



ISPRA

Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale

SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA

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

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

foglio 607

CORLEONE

A cura di:

R. Catalano¹, G. Avellone¹, L. Basilone¹, A. Sulli¹

Con contributi di:

**M. Barchi², C. Di Maggio¹, R. Sprovieri¹, M. Agate¹, C. Albanese¹,
M. Gasparo Morticelli¹, C. Gugliotta¹, G. Lena¹**

¹ Dipartimento di Geologia e Geodesia, Università di Palermo

² Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Perugia

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

Responsabile del Progetto del Foglio Corleone: A. Guadagnino

PER IL SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA - ISPRA:

Revisione scientifica:

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

Coordinamento cartografico:

D. Tacchia, F. Pilato

Revisione informatizzazione dei dati geologici:

L. Battaglini, C. Cipolloni, D. Delogu, M. C. Giovagnoli (ASC)

Coordinamento editoriale e allestimento per la stampa:

D. Tacchia, F. Pilato

PER LA REGIONE SICILIANA:

Coordinamento informatizzazione:

Nadir s.a.s.

Informatizzazione dei dati geologici:

Nadir s.a.s.

Allestimento editoriale e cartografico:

G. Grimaldi, S. Pierini.

GESTIONE TECNICO-AMMINISTRATIVA DEL PROGETTO CARG:

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

A. Guadagnino – 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. 7
II	- STUDI PRECEDENTI	» 11
III	- INQUADRAMENTO GEOLOGICO REGIONALE	» 15
IV	- INTRODUZIONE ALL'ASSETTO STRATIGRAFICO- STRUTTURALE	» 19
V	- GEOMORFOLOGIA	» 25
1.	- INTRODUZIONE	» 25
2.	- IDROGRAFIA	» 26
3.	- LE FORME DEL RILIEVO	» 28
VI	- STRATIGRAFIA	» 31
1.	- LITOSTRATIGRAFIA	» 32
2.	- BIOSTRATIGRAFIA	» 32
2.1.	- INTRODUZIONE	» 32
2.2.	- CONSIDERAZIONI SULLA CRONOSTRATIGRAFIA DELL'INTERVALLO SERRAVALLIANO-QUATERNARIO	» 34
2.3.	- SCHEMI BIOSTRATIGRAFICI ADOTTATI	» 36
3.	- SISMOSTRATIGRAFIA	» 38
3.1.	- INTRODUZIONE	» 38
3.2.	- ANALISI SISMOSTRATIGRAFICA	» 39
4.	- STRATIGRAFIA DELLE SUCCESSIONI SEDIMENTARIE MESO-CENOZOICHE AFFIORANTI	» 42
4.1.	- DEPOSITI DEL DOMINIO SICILIDE	» 42
4.1.1.	- <i>Argille varicolori inferiori (AVF)</i>	» 42
4.1.2.	- <i>Formazione Polizzi (POZ)</i>	» 43
4.2.	- DEPOSITI DEL BACINO NUMIDICO	» 43
4.2.1.	- <i>Flysch numidico (FYN)</i>	» 44
4.2.1.1.	- <i>flysch numidico – membro di Portella Colla (FYN₂)</i>	» 44
4.2.1.2.	- <i>flysch numidico – membro di Geraci Siculo (FYN₃)</i>	» 47
4.2.2.	- <i>Formazione Tavernola (TAV)</i>	» 48
4.3.	- DEPOSITI DEL BACINO DI LERCARA	» 50
4.3.1.	- <i>Formazione Mufara (MUF)</i>	» 50
4.4.	- DEPOSITI DEL BACINO IMERESE	» 51
4.4.1.	- <i>Formazione Mufara (MUF)</i>	» 51
4.4.2.	- <i>Formazione Scillato (SCT)</i>	» 52
4.4.3.	- <i>Formazione Fanusi (FUN)</i>	» 54
4.4.4.	- <i>Calcari a crinoidi e brecce di Altofonte (MCD)</i>	» 54
4.4.5.	- <i>Formazione Crisanti</i>	» 55

4.4.5.1.	- Formazione Crisanti - membro delle radiolariti (CRI₁) ..	Pag. 57
4.4.5.2.	- Formazione Crisanti - membro delle brecce ad Ellipsactinia (CRI₂) .	» 58
4.4.5.3.	- Formazione Crisanti- membro marnoso-spongolitico (CRI₃) .	» 58
4.4.6.	- <i>Formazione Caltavuturo</i> (CAL)	» 59
4.5.	- DEPOSITI DEL DOMINIO PRE-PANORMIDE	» 60
4.5.1.	- <i>Calcari di Rocca del Signore</i> (RCM)	» 61
4.5.2.	- <i>Calcari di Pietralunga</i> (PUN)	» 62
4.5.3.	- <i>Argille e calcari di Case Sepia</i> (EPI)	» 62
4.5.4.	- <i>Arenarie ed argille di Casalotto</i> (LOT)	» 63
4.6.	- DEPOSITI DEL BACINO SICANO	» 63
4.6.1.	- <i>Marne di Cardellia</i> (RDE)	» 64
4.6.2.	- <i>Calcareni di Corleone</i> (CCR)	» 65
4.6.2.1.	- La sezione di Rocca dei Maschi	» 66
4.6.3.	- <i>Marne di San Cipirello</i> (CIP)	» 68
4.7.	- DEPOSITI DELLA PIATTAFORMA CARBONATICA E CARBONATICO - PELAGICA TRAPANESE	» 69
4.7.1.	- <i>Formazione Inici</i> (INI)	» 69
4.7.2.	- <i>Calcari a crinoidi</i> (RND)	» 72
4.7.3.	- <i>I depositi del "Rosso Ammonitico" siciliano e la formazione Buccheri</i>	» 74
4.7.4.	- <i>I membri della formazione Buccheri</i> (BCH)	» 75
4.7.5.	- <i>Lattimusa</i> (LTM)	» 78
4.7.6.	- <i>Formazione Hybla</i> (HYB)	» 79
4.7.7.	- <i>Formazione Amerillo</i> (AMM)	» 81
4.7.8.	- <i>Calcareni di Corleone</i> (CCR)	» 84
4.7.9.	- <i>Marne di San Cipirello</i> (CIP)	» 86
4.7.10.	- <i>Paleotettonica mesozoica e vulcanesimo nella Piattaforma Carbonatica Trapanese</i>	» 88
5.	- DEPOSITI DELL'AVANFOSSA MIO-PLIOCENICA	» 91
5.1.	- DEPOSITI MIOCENICI	» 91
5.1.1.	- <i>Formazione Castellana Sicula</i> (SIC)	» 93
5.1.2.	- <i>Formazione Terravecchia</i>	» 96
5.1.2.1.	- <i>Formazione Terravecchia - membro conglomeratico</i> (TRV₁) .	» 98
5.1.2.2.	- <i>Formazione Terravecchia - membro sabbioso</i> (TRV₂)	» 99
5.1.2.3.	- <i>Formazione Terravecchia - membro pelitico-argilloso</i> (TRV₃)	» 101
5.1.3.	- <i>Formazione Baucina</i> (BAU)	» 102
5.1.4.	- <i>Depositi evaporitici</i> (pre-5,96 Ma)	» 102
5.1.4.1.	- <i>Formazione Ciminna</i> (CII)	» 103
5.1.5.	- <i>Gruppo Gessoso-Solfifero</i>	» 103

5.1.5.1	- Formazione di Cattolica - membro selenitico (GTL₂) .. Pag	103
5.1.5.2.	- Formazione di Pasquasia - membro dei fanglomerati (GPQ₄)»	104
5.2.	- DEPOSITI PLIOCENICI	» 104
5.2.1.	- <i>Trubi (TRB)</i>	» 104
5.2.2.	- <i>Formazione marnoso-arenacea del Belice (BLC)</i>	» 105
6.	- DEPOSITI QUATERNARI	» 106
6.1.	- DEPOSITI MARINI	» 106
6.1.1.	- <i>Sintema di Marsala</i>	» 106
6.1.1.1	- Calcareniti e sabbie di Castellammare (MRSc)	» 107
6.1.2.	- <i>Sintema di Barcarello (SIT)</i>	» 108
6.2.	- DEPOSITI CONTINENTALI	» 109
6.2.1.	- <i>Sintema del Fiume Belice (SBE)</i>	» 109
6.2.2.	- <i>Sintema di Capo Plaia (AFL)</i>	» 110
6.2.2.1	- Depositi di frana (a1)	» 111
6.2.2.2	- Detriti di falda (a3)	» 111
6.2.2.3	- Depositi alluvionali di fondovalle attuali (b)	» 111
6.2.2.4	- Coltri eluvio-colluviali (b2)	» 112
6.2.2.5	- Depositi di origine mista (i)	» 112
VII	- TETTONICA ED ANALISI STRUTTURALE	» 115
1.	- SCHEMA DELL'EDIFICIO STRUTTURALE	» 116
2.	- CARATTERI DEFORMATIVI DELLE UNITÀ STRATIGRAFICO - STRUTTURALI	» 121
2.1.	- UNITÀ S.S. DERIVANTI DALLA DEFORMAZIONE DEL DOMINIO SICILIDE . »	121
2.1.1.	- <i>Unità S.S. Tusa-Troina</i>	» 121
2.2.	- UNITÀ S.S. DERIVANTI DALLA DEFORMAZIONE DEL BACINO DEL FLYSCH NUMIDICO	» 121
2.2.1.	- <i>Unità S.S. Godrano-Montemaggiore Belsito</i>	» 122
2.3.	- UNITÀ DERIVANTI DALLA DEFORMAZIONE DEL BACINO DI LERCARA (PERMO-TRIASSICO)	» 122
2.3.1.	- <i>Unità S.S. Roccapalumba</i>	» 122
2.4.	- UNITÀ S.S. DERIVANTI DALLA DEFORMAZIONE DEL BACINO IMERESE . »	125
2.4.1.	- <i>Unità S.S. Sagana-Belmonte Mezzagno</i>	» 125
2.4.1.1.	- Subunità Pizzuta-S.Cristina	» 126
2.4.1.2.	- Subunità Monte Leardo - Chiarastella	» 127
2.5.	- UNITÀ S.S. DERIVANTI DALLA DEFORMAZIONE DEL BACINO SICANO . »	128
2.5.1.	- <i>Unità S.S. Corleone-Barracù</i>	» 128
2.6.	- UNITÀ S.S. DERIVANTI DALLA DEFORMAZIONE DEL DOMINIO PREPANORMIDE	» 130
2.6.1.	- <i>Unità S.S. Roccamena</i>	» 130

2.7.	- UNITÀ S.S. DERIVANTI DALLA DEFORMAZIONE DELLA PIATTAFORMA CARBONATICA TRAPANESE	Pag 130
2.7.1.	- <i>Unità S.S. Monte Kumeta-Balatelle</i>	» 131
2.7.1.1.	- Subunità Marineo	» 131
2.7.2.	- <i>Unità S.S. Rocca Busambra</i>	» 134
2.7.2.1.	- Subunità Rocche di Rao - Pizzo Marabito	» 134
2.7.2.2.	- Subunità Galiello	» 135
2.7.2.3.	- Subunità Maranfusa	» 136
3.	- CARATTERI DEFORMATIVI DELLE COPERTURE SINETTONICHE	» 136
3.1.	- SINCLINALE DI CAMPOREALE	» 137
3.2.	- SINCLINALE DI GRISÌ	» 138
3.3.	- SETTORE DI PIZZO CORVO-COLLE CONFSSIONARIO	» 138
3.4.	- SINCLINALE DI MONTE CASALOTTO	» 138
3.5.	- ANTICLINORIO CORLEONE-ZUCCARONE	» 140
3.6.	- BACINO DELLA MONTAGNOLA-GUISINA	» 140
3.7.	- ANTICLINALE DI CASE SEPIA	» 140
3.8.	- DORSALE DI POGGIOREALE	» 141
4.	- CRONOLOGIA DELLE DEFORMAZIONI TETTONICHE ..	» 142
4.1.	- PALEOGEOGRAFIA E PALEOTETTONICA PRE-OROGENICA	» 142
4.1.1.	- <i>Evento giurassico di tettonica distensiva</i>	» 143
4.1.2.	- <i>Fase tettonica di inversione cretacea</i>	» 145
4.2.	- LA DEFORMAZIONE NEOGENICA	» 146
4.2.1.	- <i>La fase collisionale</i>	» 146
4.3.	- NEOTETTONICA (QUATERNARIO)	» 149
4.3.1.	- <i>Quadro sismotettonico</i>	» 149
VIII	- SFRUTTAMENTO ANTROPICO DELLE RISORSE GEOLOGICHE	» 153
1.	- RISORSE MINERARIE	» 153
2.	- IDROGEOLOGIA E TERMALISMO	» 154
2.1.	- IMPIANTO IDROELETTRICO “GUADALAMI”	» 155
2.2.	- OPERE DI SISTEMAZIONE SUL BELICE	» 155
IX.	- EXTENDED ABSTRACT	» 157
1.	- CORLEONE SHEET LEGEND	» 160
	BIBLIOGRAFIA	» 173

I - INTRODUZIONE

Il Foglio 607 “Corleone” della Carta Geologica d’Italia in scala 1:50.000 (Fig. 1) è stato realizzato nell’ambito del Progetto CARG con i fondi della Legge 438/95 (Finanziamenti ‘96) tramite convenzione tra Servizio Geologico Nazionale (ora ISPRA) e la Regione Siciliana.

L’area del foglio ricade nella Provincia di Palermo, ricopre una parte della depressione morfostrutturale compresa tra i Monti di Palermo a nord ed i Monti Sicani a sud, ed è percorsa dalla rete idrografica dei fiumi Iato e Belice che sfociano, rispettivamente, a nord nel Golfo di Castellammare ed a sud – ovest nel Canale di Sicilia. Non sono noti rilievi ufficiali più recenti di quelli contenuti nel Foglio “Termini Imerese” alla scala 1:100.000 redatto da BALDACCINI nel 1886 per il Regio Comitato Geologico. Com’è noto i rilievi ufficiali in Sicilia sono molto datati, non essendo stata la Regione investita dalle campagne di rilevamento della legge SULLO (1960), né interessata da ricerche accademiche finalizzate alla cartografia (come ad esempio accaduto nell’Arco Alpino). Va comunque segnalato lo sforzo del Servizio Geologico Nazionale con la pubblicazione nel dopoguerra di qualche foglio riguardante le aree della ricerca solfifera.

Per la realizzazione del rilevamento si è operato secondo quanto prescritto dal POL ed in conformità alle indicazioni dei quaderni del S.G.N.

La carta geologica è il risultato della esecuzione di rilievi originali nella gran parte del foglio e della revisione, da parte del gruppo di lavoro, di carte rilevate tra gli anni ’70 e ’90 nel settore settentrionale dello stesso (cfr. bibliografia cartografica). I rilevamenti originali e le revisioni (di carte a scala al 50.000 o al 100.000)

sono stati eseguiti alla scala 1:10.000, su sezioni topografiche della Carta Tecnica Regionale messa a disposizione dalla Regione Siciliana, Assessorato Territorio ed Ambiente, che ha fornito anche i rilievi aereofotogrammetrici sui quali sono state condotte le analisi morfostrutturali. La riduzione alla scala 1:50.000 ha comportato alcune semplificazioni introdotte in modo da conservare ragionevolmente il dettaglio rilevato senza ridurre la leggibilità della carta.

I depositi quaternari sono stati cartografati con particolare accuratezza in quanto informazioni essenziali per il controllo e la tutela del territorio, applicando le complesse norme emanate dall'APAT, ora ISPRA (SGN, 2001).

Sono stati cartografati e classificati i principali fenomeni di dissesto geomorfologico che riguardano anche i depositi coerenti interessati da movimenti gravitativi profondi di versante.

Il criterio adottato nelle diverse fasi del rilevamento e della rielaborazione cartografica è basato sulla necessità di un immediato riscontro sul terreno delle varie litologie e degli elementi tettonici, ma si è sviluppato nel quadro del modello interpretativo proprio del gruppo di ricerca che ha compilato il foglio. Questo approccio tiene conto dell'analisi di facies dei carbonati e dei terrigeni, sviluppata negli anni '80-'90, che aveva permesso il riconoscimento di grandi corpi geologici (CATALANO & D'ARGENIO, 1978). L'omogeneità di facies era stato il criterio fondante per l'individuazione di differenti unità paleogeografiche (corpi rocciosi formati in specifici e differenti ambienti sedimentari), depositatesi in

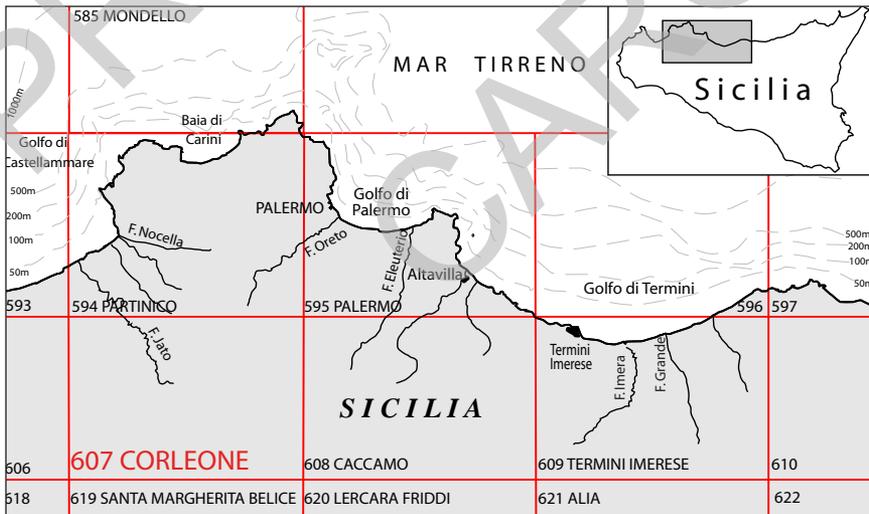


Fig. 1 - Quadro d'unione e carta batimetrica dei fogli a scala 1:50.000. Localizzazione del Foglio 607 "Corleone".

domini paleogeografici (insieme di zone isopiche formatesi prima della deformazione e del raccorciamento dovuti alla tettonogenesi). Lo studio delle facies dei terreni affioranti ha consentito di individuare successioni paleozoico-cenozoiche appartenenti a paleodomini crostali differenti (CATALANO *et alii*, 1996). In seguito allo scollamento dal loro basamento i corpi geologici, definiti come prima detto, sono oggi esposti nella catena siciliana a formare una pila di unità tettoniche. Per la definizione spaziale di questi corpi e per la loro caratterizzazione interna sono state utilizzate le unità stratigrafico-strutturali (U.S.S. *sensu* D'ARGENIO & SCANDONE, 1970; CATALANO & D'ARGENIO, 1978) definite come grandi corpi geologici, corrispondenti a porzioni di domini paleogeografici, tettonicamente deformati e/o rimossi dalle loro originarie sedi e caratterizzati al tetto ed al letto da superfici tettoniche ben tracciabili. I corpi appaiono contraddistinti, gli uni rispetto agli altri, da litologie omogenee a grande scala e medesimo assetto strutturale (sovrapposizione geometrica). Tali unità sono state largamente adottate in tempi recenti per definire i grandi tratti strutturali dell'Appennino meridionale e della Sicilia (D'ARGENIO & SCANDONE, 1970; CATALANO & D'ARGENIO, 1978) e dell'Appennino settentrionale (VAI & CASTELLARIN, 1993). Corpi geologici così caratterizzati corrispondono alle unità tettonostratigrafiche definite più recentemente da DE LA PIERRE *et alii* (1997)¹.

Oltre che dei dati di superficie, i rilievi del Foglio "Corleone" si giovano dei risultati provenienti dall'interpretazione di una fitta maglia di profili sismici a riflessione che attraversa l'area del foglio, forniti da ENI/AGIP che qui ringraziamo. I dati di sottosuolo, calibrati da pozzi per 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 qualche migliaio di metri.

* * *

I rilevamenti sono stati eseguiti in due fasi successive: i lavori cartografici originariamente condotti dai rilevatori G. Avellone, M. Agate, L. Basilone, A. Bambina, U. D'Angelo, G. Mallarino, M. Mulè, G. Scicolone, R. Somma, A. Sulli, A.

