belt*. Tectonics, **9** (4): 661–681.
- PATACCA E., SCANDONE P., GIUNTA G. & LIGUORI V. (1979) - *Mesozoic paleotectonic evolution of the Ragusa zone (Southeastern Sicily)*. Geologica Romana, **18**: 331–369.
- PEPE F., BERTIOTTI G., CELLA F. & MARSELLA E. (2000) - *Rifted margin formation in the South Tyrrhenian Sea: a high–resolution seismic profile across the North Sicily passive continental margin*. Tectonics, **19**: 241–257.
- PEPE F., BERTIOTTI G. & CLOETHING S. (2004) - *Tectono–stratigraphic modelling of the North Sicily continental margin (southern Tyrrhenian Sea)*. Tectonophysics, **384**: 257–273.
- PEPE F., SULLI A., AGATE M., DI MAIO D., KOK A., LO IACONO C. & CATALANO R. (2003) - *Plio–Pleistocene geological evolution of the northern Sicily continental margin (southern Tyrrhenian Sea): new insights from high resolution, multi–electrode sparker profiles*. Geo–Mar. Lett., **23**: 53–63.
- PERCH–NIELSEN K. (1985) - *Cenozoic calcareous nannofossils*. In: BOLLI H. M., SANDERS J.B. and PERCH–NIELSEN K., Eds., Plankton Stratigraphy. Cambridge: Cambridge University Press. 427–554.
- PERES J.M. & PICARD J. (1964) - *Manuel de bionomie bentique de la Méditerranée*. Rec. Trav. Stat. Mar. Endoume, **31**: 1–137.
- PESCATORE T., RENDA P. & TRAMUTOLI M. (1987) - *Facies ed evoluzione sedimentaria del Bacino Numidico nelle Madonie*. Mem. Soc. Geol. It. **38**: 297–315.
- PIERRE C. & CATALANO R. (1978) - *Stable isotopes (^{18}O , ^{13}O , 2H) in the evaporitic sequence of the Ciminna basin (Sicily)*. In: CATALANO R., RUGGIERI G., SPROVIERI R. Ed., Messinian Evaporites in

- the Mediterranean, Mem. Soc. Geol. It., **XVI**: 55–62.
- PLINT A.G. & NUMMEDAL D. (2000) - *The falling stage systems tract: recognition and importance in sequence stratigraphic analysis*. In: HUNT D., GANTROUPE R.L. (Eds) Sedimentary response to foreed regression. Geol. Soc. of London Spec. Publ., **172**: 1–17.
- POSAMENTIER H.W. & ALLEN G.P. (1993) - *Variability of the sequence stratigraphic model, effect of local basin factors*. Sediment. Geol., **86**: 91–109.
- PREVOST C. (1832) - *Extrait de la seconde lettre de M.C. Prévost, adressée à M. Cordier de Palerme le 18 Décembre 1831*. Bull. Soc. Géol. France, s. **1–2**, p. 114, Paris.
- RAMSAY J.C. (1967) - *Folding and fracturing of rocks*. McGraw–Hill Book Co., 309–465, New York.
- RANGIN C. (1973) - *Etudé géologique de la région de Termini Imerese (Sicile)*. Thèse de Doctorat de troisieme cycle, Paris.
- RANGIN C. (1975) - *Contribution a l'étude paleogeographique et structurale des Monts de Termini Imerese (Sicile)*. Bull. Soc. Geol. de France, **17**: 38–51.
- REHAULT J.P., BOILLOT G. & MAUFFRET A. (1987) - *The Western Mediterranean Basin geological evolution*. Marine Geol., **55**: 447–477.
- RENDA P., TAVARNELLI E. & TRAMUTOLI M. (1999) - *La distensione tetidea e il suo controllo sulle strutture compressive del sistema Appenninico–Magrebide: l'esempio dei Monti delle Madonie, Sicilia centro–setentrionale*. Boll. Soc. Geol. It., **118**: 179–190.
- RHODES E.J. (1996) - *ESR dating on tooth enamel*. In Basile B. & Chilardi S. (eds.), Siracusa, le ossa dei giganti. Lo scavo paleontologico di Contrada Fusco, 39–44. Siracusa, Palermo: Arnaldo Lombardi.
- RIGO M. & BARBIERI F. (1959) - *Stratigrafia pratica applicata in Sicilia*. Boll. Serv. Geol. Italia, **80**: 351–442, Roma.