¹ Negli 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 (1960) per indicare corpi rocciosi di determinata facies, deformati ma non necessariamente sovrascorsi; il termine "zona" venne usato dagli Autori di scuola francese per riconoscere indistintamente zone 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 non ancora raggiunti della tettonogenesi.

Torre, B. Torre, S. Vernuccio, sono stati rivisti o continuati da G. Avellone, M. Barchi, L. Basilone, R. Catalano, M. Gasparo Morticelli, C. Gugliotta, G. Lena, coordinati dai direttori di rilevamento R. Catalano, L. Basilone, G. Avellone (P. Di Stefano, in una breve fase iniziale, per i depositi carbonatici).

Le analisi micropaleontologiche (coordinate da R. Sprovieri) sono state eseguite da A. Caruso e R. Sprovieri per i foraminiferi e da S. Bonomo e E. Di Stefano per il nannoplancton. L. Basilone, R. Catalano hanno collaborato all'analisi biostratigrafica dei depositi carbonatici mesocenozi. G. Avellone, M. Gasparo Morticelli, coordinati da M. Barchi, hanno eseguito i rilievi mesostrutturali. A. Sulli, R. Catalano, C. Albanese hanno interpretato i numerosi profili sismici a riflessione ricadenti nel foglio; V. Valenti ha partecipato al bilanciamento delle sezioni geologiche.

La stesura delle Note ha visto la partecipazione dei 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, G. AVELLONE, L. BASILONE, A. SULLI.

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

Biostratigrafia (**Titolo VI, Cap. 2**): R. SPROVIERI, E. DI STEFANO.

Sismostratigrafia (**Titolo VI, Cap. 3**): A. SULLI, C. ALBANESE.

Stratigrafia delle successioni sedimentarie meso-cenoziiche (**Titolo VI, Cap. 1-5**): L. BASILONE con il contributo di C. GUGLIOTTA, R. SPROVIERI, G. LENA, G. AVELLONE.

Stratigrafia delle successioni quaternarie (**Titolo VI, Cap. 6**): M. AGATE, C. DI MAGGIO con il contributo di A. CONTINO.

Tettonica ed analisi strutturale (**Titolo VII**): G. AVELLONE, M. BARCHI, R. CATALANO con il contributo di: L. BASILONE, M. GASPARO MORTICELLI, C. GUGLIOTTA, A. SULLI, F. PEPE.

Elementi di geologia tecnica (**Titolo VIII**): A. CONTINO, G. LENA.

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

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

II - STUDI PRECEDENTI

Il Foglio “Corleone” ricade nel settore della Sicilia centro-occidentale, compreso tra i Monti di Palermo ed i Monti di Sciacca, dove risulta ricco l’apporto degli studi svolti nel recente passato.

Rimangono significativi i contributi prodotti agli albori del XX secolo con le nuove vedute faldiste di LUGEON & ARGAND (1906), subito contestate dal siciliano DI STEFANO (1907), e le analisi tettoniche di ARBENZ (1908). Un paio di sezioni geologiche di quest’ultimo attraversano l’area del foglio illustrando, in modo sorprendentemente moderno, alcune strutture (Fig. 2).

I lavori più datati (e fra questi, quelli paleontologici di G.G. GEMMELLARO, 1872-1886) attengono principalmente agli aspetti stratigrafico-paleontologici delle successioni affioranti, mentre quelli più recenti trattano più approfonditamente 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 negli anni sessanta da Autori che hanno svolto i loro studi soprattutto nelle aree della Sicilia occidentale, prevedeva l’esistenza di un edificio tettonico a falde di ricoprimento (Falda Panormide e Sicilide) sovrapposte sul “Complesso Basale”, oggi corrispondente alle Unità Imeresi, considerato come il substrato autoctono (OGNIBEN, 1960). La Falda Sicilide veniva distinta dallo stesso Autore in Falda di Troina e Falda di Cesarò. Secondo RUGGIERI (1966 b) nell’area del Foglio “Corleone” sarebbero presenti lembi della Falda di Cesarò costituita da depositi terrigeni del flysch numidico e da terreni sicilidi.

RUGGIERI (1966 b) interpretava le dorsali di Monte Kumeta e di Rocca Busambra come strutture da “espulsione” nell’ambito della tettonica trascorrente a direzione est-ovest che avrebbe coinvolto il settore settentrionale siciliano. Il tema della tettonica trascorrente venne ripreso da GHISSETTI & VEZZANI (1984) che indicarono, con la Linea Kumeta-Alcantara, una zona di faglia con carattere trascorrente crostale (?) che avrebbe interessato la fascia settentrionale siciliana.

La produzione scientifica riguardante le strutture dell’area ricadente nel Foglio “Corleone” è in gran parte fornita dagli studi prodotti negli ultimi trent’anni (CATALANO & D’ARGENIO, 1978; MASCLE, 1979; ROURE *et alii*, 1990; CATALANO *et alii*, 1996; CATALANO *et alii*, 2000 a, b) e illustrata dai rilievi eseguiti nell’area dei Monti di Palermo (CAFLISCH, 1966, scala 1:100.000; CATALANO *et alii*, 1979, scala 1:50.000), della Piana di Partinico e Castellammare del Golfo (MAUZ & RENDA, 1996, scala 1:50.000) e dei Monti Sicani (MASCLE, 1979, scala 1:100.000).

Una conoscenza regionale della Sicilia occidentale viene fornita da CATALANO *et alii* (1978) i quali ne illustrano la struttura tettonica attraverso una sezione geologica nord-sud, tra Palermo e Sciacca, e descrivono le differenti facies relazionandole ad originari domini paleogeografici che si svilupparono nel settore siciliano del margine continentale Africano.

Parte dei terreni affioranti nel foglio (dorsale di Monte Kumeta) è stata interessata da studi di analisi strutturale (OLDOW *et alii*, 1990) associati a misurazioni paleomagnetiche (CATALANO *et alii*, 1976; CHANNELL *et alii*, 1990) che hanno confermato la formazione, durante il Miocene superiore-Pliocene, di rotazioni orarie a grande scala delle unità tettoniche. La regione ricadente nel foglio è stata og-

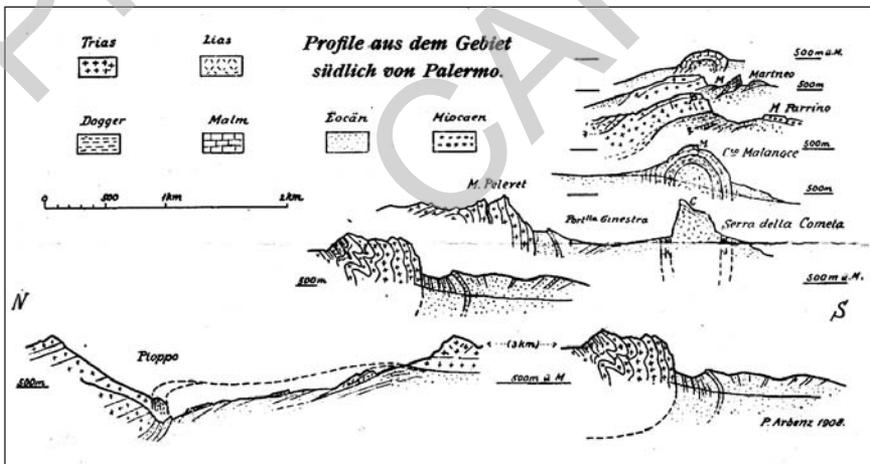


Fig. 2 - Profili geologici ricostruiti lungo la dorsale di Monte Kumeta (ripreso da ARBENZ, 1908).

getto di lavori recenti (CATALANO *et alii*, 2000 a; CATALANO *et alii*, 2002) che hanno descritto un nuovo assetto strutturale della Sicilia occidentale, mediante uno studio basato sull'interpretazione di una fitta rete di linee sismiche a riflessione.

Recentemente FINETTI *et alii* (2005) indicano i depositi mesocenozioci affioranti nella regione dei Monti della Pizzuta e di Piana degli Albanesi (fascia settentrionale del foglio) come terreni della Piattaforma Carbonatica Panormide. Gli Autori non portano alcun dato di analisi di facies o stratigrafica a sostegno di queste asserzioni. Essendo l'area della Pizzuta tra le più studiate e descritte, come sede di una continua e completa successione tipica del Bacino Imerese (CAFLISCH, 1966; ABATE *et alii*, 1978; MASCLE, 1979; BARTOLINI *et alii*, 2002), nella regione dei Monti di Palermo, questa assegnazione appare quanto mai disinvolta.

Ricerche stratigrafiche e sedimentologiche hanno apportato un contributo alla caratterizzazione litostratigrafica delle successioni sedimentarie, già iniziata, in particolare, da SCHMIDT DI FRIEDBERG *et alii* (1960) e SCHMIDT DI FRIEDBERG (1964-65), autori di una litostratigrafia della Sicilia, sviluppata nell'ambito delle indagini sulle potenzialità petrolifere dell'Isola.

RUGGIERI & SPROVIERI (1970) descrivono l'affioramento di Contrada Kaggio, a sud della dorsale di Monte Kumeta, come un segmento della successione-tipo delle "marne di San Cipirello". RUGGIERI (1966 a) indica, senza descriverla, l'area-tipo delle "calcareni di Corleone" nell'area di Corleone. BIOLZI (1985), nel quadro degli studi sul limite Oligocene-Miocene, ha reso noti contenuti micropaleontologici e distribuzione biostratigrafica delle marne che prendono il nome dalla successione affiorante a Monte Cardellia, immediatamente a sud dell'abitato di Corleone.

Studi sedimentologici e di facies, resi noti nel quadro del recente Simposio sul Sistema Giurassico (SANTANTONIO ed., 2002), hanno contribuito alla conoscenza del "Rosso Ammonitico" di Monte Kumeta (DI STEFANO & MINDSZENTY, 2000; DI STEFANO *et alii*, 2002), della tettonica sinsedimentaria di Rocca Argenteria (MARTIRE & MONTAGNINO, 2002), di Rocca Drago (MARTIRE *et alii*, 2002), della sedimentazione del Bacino Imerese a Piana degli Albanesi (BARTOLINI *et alii*, 2002), della tettonica sinsedimentaria giurassica con associata formazione di scarpate morfologiche a Monte Kumeta (DI STEFANO *et alii*, 2002; MARINO *et alii*, 2002; MALLARINO, 2002) e a Rocca Busambra ovest (MARTIRE & BERTOK, 2002). A questi studi, pubblicati in SANTANTONIO ed. (2002), rimandiamo per i necessari approfondimenti.

Nel campo paleontologico sono noti gli studi che GEMMELLARO (1878) dedicò ai cosiddetti "Calcari del Casale", località in cui l'Autore raccolse e descrisse le "faune del Casale", rimaste note nella letteratura paleontologica siciliana, fornendo una abbondante collezione rappresentata per lo più da gasteropodi, brachiopodi, lamellibranchi e ammoniti, oggi conservata nel Museo Geologico del-

l'Università di Palermo. Nella stessa area vennero prodotti successivamente studi stratigrafici e paleontologici che si devono a CARAPEZZA & TAGLIARINI (1894), DE GREGORIO (1922), GUGENBERGER (1936 a, b), TAMAJO (1960), CHRIST (1960), WENDT (1964, 1969, 1971), JENKYN & TORRENS (1969), che compirono osservazioni minuziose sulle facies di Rosso Ammonitico della Rocca Busambra, di Monte Maranfusa, Monte Galiello e Monte Kumeta.

Nuovi contributi paleontologici sul Mesozoico di Monte sono stati recentemente portati da MARIOTTI *et alii* (2001), MARIOTTI (2002).

III - INQUADRAMENTO GEOLOGICO REGIONALE

Nel Mediterraneo centro-occidentale, la Sicilia costituisce un segmento di catena che si sviluppa lungo il limite tra la placca africana e quella europea, collega le Maghrebidi africane con la Calabria e gli Appennini e si estende dalla Sardegna 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 subduzione della crosta adriatico-ionica. In questo quadro la collisione del blocco sardo-corso con il margine continentale africano (BELLON *et alii*, 1977; CHANNELL *et alii*, 1979; DERCOURT *et alii*, 1986) è considerata comunemente come la causa primaria per la gran parte della deformazione compressiva nella catena sudappenninica-siciliana (CATALANO *et alii*, 1996).

Dal Miocene superiore, con la fine della rotazione del blocco sardo-corso, parte dell'orogene alpino-appenninico venne 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*, 1987; MALINVERNO & RYAN, 1986; FACCENNA *et alii*, 1996; GUEGUEN *et alii*, 1998).

Il complesso collisionale della Sicilia e del suo prolungamento *offshore* è caratterizzato da tre elementi tettonici principali (Fig. 4):

a) un'area di avampaese, affiorante nella Sicilia sud-orientale e 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, di carbonati pelagici del Giurassico-Eocene

cilide, imerese e sicano) su un cuneo, spesso 6-7 km, di *thrusts* derivanti dalla deformazione di un originario dominio di piattaforma carbonatica (trapanese, saccense, panormide). L'insieme così strutturato poggia, a sua volta, sull'avampaese non deformato che affiora nel *Plateau* ibleo e si continua nel Canale di Sicilia (ibleo-pelagiano).

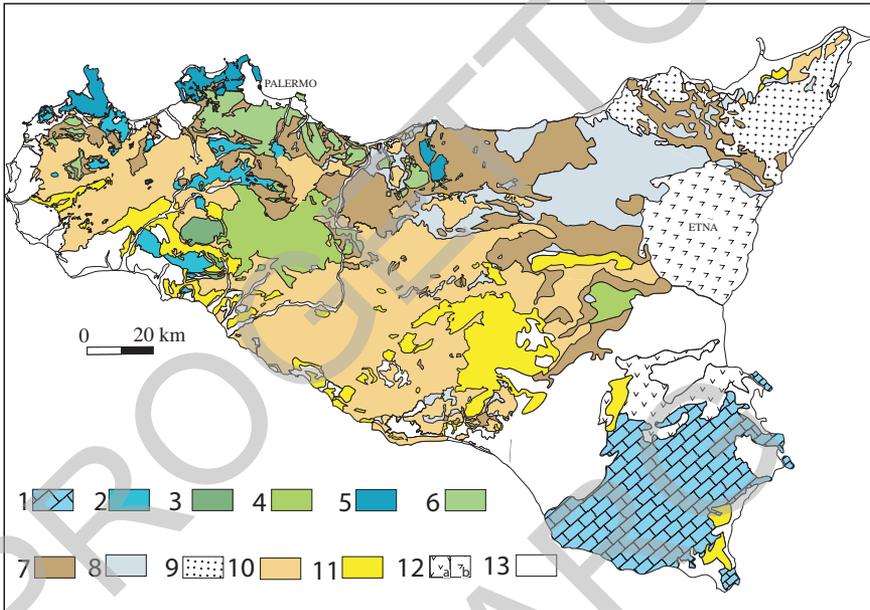


Fig. 4 - Carta strutturale della Sicilia (modif. da CATALANO & D'ARGENIO, 1982; CATALANO et alii, 1996).
 Legenda: 1) Unità dell'Avampaese Ibleo 2) Unità di piattaforma carbonatico-pelagica (Trapanese-Saccense); 3) Unità di Monte Genuardo (transizione piattaforma-bacino); 4) Unità di mare profondo (Sicano); 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.

PROGETTO
CARG

IV – INTRODUZIONE ALL'ASSETTO STRATIGRAFICO-STRUTTURALE

L'area inclusa nel Foglio geologico n° 607 “Corleone” rappresenta un settore chiave per la comprensione delle caratteristiche della catena siciliana (Fig. 5), in quanto costituisce la zona di transizione tra le strutture affioranti nella Sicilia occidentale e quelle della Sicilia centrale (CATALANO *et alii*, 1998 c; CATALANO *et alii*, 2000 a). L'individuazione delle strutture geologiche, per la gran parte sepolte, e la loro correlazione con quelle affioranti (vedi Tav. 1 in Titolo VII) si è rivelata complessa, anche in relazione all'esistenza di estese coperture mioceniche terrigene, per lo più deformate (presenti in circa il 60% dell'area), che sono espressione di ambienti tettono-sedimentari diversi.

Nell'edificio tettonico dell'area in studio abbiamo distinto varie unità stratigrafico-strutturali (U.S.S.) costituite da successioni mesocenoiche (vedi Titolo II, Introduzione). I criteri seguiti nella loro delimitazione sono basati sul riconoscimento delle superfici di *thrust* alla base e/o al tetto delle varie unità. Le U.S.S. sono state separate in unità di rango inferiore (subunità tettoniche) sulla base di significativi contatti tettonici identificati in superficie. Alcune delle U.S.S. affioranti nel Foglio “Corleone” si continuano nei fogli adiacenti dove sono state indicate con lo stesso nome, come riportato in Fig. 5, illustrazione cui si farà continuo riferimento a volte senza ulteriore citazione.

Le unità tettoniche distinte, illustrate più avanti, vengono qui brevemente descritte a partire da quelle geometricamente più alte e più dislocate (Tav. 1):

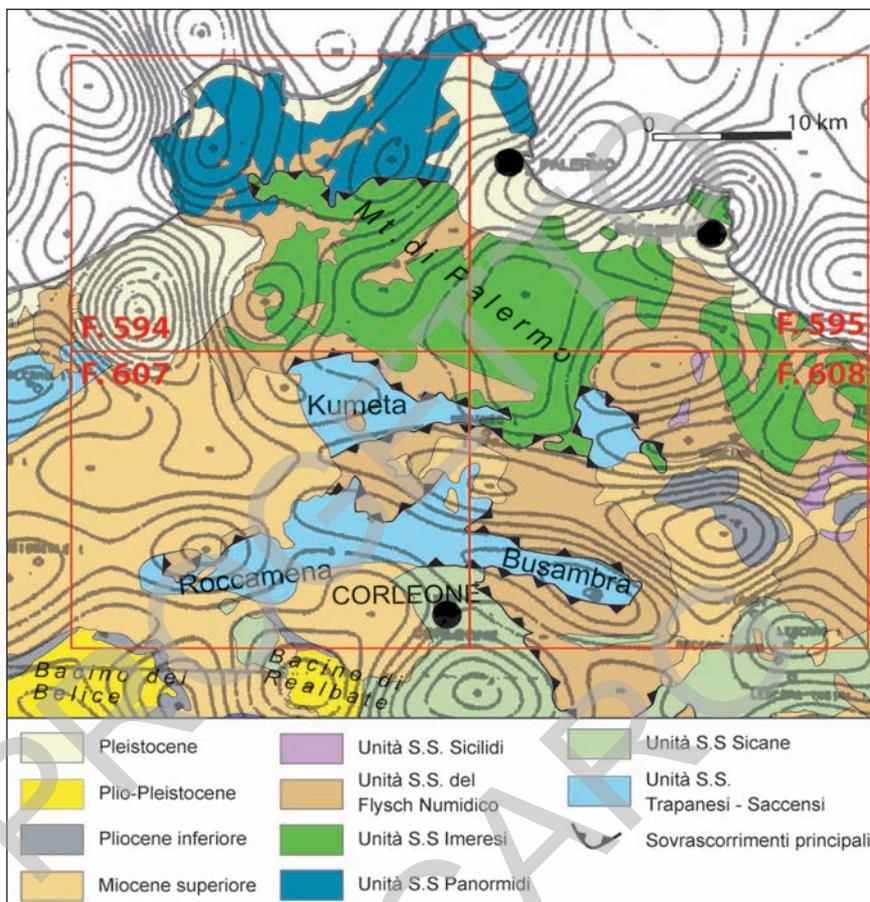


Fig. 5 - Schema strutturale dei rapporti tra le varie unità S.S. affioranti nel Foglio 607 "Corleone" e nei fogli adiacenti, su cui è stata sovrimposta una mappa delle anomalie di Bouguer; filtrate alla profondità di 3-6 km, modificata da MURGIA (1989).

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

Sono rappresentate in superficie soltanto da qualche lembo di terreni calcareo-argillosi cretaceo-eocenici (argille varicolori inferiori, formazione Polizzi) che si sovrappongono tettonicamente al flysch numidico. Questi terreni sono stati considerati come facenti parte della Falda di Cesarò (Complesso Sicilide, OGNIBEN, 1960) che, lo ricordiamo, nell'accezione di questo Autore, comprendeva terreni del flysch numidico interno e del dominio Sicilide. Nel Foglio "Corleone" questi

depositi vengono inclusi nella U.S.S. Tusa-Troina (DE CAPOA *et alii*, 2002), affiorante a scala regionale.

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

Terreni della formazione del flysch numidico affiorano, come corpi scollati dal loro substrato mesozoico-paleogenico, formando coltri, estese arealmente, la cui deformazione interna, espressa da sovrascorrimenti principali ed associati sistemi di *splay*, è stata riconosciuta con l'ausilio della sismica a riflessione. Questi terreni sono stati compresi nell'Unità S.S. Godrano-Montemaggiore Belsito che si estende anche nell'adiacente Foglio "Caccamo". Nel Foglio "Corleone" l'unità affiora a Percianotta, Arcivocalotto, Monte Fanuso, Arcivocale e Tagliavia (settore centro-orientale del foglio) e si estende nel sottosuolo della regione nord-occidentale del foglio.

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

Sono costituite dalle successioni terrigene, clastico-carbonatiche e carbonatiche costituenti il substrato Permo-Triassico dei domini bacinali siciliani.

- *Unità S.S. Roccapalumba*: è un corpo geologico costituito dalla Formazione Mufara, scollata dal suo substrato. Affiora ai piedi dei versanti settentrionale e meridionale della Rocca Busambra-Pizzo Nicolosi e giace con contatti tettonici sulle Marne di San Cipirello. Nell'adiacente Foglio "Caccamo", l'unità raggruppa anche i depositi del complesso di Lercara (*Auct.*).

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

Sono costituite dalle successioni carbonatiche e silicocarbonatiche mesozoico-paleogeniche imeresi e dalle loro coperture (litofacies argillitico-arenacee del flysch numidico *s.l.*), generalmente discordanti ma non scollate dal substrato. Le unità imeresi affiorano nella fascia settentrionale del foglio, rappresentate da:

- *Unità S.S. Sagana – Belmonte Mezzano*: nell'unità, presente anche nei Fogli adiacenti "Partinico" e "Palermo", sono state separate la subunità Pizzuta-S. Cristina e la subunità Monte Leardo-Chiarastella; quest'ultima affiora con sottili spessori alle pendici di Monte Giuhai e si estende verso est, con spessori consistenti, a Monte Leardo, sito al margine con l'adiacente Foglio "Caccamo".

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

- *Unità S.S. Corleone – Barracù*: corrisponde ad un cuneo di *thrust* con vergenza sud e in gran parte sepolti nel sottosuolo. Il più profondo di questi corpi risale in superficie a Monte Barracù, affiorante nell'adiacente e meridionale Foglio "Santa Margherita Belice" (Fig. 1); l'unità si estende ad est anche nell'adiacente Foglio "Caccamo". Nel foglio qui descritto è stata individuata la subunità Balata-

Zuccarone (toponimo sito nel Foglio “Caccamo”), che affiora nell’area circostante Pizzo Nicolosi (prolungamento occidentale della dorsale di Rocca Busambra) e nella regione di Corleone. La struttura è rappresentata in affioramento soltanto dai termini eocenico-miocenici della successione sicana, essendo i termini carbonatici mesozoici sepolti nel sottosuolo, dove sono stati riconosciuti sulla base dell’interpretazione dei profili sismici a riflessione.

6) Unità S.S. derivanti dalla deformazione del Dominio PrePanormide.

L’assegnazione dei corrispondenti depositi a questo dominio è basata su considerazioni di carattere regionale (CATALANO *et alii*, 1979) e rimane incerta.

- *Unità S.S. Roccamena*: è costituita da terreni cretaco-miocenici non riconducibili o confrontabili con i depositi illustrati per i domini paleogeografici già noti. Si rinviene principalmente nell’area dell’abitato di Roccamena, e localmente, in ridotti affioramenti.

7) Unità S.S. derivanti dalla deformazione della Piattaforma Carbonatica Trapanese

Costituiscono le dorsali carbonatiche mesocenozoiche che attraversano il foglio da ovest ed est, e si estendono nel sottosuolo a formare la struttura portante dell’edificio tettonico:

- *Unità S.S. Rocca Busambra*: è una struttura molto sviluppata in tutta la parte centrale del foglio, in cui distinguiamo a partire da ovest la subunità di Monte Maranfusa, la subunità Galiello e la subunità Rocche di Rao-Pizzo Marabito (Tav. 1); l’U.S.S. si prolunga nel Foglio “Caccamo” ove affiora nell’intera dorsale della Rocca Busambra.

- *Unità S.S. Monte Kumeta – Balatelle*: nel foglio è rappresentata dalla subunità Marineo, affiorante nella dorsale di Monte Kumeta. Essa è caratterizzata da immersione generale verso sud e si sovrappone, nel sottosuolo, ad altre unità tettoniche riconosciute mediante l’interpretazione dei profili sismici a riflessione.

* * *

La pila dei corpi tettonici prima elencati è ricoperta in discordanza dalle grandi unità sedimentarie, depositatesi nei bacini sintettonici di avanfossa e deformate dalla tettonica più recente.

Vengono qui brevemente anticipate, per chiarezza di lettura, alcune considerazioni sull’evoluzione tettonica (cui sono stati sottoposti i terreni affioranti nel foglio) che risulta determinata dal succedersi di due eventi deformativi principali:

- durante il primo (Miocene medio-superiore) si è determinata la sovrapposizione, lungo contatti a basso angolo, delle successioni bacinali (Unità sicilidi,

Unità imeresi, Unità del flysch numidico, Unità sicane) sulle successioni di piattaforma carbonatica ancora radicate;

- nel secondo evento (Miocene superiore-Pleistocene inferiore), la deformazione ha coinvolto livelli strutturali più profondi, rappresentati dalle successioni di piattaforma carbonatica (Trapanese, nel foglio) inducendo la rideformazione dei piani di faglia formati durante il primo evento; queste deformazioni hanno originato strutture transpressive (pieghe, sovrascorrimenti, faglie inverse ad alto angolo) e transtensive. I contatti ad alto angolo sono generalmente responsabili dell'inversione degli originari rapporti di sovrapposizione, come si evince dall'anomala sovrapposizione di parti delle unità di piattaforma carbonatica su quelle di bacino.

I caratteri strutturali di ciascuna unità e l'evoluzione cinematica delle strutture sono descritti, nel dettaglio, nel Titolo VII, Tettonica ed Analisi Strutturale.

PROGETTO
CARG

V - GEOMORFOLOGIA

1. - INTRODUZIONE

L'assetto geomorfologico dell'area ricadente nel Foglio "Corleone" è espresso dall'insieme di due differenti paesaggi (Fig. 6): uno essenzialmente collinare, dominato da prevalenti processi fluviali, movimenti in massa e fenomeni di dilavamento, che contraddistingue gran parte del territorio in esame e che si sviluppa fra le quote medie di 200 - 500 m s.l.m. (le cime più elevate sono La Montagnola, 865 m s.l.m., e Pizzo Nicolosi, 937 m s.l.m.); l'altro prevalentemente montuoso, situato nell'estremità nord-orientale del foglio, sottoposto al controllo dell'erosione selettiva e contrassegnato dalla dorsale montuosa O-E di Monte Iato-Monte Giuhai (la cui vetta più alta, il Monte Kumeta, raggiunge i 1233 m s.l.m.) e dal margine meridionale del gruppo montuoso della Pizzuta (la cui quota di 1333 m s.l.m. ne fa il rilievo più elevato del massiccio dei Monti di Palermo).

Osservando a scala regionale le forme del rilievo è possibile evidenziare come nel tempo si sia realizzata una generale congruenza fra alti e bassi tettonici con alti e bassi topografici: i principali rilievi montuosi (gruppo della Pizzuta; dorsali di Monte Iato - Monte Giuhai e di Monte Pietroso-Cozzo Pignatelli; rilievi isolati di Rocche di Rao, Monte Galiello e della zona di Maranfusa) corrispondono infatti a zone di culminazione tettonica determinate da strutture compressive complesse, vergenti sia verso sud che verso nord; le grandi depressioni morfologiche si hanno nei settori di basso tettonico, coincidenti con strutture di tipo brachisclinale, complicate dalla presenza di faglie a basso o alto angolo.

Questa generale congruenza è stata resa possibile dalla sovrapposizione, stratigrafica o tettonica, di rocce “tenere” su rocce “dure”. Il progressivo smantellamento delle coperture “tenere”, operato dai processi esogeni, ha consentito l’esumazione dei blocchi carbonatici situati in posizione di alto strutturale che, per erosione selettiva, hanno dato origine ai rilievi montuosi più elevati dell’area indagata; diversamente le aree circostanti, costituite da terreni meno resistenti, sono state invece soggette a un’erosione più intensa che, nel tempo, ha determinato l’origine delle attuali depressioni topografiche.

2. - IDROGRAFIA

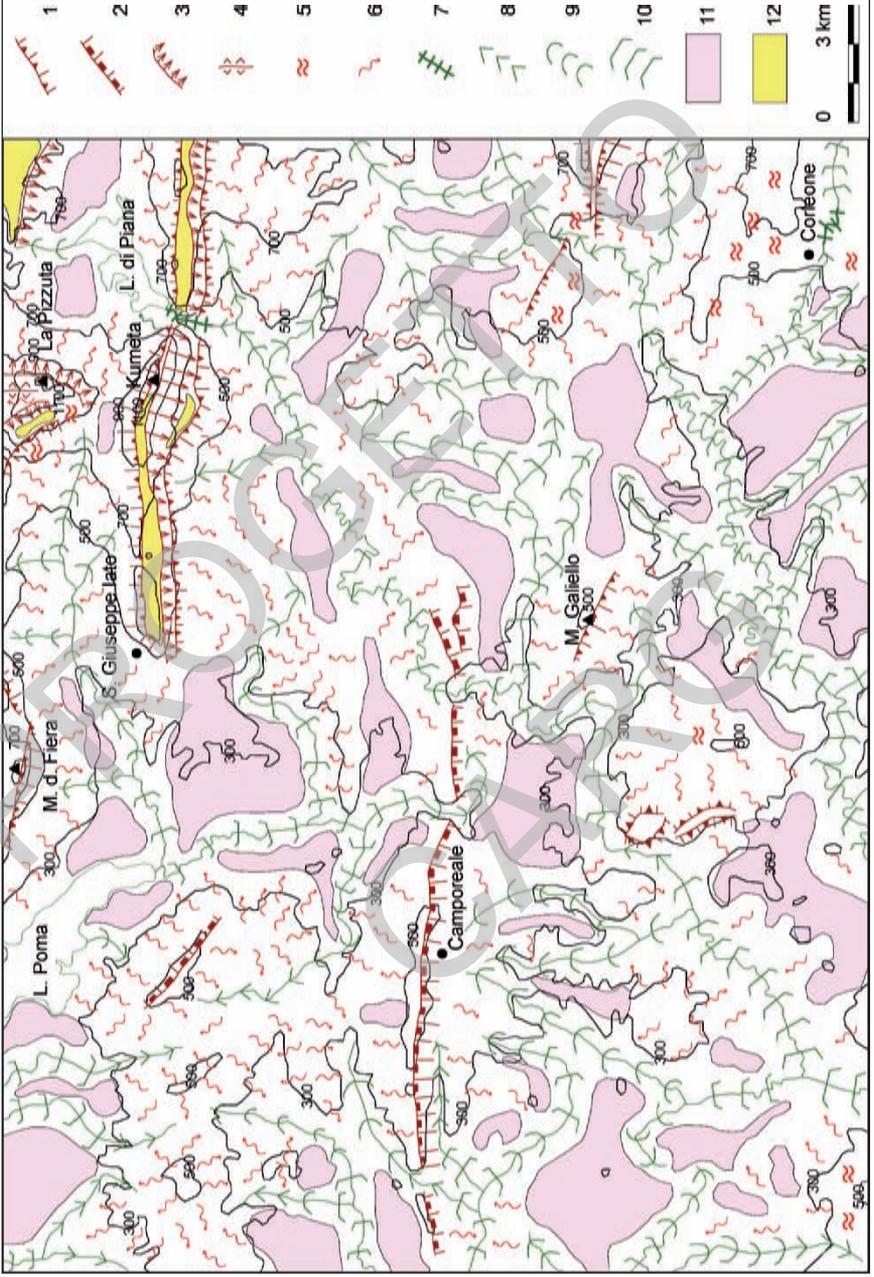
La rete idrografica della gran parte dell’area è condizionata dalla presenza di due grandi corsi d’acqua che drenano le loro acque verso il Canale di Sicilia a sud-ovest (Fiume Belice) e verso il Golfo di Castellammare a nord (Fiume Iato); modeste aste fluviali di ordine inferiore, appartenenti al bacino idrografico del Fiume Freddo, la cui foce è anch’essa situata lungo il Golfo di Castellammare, caratterizzano l’estremità occidentale del foglio.

Le zone di spartiacque più significative fra questi bacini sono costituite dalle dorsali di Monte Pietroso (531 m s.l.m.) – Cozzo Pignatelli (489 m s.l.m.) e di Monte Iato (852 m s.l.m.) – Monte Giuhai (968 m s.l.m.), sebbene vada sottolineata l’esistenza di corsi d’acqua diaclinali (il Vallone di Pernice e, per due volte, il Belice destro) che tagliano questi rilievi allungati, probabilmente a seguito di processi di sovrimposizione/antecedenza.

A piccola scala i principali corsi d’acqua sembrano risentire: a) dell’influenza strutturale e del condizionamento della topografia (sviluppo a grandi linee coincidente con quello delle direzioni dei più rappresentativi sistemi di faglie); b) delle pendenze regionali che, per i fiumi che sfociano nel Canale di Sicilia, determinano direzioni di scorrimento NO-SE e, per i tributari del litorale tirrenico, comportano orientamenti preferenziali S-N.

La rete fluviale secondaria risulta impostata, in prevalenza, su un substrato essenzialmente di tipo argilloso; l’esistenza di terreni pressoché impermeabili e facilmente erodibili, unitamente a situazioni topografiche favorevoli (versanti poco

Fig. 6 - Schema geomorfologico dell’area del Foglio 607 “Corleone”. *Legenda: 1. scarpata o versante di faglia/linea di faglia; 2. scarpata a controllo strutturale; 3. superficie strutturale o substrutturale inclinata; 4. depressione di antiforme; 5. versante interessato da deformazione gravitativa profonda o da scivolamento in blocco; 6. versante interessato da frana o da dilavamento; 7. canyon fluviale; 8. valle a V; 9. valle a conca; 10. valle a fondo piatto; 11. area con uno o più ordini di terrazzi fluviali o glaci di erosione; 12. area con uno o più ordini di “paleosuperfici”.*



inclinati), ha generato un *pattern* fluviale complessivamente di tipo dendritico, con una rete idrografica alquanto ramificata e sviluppata in tutte le direzioni. La presenza di numerosi corsi d'acqua origina piccoli rilievi collinari, isolati dall'incisione fluviale. Limitate situazioni di drenaggio di tipo 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 (parte alta del bacino del Fiume Iato). Nell'area della Montagnola, ove affiorano rocce sabbioso-conglomeratiche, la presenza di sistemi di superfici di discontinuità disposti ortogonalmente (piani di stratificazione, di fatturazione e di faglia) ha comportato lo sviluppo di un *pattern* di tipo rettangolare.

La probabile cattura fluviale operata dal Fiume Iato a danno del Fiume Belice Destro ha coinvolto le aste idrografiche delle zone di testata, attualmente appartenenti allo stesso Fiume Iato (Vallone Desisa e affluenti dell'area di Monte Kumeta – La Pizzuta), e precedentemente tributarie del Fiume Belice. La configurazione di questo tratto di rete fluviale mostra infatti angoli di confluenza tipici di antiche direzioni di deflusso dirette verso Sud. Il fenomeno ha verosimilmente innescato un'inversione di drenaggio lungo l'intero Vallone Desisa.

3. - LE FORME DEL RILIEVO

L'area studiata mostra forme del rilievo specifici di ben determinati processi morfogenetici (Fig. 6) in relazione alle litologie presenti.

I settori carbonatici della dorsale di Monte Iato – Monte Giuhai e del gruppo montuoso della Pizzuta, sono caratterizzati da forme originate da prevalenti processi di spianamento, dall'erosione selettiva e dalla tettonica. Gli antichi processi di “spianamento” che nel tempo si sono ripetuti a quote differenti, hanno lasciato tracce alla sommità e lungo i versanti di questi rilievi carbonatici, dove attualmente si riscontrano lembi relitti di superfici di erosione sub-pianeggianti, comunemente note con il termine generico di “paleosuperfici”. L'erosione selettiva è invece responsabile della formazione: di modesti versanti strutturali, qui localizzati per piccoli tratti lungo le pendici orientali e meridionali della Pizzuta, nelle aree meridionali della dorsale di Monte Iato – Monte Giuhai e in quelle sud-occidentali dei rilievi di Piana degli Albanesi; di scarpate a controllo strutturale, tra cui il versante meridionale della dorsale di Monte Pietroso; di valli di anticlinale conseguenti a fenomeni di inversione del rilievo (struttura a Nord della Pizzuta); di grandi superfici di faglia esumate dalla morfoselezione, lungo i versanti settentrionali e meridionali della dorsale di Monte Iato – Monte Giuhai e il pendio meridionale di Monte della Fiera; gli elevati dislivelli di queste scarpate e la loro grande continuità laterale potrebbero essere, anche in parte, imputabili

a movimenti tettonici (scarpate di faglia). Più modeste scarpate di faglia/linea di faglia si rinvencono anche lungo i margini dei rilievi carbonatici dell'area di Monte Maranfusa, Monte Galiello e Rocche di Rao. La graduale degradazione delle scarpate e dei versanti carbonatici ha contribuito alla produzione di grandi quantità di detriti, successivamente coinvolte nei frequenti movimenti franosi che si sviluppano lungo gli affioramenti argillosi situati alle pendici dei rilievi.

Le aree in cui si ha la sovrapposizione di rocce a comportamento fragile su rocce a comportamento duttile sono invece contrassegnate dallo sviluppo di fenomeni di deformazione gravitativa profonda di versante. Lungo i settori periferici dei rilievi sono stati riconosciuti movimenti del tipo espansione laterale, evidenziati dalla presenza di trincee beanti e di grandi masse rocciose parzialmente o totalmente isolate dai versanti, talora evolventi a grandi scivolamenti in blocchi (estremità sud-occidentale del foglio; aree di Roccamena e Rocche di Rao; zona di Corleone; fianchi occidentali e sud occidentali della Pizzuta).

I vasti affioramenti prevalentemente argillo-sabbiosi formano collinette arrotondate con versanti debolmente inclinati e per lo più disuniformi, generatisi per l'azione congiunta di processi fluviali, movimenti in massa e fenomeni di ruscellamento. In queste aree sono riconoscibili numerosi lembi relitti di *glacis* di erosione in rocce tenere, ordinati in più cicli, indicativi di antiche fasi di spianamento esplicatesi durante fasi di stazionamento del livello di base, locale o generale, dell'erosione. A seguito dell'abbassamento dello stesso livello di base, si è avuta la tendenza ad un generale approfondimento della rete fluviale; questo processo ha nel tempo formato versanti vallivi soggetti a intensi processi di denudazione (degradazione, frane e dilavamento), a loro volta favoriti dalla presenza di un substrato facilmente erodibile, con l'isolamento e l'addolcimento di piccoli rilievi.