- RICCI LUCCHI F. & VAI G.B. (1994) - *A stratigraphic and tectonofacies framework of the “calcarei a Lucina” in the Apennine Chain, Italy*. Geo Marine Letters, **14**: 210–218.
- 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., **107**: 513–533.
- RIGO M. & BARBIERI F. (1959) - *Stratigrafia pratica applicata in Sicilia*. Boll. Serv. Geol. Italia, **80**: 351–442, Roma.
- ROCCO T. (1961) - *Italy, in King R.E., Petroleum development in Europe in 1960*. Am. Ass.Petr. Geol. Bull., **45**: 1120–1130.
- ROURE F., HOWELL D.G., MULLER C. & MORETTI I. (1990) - *Late Cenozoic subduction complex of Sicily*. Journ. of Structural Geology, **12** (2): 259–266.
- ROURE F., SWENNEN R. & CASERO P. (eds.) (2002) - *Tectonics and petroleum systems of the Sicilian foreland fold and thrust belt*. Field trip Guide. AAPG–IFP HEDBERG Research Conference, May 14–18, 2002 Palermo–Mondello (Sicily, Italy). Abstract vol., 6–9.
- ROVERI M. & CORREGGIARI A. (2004) - *Terrazzi deposizionali sommersi nell'Arcipelago toscano (marginale orientale del Canale di Corsica)*. Mem. Descr. Carta Geol. d'It., **LVIII**: 11–26.
- ROVERI M., MANZI V., LUGLI S., SCHREIBER B.C., CARUSO A., ROUCHY J.M., IACCARINO S.M., GENNARI R., VITALE F.P. & RICCI LUCCHI F. (2006) - *Clastic vs. primary precipitated evaporites in the Messinian Sicilian basins*. Acta Naturalia, **42** (4): 125–145.
- ROVERI M., LUGLI S., MANZI V. & SCHREIBER B.C. (2008). *The Messinian Sicilian stratigraphy revisited: new insights for the Messinian salinity crisis*. Terra Nova, **20**: 483–488.
- RUGGIERI G. & DI GIACOMO L. (1971) - *La giacitura del “Cenomaniano in facies Africana” di Caltavuturo (Palermo)*. Boll. Soc. Geol. It., **90**: 429–437, 1 fig. Roma.
- RUGGIERI G. & DE VITA G. (1972) - *L'età della Formazione Lercara*. Boll. Soc. Geol. It., **91** (4): 631–637, 1 fig., Roma.
- RUGGIERI G. & TORRE G. (1997) - *Geologia del lembo neoautoctono di Ciminna (Palermo)*. Naturalista Sicil., **21** (1–2): 109–127.
- 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. (2002) - *General Field Trip Guidebook. International symposium on the Jurassic system*. 19–22 September 2002, Palermo, Italy.
- SCANDONE P., GIUNTA G. & LIGUORI V. (1977) - *The connection between the Apulia and the Sahara continental margins in the southern Apennines and in Sicily*. Mem. Soc. Geol. It., **13** (2): 317–323.
- SCANDONE P., RADOICIC R., GIUNTA G., LIGUORI V. (1972) - *Sul significato delle dolomie Fanusi e dei calcari ad Ellipsactinie della Sicilia settentrionale*. Riv. Min. Sic., **133–135**: 51–61.
- SCHMIDT DI FRIEDBERG P. (1959) - *La geologia del gruppo montuoso delle Madonie nel quadro delle possibilità petrolifere della Sicilia centro settentrionale*. Atti 2° Conv Intern. Studi “Petr. Sicilia”, 130–136.
- SCHMIDT DI FRIEDBERG P. (1962) - *Introduction a la géologie pétrolière de la Sicile*. Revue Inst. Franc. du Pétr., **17** (5): 635–668, 1 fig., 14 tavv. Paris
- SCHMIDT DI FRIEDBERG P. (1964–65) - *Litostratigrafia petrolifera della Sicilia*. Riv. Min. Sic., **88–90, 91–93**, 80 pp., Palermo.
- SCHMIDT DI FRIEDBERG P., BARBIERI F. & GIANNINI C. (1960) - *La geologia del gruppo montuoso delle Madonie (Sicilia centro-settentrionale)*. Boll. Serv. Geol. Ital., **81**: 73–140.
- SCHWERTMANN U. & TAYLOR R.M. (1989) - *Iron oxides*. In: DIXON J.B., & WEED S.B. (eds.) Minerals in Soil Environments, Second Edition. Soil Science Society of America, 379–438, Madison, Wisconsin USA.