Le forme del rilievo attualmente più diffuse sono le frane. Sul terreno sono stati riconosciuti accumuli di frana attivi (corpi che si sono mobilizzati o rimobilizzati durante gli ultimi cicli stagionali più piovosi), accumuli di frana quiescenti (ossia corpi che non hanno subito riattivazioni durante gli ultimi decenni ma le cui cause non sono state eliminate) e scarpate principali (zone per lo più semicirculari tagliate direttamente nel substrato roccioso in posto, in cui si è realizzato il distacco della massa in frana). Si tratta essenzialmente di frane di tipo colamento che, a seconda dello sviluppo dei versanti, danno luogo a lingue allungate mediamente 200 - 800 m, con lunghezze massime superiori a 1 km per i corpi più grandi, e larghezze medie intorno al centinaio di metri. Lo sviluppo di processi del tipo *debris* o *mud flow*, con trasporto di materiale lungo i fondovalle, ha comportato l'accumulo con formazione di grandi lobi terminali aperti a ventaglio allo sbocco delle stesse valli. Più rari risultano invece i movimenti franosi del tipo scorrimento, testimoniati dalla presenza di grandi aree in contropendenza e contrassegnate da un rapporto larghezza/lunghezza maggiore rispetto alle colate. I processi flu-

viali sono responsabili: dell'esistenza dei *canyon* del Monte Kumeta e dell'area di Corleone e di vallecole a V o comunque molto incise, laddove l'azione di approfondimento è stata prevalente; di estese superfici di erosione fluviale o di pianure alluvionali (Belice Destro e Belice Sinistro), laddove si sono avuti dominanti processi di erosione laterale e frequenti inondazioni; di vallecole a conca, laddove l'azione erosiva dei corsi d'acqua si esplica congiuntamente a processi di denudazione dei versanti; di diffuse conoidi alluvionali, situate allo sbocco dei principali corsi d'acqua nelle pianure alluvionali. Fra le forme relitte vanno invece segnalati i numerosi lembi di terrazzi alluvionali (versante sinistro del Belice sinistro; valle del Belice destro) e di terrazzi di erosione, presenti in più ordini, fino ad altezze di circa un centinaio di metri dagli attuali fondovalle. I processi di dilavamento sono responsabili della genesi di piccoli ed effimeri rivoli e solchi, presenti lungo i versanti argillosi, e della mobilizzazione e successiva sedimentazione (depositi colluviali) di materiali preferenzialmente incoerenti quali marne ed argille intensamente alterate o, ancora meglio, detriti, macereti di frana, sabbie, ghiaie e suoli. I prodotti eluviali si conservano meglio laddove le condizioni topografiche lo permettono (aree pianeggianti).

VI - STRATIGRAFIA

Lo studio dei terreni affioranti ha consentito di separare, nell'area, successioni con caratteristiche litologiche diverse, riconducibili, dal punto di vista ambientale e paleogeografico, a originari domini, già in gran parte precedentemente riconosciuti anche nelle aree adiacenti (CATALANO & D'ARGENIO, 1978, 1982 b; MONTANARI, 1989; CATALANO *et alii*, 1996 con bibliografia; DI STEFANO *et alii*, 2002).

Le più importanti successioni litologiche, esposte nella regione, sono rappresentate da depositi carbonatici di piattaforma e di bacino di età triassico-liassica, depositi di piattaforma carbonatica pelagica e di bacino-scarpata di età giurassico-oligocenica e depositi clastici dell'intervallo Oligocene-Miocene inferiore (successioni di margine passivo) cui seguono, discordanti, depositi terrigeni, evaporitici e clastico-carbonatici del Miocene-Pleistocene (successioni di avanfossa).

Le successioni carbonatiche e silico-carbonatiche di mare profondo del Mesozoico-Miocene inferiore si sono depositate nei domini Imerese e Sicano e le rocce di piattaforma carbonatica e di piattaforma carbonatica pelagica meso-cenozoica si sono accresciute nei domini Pre-Panormide, Panormide e Trapanese-Saccense.

Le successioni "tetidee" corrispondono ai corpi rocciosi del dominio Sicilide.

I differenti domini paleogeografici si svilupparono sul margine continentale africano e nell'oceano tetideo (nelle diverse accezioni note dalla letteratura) prima dell'instaurarsi della deformazione compressiva.

1. - LITOSTRATIGRAFIA

I criteri principali usati nel raggruppare i vari terreni sono quelli litostratigrafici come univocamente stabilito per i fogli CARG del territorio nazionale. Le successioni e la loro appartenenza paleogeografica vengono riportati nello schema dei rapporti stratigrafici in cornice che riporta le unità litostratigrafiche inserite in un quadro cronostatigrafico. 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, cronostatigrafici 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. Un approfondimento dei problemi legati alla litostratigrafia siciliana è oggetto di una nota (BASILONE *et alii*, 2001). Di alcune delle unità “formali”, sebbene revisionate, sono stati mantenuti i loro nomi di origine, come suggerito nella “Guida Stratigrafica Internazionale” (SALVADOR, 1994). Per le unità litostratigrafiche di nuova proposizione e non ancora formalizzate sono state utilizzate le iniziali minuscole (es. calcari di Rocca del Signore, arenarie e argille di Casalotto, etc.). Di queste ultime, dati gli scarsi affioramenti e la difficoltà di ricostruire una sezione-tipo di riferimento, risulta problematica la formalizzazione secondo le procedure litostratigrafiche vigenti.

2. - BIOSTRATIGRAFIA

2.1. - INTRODUZIONE

Sono state esaminate diverse centinaia di campioni, la maggior parte dei quali, raccolti nei depositi miocenici terrigeni, si è però dimostrata sterile o non databile per la povertà delle associazioni di microfossili presenti o per la loro cattiva conservazione. I campioni produttivi hanno, invece, permesso di datare sedimenti pelagici, emipelagici e terrigeni che vanno dal Mesozoico sino al Pleistocene.

Per il Neogene l'assegnazione cronologica proviene dalla dettagliata e moderna biostratigrafia basata sull'analisi dei foraminiferi planctonici e dei nannofossili calcarei, recentemente definita per l'intervallo Pleistocene - Serravalliano (Tabb. I, II). L'utilizzo separato di uno o l'altro gruppo di fossili permette già una buona risoluzione stratigrafica. L'uso integrato dei relativi sistemi zonal offre una più elevata risoluzione temporale (dell'ordine di 0.2-0.4 Ma).

I limiti biozonal sono basati su eventi facilmente riconoscibili di comparse e scomparse di *marker*. Tuttavia gli schemi biozonal, che riguardano la parte

attribuzioni siano corrette, anche se il dettaglio nel riferimento stratigrafico è inferiore a quello ottenuto in presenza di ricche e ben diversificate associazioni a plancton calcareo.

2.2. – CONSIDERAZIONI SULLA CRONOSTRATIGRAFIA DELL'INTERVALLO SERRAVALLIANO-QUATERNARIO

L'introduzione di numerosi GSSP (*Global Stratotype Section and Point*) di unità cronostratigrafiche (Pleistocene, Gelasiano, Piacenziano, Zancleano, Messiniano, Tortoniano, Serravalliano, Miocene), la proposta più o meno ufficiale di definizione di altri (Siciliano, Emiliano) e le avanzate discussioni da tempo condotte a livello internazionale sui restanti (Langhiano, Pleistocene medio, Pleistocene superiore) hanno apportato modifiche nella definizione dei limiti tra queste unità cronostratigrafiche. L'attribuzione cronostratigrafica dei sedimenti neogenici, almeno a partire dalla base del Langhiano, è stata resa più sicura dal ricorso a questa procedura. Il fatto che tali limiti cronostratigrafici siano coincidenti con (o bene approssimati da) ben definiti eventi biostratigrafici (generalmente comparse o scomparse nell'associazione a plancton calcareo), oltre che da eventi paleomagnetici e paleoclimatici, facilita la datazione dei campioni.

Nelle Tab. I e II sono riportati i limiti cronostratigrafici correlati con le relative biozone e con le età (astro) cronologiche oggi utilizzate.

Solo un breve commento ad alcune "libertà cronostratigrafiche" responsabilmente introdotte nella cronostratigrafia del Foglio "Corleone".

Il lungo intervallo (tra 11.6 e 7.25 Ma) riferibile al Tortoniano è stato suddiviso, in modo del tutto informale, senza alcun riferimento a proposte ufficiali e solo per chiarezza descrittiva, in una parte inferiore e una parte superiore. Alla parte inferiore, che ha una durata totale di circa 1.1 Ma, sono stati ascritti i sedimenti riferibili alle biozone a foraminiferi planctonici a *Paragloborotalia siakensis*, a *Globigerinoides obliquus obliquus* e alle biozone a nannofossili calcarei MNN 7c (pars), MNN 8a, MNN 8b (Tab. II). Alla parte superiore del Tortoniano sono stati attribuiti i campioni riferibili alle biozone a foraminiferi planctonici a *Neogloboquadrina acostaensis*, a *Globigerinoides obliquus extremus*, a *Globorotalia suterae*, e alle biozone a nannofossili calcarei *Discoaster bellus* (MNN9), *Minilytha convallis*, *Coccolithus pelagicus*, *Amaurolithus primus* (pars). Questa parte superiore ha una durata di circa 3.5 Ma. Analogamente per il Serravalliano, si è distinta, sempre in modo del tutto informale, una parte inferiore, corrispondente alle biozone a foraminiferi planctonici a *Orbulina suturalis-Globorotalia peripheroronda* (pars), a *Dentoglobigerina altispira altispira* e alle biozone a nannofossili calcarei MNN 6a e MNN 6b (pars), con una durata di circa 0.9 Ma,

e una parte superiore, riferibile alle biozone a foraminiferi planctonici a *Paragloborotalia partimlabiata*, a *Neogloboquadrina atlantica praeatlantica* (pars) e alle biozone a nannofossili calcarei MNN 6b (pars) MNN 7a e MNN 7b, con una durata di circa 1.1 Ma.

Il limite Serravalliano-Tortoniano (Tab. II) era convenzionalmente riconosciuto in coincidenza della comparsa di *Neogloboquadrina acostaensis* BLOW. In base alla recente definizione, accettata dagli organi internazionali, tale limite è stato spostato in coincidenza di un livello più antico corrispondente alla *Last Common Occurrence* (LCO) del nannofossile calcareo *Discoaster kugleri* MARTINI & BRAMLETTE, e praticamente coincidente con la LCO di *Globigerinoides subquadratus* BRÖNNIMANN. Pertanto, i depositi, prima ascritti alla parte alta del Serravalliano, vengono oggi riferiti al Tortoniano inferiore. La parte medio-somitale delle marne di San Cipirello, precedentemente riferita al Serravalliano superiore, è oggi attribuibile al Tortoniano inferiore.

2.3. - SCHEMI BIOSTRATIGRAFICI ADOTTATI

Per la biostratigrafia dei depositi argilloso-marnosi e carbonatici dell'intervallo Carnico-Retico sono state utilizzate le biozonazioni di KOZUR (1989) per i conodonti, di CAPIERO & DE CAPOA BONARDI (1982) per gli halobidi e di DE WEVER *et alii* (1979) per i radiolari.

Per il Giurassico sono stati adottati gli schemi biozonali ad Ammoniti di WENDT (1964; 1969), WARMANN & ARKELL (1954), utilizzati per i calcari della Formazione Inici e le bio-cronozone proposte da HANTZPERGUE *et alii* (1991) e GEISSANT & ENAY (1991), soprattutto per i membri inferiore e superiore della formazione Buccheri; le Zone di Associazione Unitaria (UAZ) dei radiolari (BAUMGARTNER, 1995) per il membro radiolaritico intermedio. Gli schemi standard a calpionelle (ALLEMAN *et alii*, 1971) hanno datato le successioni del Giurassico superiore-Cretacico inferiore del membro BCH₃ e della Lattimusa. Schemi biozonali che utilizzano i nannofossili calcarei (MATTIOLI & ERBA, 1999; BOWN & COOPER, 1998; BRALOWER *et alii*, 1989), le belemniti (MARIOTTI, 2002), i crinoidi (MANNI & NICOSIA, 1994), le alghe calcaree (DE CASTRO, 1991), i foraminiferi bentonici (NOCCHI, 1992) sono stati adottati anche con l'intento di tarare o sostituire ove necessario, le biozonazioni classiche ad ammoniti. Per i terreni di piattaforma carbonatica e di margine mesozoici sono stati adottati gli schemi di CHIOCCHINI *et alii* (1994). Per i nannofossili calcarei dell'intervallo relativo al Cretacico si è utilizzato lo schema biostratigrafico di SISSINGH (1977), anche esso ben noto e ampiamente utilizzato a livello internazionale.

Per le pelagiti del Cretacico è stato adottato lo schema biozonale a foramini-

feri planctonici di CARON (1985). Il ben noto trattato sui nannofossili calcarei di PERCH-NIELSEN (1985) che compara gli schemi di MARTINI (1971) con quelli di OKADA & BUKRY (1980), è stato utilizzato per il Paleocene-Eocene e l'Oligocene. Per quanto riguarda i foraminiferi planctonici dell'intervallo eocenico si è utilizzato lo schema biozonale proposto da TOUMARKINE & LUTERBACHER (1985). A causa della rarità e della distribuzione irregolare di individui di *Hantkenina* spp., riconosciuta nei sedimenti siciliani, e del non buono stato di conservazione degli individui del genere *Globigerinatheka*, di difficile determinazione nel dettaglio specifico, è stata usata la presenza di *Acarinina bullbrooki* (BOLLI) come indicatore dell'Eocene medio e delle forme riferibili al gruppo *Turborotalia cerroazulensis*, *T. cerroazulensis cerroazulensis* (COLE), *T. cerroazulensis cocoaensis* (CUSHMAN), *T. cerroazulensis cunialensis* (TOUMARKINE & BOLLI) per il riconoscimento dell'Eocene superiore.

Per i macroforaminiferi bentonici dell'intervallo Paleocene-Miocene sono stati presi in considerazione gli schemi biozonali di CAHUZAC & POIGNANT (1997), SERRA-KIEL *et alii* (1998).

Per i foraminiferi planctonici lo schema proposto da BOLLI & SOUNDERS (1985) è stato utilizzato per i sedimenti pelagici oligocenici. Per il Miocene inferiore si è utilizzato lo schema di IACCARINO (1985). La formalizzazione del GSSP del Miocene ha comportato che la biozona a *Globorotalia kugleri*, attribuita da IACCARINO (1985) alla parte sommitale dell'Oligocene, deve oggi essere inclusa nel Miocene. Pertanto la presenza nei campioni di *G. kugleri* BOLLI è (da sola) indicativa dell'Aquitano. Per il Langhiano si è fatto riferimento allo schema biozonale di FORESI *et alii* (2001). Per l'analisi biostratigrafica a foraminiferi planctonici dei sedimenti medio-alto neogenici sono stati consultati gli schemi biostratigrafici più recenti: SPROVIERI *et alii* 1996; SPROVIERI *et alii*, 2002 per il Serravalliano-Messiniano e CITA (1975), emendato da SPROVIERI (1993) e CATALANO *et alii* (1998 a) per il Plio-Pleistocene (vedi Tab. I).

Per le attribuzioni biostratigrafiche basate sui nannofossili calcarei sono state utilizzate le biozone proposte da FORNACIARI e RIO (1996) e FORNACIARI *et alii* (1996), emendate in parte in SPROVIERI *et alii* (2002) per il Miocene inferiore-medio e la parte bassa del Tortoniano (vedi Tab. II). Per l'intervallo stratigrafico relativo alla parte alta del Tortoniano e al Messiniano inferiore le zone utilizzate da SPROVIERI *et alii* (1996), RIO *et alii* (1990) per il Plio-Pleistocene.

Per le correlazioni tra le biozonazioni a foraminiferi planctonici e a nannofossili calcarei del Plio-Quaternario si è fatto riferimento allo schema di DI STEFANO (1998) di Tab. I mentre per le correlazioni relative al Miocene medio e superiore il riferimento è rappresentato dallo schema di Tab. II.

3. - SISMOSTRATIGRAFIA

3.1 - INTRODUZIONE

Le unità litostratigrafiche, affioranti nell'area del Foglio "Corleone", sono state riconosciute anche nel sottosuolo attraverso l'interpretazione di profili sismici a riflessione. L'analisi dei profili, effettuata attraverso l'individuazione di unità sismiche aventi facies sismiche distintive, è stata calibrata con i dati di superficie e di pozzi ricadenti nelle aree immediatamente adiacenti. In particolare in questa indagine sono stati utilizzati il pozzo Marineo 1 (AGIP), profondo 2521 metri e sito a poche centinaia di metri ad est del limite del foglio ed il pozzo Poggioreale 1, profondo 1670 metri e perforato nella regione di Monte Orsino, qualche km ad ovest del limite occidentale del foglio (Fig. 7).

Le linee sismiche, acquisite in diverse fasi dall'ENI-AGIP per l'esplorazione petrolifera, sono state interpretate facendo riferimento sia alla versione *stack* che a quella migrata. La finestra di acquisizione è di 6 sec. e la risoluzione del segnale permette di riconoscere corpi con dimensioni di diverse decine di metri. Nell'interpretazione delle linee sismiche si è tenuto conto, in alcuni casi, della scarsa qualità del segnale, soprattutto nella parte sub-superficiale, che ha ostacolato la corretta lettura dei dati sismici e reso difficile la loro trasposizione in profondità.

Particolarmente complessa è stata la distinzione di corpi subaffioranti con caratteristiche litomeccaniche molto simili, quali le successioni rocciose serravaliano-messiniane, appartenenti alle formazioni Castellana Sicula, marne di San Cipirello e Terravecchia. La diffusa presenza di alvei fluviali, coperture detritiche e frane, che abbassa notevolmente le velocità degli strati superficiali, altera spesso l'immagine sismica dei riflettori nella fascia compresa nei primi 0.2 s/twt, ed innesca fenomeni di "*velocity pull down*" che tendono a falsare le reali geometrie dei riflettori sottostanti. La continuità laterale e verticale dei corpi affioranti risulta spesso interrotta mentre, la mancanza di un locale confronto con la stratigrafia di pozzo rende incerta l'identificazione dei corpi litologici. La presenza di intense deformazioni tettoniche, infine, contribuisce a modificare localmente la facies sismica delle unità principali, che in presenza di pieghe o di sistemi di faglie, appaiono differenti pur preservando gli attributi sismici che le caratterizzano (presenza di *marker*, spessore e limiti al tetto e alla base). Le problematiche legate all'acquisizione sismica in aree emerse (difficoltà nell'effettuare le correzioni statiche, presenza di strati aerati, onde di superficie, segnali rifratti, rumori, *ringing*, etc.), la qualità dei profili sismici non sempre eccellente, la mancanza di dati per l'analisi delle velocità dei segnali (sostituita dall'adozione di velocità *standard*) e la presenza di pochi pozzi per calibrazione in un'area così vasta, hanno limitato, a luoghi, la possibilità di convertire in dati geologici le interpretazioni geosismiche.

3.2 – ANALISI SISMOSTRATIGRAFICA

L'analisi sismostratigrafica ha permesso di riconoscere gli attributi sismici dei principali orizzonti e gruppi di riflettori, per i quali sono state distinte le relative facies sismiche. Vengono riportate le correlazioni tra i corpi sismici riconosciuti e le unità litostratigrafiche presenti nel sottosuolo dell'area indagata (Fig. 8).

L'Unità 1 corrisponde al corpo sismico costituito da un'alternanza di riflettori ad alta ampiezza e bassa continuità laterale e di riflettori a bassa ampiezza, o addirittura trasparenti; localmente la geometria interna diventa caotica. Lo spessore reale del corpo roccioso varia tra 0.4 e 0.5 s/twt. La facies è stata calibrata sia in corrispondenza del pozzo Marineo 1 che in superficie per continuità fisica, ed è stata assegnata alle successioni terrigene del flysch numidico (FN in Fig. 8).

L'Unità 2 è un corpo sismico costituito da un gruppo di riflettori ad ampiezza medio-alta, frequenza media, scarsa continuità laterale e facies interna da pianparallela a caotica, superiormente limitata da un orizzonte che presenta buona continuità laterale e grande ampiezza. Le facies sismiche corrispondono ad alternanze marnoso-calcaree di ambiente pelagico; lo spessore medio è di circa 0.5 s/twt. La sua posizione nell'edificio tettonico (sovrastante le unità trapanesi) e la correlazione fisica con i corpi affioranti lasciano supporre una correlazione con i terreni carbonatici e silico-marnosi della successione imerese, di età compresa tra il Triassico superiore e l'Oligocene inferiore, affioranti nel settore settentrionale del foglio (ML, Im e IS in Fig. 8).