- SEGUENZA G. (1882) - *Studi geologici a paleontologici sul Cretaceo medio dell'Italia meridionale*. R. Acc. Lincei, Ser. 3, **12**, 152 p., 21 tav.
- SELLI R. (1970) - *Cenni morfologici generali sul Mar Tirreno*. Giorn. di Geologia, **37**: 5–24. Padova
- 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., HOTTINGER L., CAUS E., DROBNE K., FERRANDEZ C., JAUHRI A.K., LESS G., PAVLOVEC R., PIGNATTI J., SAMSO J.K., SCHAUB H., SIREL E., STRONGO A., TOMBAREAU Y., TOSQUELLA J. & ZAKREVSKEYA E. (1998) - *Larger foraminiferal biostratigraphy of the Tethyan Paleocene and Eocene*. Bull. Soc. Geol., France, **169** (2): 281–299, Paris.
- SERVIZIO GEOLOGICO NAZIONALE (1992) - *Carta Geologica d'Italia 1:50.000. Guida al rilevamento*. Quaderni del Servizio Geologico Nazionale, serie III, **1**.
- SERVIZIO GEOLOGICO NAZIONALE (1996) - *Carta Geologica d'Italia 1:50.000. Guida alla rappresentazione cartografica*. Quaderni del Servizio Geologico Nazionale, serie III, **2**, 97 pp.
- 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 2004.
- SISSINGH W. (1977) - *Biostratigraphy of Cretaceous calcareous nannoplankton*. Geol. Mijnbouw., **56** (1): 37–65.
- SORRISO-VALVO M., AGNESI V., GULLA G., MERENDA L., ANTRONICO L., DI MAGGIO C., FILICE E., PETRUCCI O., TANSI C., CATALANO E., GAGLIANO C., LAMMERS R., MONTELEONE S., MACALUSO T., PIPITONE G. & TOWEN K. (1994) - *Temporal and spatial occurrence of landsliding and correlation with precipitation time series in Montalto Uffugo (Calabria) and Imera (Sicilia) areas. In Temporal occurrence and forecasting of landslides in the European Community*. Ed. CASALE R., FANTECHI R., FLAGEOLLET J.C., European Community, Programme EPOCH, Contract 90 0025, Final Report., **2**: 825–869, Brussels.
- SPECIALE F. (1974) - *La facies del “Bacino Imerese” nell'entroterra termitano*. Tesi di laurea inedita, Università degli studi di Palermo.
- SPROVIERI R. (1993) - *Pliocene early Pleistocene astronomically forced planktonic foraminifera abundance fluctuations and chronology of Mediterranean calcareous plankton bio-events*. Riv.

It. Paleont. Strat., **99**: 371–414.

- SPROVIERI R., BONOMO S., CARUSO A., DI STEFANO A., DI STEFANO E., FORESI M.L., IACCARINO S.M., LIRER F., MAZZEI R. & SALVATORINI F. (2002) - *An integrated calcareous plankton biostratigraphic scheme and biochronology for the Mediterranean middle Miocene*. Riv. It. Paleont. Strat., **108**: 337–353.
- SPROVIERI R., DI STEFANO E. & SPROVIERI M. (1996) - *High resolution chronology for Late Miocene Mediterranean stratigraphic events*. Riv. It. Paleont. Strat., **102**: 77–104.
- STAMPFLY G.M. & BOREL G.D. (2002) - *A plate tectonic model for the Palaeozoic and Mesozoic constrained by dyamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrones*. Earth and Planetary Science Letters, **169**: 17–33.
- TAMAJO E. (1960) - *Microfacies mesozoiche della Montagna della Busambra*. Riv. Min. Sic., **63**: 131–151, Palermo.
- TAVIANI M. (1996) - *La scoperta delle oasi di mare profondo nel Miocene italiano*. Paleocronache, **1**: 7–14.
- TONGIORGI E. & TREVISAN L. (1953) - *Excursion en Sicile. Livret Guide (Excursion AS)*. IV Congr. Inter. pour l'étude du Quaternaire, 336 pp., 18 figg., Roma–Pisa.
- TORRENT J., SCHWERTMANN U., FECHTER H. & ALFAREZ F. (1983) - *Quantitative relationships between soil color and hematite content*. Soil Sci., **136** (6): 354–358.
- 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.
- TREVISAN L. (1935) - *I monti di Caltavuturo e Sclafani (Palermo)*. Boll. R. Uff. Geol. It., **60** (nota 7) 20 pp., Roma.