L'Unità 3 è un corpo sismico in cui si riconosce un gruppo di riflettori equispaziati, pianparalleli e con alta ampiezza, buona continuità laterale ed alta frequenza, ricoperti verso l'alto da una fascia trasparente di spessore oscillante tra 0.1 e 0.3 s/twt. Lo spessore totale varia tra 0.5 e 1 s/twt. Sebbene sia limitata verso l'alto dallo stesso marker sismico (K), l'unità appare ben distinguibile, dal punto di vista del segnale sismico, dalle Unità 2 e 5, ed è stata calibrata in superficie per continuità fisica con corpi geologici affioranti nei Monti Sicani. L'unità viene attribuita alla successione triassico-miocenica carbonatico-marnosa sicana (Si in Fig. 8). Anche questa unità è accompagnata da una fascia sismicamente trasparente, interpretata come correlabile alle marne di S. Cipirello. A luoghi, al di sotto di questa fascia, si riconoscono riflettori ad alta ampiezza e buona continuità laterale correlabili con gli strati litoidi delle calcareniti di Corleone.

L'Unità 4 è un corpo sismico caratterizzato da riflettori ad alta ampiezza, scarsa continuità laterale e media frequenza. I valori dello spessore sono compresi tra 0.3 e 0.5 s/twt. La sua calibrazione è possibile solo per continuità fisica con i terreni affioranti. Nel settore immediatamente ad ovest del foglio, che sono stati calibrati dal pozzo Poggioreale 1. Viene assegnata alle successioni carbonatiche cretacico-paleogeniche del dominio pre-panormide.

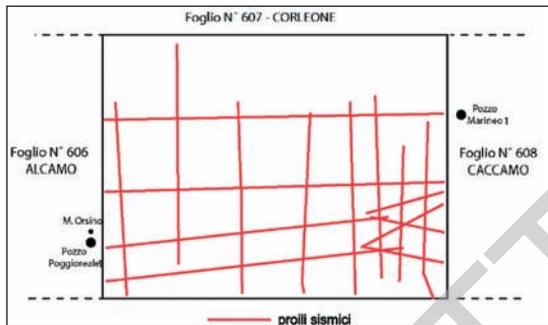


Fig. 7 - Tracce dei profili sismici (in rosso) ricadenti nell'area del Foglio "Corleone". Sono riportate le ubicazioni di due pozzi profondi, siti in aree immediatamente adiacenti, utilizzati per tarare i profili sismici.

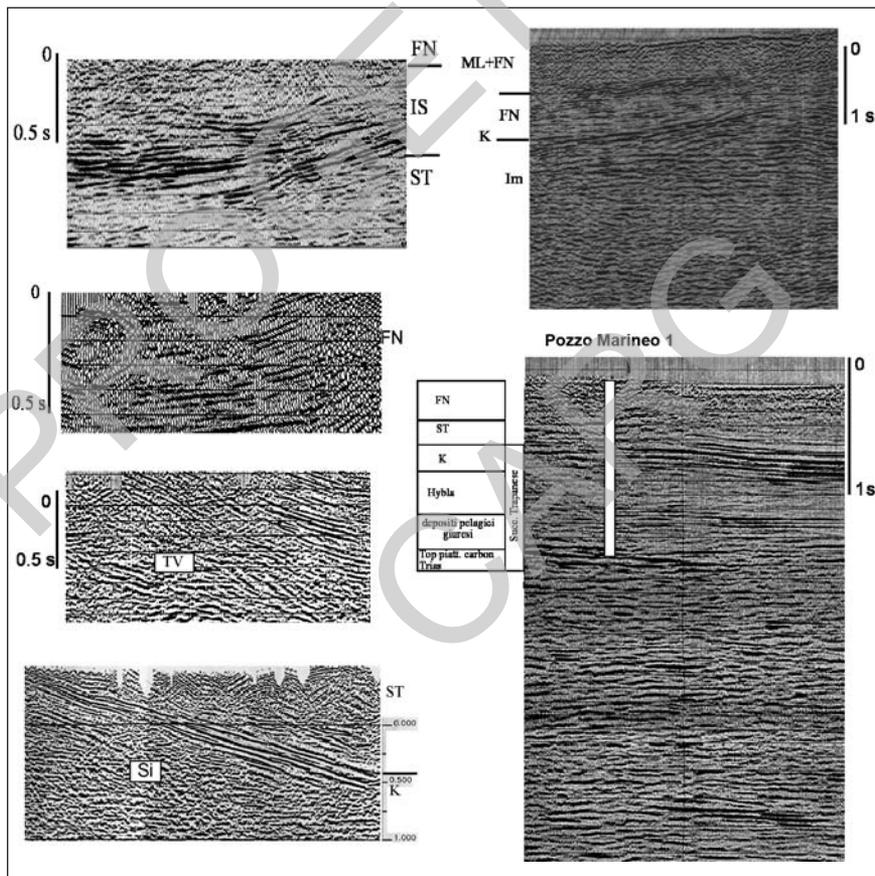


Fig. 8 - Principali facies sismiche riconosciute nelle sezioni che attraversano il Foglio "Corleone" e loro taratura con il pozzo Marineo 1. Per gli acronimi vedi il testo.

L'Unità 5 si identifica in un pacco di riflettori costituito da una sequenza standard di facies sismiche limitata verso l'alto da un *marker* sismico (K), e verso il basso da un riflettore a bassa continuità laterale caratterizzato, sovente, da una geometria divergente rispetto alle unità sottostanti (Fig. 8).

Al suo interno la sequenza mostra, dal basso verso l'alto: a) un corpo sismico per lo più trasparente, con spessore variabile tra 0.8 e 1.5 s/twt, limitato al tetto da un orizzonte ad alta ampiezza, bassa frequenza e scarsa continuità laterale; la facies trasparente viene a luoghi sostituita da un gruppo di riflettori ad alta ampiezza e alta frequenza corrispondenti alle alternanze marnoso-calcaree attraversate dal Pozzo Marineo (Fig. 8); b) un gruppo di orizzonti ad alta frequenza e ampiezza medio-alta con spessore di 0.2-0.4 s/twt, a base irregolare. Il *marker* sismico K è un riflettore ad alta ampiezza e buona continuità laterale presente in tutta l'area con caratteristiche costanti che risulta interrotto solo per motivi tettonici. Il *marker* è stato calibrato sia dai dati del pozzo Marineo 1, che corrisponde ai calcari e calcari marnosi della formazione Amerillo (Cretacico superiore-Eocene) e dalla continuità fisica con gli affioramenti (a M. Galiello, a M. Maranfusa, etc.).

La sequenza sismica descritta caratterizza la successione del dominio paleogeografico trapanese (Fig. 8). In particolare la subunità a) rappresenta i terreni di piattaforma carbonatica, afferenti alle Formazioni Sciacca e Inici di età compresa tra il Triassico superiore ed il Liassico inferiore e le successioni condensate riferibili al Rosso Ammonitico *l.s.* di età Giurassico medio-superiore. La subunità b) corrisponde ai terreni pelagici delle formazioni Lattimusa, Hybla ed Amerillo di età compresa tra il Giurassico superiore e l'Eocene inferiore. Talora, al tetto di questa unità, è riconoscibile un riflettore discontinuo riferibile alle calcareniti di Corleone. Una fascia trasparente di spessore oscillante tra 0.1 e 0.5 s/twt ricopre costantemente la sequenza descritta; la sua geometria è conforme generalmente al *marker* sismico K e come questo è largamente diffusa nell'area indagata. I pozzi Marineo 1 e Poggioreale permettono di calibrare questo livello e di attribuirlo alla successione delle marne di San Cipirello, di età Serravalliano-Tortoniano inferiore (ST in Fig. 8).

L'Unità 6 consiste di un gruppo di orizzonti ad alta frequenza, ampiezza media e buona continuità laterale, con geometria interna pianparallela e raramente caotica o trasparente. Lo spessore dei singoli corpi risulta generalmente inferiore a 0.2 s/twt, ma talvolta si osservano locali aumenti di spessore. L'unità viene calibrata per continuità fisica con gli affioramenti, ed è attribuita alle successioni terrigene del Serravalliano-Tortoniano inferiore (formazione Castellana Sicula) e ai depositi terrigeni della formazione Terravecchia (TV in Fig. 8).

4. – STRATIGRAFIA DELLE SUCCESSIONI SEDIMENTARIE MESO - CENOZOICHE AFFIORANTI

4.1. - DEPOSITI DEL DOMINIO SICILIDE

I terreni del cosiddetto Complesso Sicilide (OGNIBEN, 1960) costituenti, secondo questo Autore, la Falda di Cesarò e quella di Troina, sono maggiormente diffusi nei settori più orientali della Sicilia, dove studi più dettagliati (OGNIBEN, 1960; DUÈE 1962; MONTANARI 1989; CARBONE *et alii*, 1990) hanno illustrato caratteristiche litologiche, assetti strutturali e originarie provenienze. Il termine Sicilide viene riferito ad un dominio paleogeografico, ben descritto in letteratura, per il quale viene ipotizzato un basamento cristallino pre-Giurassico superiore di tipo “oceanico”. Nell’area del foglio affiorano, solo sporadicamente, terreni pertinenti alle argille varicolori inferiori e alla formazione Polizzi. Non sono osservabili i rapporti geometrici in quanto le due formazioni non affiorano adiacentemente.

Accurate analisi dei terreni sicilidi sono riportate nelle Note Illustrative dei Fogli “Caccamo” e “Termini Imerese - Capo Plaia”, dove tali depositi affiorano diffusamente.

4.1.1. – Argille varicolori inferiori (AVF)

Argilliti fissili silicizzate e prive di carbonati, con stratificazione sottile e con aspetto litoide e clivaggio scaglioso, argill e e marne varicolori rosso-verdastre fortemente scagliettate con intercalazioni centimetriche di *mudstone* silicizzati verde pallido.

Affiorano in modo ridotto e discontinuo nel settore di Borgo Aquila, di Cozzo Quattro Finaite e più diffusamente ad est di Contrada Bifarera nell’adiacente Foglio “Caccamo”.

La potenza stratigrafica non è sempre valutabile a causa dell’intensa tettonizzazione e della mancanza di contatti stratigrafici basali; la potenza geometrica accertata raggiunge valori di alcune decine di metri (fino a 50 m).

La presenza di argille varicolori superiori non è riconoscibile nelle aree qui rappresentate come del resto in Sicilia centroccidentale.

I nannofossili (*Prediscosphaera cretacea* GARTNER, *Lithraphidites quadratus* BRAMLETTE & MARTINI, *Eiffellithus* spp.), delle biozone a *Arkhangelskiella cymbiformis* e *Nephrolithus frequens* (CC 25-26), datano i depositi al Maastrichtiano.

Dal punto di vista paleoambientale le argille varicolori inferiori vengono considerate come depositi di piana abissale sotto alimentata.

4.1.2. – *Formazione Polizzi (POZ)*

Calcolutiti e calcari marnosi biancastri a foraminiferi planctonici, alternati a biocalcarenti a macroforaminiferi (nummulitidi, orbitoidi, discociclinidi) e biocalciruditi, cui si intercalano argilliti micro-scagliettate e marne varicolori grigio-verdastre. Si rinvencono, in piccoli lembi isolati e caoticizzati e a luoghi di incerta attribuzione, nell'area a nord di Cozzo Marraccia, a Cozzo del Pioppo e al Borgo Aquila, con spessori non superiori ai 20 m.

I foraminiferi planctonici riconosciuti ricadono nelle biozone a *Truncorotaloides rohri*, a *Globigerinatheka semiinvoluta* e a *Turborotalia cerroazulensis s.l.*, dell'Eocene medio e superiore. I nannofossili calcarei, tra cui alcuni *marker* della biozona a *Sphenolithus pseudoradians*, confermano l'attribuzione all'Eocene superiore. L'ambiente deposizionale è quello di una scarpata deposizionale-bacino.

4.2. - DEPOSITI DEL BACINO NUMIDICO

A questi depositi appartengono le successioni clastico-terrigene oligo-mioceniche, con facies per lo più torbiditiche, depositatesi in discordanza o paraconcordanza in depressioni del margine continentale in via di deformazione (formazioni del flysch numidico e Tavernola).

Nella Sicilia occidentale i terreni del Bacino Numidico (GIUNTA, 1985, con altra accezione), costituiscono le coperture solidali di successioni meso-cenozoiche di domini esterni (nella bibliografia corrente le successioni imerese e panormide) e di domini più interni (depositi delle Sicilidi).

I rilievi cartografici, effettuati in occasione del progetto CARG nella fascia compresa tra i Monti di Palermo e le Madonie, sono stati accompagnati dall'analisi litostratigrafica e di facies. Questo approccio ha contribuito all'individuazione di unità litostratigrafiche, già nel passato formalmente definite, anche se con rango diverso. Sulla base delle litologie rinvenute e della loro datazione (sempre problematica per lo scarso contenuto fossilifero) questi depositi sono stati compresi in una unità formazionale denominata usando il termine di flysch numidico².

² L'utilizzo del termine flysch appare 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 che è entrato nel lessico tradizionale, ed in una 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.

4.2.1. – *Flysch numidico* (FYN)

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

Nella formazione vengono distinti il membro Portella Colla (FYN₂), di età Oligocene superiore (Chattiano) -Miocene inferiore (Aquitano basale) ed il membro di Geraci Siculo (FYN₃), generalmente databile all'Aquitano-Burdigaliano. I membri mostrano a luoghi rapporti di eteropia ma anche assottigliamento o scomparsa di uno di loro a favore del membro adiacente.

Le giaciture non ben preservate, anche per gli effetti della deformazione tettonica, rendono a luoghi oscuri e difficilmente tracciabili i limiti tra i membri del flysch numidico (in questo caso indicati con il simbolo di limite incerto). Laddove non è stato possibile cartografare i singoli membri, si è convenuto di usare la sigla della formazione indifferenziata (FYN).

La formazione o parte di essa si rinviene: a) generalmente solidale o in locale disarmonia con il substrato carbonatico meso-paleogenico imerese (in particolare i livelli del membro Portella Colla); b) in totale contatto disarmonico con il substrato, giungendo a costituire un corpo tettonico indipendente, limitato in basso da una superficie di *detachment* (scollamento). In quest'ultimo caso le litologie generalmente coinvolte possono appartenere al membro di Geraci Siculo ed alla sovrastante formazione Tavernola.

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

Il membro Portella Colla è costituito da peliti e peliti argillose di colore bruno, talora manganesifere, a laminazione parallela, in cui si intercalano banchi di siltiti ed arenarie a grana fine, prevalentemente quarzose a matrice pelitico - arenacea (FYN_{2a}). Nel terzo inferiore del membro si rinvencono lenti di calcareniti e calciruditi bioclastiche con macroforaminiferi (FYN_{2b}) che, in carta, sono state distinte dalla litofacies delle megabrecce carbonatiche presenti nella parte più recente della successione (FYN_{2c}, megabrecce di San Salvatore). Le abbondanti inclusioni ferromanganesifere sono diagnostiche del membro; i noduli risultano distribuiti lungo piani in modo da costituire veri e propri livelli concrezionati. Le argilliti presentano, a luoghi, una giacitura piuttosto caotica conferita dalla deformazione tettonica e dalle vicissitudini geomorfologiche. La loro potenza, non sempre ben valutabile, si aggira sui 300 m nella regione del Lago di Piana degli Albanesi.

Il membro si rinviene a nord della dorsale di Monte Kumeta, distribuito lungo una fascia ad andamento est-ovest tra Piana degli Albanesi, La Pizzuta e i Monti della Fiera, dove rappresenta le coperture oligo-mioceniche solidali, o localmente scollate, della successione meso-cenozoica imerese affiorante.

Nel basso morfologico compreso tra i rilievi della Pizzuta e la dorsale di Monte Kumeta (occupato in parte dal Lago di Piana degli Albanesi) affiora una successione di argille sabbiose gialle, brune e grigio-scure intensamente foliate, con intercalazioni di arenarie quarzose e di breccie carbonatiche risedimentate (FYN_{2c}). Spessi banchi di arenarie quarzose, alternate ad argille sabbiose di colore bruno giallastro, affiorano estesamente a ridosso dei rilievi di Maja e Pelavet e Cozzo di Fratantoni e risultano ben distribuiti all'interno della successione, affiorando nell'area del Lago di Piana lungo fasce orientate NO-SE, E-O ed ENE-OSO. Lateralmente, ad est di Portella della Ginestra, gli intervalli arenitici si infittiscono; sottili banchi di arenarie quarzose sono stati riconosciuti a Masseria Casalotto.

Le brecciole calcaree gradate e laminate (FYN_{2b}) a nummuliti e lepidocicline (*Nephrolepidina* spp.) affiorano nella fascia pedemontana ai piedi del Monte Kumeta e ad un centinaio di metri dall'obelisco di Piana degli Albanesi, qui, ormai seppellite da depositi antropici.

Interpretiamo queste intercalazioni come il prodotto di risedimentazione all'interno della successione argillosa di materiali rimaneggiati provenienti dai depositi di un adiacente sistema di "open shelf" carbonatico durante l'Oligocene superiore. La loro presenza, in affioramento, nel terzo inferiore del pacco argilloso costituisce un utile carattere diagnostico per la cartografia e permette la correlazione tra depositi a litologia monotona (argilliti).

Il membro si estende anche nel settore centro-orientale del foglio, a sud della dorsale di Monte Kumeta, nella regione di Percianotta e immediatamente a nord delle dorsali di Rocche di Rao e Pizzo Nicolosi, a nord di Contrada Saladino e a sud di Pizzo Nicolosi (Contrada Casale e Pirrello) dove tali depositi sono generalmente privi del substrato meso-paleogenico imerese. In questa regione le peliti bruno rossastre con rari livelli arenacei passano verso l'alto a banchi decametrici quarzarenitici (probabilmente base del membro di Geraci Siculo). Nei livelli pelitici si intercalano ancora le megabreccie carbonatiche (FYN_{2c}).

Il membro Portella Colla poggia, inferiormente, in paraconcordanza sui depositi carbonatici più recenti della successione imerese. Il limite stratigrafico superiore può essere discordante ed erosivo con le arenarie quarzose del membro Geraci Siculo; in questo caso, spesso, è contrassegnato dal passaggio della litofacies delle megabreccie carbonatiche ai banchi decametrici quarzoarenitici.

I campioni raccolti in questi depositi sono spesso di difficile attribuzione in quanto l'associazione micropaleontologica è assente o rappresentata solo da individui di foraminiferi agglutinanti più o meno mal conservati, rotti o schiac-

ciati. Tale associazione è peraltro abbastanza tipica (*Ammodiscus* spp., *A. tenuis* (BRADY), *Cyclammina* spp., *C. acutidorsata* (HANTKEN), *Hyperammina* spp., *Trochammina* spp.) e permette il riconoscimento dei campioni riferibili al membro. I campioni che contengono una associazione a foraminiferi planctonici significativi (anche se spesso mal conservati) sono stati attribuiti all'Oligocene superiore per la presenza di *Globorotalia opima opima* BOLLI (biozona a *Globorotalia opima opima*), di *Globigerina angulisuturalis* BOLLI (biozona a *Globigerina ciproensis ciproensis*) e di *Catapsydrax dissimilis* (CUSHMAN E BERMUDEZ) ed alla parte bassa del Miocene inferiore per la presenza di *Globigerinoides* spp. e *Globoquadrina dehiscens dehiscens* CHAPMAN, PARR & COLLINS (biozona a *Globoquadrina dehiscens dehiscens-Catapsydrax dissimilis*). I campioni contenenti nannofossili calcarei sono caratterizzati dalla presenza di rare associazioni a *Sphenolithus* spp., *Sphenolithus distentus* (BRAMLETTE & WILCOXON), (biozona a *Sphenolithus distentus*, NP 24), *S. ciproensis* (BRAMLETTE & WILCOXON) (biozona a *Sphenolithus ciproensis*, NP 25), indicativi dell'Oligocene superiore (Chattiano) e associazioni con *S. delphix* (BUKRY) ricadenti nella sottozona a *Sphenolithus delphix* (MNN 1b) che data all'Aquitano basale. Le brecciole calcaree a macroforaminiferi (FYN_{2b}) contengono *Nummulites fichteli* MICHELOTTI, *Nephrolepidina morgani* LEMOINE & DOUVILLÉ, *N. marginata* MICHELOTTI, *N. tournoueri* LEMOINE & DOUVILLÉ, e *Operculina complanata* (DE FRANCIA) che permettono di datare all'Oligocene medio-superiore i livelli carbonatici (COGGI & BRUSCHI, 1952).