- TREVISAN L. (1937 a) - *Scoperta di basalti accompagnati da tufi fossiliferi del Bajociano di Vicari (Palermo)*. Boll. Soc. Sc. Nat. ed Econ. di Palermo, **XIX**, 15 pp., 1 tavv., 4 figg.
- TREVISAN L. (1937b) - *Scoperta di Formazioni basaltiche a piroclastiche presso Vicari (Palermo) e osservazioni sui fossili contenuti nei tufi*. Boll. Soc. Geol. It., **56**: 441–452, Roma.
- TRINCARDI F. & FIELD M.E. (1991) - *Geometry, lateral variation and preservation of downlapping regressive shelf deposits: Eastern Tyrrhenian Sea margin, Italy*. Journ. Sedim. Petrol., **61** (5): 775–790.
- TRINCARDI F. & ZITELLINI N. (1987) - *The rifting of the Tyrrhenian Basin*. Geo-Marine Letters, **7**: 1–6.
- VAI G.B. & CASTELLARIN A. (1993) - *Correlazione sinottica delle Unità stratigrafiche dell'Appennino settentrionale*. Studi Geologici Camerti, CROP 1/1a, Vol. Spec. (1992/2): 171–185.
- VAIL P. R. (1987) - *Seismic stratigraphy interpretation procedure (Part 1)*. In BALLY A.W. (Ed.) Atlas of seismic stratigraphy, AAPG Studies in Geology 27, **1**: 1–11.
- VAIL P.R., AUDEMARD F., BOWMAN S.A., EISNER P.N. & PETERCRUZ C. (1991) - *The Stratigraphic signatures of tectonics, eustasy and sedimentation. An overview*. In EINSELE G., RICKEN W. & SEILACHER A. eds., *Cycles and events in Stratigraphy*, Springer-Verlag, Berlin, 617–659.
- VAIL P. R., MITCHUM R. M., TODD R. G., WIDMIER J.M., THOMPSON S., SANGREE J.B., BUBB J.N. & HATLELID W.G. (1977) - *Seismic stratigraphy and global changes of sea level*. In: PAYTON C. E. Ed., *Seismic Stratigraphy—applications to hydrocarbon exploration*. AAPG Memoir **26**: 49–50.
- VIANELLI G. (1970) - *Manifestazioni eruttive della Sicilia centro-occidentale. I prodotti di trasformazione nell'alcalisienitico di C.da Margana (Pizzi)*. Riv. Min. Sic., **121–123**: 3–40.
- WARMAN M.R. & ARKELL W. J. (1954) - *A review of the Jurassic of western Sicily based on new ammonite faunas*. Quart. Journ. of the Geol. Soc. of London. Vol. **CX**, (3): 267–282, 4 figg., London.
- WENDT J. (1963–1964) - *Stratigraphisch-palaeontologische Untersuchungen im Dogger Westsizilien*. Boll. Soc. Geol. Paleont. It., **2**: 57–145.
- WENDT J. (1965). *Synsedimentare Bruchtektonik im Jura Westsizilien*. Neus Jb. Geol. Paleont. Mh., **5**: 286–311.

- WENDT J. (1969) - *Die stratigraphisch–paleographische Entwicklung des Jura im Westsizilien*. Geol. Rdsch., **58**: 735–755.
- WENDT J. (1971) - *Genese and fauna submariner sedimentaarer Spaltenfullungen im Mediterranean Jura*. Palaeontographica, **A** (136): 122–192.
- WEZEL F.C. (1966) - *La sezione tipo del flysch numidico: stratigrafia preliminare della parte sottostante al Complesso Panormide (Membro di Portella Colla)*. Atti Acc. Gioenia di Sc. Nat. in Catania. Serie VI, **XVIII**: 71–92, 3 figg., 1 tav. Catania.
- WEZEL F.C. (1970) - *Geologia del Flysch Numidico della Sicilia nord –orientale*. Mem. Soc. Geol., It., **9**: 225–280.
- WEZEL F.C. & GUERRERA F. (1973) - *Nuovi dati sull'età e posizione strutturale del Flysch di Tusa in Sicilia*. Boll. Soc. Geol. It., **92**: 193–211.
- ZHANG J. & SCOTT D.B. (1996) - *Messinian deep–water turbidites and glacioeustatic sea–level changes in the North Atlantic: linkage to the Mediterranean salinity crisis*. Paleocyanography **11**: 277–297.
- ZIA R. (1956) - *Argille triassiche con Trachyceras aon nei dintorni di Marineo*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., **63**: 1–11, Pisa.

PROGETTO
CARG

PROGETTO
CARG