Il contenuto micropaleontologico del membro cartografato nel Foglio "Corleone", pur modesto ed in cattivo stato di conservazione, è in accordo con la distribuzione verticale delle forme diagnostiche rinvenute nella successione di Portella Colla, studiata da WEZEL (1966, 1970) nei Monti delle Madonie.

L'ambiente deposizionale del membro viene ricondotto ad una scarpata deposizionale su cui si sviluppano processi gravitativi tipo *grain flow* e *debris flow* che apportano materiale carbonatico extrabacinale. Correnti di torbida sono, invece, all'origine della sedimentazione dei corpi gradati e laminati quarzoarenitici.

4.2.1.1.1. - Litofacies delle megabrecce di San Salvatore (FYN_{2c}) nella Valle dello Iato

Megabrecce e megaconglomerati poligenici in banchi di 1-3 m di spessore, costituiti da ciottoli decimetrici di arenarie quarzose e da clasti derivanti dallo smantellamento di depositi neritici mesozoico-paleogenici. Siltiti giallastre laminate (spessore di qualche cm) si rinvencono intercalate tra i banchi di breccie. I banchi mostrano, verso l'alto, una riduzione degli elementi arenacei cui corrisponde un incremento dei clasti carbonatici, che risultano meno arrotondati dando luogo a

vere e proprie breccie carbonatiche monogeniche. Affiorano nella Valle dello Iato, lungo la strada provinciale SP 20 di Piana degli Albanesi (a NE di Cozzo Mola), in paraconcordanza sui banchi arenacei intercalati a livelli pelitici della parte alta del membro di Portella Colla. Questi litotipi si continuano lateralmente verso est (Masseria Casalotto, area a sud di Piana degli Albanesi) e si rinvengono sporadicamente inserite anche nei livelli del flysch numidico affioranti a sud di Arcivocallotto e ad ovest della Montagnola, nelle vicinanze di Masseria Sant'Agata.

I campioni, prelevati nelle peliti al letto ed al tetto dell'intervallo a megabreccie ed esaminati nel contenuto di nannoplancton calcareo, consentono di datare il litosoma all'intervallo compreso tra l'Oligocene superiore (biozona a *Sphenolithus distentus* e *Sphenolithus ciperoensis*) e la parte bassa dell'Aquitano (biozona a *Sphenolithus delphix*).

I clasti delle megabreccie derivano dallo smantellamento di una piattaforma carbonatica (Panormide?) durante le fasi di sollevamento della stessa (CATALANO & D'ARGENIO, 1978; ABATE *et alii*, 1982). Queste considerazioni forniscono indicazioni sui caratteri sedimentari e fisiografici del bacino che nel Terziario accoglieva la deposizione del flysch numidico; si può ipotizzare una sedimentazione piuttosto distale rispetto alla base della scarpata di raccordo tra i terreni panormidi, che fornivano il materiale carbonatico, ed il Bacino Numidico. Il ridotto spessore dei singoli banchi di megabreccie carbonatiche e la presenza di clasti a spigoli sub arrotondati indicano un trasporto prima della definitiva deposizione. La presenza di una matrice pelitico-argillosa o arenacea tra i granuli conferma che, durante il trasporto del materiale carbonatico, persisteva la deposizione pelitico-arenacea tipica del flysch numidico *l.s.*

Ben diversa è l'interpretazione data da OGNIBEN (1960) e GRASSO *et alii* (1978), che nelle Madonie descrivono questo livello a breccie carbonatiche come *wildflysch*, legato ad un meccanismo tettonico, e di BROQUET *et alii* (1966) che considerano il contatto tra "breccie panormidi" ed il flysch numidico come un limite tettonico (?), "... marcato da una certa discordanza angolare".

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

Il membro è rappresentato da quarzareniti di spessore decametrico con intercalazioni argillitiche. Nei banchi quarzarenitici (FYN_{5a}) si distinguono passate microconglomeratiche con elementi quarzosi. Lo spessore complessivo è variabile tra i 50 e i 200 m. Si rinvia nella regione tra i Monti della Fiera e La Pizzuta dove si assottiglia scomparendo verso est; in queste regioni appare sostituito lateralmente dalla formazione Tavernola. Nell'area centro-orientale del foglio, affiora nell'area del Santuario di Tagliavia, ad Arcivocallotto e sulla sommità di Monte

S. Agata con arenarie quarzose giallastre. Il membro Geraci Siculo mostra una notevole potenza al Bosco della Ficuzza nell'adiacente Foglio "Caccamo", cui si rimanda per una più dettagliata descrizione dell'unità litostratigrafica.

Nell'area di Arcivocale si distinguono, con grande difficoltà, livelli di quarzareniti bruno-rossastre ed arenarie quarzose giallastre che poggiano su argille bruno alternate a livelletti di arenarie del membro di Portella Colla. Le quarzareniti sono localmente ricoperte da coltri eluvio-colluviali che celano la tipica litologia e soprattutto i contatti stratigrafici con le adiacenti unità litostratigrafiche. Nel settore sud della Pizzuta si osserva il passaggio stratigrafico, contrassegnato da un limite paraconforme, alle litologie della formazione Tavernola.

Rari sono risultati i campioni diagnostici da un punto di vista biostratigrafico. I livelli argillosi contengono radiolari, foraminiferi planctonici nei livelli più bassi (*Globigerina anguliseturalis*, BOLI; *Globigerinoides* spp., *Globoquadrina dehiscens dehiscens* e rare *Praeorbulina* spp.) e nei livelli superiori rari *Globigerinoides trilobus* (REUSS). Queste forme datano il membro all'intervallo compreso tra l'Oligocene sommitale ed il Miocene inferiore.

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

4.2.2. – *Formazione Tavernola (TAV)*

Marne e peliti grigio-verdastre fino a biancastre intercalate a livelli arenacei centimetrici che si alternano a banchi di arenarie fini gialle o verdastre quarzose e ricche di granuli glauconitici. Le caratteristiche litologiche e sedimentologiche permettono di correlare tali depositi ai terreni già descritti nei Monti Nebrodi (ACCORDI, 1958; COLACICCHI, 1958), nelle Madonie (OGNIBEN, 1960; BROQUET, 1968) e nei Monti di Palermo (CAFLISCH, 1966), ed indicati come appartenenti alla formazione Tavernola (MARCHETTI, 1956). La formazione si rinviene nella fascia a decorso ovest-est tra la regione di Monti della Fiera e Piana degli Albanesi, dove localmente si osservano rapporti di paraconcordanza con le sottostanti arenarie quarzose del membro di Geraci Siculo (flysch numidico). Sono, inoltre, presenti a Monte Arcivocalotto, a Monte Fanuso, nella regione di Pietralunga, a Cozzo delle Quattro Finaite, dove affiorano banchi di arenarie quarzose giallo-verdastre con un notevole contenuto in glauconite.

Pertinenti alla formazione sono i termini arenacei e glauconitici affioranti nella regione di Camporeale, al di sotto dei depositi miocenici delle formazioni Castellana Sicula e Terravecchia. Questi affioramenti rappresentano le parti sommitali di un corpo terrigeno che si sviluppa nel sottosuolo della regione, come riconosciuto sulla base dell'interpretazione dei profili sismici a riflessione (FYN

in sezione geologica DD” in cornice). Non sono sempre ben definibili i rapporti tra la formazione ed il più antico membro Portella Colla i cui limiti, raramente di natura stratigrafica, sono in generale scompagnati dalla tettonica gravitativa. Nella regione di Piana degli Albanesi, i depositi della formazione Tavernola, molto marnosi, si sovrappongono alle facies argillose del membro di Portella Colla senza l'interposizione delle arenarie e quarzareniti del membro di Geraci Siculo.

I litotipi meglio conservati affiorano al Monte Arcivocalotto, lungo una successione di argille marnose bianco-giallastre cui si alternano banchi di arenarie sabbiose poco cementate con granuli di quarzo, glauconite e minori litoclasti (arenarie di Arcivocalotto). La deformazione tettonica non consente di misurare i veri spessori del corpo litologico che, in base alla ricostruzione dei vari segmenti, potrebbero superare i 200 m. All'interno dei litotipi marnoso-argillosi si evidenziano sottili strati arenacei a grana fine quarzoso-glauconitici. Nella composizione delle argille, la percentuale di CaCO_3 è notevolmente superiore a quella delle argille bruno o color tabacco dell'adiacente membro di Portella Colla (FYN₂). Le arenarie, prevalentemente giallastre, con plaghe rossastre per minerali ferrosi, sono poco cementate e friabili al tatto; i granuli (sabbie da medie a fini) sono ben classificati e con valori medio-alti del grado di arrotondamento; i granuli di glauconite sono verdastri e spigolosi e i rari litoclasti nerastri hanno dimensioni maggiori.

Nella successione di Arcivocalotto due dei quattro corpi arenacei assumono spessori maggiori di 40 m. Nei banchi arenacei si riconoscono gradazione, laminazioni pian-parallele e convolute e bioturbazioni diffuse al tetto (piste di reptazione, pascolo?) con andamenti ellissoidali e convoluti, riferibili ad *icnofacies* di tipo profondo (SEILACHER, 1967).

Il contenuto paleontologico degli intervalli marno-argillosi è dato da radiolari, spicole di spugna, foraminiferi planctonici, bentonici ed arenacei, rari nannofossili calcarei. Pochi campioni sono riferibili all'Aquitaniense parte alta con una rara associazione caratterizzata da *Catapsydrax dissimilis*, *Globoquadrina dehiscens dehiscens* e *Globigerinoides* spp. (biozona a *Globoquadrina dehiscens dehiscens-Catapsydrax dissimilis*). Più frequenti sono i campioni del Burdigaliano inferiore con rari individui di *Globigerinoides* spp. (tra questi, pochi individui di *G. altiapertura* BOLLII), *Globoquadrina dehiscens dehiscens*, *Catapsydrax dissimilis*, (biozona a *Globoquadrina dehiscens dehiscens-Catapsydrax dissimilis*).

Alcuni campioni contenenti associazioni a *Globoquadrina altispira* (CUSHMAN & BERMUDEZ) e *Globigerinoides trilobus*, senza la presenza di *Catapsydrax dissimilis* (biozona a *Globigerinoides trilobus*) sono databili al Burdigaliano superiore; pochi campioni risultano databili al Langhiano inferiore (biozona a *Praeorbulina glomerata* s.l.) per la presenza del *marker*. Sulla base dei nannofossili calcarei, presenti in rarissimi campioni, i livelli inferiori nella successione sono ascrivibili all'Aquitaniense; i *taxa* riconosciuti sono *Discoaster druggii* (BRAMLETTE & WIL-

COXON), *Sphenolithus disbelemnus* (FORNACIARI & RIO) e *Helicosphaera euphratis* HAQ (biozone a *Sphenolithus delphix-Sphenolithus disbelemnus* e a *Sphenolithus disbelemnus-Helicosphaera carteri*, MNN 1c-d). Gli orizzonti intermedi della formazione contengono, anche se raramente, un'associazione caratterizzata da *Helicosphaera ampliapertura* (BRAMLETTE & WILCOXON), *H. mediterranea* (MULLER), *H. carteri* KAMPTNER e *Sphenolithus heteromorphus* (DEFLANDRE), ricadente nella biozona a *Helicosphaera ampliapertura/Sphenolithus heteromorphous* (MNN 4a), indicativa dell'intervallo Burdigaliano medio superiore-Langhiano inferiore. I campioni prelevati nella parte più alta della successione contengono abbondanti *Sphenolithus heteromorphus* e rari individui di *H. walbersdorfensis* (MULLER) ricadenti nella biozona a *Sphenolithus heteromorphous/Helicosphaera walbersdorfensis* (MNN 5a), indicativa della parte media del Langhiano.

Ambienti di deposizione di scarpata-conoide torbidity.

4.3. – DEPOSITI DEL BACINO DI LERCARA

Depositi terrigeni, clastico-carbonatici e carbonatici di età permiana-triassico, con spessori variabili da centinaia a qualche migliaio di metri e generalmente inclusi, da un punto di vista litostratigrafico, nel complesso di Lercara (CATALANO *et alii*, 1991 b). Affiorano più diffusamente in aree adiacenti (Foglio “Caccamo”). Nel Foglio “Corleone” sono rappresentati dai litotipi della Formazione Mufara.

4.3.1. – Formazione Mufara (MUF)

Calcolititi laminate grigiastre a lamellibranchi pelagici (halobidi) e ammonoidi (*Trachicerus* spp.), alternate a sottili livelli di marne giallo-brune.

Affiorano a nord e a sud di Pizzo Nicolosi (Contrada Casale, Contrada Pirrello), con spessori modesti (30-50 m), fortemente piegate e fagliate. Quando riconoscibile, il limite inferiore è una superficie meccanica (contatto tettonico) sui depositi delle unità trapanesi; di difficile interpretazione è il contatto con il sovrastante flysch numidico.

Il contenuto fossilifero dei livelli calcarei è dato da radiolari, conodonti, halobidi (*Halobia* spp., *Posidonomya* spp.), palinomorfi, gasteropodi nani piritizzati e rari foraminiferi arenacei. I lamellibranchi a guscio sottile (tra essi *Halobia radiata* GEMMELLARO) ed un gruppo di ammonoidi, rinvenuti e studiati da GEMMELLARO (1904), assegnano i depositi in oggetto al Carnico. Nei livelli argillosi sono state rinvenute faune a conodonti del Carnico superiore (CATALANO *et alii*, 1992).

Gli affioramenti descritti si proseguono nel sottosuolo, come appare dall'inter-

pretazione delle sezioni sismiche a riflessione. Rispetto alle litofacies della Formazione Mufara costituenti il substrato delle successioni imeresi, gli affioramenti qui illustrati mostrano una ridotta componente argillosa, un incremento sostanziale della componente calcarea e l'assenza di intercalazioni a breccie carbonatiche.

Ambienti di sedimentazione da pelagico ad emipelagico.

4.4. – DEPOSITI DEL BACINO IMERESE

Sono corpi carbonatici e silico-carbonatici, spessi 1200-1500 metri circa, scolati dal loro substrato pre-triassico e deformati nel corso di vari eventi tettonici.

Le unità litostratigrafiche della successione imerese affiorano nell'estremo margine settentrionale del Foglio "Corleone", tra la dorsale dei Monti della Fiera ed il rilievo della Pizzuta e nella regione nord-orientale di Piana degli Albanesi.

Terreni imeresi sono presenti nel sottosuolo della regione del lago Poma (vedi sezione geologica DD" in cornice), in chiara prosecuzione degli affioramenti dei Monti della Fiera. Ridotti corpi carbonatici, di probabile facies imerese, sono sepolti nel sottosuolo della regione di Arcivocalotto al di sotto del flysch numidico.

Dal basso si riconoscono le seguenti unità litostratigrafiche:

4.4.1. – *Formazione Mufara (MUF)*

Questa formazione è 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 (vedi § 4.3.1). La descrizione qui di seguito riportata riguarda i litotipi della formazione affiorante alla base della successione imerese.

L'unità litostratigrafica è costituita da argille brune e marne giallastre, calcilutiti laminate grigio scuro, a luoghi dolomitizzate, alternate a livelli centimetrici di marne bruno-giallastre (Fig. 9). Nei fogli adiacenti si rinvencono intercalazioni di strati e banchi di carbonati clastici risedimentati ad elementi di derivazione prevalentemente neritica, contenenti alghe calcaree, spugne (*Tubiphytes* sp.), idrozoii.

I depositi marnoso-calcarei affiorano al nucleo dell'anticlinale della Pizzuta e sulle pendici di Monte Giuhai con giaciture caotiche. Lo spessore reale di questa formazione è di difficile valutazione; in affioramento sono state misurate potenze tra i 30 ed i 60 m. Il limite inferiore non è affiorante; quello superiore è una superficie di paraconcordanza, deformata dai piani di scollamento, con la sovrastante formazione Scillato.

Le litofacies calcareo-marnose contengono lamellibranchi pelagici (*Halobia* spp., *Daonella* spp., Fig. 10), radiolari, ammonoidi e conodonti (*Paragondolella polygnathiformis* BUDUROV & STEFANOV, *P. carpathica* MOCK, *Gladigondolella tethydis* HUCKRIEDE); l'analisi biostratigrafica basata sui conodonti (biozona a *Gladigondolella tethydis* e a *Paragondolella polygnathiformis noha*) ha consentito di datare la Formazione Mufara tra il Carnico medio (o inferiore?) e la base del Carnico superiore, in accordo con DI STEFANO & GULLO (1997).

L'ambiente deposizionale, considerate le caratteristiche degli affioramenti cartografati nei fogli limitrofi, è quello di piattaforma esterna-scarpata.



Fig. 9 - Formazione Mufara. Calcilutiti a stratificazione centimetrica, passanti verso il basso a marne e argille marnose finemente stratificate, visibili nel particolare a destra. Località Nevire.



Fig. 10 - Gusci di halobidi nelle calcilutiti della Formazione Mufara.

4.4.2. – Formazione Scillato (SCT)

L'unità è costituita da calcilutiti grigie laminate con noduli di selce (*mudstone* e *wackestone*) in strati sottili, alternate a livelli marnosi (coppie marne-calcilutiti molto abbondanti nella porzione basale), passanti a calcilutiti cristalline, calcareniti e calciruditi gradate e laminate in grossi banchi (Fig. 11) e, verso l'alto, a calcari dolomitici. Sono diffuse le intercalazioni di marne policrome in sottili livelli e di corpi clastico-carbonatici risedimentati in banchi metrici. Queste litofacies contengono radiolari, spicole di spugna, halobidi, ammonoidi e conodonti.

La formazione Scillato affiora lungo i fianchi della grande anticlinale della

Pizzuta ed in pieghe arealmente ridotte, ad est dei Monti della Fiera; ha potenze comprese tra i 200 ed i 400 metri e si sovrappone stratigraficamente ai depositi della F.ne Mufara con limiti netti o graduali o con locali contatti disarmonici.

I campioni raccolti hanno fornito associazioni a lamellibranchi pelagici (*Halobia styriaca* MOJSISOVICS, *H. norica* MOJSISOVICS, *Halobia* spp.) e rare lumachelle a posidonie e daonelle, radiolari, calcisfere e conodonti tra i quali *Paragondolella polygnathiformis noha*, *P. carpathica*, *Epigondolella pseudodiebeli* KOZUR, *Metapolygnathus communisti* HAYASHI. L'età della formazione è compresa tra il Carnico superiore ed il Retico sulla base della distribuzione degli halobidi (CAFFIERO & DE CAPOA BONARDI, 1982), dei radiolari (DE WEVER *et alii*, 1979) e di associazioni a conodonti (CATALANO *et alii*, 1992; GULLO *et alii*, 1997).

Litotipi fortemente dolomitizzati, generalmente deposti alla sommità della successione, erano stati descritti come formazione Mirabella (CAFLISCH, 1966); questi criteri vengono presi in considerazione per la definizione di una litofacies che, tuttavia, non è stata differenziata in carta.

Ambienti di sedimentazione di piana pelagica e base di scarpata.



Fig. 11 - Calcilutiti della formazione Scillato; si notino la stratificazione decimetrica, le intercalazioni marnose e le liste e noduli di selce nei livelli calcilutitici. Località Serre del Frassino, La Pizzuta..

4.4.3. – *Formazione Fanusi (FUN)*

La formazione, molto nota nella letteratura siciliana, consiste di dolomie e breccie dolomitiche organizzate in alternanze cicliche di doloruditi-doloareniti gradate e laminate ed a luoghi di calcari dolomitici grigi e breccie dolomitiche grossolane. Nell'area di Maya e Pelavet e La Pizzuta affiorano come dolomie biancastre farinose, massive o mal stratificate, passanti verso l'alto a calcari dolomitici grigi ben stratificati, contenenti anche radiolari. L'intensa dolomitizzazione ne ha obliterato il contenuto paleontologico e solo rare litofacies calcareo-dolomitiche conservano l'originaria tessitura, da brecciata a gradata, con fantasmi di fossili di provenienza neritica. Spessori variabili tra 80 m (a Maya e Pelavet) e 300 m sul versante orientale della Pizzuta. I depositi poggiano sui sottostanti calcari della formazione Scillato, con rapporti di discordanza di tipo *downlap* lungo superfici erosive e canalizzate (BASILONE, 2000).

La posizione stratigrafica tra i calcari con selce della formazione Scillato (Carnico superiore-Retico) ed i calcari a crinoidi e breccie di Altofonte datati al Liassico medio-superiore, consente di riferire la formazione al Liassico inferiore.

BROQUET (1968), OGNIBEN (1960), SCHMIDT DI FRIEDBERG *et alii* (1960) e CAFLISCH (1966) hanno descritto le “Dolomie Fanusi” come sedimenti neritici ed interpretato la loro interposizione tra i calcari della formazione Scillato e gli “Scisti Silicei” (radiolariti) della formazione Crisanti come il risultato di una temporanea migrazione verso sud delle facies neritiche durante il Triassico superiore. MONTANARI (1966) e SCANDONE *et alii* (1972), al contrario, sottolineano le caratteristiche di rideposizione e ne descrivono i meccanismi. L'ambiente di sedimentazione è riferito ad un *apron* carbonatico di base di scarpata (BASILONE, 2000). Dibattuta è la genesi del processo di dolomitizzazione, generalmente indicato come avvenuto in ambiente marino (CATALANO & D'ARGENIO, 1982 b; ROURE *et alii*, 2002).

4.4.4. – *Calcari a crinoidi e breccie di Altofonte (MCD)*

Calcari e marne grigio verdastre intercalate a calcareniti biancastre con spessori decimetrici, ricche in articoli di crinoidi, bioclasti e frammenti di alghe. A questi depositi seguono verso l'alto: a) corpi plurimetrici lentiformi di biocalcareniti gradate con selce e breccie litoclastiche ad elementi carbonatici (risedimentati) con frammenti di spugne, alghe etc. di chiara derivazione neritica) e b) calcareniti torbiditiche intercalate a marne verdastre caratterizzate da gradazione diretta, laminazione incrociata e parallela sormontati da sottili livelli lutitici. I litosomi (a) e (b) vengono inclusi nella litofacies biocalcirudite cartografata con la sigla MCD_a (breccie di Altofonte). Spessori compresi tra 70 e 120 metri.

Il limite inferiore della formazione è una superficie di discordanza sulle dolomie della formazione Fanusi; il limite superiore è graduale o in paraconformità con le marne e radiolariti brune e nerastre della formazione Crisanti (Fig. 12).

L'intera unità litostratigrafica affiora nell'estremità nord-orientale del foglio tra contrada Dragonara e Cozzo Sant'Angelo, a NE di Piana degli Albanesi (Fig. 12) ed è ben esposta a nord-est di Cozzo Sant'Angelo, lungo la strada provinciale per Piana degli Albanesi (BARTOLINI *et alii*, 2002).

Nel versante orientale della Pizzuta la formazione è rappresentata da pochi metri di marne argillose grigio verdastre passanti a biocalcareni a crinoidi che poggiano, con contatto erosivo, sulle dolomie della formazione Fanusi. Il contenuto paleontologico è costituito in gran parte da articoli e piastrene di crinoidi (*Pentacrinus* sp.), brachiopodi, alghe.

La fauna a brachiopodi e crinoidi ha consentito di datare, già da tempo, questi depositi al Liassico medio-superiore (GEMMELLARO, 1886). Nei campioni prelevati lungo la strada provinciale per Piana degli Albanesi (Fig. 12), al limite con il Foglio "Caccamo", 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).

Gli ambienti deposizionali, che si desumono dai caratteri tessiturali e dalle diffuse strutture sedimentarie, sono riferibili ad una scarpata-base di scarpata in cui prevalevano processi gravitativi tipo *debris flow* (per la messa in posto delle brecce di Altofonte) che trasportavano materiali smantellati da un adiacente margine di piattaforma carbonatica triassica (Panormide) e processi di tipo *grain flow* (calcareni a crinoidi).

4.4.5 – Formazione Crisanti

La formazione Crisanti comprende una successione giurassico-cretacica di calcari selciferi (*mudstone-wackestone* a radiolari), radiolariti, argilliti silicee e marne calcaree, cui si intercalano, episodicamente, livelli di carbonati e brecce carbonatiche risedimentati; questi livelli raggiungono potenze ragguardevoli, spesso correlabili a distanza. Gli elementi carbonatici provengono dalla frantumazione di corpi litologici della piattaforma carbonatica Panormide e del suo margine. Lo spessore complessivo della formazione può raggiungere il valore di 300 metri.

Della formazione Crisanti, suddivisa da BASILONE *et alii* (2001) in quattro membri, sono stati riconosciuti e cartografati i tre membri inferiori. Rispetto alle successioni affioranti nei Fogli adiacenti "Caccamo" e "Termini Imerese" la for-

mazione manca, localmente, del membro delle brecce a Rudiste del Cretacico superiore. I depositi rilevati affiorano lungo una fascia a decorso est-ovest tra i centri abitati di Piana degli Albanesi e Santa Cristina Gela.

L'età della formazione è compresa tra il Liassico superiore ed il Cretacico.

L'ambiente di sedimentazione della formazione Crisanti è riferibile ad una zona di scarpata deposizionale-bacino pelagico.

4.4.5.1. - Formazione Crisanti - membro delle radiolariti (**CRI₁**)

L'unità litostratigrafica è costituita da una monotona successione di *mudstone* silicei e radiolariti nere, di calcari selciferi policromi, *bedded cherts* ("scisti silicei" *Auct.*) prevalentemente decimetrici, ben stratificati, ricchi in radiolari ed in spicole di spugna, alternati ad argilliti silicee (*mudshales*) di colore verde oliva chiaro e grigio-scuro (Fig. 13). Spessore variabile tra 80 e 180 metri. La successione affiora nella fascia a direzione NNO-SSE compresa tra Piana degli Albanesi e La Pizzuta. Il limite inferiore è generalmente in continuità sulle marne a radio-

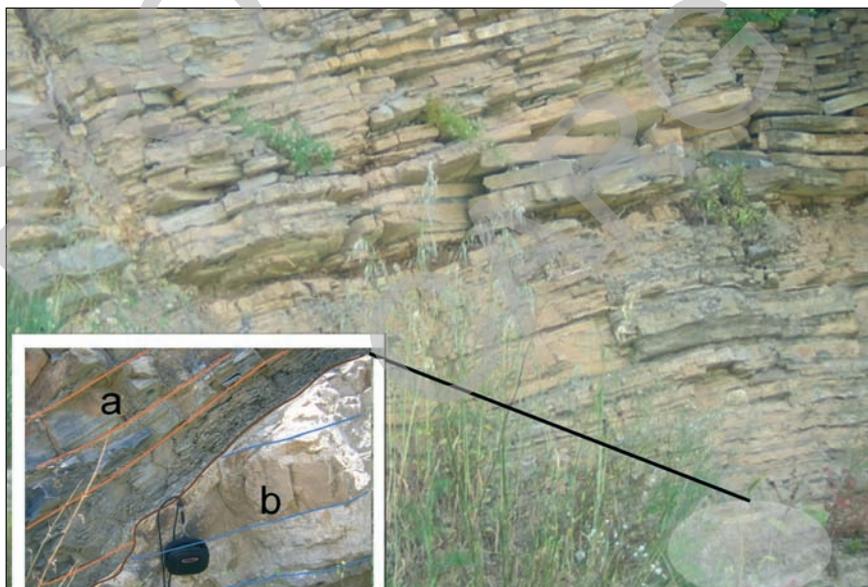


Fig. 13 - Membro delle radiolariti della formazione Crisanti. Si osservino la stratificazione centimetrica e i livelli marnosi interstratificati. Piana degli Albanesi. Nel particolare della foto è evidenziato il contatto in chiara discordanza angolare (*onlap*) tra i livelli radiolaritici del **CRI₁** (a) e le brecce carbonatiche del MCD (b).

lari dell'unità MCD o discordante (*onlap* marino) sulle breccie risedimentate (Fig. 13) o sulle dolomie della formazione Fanusi. I *mudstone* contengono rari foraminiferi di facies (*Lenticulina varians* BORNEMANN, *Nodosaria fontinensis* TERQUEM, *Dentalina mucronata* NEVGEROREN). Data la precarietà delle datazioni basate sulle faune a radiolari, il cattivo stato di conservazione degli stessi e la mancanza di specifici lavori paleontologici, l'età viene desunta dalla posizione stratigrafica che il membro assume tra i calcari a crinoidi e breccie di Altofonte del Toarciano inferiore e le breccie ad *Ellipsactinia* attribuite al Titonico-Neocomiano.

4.4.5.2. - Formazione Crisanti - membro delle breccie ad *Ellipsactinia* (CRI₂)

Nella successione imerese, il membro corrisponde ad un orizzonte ubiquitario in cui si riconoscono a partire dal basso: a) calcareniti bioclastiche, gradate a luoghi, con frammenti di selce e b) breccie e conglomerati calcarei ad elementi di calcari di piattaforma carbonatica in banchi di spessore metrico. Spessore complessivo di 20-40 metri. Le litofacies si sovrappongono, con limite netto su una superficie di erosione e/o con terminazioni di tipo *downlap*, sul sottostante membro delle radiolariti. Il grosso litosoma affiora, con una buona esposizione, a nord di Piana degli Albanesi. Gli elementi risedimentati sono frammenti di depositi contenenti idrozoi (*Ellipsactinia* spp.), coralli, molluschi, gasteropodi (nerineidi), foraminiferi (*Trocholina alpina* LEUPOLD); la flora è rappresentata da alghe calcaree (*Clypeina jurassica* FAVRE), microproblematici (*Lithocodium aggregatum* ELLIOTT, *Bacinella irregularis* RADOICIC, *Shamovella obscura* MASLOV) e rari tintinnidi (*Calpionella alpina* LORENZ, *C. elliptica* CADISCH) nella scarsa matrice.

Sulla base del contenuto fossilifero i depositi descritti ricadono nelle biozone a *Clypeina jurassica*, a *Lithocodium aggregatum* e *Tubiphytes morronensis* (CHIOCCHINI *et alii*, 1994) e nelle biozone a *Crassicollaria* e a *Calpionella* (ALLEMANN *et alii*, 1971), che datano l'intervallo Titonico-Neocomiano.

Ambienti deposizionali di scarpata (SCANDONE *et alii*, 1972) e base di scarpata, ad opera di processi gravitativi tipo *debris flow* lungo incisi e profondi canali erosivi (BASILONE, 2000).

4.4.5.3. - Formazione Crisanti- membro marnoso-spongolitico (CRI₃)

Il membro è costituito da *mudstone* a radiolari, rosso e verdastro, calcari selciferi, diaspri rossi alternati ad argilliti silicee, prevalentemente rossastre o verdastre, e verso l'alto marne calcaree rosso pallido, fissili, sottilmente stratificate. Sono assenti le alternanze di strati biocalcarenitici e calciruditici detritico-

organogeni risedimentati, che sono state segnalate in aree adiacenti. Il membro, potente da 50 a 70 metri, poggia con discordanza stratale (*onlap*) sulle brecce ad *Ellipsactinia* (CRI₂). Questi depositi affiorano nella fascia a decorso est-ovest compresa tra Piana degli Albanesi e Santa Cristina Gela.

Il contenuto paleontologico è costituito prevalentemente da spicole di spugne, radiolari, ostracodi, foraminiferi bentonici; fra i foraminiferi planctonici si rinvencono *Ticinella primula* LUTERBACHER, *Rotalipora ticinensis* GANDOLFI e rari esemplari di *Planomalina buxtorfi* (GANDOLFI). Questi ultimi ricadono nelle biozone di CARON (1985) a *Ticinella primula*, *Rotalipora ticinensis* e *Rotalipora apenninica* che datano l'Albiano e l'Aptiano. L'età complessiva del membro è generalmente attribuita all'intervallo Cretacico inferiore (vedi Note Illustrative dei Fogli "Caccamo" e "Termini Imerese").

Ambienti deposizionali di bacino-scarpata deposizionale.

4.4.6. – *Formazione Caltavuturo* (CAL)

Calcolutiti e calcisiltiti rosso mattone con locale laminazione pianoparallela, marne argillose grigio rossastre, sottilmente stratificate, contenenti foraminiferi planctonici e radiolari, alternate con lenti di calcareniti e calciruditi bioclastiche grigie contenenti macroforaminiferi risedimentati (*Nummulites* spp.). Le marne rosse si presentano a frattura scagliosa (Fig. 14). Localmente (Monte Sant'Angelo), verso la sommità, marne grigie con plancton calcareo completano la formazione.

I depositi prima descritti si distribuiscono lungo una fascia a decorso NO-SE da Piana degli Albanesi a Santa Cristina, poggiano in discordanza, con ampio *hiatus* deposizionale, sui sottostanti terreni della formazione Crisanti (membro marnoso-spongolitico). Lo spessore è stato stimato tra 40 e 120 m. Il limite superiore appare a luoghi continuo e/o paraconcordante con il soprastante membro di Portella Colla (FYN₂), come ben visibile a Monte S. Angelo e a Cozzo Dragonara (Fig. 12).

Le litofacies descritte sono state campionate, compatibilmente con la presenza di locali coperture eluviali, nel settore di S. Cristina e di Piana degli Albanesi.

I campioni esaminati contengono un'associazione a foraminiferi planctonici e a nannofossili, spesso non ben conservata.

Nelle associazioni a foraminiferi planctonici predominano alcune forme del genere *Morozovella*; tra queste *M. velascoensis* (CUSHMAN) data il Paleocene superiore, *M. formosa formosa* (BOLLI) e *M. formosa gracilis* (BOLLI) determinano l'Eocene inferiore; *M. aragonensis* (NUTTALL), in associazione con *Acarinina bullbrooki* (BOLLI), permette di riconoscere la parte bassa dell'Eocene medio; la presenza di *A. bullbrooki* senza *M. aragonensis* data la parte alta dell'Eocene medio. I campioni con *Turborotalia cerroazulensis* (TOUMARKINE & BOLLI) SONO

databili all'Eocene superiore; quelli ricadenti nelle biozone a *Cassigerinella chipolensis-Pseudohastigerina micra* e a *Globigerina ampliapertura* datano l'Oligocene inferiore (pre-Chatiano, circa 30 Ma). L'analisi biostratigrafica a nannofossili ha confermato la datazione a foraminiferi planctonici, individuando biozone assegnabili, rispettivamente, al Paleocene superiore per la presenza di *Fasciculithus tympaniformis* HAY & MOHLER, *Discoaster multiradiatus* BRAMLETTE & RIEDEL (biozona a *Discoaster multiradiatus*, NP9), all'Eocene superiore per la presenza di *Sphenolithus predistentus* BRAMLETTE & WILCOXON, *D. saipanensis* BRAMLETTE & RIEDEL, *D. barbadiensis* TAN (biozona a *Nannotetrina fulgens-Sphenolithus pseudoradians*, NP 20), ed all'Oligocene inferiore per il rinvenimento di *Cyclicargolitus floridanus* BUKRY, *S. predistentus*, *Helicosphaera compacta* BRAMLETTE & WILCOXON, *Dictyococites bisectus* BUKRY & PERCIVAL (biozona a *Sphenolithus predistentus*, NP23).

Ambienti deposizionali di bacino-scarpata deposizionale su cui insistevano processi gravitativi (tipo *grain flow*), all'origine della risedimentazione dei materiali clastico-carbonatici a macroforaminiferi.



Fig. 14- Calcilutiti e marne rossastre della formazione Caltavuturo. Piana degli Albanesi.

4.5. - DEPOSITI DEL DOMINIO PRE-PANORMIDE

Costituiscono una successione tardo mesozoica-miocenica affiorante nel settore centro-meridionale del foglio (area del centro abitato di Roccamena) e in

ridotte e separate plaghe quali l'area di Pietralunga, ad ovest di Roccamena, e gli affioramenti puntiformi nella regione di Pizzo Aquila, Case Sepia, Portella Mazzadiana e Contrada Bicchinello, a nord del centro abitato di Corleone.

Le unità litostratigrafiche riconosciute sono parzialmente correlabili alle successioni isocrone affioranti nella Sicilia occidentale (e nell'adiacente Foglio "Alcamo") o incontrate nel pozzo per idrocarburi Poggioreale1 situato a Monte Orsino, nelle immediate vicinanze del limite occidentale del Foglio "Corleone" (Fig. 7). Questi depositi sono considerati pertinenti al dominio Prepanormide la cui successione meso-cenozoica è stata descritta in affioramento (CATALANO *et alii*, 1989 b), nel sottosuolo della Sicilia occidentale (BORNATI *et alii*, 1997) e nell'*offshore* della Sicilia occidentale (CATALANO, 1987; ANTONELLI *et alii*, 1991). La posizione paleogeografica è ritenuta più interna e più occidentale rispetto alla collocazione della Piattaforma Panormide (CATALANO *et alii*, 1989 b).

I caratteri delle unità litostratigrafiche, di seguito descritte, spingono ad ipotizzare un'area deposizionale collegabile al dominio Imerese (vedi breccie e calcareniti nel Cretacico superiore dei calcari di Rocca del Signore o le arenarie ed argille di Casalotto). L'ipotesi va comunque confermata da dati più probanti.

I depositi sono ricoperti, a luoghi, con contatti di inconformità e/o meccanici, dalle sabbie argillose ed arenarie della formazione Castellana Sicula (Serravalliano-Tortoniano inferiore).

4.5.1. - *Calcari di Rocca del Signore (RCM)*

Calcari arenacei verdastri e marne, in fitte alternanze, con icniti e figure di corrente, calcareniti e calciruditi bioclastiche (macrocrystalline), con frammenti di ippuritidi e foraminiferi bentonici (*Siderolites* sp.), massivi o in strati piano paralleli gradati e di spessore variabile (Figg. 15 a, b). Marne verdastre a radiolari e foraminiferi planctonici passanti verso l'alto a marne e calcilutiti policrome di tipo "scaglia" (Fig. 15 b). Tali depositi mostrano spessori variabili tra 20 e 80 m.

Affiorano a Rocca del Signore, Contrada Moscarelli, Monte Casalotto, nei dintorni di Roccamena, il cui nucleo urbano è stato, in parte, costruito su questo substrato carbonatico. Affiorano con ridotta estensione nei pressi di Portella Mazzadiana. Il limite inferiore non è affiorante. Ambiente di scarpata prossimale.

I depositi bioclastici sono datati al Campaniano-Maastrichtiano *p.p.* sulla base della presenza di *Orbitoides media* D'ARCHIAC. Le intercalazioni marnose rossastre contengono, tra i foraminiferi planctonici, *Globotruncanita stuarti* (DE LAPPARENT), *Contusotruncana fornicata* (PLUMMER), *C. contusa* (CUSHMAN), che datano il Campaniano-Maastrichtiano inferiore e i nannofossili calcarei *Micula decussata* VEKSHINA, *Microrhabdulus decoratus* DEFLANDRE, *Bukryaster hayi*

PRINS & SISSINGH, ricadenti nelle biozone ad *Aspidolithus parvus* e *Calculites ovalis* (biozone CC 18-19) tipiche del Campaniano.

I corpi carbonatici, cavati con “voracità” sono, a luoghi, sepolti da materiali di cava; se lo sfruttamento dovesse continuare con questi ritmi ci si deve attendere la scomparsa in pochissimi anni di questi interessanti e problematici affioramenti.

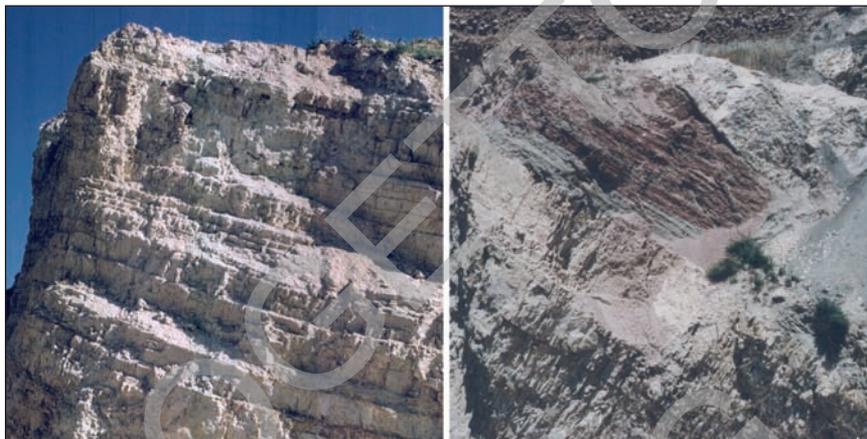


Fig. 15 - *Calcari di Rocca del Signore. a) dettaglio della sezione di Roccamena. b) Sezione naturale ove è possibile osservare il passaggio alle calcilutiti rosse di tipo “scaglia”. Roccamena.*

4.5.2. - *Calcari di Pietralunga (PUN)*

Brecce e calcari organogeni contenenti grandi frammenti di coralli coloniali e macroforaminiferi bentonici (nummulitidi in particolare), crostacei e gasteropodi. Affiorano, in alcuni blocchi calcarei, nella regione di Pizzo Pietralunga, dove si staglia una spettacolare e significativa “rupe”, in contrada Arcivocale ed a sud di Pizzo Nicolosi, al margine centro-orientale con l’adiacente Foglio “Caccamo”, in Contrada Bicchinello. Spessori non valutabili. Sulla base della fauna a nummuliti e a crostacei (DI SALVO, 1933), questi litotipi sono ascrivibili all’Eocene medio-superiore e indicano un ambiente deposizionale di scarpata.

4.5.3. - *Argille e calcari di Case Sepia (EPI)*

Argille verdastre e biancastre a foraminiferi planctonici intercalate a biocalcareni con macroforaminiferi bentonici (nummulitidi, alveolinidi) e frammenti di coralli. A luoghi sono presenti intercalazioni sabbiose con laminazione incrociata.

Spessori di 30-50 m. Limite inferiore non affiorante. I depositi si riscontrano in lembi nelle vicinanze di C.da Rosamarina e Sparaciotta, ma soprattutto nell'area di Case Sepia nei pressi della stretta del Belice Destro.

L'assegnazione stratigrafica si basa sulla presenza dei nannofossili calcarei *Discoaster tanii* (BRAMLETTE & RIEDEL), *D. saipanensis*, *D. barbadiensis* (biozona a *Discoaster saipanensis-Sphenolithus pseudoradians*, NP 17-20), che datano i depositi all'Eocene superiore e *S. predistentus*, *Ericsonia formosa* (HAQ), *Helicosphaera compacta* (BRAMLETTE & RIEDEL), *D. deflandrei* (BRAMLETTE & RIEDEL), ricadenti nella biozona a *Discoaster saipanensis-Sphenolithus pseudoradians* (NP 21-22) e riferibili all'Oligocene inferiore. L'associazione a foraminiferi planctonici con *Turborotalia cerroazulensis pomeroli* (TOUMARKINE & BOLLI), *Globigerina eoacaena* (GÜEMBEL), *Pseudohastigerina micra* (COLE) e *Catapsydrax dissimilis* (biozona a *Turborotalia cerroazulensis* s.l.) è indicativa (in assenza di *A. bullbrooki*) dell'Eocene superiore.

Ambienti di sedimentazione di scarpata deposizionale e di piattaforma aperta.

4.5.4. - Arenarie ed argille di Casalotto (LOT)

Sono riconoscibili in affioramento lembi sparsi di questi depositi marnoso-arenacei caratterizzati da a) arenarie quarzose giallastre con intercalazioni di argille, contenenti foraminiferi planctonici delle biozone a *Globigerina ciperoensis ciperoensis*, a *Globoquadrina dehiscens dehiscens-Catapsydrax dissimilis* e a *Globigerinoides trilobus*; b) marne color nocciola, biocalcareni di spessore centimetrico e biocalciruditi, contenenti macroforaminiferi risedimentati (nummulitidi, alveolinidi e *Nephrolepidina* spp.), indicanti un'età attribuibile all'Oligocene. Spessore non ben definibile, ma superiore ai 100 m. Il limite inferiore non è affiorante o disarmonico sulle argille e calcari di Case Sepia (EPI) o su terreni più antichi. L'età, determinata sulla base di faune planctoniche è attribuita all'intervallo Oligocene superiore – Miocene inferiore. Viene qui proposta una equivalenza stratigrafica con i termini del flysch numidico.

Ambiente deposizionale di scarpata-conoide torbidity prossimale.

4.6. - DEPOSITI DEL BACINO SICANO

La successione è costituita prevalentemente da carbonati mesozoico-miocenici depositatisi nel dominio paleogeografico del Bacino Sicano (CATALANO *et alii*, 1976; CATALANO & D'ARGENIO, 1978; MONTANARI 1989; CATALANO *et alii*, 1996), indicato anche come "Zona di Campofiorito" (MASCLE, 1979). Tali depo-

siti affiorano in un vasto territorio dei Monti Sicani, tra la Rocca Busambra ed i Monti di Sciacca (carta strutturale della Sicilia occidentale in cornice). Nel Foglio “Corleone” i terreni sicani si rinvencono nel settore meridionale e sud-orientale dove affiorano i termini oligo-miocenici; i rimanenti terreni mesozoici sono sepolti nel sottosuolo, ma riconoscibili sulla base dell’interpretazione dei profili sismici (vedi sezioni geologiche in cornice). I profili mostrano la continuità di questi corpi verso sud e la loro correlabilità con l’intera successione carbonatica mesozoico-miocenica affiorante a sud di Corleone nei rilievi di Monte Barracù-Monte Cardellia (Fogli adiacenti “Lercara Friddi” e “Santa Margherita Belice”).

Dell’intera successione sicana, riportata nello schema listostratigrafico in cornice, vengono qui descritti in dettaglio soltanto i terreni affioranti.

4.6.1. – *Marne di Cardellia* (RDE)

Marne, marne sabbiose e argille brune e verde scuro, con noduli ferrugini e locale contenuto glauconitico, con livelli torbiditici, potenti fino a qualche metro, costituiti da calcareniti a foraminiferi bentonici (lepidociclinidi) e pochi metri di arenarie glauconitiche (RDEa). Lo spessore complessivo varia tra 60 e 100 m. La sua migliore esposizione si osserva tra il Monte Barracù e il Monte Cardellia (adiacente Foglio “Lercara Friddi”), dove l’unità è inserita tra la sommità della formazione Amerillo e la base delle calcareniti di Corleone.

Le marne di Cardellia sono diffuse nella regione di Corleone a sud di Rocche di Rao-Pizzo Nicolosi, dove si rinvencono al nucleo di strette anticlinali; affiorano nell’area di Case Bifarera (a nord di Pizzo Nicolosi, Rocca Busambra) dove sono state incontrate, anche da pozzi geognostici, al di sotto di sottili coperture eluvio-colluviali nella valle del Fiume Frattina (Belice Destro). Livelli calcarenitici e brecciole giallastre a *Nephrolepidina* spp. sono stati rinvenuti, anche in Contrada Bifarera, intercalati nelle marne brune sabbiose. Il limite inferiore della formazione, non affiorante nel foglio, è una superficie netta di paraconcordanza con le calcilutiti della formazione Amerillo.

I campioni provenienti da questa unità litostratigrafica (e in particolare dalla sua parte più alta) contengono un’associazione a plancton calcareo ben conservata e significativa, al cui interno è riconoscibile la comparsa di *Globorotalia kugleri* (BOLLI) e pertanto la identificazione del limite Oligocene-Miocene. La presenza, nei campioni analizzati, di *G. opima opima*, *G. opima nana* (BOLLI) e *Catapsydrax dissimilis* ha consentito di riconoscere la biozona a *Globorotalia opima opima*; la presenza di *Globigerina angustiumbilitata* (BOLLI), *Gl. ciperensis* (BOLLI) e *Gl. angulisurensis* caratterizza la biozona a *Globigerina ciperensis ciperensis*. Ambedue le biozone sono indicative dell’Oligocene superiore.

La presenza di *Globorotalia kugleri* nella parte alta della formazione, caratterizza l'omonima biozona della base del Miocene. Tra i rari nannofossili calcarei, *Sphenolithus ciproensis*, *Cyclicargolithus floridanus* (BUKRY), *Zygrhablithus bijugatus* (DEFLANDRE) ricadono nelle biozone a *Sphenolithus distentus* e a *Sphenolithus ciproensis* [NP 24-25].

L'analisi integrata a plancton calcareo suggerisce pertanto, per le marne di Cardellia, un'età compresa tra l'Oligocene superiore ed il Miocene inferiore (Aquitano inferiore), confermando i dati relativi alla sezione di Monte Cardellia (affiorante nell'adiacente Foglio "Lercara Friddi") pubblicati da BIOLZI (1985). Questi depositi erano stati segnalati da MASCLE (1979) e datati all'Oligocene.

Sulla base dei caratteri sedimentologici le marne di Cardellia sono assegnate ad un ambiente di scarpata deposizionale.

L'unità litostratigrafica marne di Cardellia, proposta per la prima volta da BASILONE *et alii* nel 2001, alla Riunione di Coordinamento della C.S.I. di Palermo, non è stata ancora formalmente descritta.

4.6.2. – *Calcareniti di Corleone (CCR)*

Calcareniti glauconitiche e bioclastiche, arenarie calcaree, marne siltose verdastre, per uno spessore che oscilla tra i 30 e gli 80 metri. Gli spessori maggiori sono misurabili proprio in corrispondenza degli affioramenti su cui sorge l'abitato di Corleone. Nella regione affiorano come corpi a geometria tabulare, dislocati da faglie subverticali di scarso rigetto o coinvolti a formare un caratteristico sistema di pieghe alla macroscale, con assi orientati ESE-ONO (Contrade S. Gandolfo e S. Ippolito, dorsali di Cozzo Rubino e Cozzo S. Elena subito a nord di Corleone). Altre aree di affioramento sono il Cozzo Balata nel margine centro-meridionale del foglio, dove le calcareniti glauconitiche sono dislocate da faglie dirette orientate N-S e NNE-SSO, e nei pressi di Masseria Cammarata (nord di Pizzo Nicolosi), dove costituiscono una struttura antiforme con assi circa E-O, affiorante, in finestra tettonica, al di sotto dei depositi del flysch numidico e delle Sicilidi.

Nei litotipi clastico-carbonatici vi è un ricco contenuto fossilifero, nel tempo segnalato da CHECCHIA RISPOLI (1910), M. GEMMELLARO (1912), LORENZ & MASCLE (1972), che hanno descritto la presenza di *Operculina complanata* (DEFRANCE), *Miogypsina cf. irregularis* (MICHELOTTI), *M. gr. tani* (DROOGER), *Nephrolepidina cf. burdigalensis* (GÜEMBEL), *N. tournoueri* (LEMOINE & DOUVILLÉ), *N. morgani* (LEMOINE & DOUVILLÉ), denti di squaloidi, come *Charcharodon megalodon* (AGASSIZ), *C. auriculatus* (BLAINVILLE), foraminiferi arenacei e globigerinidi generalmente abrasi, briozoi, placche di echinidi, crinoidi, frammenti di lamelli-branchi, placche di balanidi ed alghe. I macroforaminiferi, spesso rinvenuti in

associazione, appaiono per lo più rimaneggiati, dal Rupeliano al Burdigaliano, anche se alcuni di essi potrebbero essere usati per la datazione del Burdigaliano.

I campioni provenienti dalle intercalazioni pelitiche contengono un'associazione generalmente non ben conservata, ma relativamente ricca in plancton calcareo e pertanto databile con maggiore sicurezza. 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 foglio), è riferibile all'Aquitano-Burdigaliano per la presenza di *Globorotalia kugleri* (la cui comparsa, a seguito della recente definizione del GSSP del Miocene, approssima il limite Oligocene-Miocene) e *Globoquadrina dehiscens dehiscens* che compare nella sua parte inferiore (ricadente 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 basale e medio rispettivamente per la presenza di *Orbulina suturalis* (BRÖNNIMAN), *O. universa* (D'ORBIGNY), *Praeorbulina glomerata circularis* (BLOW), *P. sicana* (DE STEFANI 1954) e *Globorotalia peripheroronda* (BLOW & BANNER), ricadenti nelle biozone a *Praeorbulina glomerata* s.l. e a *Orbulina suturalis-Paragloborotalia peripheroronda*. Si ricorda che la recentissima definizione del GSSP del Serravalliano ha fatto sì che il limite Langhiano-Serravalliano sia riconoscibile, sulla base dei foraminiferi planctonici, dalla estinzione di *G. peripheroronda*.

Le calcareniti di Corleone sono state indicate nella letteratura precedente come depositate in ambiente di acque più o meno basse: più specificatamente, come deposito di barra in ambiente agitato (MASCLE, 1973), a profondità da litorale fino a 50-100 metri (presenza di fosfati e glauconite), o ancora, come deposito deltizio e di spiaggia (CATALANO & D'ARGENIO, 1978; LO CICERO & PRATINI, 1981). PEDLEY & RENDA (1998) vi riconoscono due cicli T-R di cui il secondo, incompleto, è costituito dal solo termine trasgressivo; l'assenza di puntuali datazioni e di analisi tettonica rende incerta questa interpretazione e il suo significato sedimentario.

4.6.2.1. - La sezione di Rocca dei Maschi

La successione di Rocca dei Maschi (Fig. 16), nei pressi dell'abitato di Corleone, viene descritta in dettaglio in quanto proposta come possibile sezione-tipo della formazione (BASILONE, 2009 a).

L'affioramento roccioso che mostra un colore verdastro, carattere legato alla presenza di minerali glauconitici, è una alternanza ciclica di pacchi di strati arenacei e calcarenitici con intervalli pelitico-marnosi, potente 70-80 metri.

Il limite inferiore della successione, pur individuato, appare quasi sempre coperto da detriti o vegetazione. Abbastanza ben preservato è il limite superiore



Fig. 16 - Sezione naturale delle calcareniti di Corleone (Miocene inferiore) in cui sono riconoscibili i depositi del ciclo inferiore (a) e di quello superiore (b). Parete settentrionale di Rocca dei Maschi nelle vicinanze di Corleone. La sezione viene qui indicata come candidata alla definizione dello strato tipo della formazione (non ancora validata).

di continuità alle soprastanti marne di San Cipirello. Lo studio della successione mette in luce due potenti episodi ciclici (arenarie calcaree e marne in basso, calcareniti ben cementate e marne in alto) al cui interno si distinguono vari ordini di ciclicità di rango inferiore, messi in luce dalla composizione degli strati e dalla loro erodibilità. I due cicli mostrano spessori sensibilmente differenti. Quello inferiore consta di 54 m, quello superiore ha una potenza di circa 20 m. Il ciclo inferiore è separato da quello superiore da uno strato dello spessore di 50 cm di argille marnose verde scuro, ricchissime in glauconite e con una laminazione principalmente pian-parallelà o inclinata.

I caratteri sedimentologici distintivi, lungo la successione, sono rappresentati da superfici erosive alla base degli strati arenacei, dalla stratificazione pian-parallelà ritmica (alternanze marne-arenarie), dalla stratificazione inclinata e ondulata e dalla stratificazione incrociata piana (Fig. 17); quest'ultima

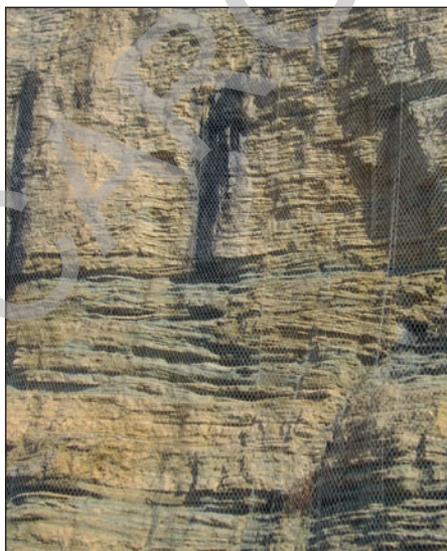


Fig. 17 - Stratificazione incrociata delle calcareniti di Corleone. Località centro abitato di Corleone.

costituita da pacchi di strati inclinati subparalleli tra loro (*foreset*) compresi tra strati planari e suborizzontali alla stratificazione (*bottomset* e *topset*). A luoghi sono riconoscibili laminazioni incrociate a “lisca di pesce” indicative di azioni di correnti di flusso e riflusso di marea. Bioturbazioni diffuse, rappresentate da piste ad andamento sinuoso e irregolare e da tane (*burrows*) ad andamento subverticale rispetto al piano di strato, si riconoscono alla base degli strati più litificati. Questi caratteri suggeriscono una deposizione in ambienti costieri caratterizzati da increspature più o meno simmetriche del fondo, ambienti di spiagge ed ambienti deltizi influenzati da correnti di marea, come testimoniano i riempimenti di canali erosivi che incidono in profondità fino a qualche metro il substrato.

4.6.3. – *Marne di San Cipirello (CIP)*

Marne argillose e sabbiose grigio-azzurrognole a foraminiferi planctonici con intercalazioni arenacee affiorano a sud di Rocche di Rao, in Contrada Cicio e Contrada Sant’Ippolito, nell’angolo sud-orientale del foglio.

La successione stratigrafica meglio conservata si rinviene al Km 1 della strada SP 47 che collega l’abitato di Corleone con quello di Roccamena; qui sono stati misurati 180 metri di marne argillose, molto scagliettate, di colore grigio, che verso l’alto contengono livelli sabbiosi mal classati, prevalentemente quarzosi. Limite inferiore netto e continuo sulle sottostanti calcareniti di Corleone.

Tali marne passano superiormente, mediante un contatto erosivo e discordante, alle sabbie marnose della formazione Castellana Sicula e/o ai conglomerati della formazione Terravecchia (Vallone del Poggio).

Le analisi micropaleontologiche sui campioni prelevati hanno messo in luce la presenza di foraminiferi planctonici che ricadono, per la presenza dei *marker* di zona, nelle biozone a *Orbulina suturalis* - *Paragloborotalia peripheronda* (MMi 5), a *Dentoglobigerina altispira altispira* (MMi 6), a *Paragloborotalia partimlabiata* (MMi 7), a *Neogloboquadrina atlantica preatlantica* (MMi 8) e a *Neogloboquadrina acostaensis* (MMi 11 *pars*). Tra i nannofossili calcarei, quelli riconosciuti definiscono le biozone a *Sphenolithus heteromorphous/Reticulofinestra pseudoumbilicus* e a *Calcidiscus praemacintyreii/Discoaster kugleri* (MNN 6a, 7a) e a *Minilytha convallis*. Complessivamente l’unità è riferibile al Langhiano superiore-Tortoniano inferiore.

Ambiente di sedimentazione di piattaforma esterna-scarpata caratterizzata da sedimentazione pelagica ed emipelagica.

Significativa è la sezione stratigrafica di Cozzo Balata, sita presso la diga Garcia (settore meridionale del foglio) che mostra, dal basso, calcareniti ed arenarie glauconitiche di colore verde (calcareniti di Corleone), marne argillose grigie,

passanti verso l'alto ad argille sabbiose di colore marrone e verdastro, con lenti di arenarie quarzose (marne di San Cipirello). La successione è disturbata da una serie di faglie distensive e trastensive con direzione NE-SO ed E-O che modificano localmente il contatto tra le calcareniti di Corleone e le marne di San Cipirello.

4.7. – DEPOSITI DELLA PIATTAFORMA CARBONATICA E CARBONATICO-PELAGICA TRAPANESE

I depositi della piattaforma carbonatica Trapanese ricadenti nell'area del Foglio “Corleone” affiorano lungo le dorsali carbonatiche del Monte Kumeta, della Rocca Busambra, degli alti di Rocche di Rao, Rocca Argenteria, Rocca del Drago, di Monte Galiello e di Monte Maranfusa (ad ovest dell'abitato di Roccamena). In affioramento la successione trapanese è caratterizzata da carbonati triassico-liassici su cui poggia il Rosso Ammonitico *l.s.* con le sue caratteristiche di deposito condensato o francamente pelagico, e le formazioni pelagiche giurassico-paleogeniche (Lattimusa, Formazione Hybla e formazione Amerillo, Fig. 18). In discordanza si succedono depositi pelagici clastico-carbonatici miocenici.

Gli ambienti deposizionali sono quelli di una piattaforma carbonatica di tipo bahamiano che evolvono verso una piattaforma pelagica nel Giurassico (CATALANO & D'ARGENIO, 1978; SANTANTONIO, 1993), quando l'originaria piattaforma carbonatica venne disintegrata dalla tettonica transtensiva prodotta dal *rifting* giurassico del margine continentale Africano.

Dal basso, la successione affiorante è composta dalle seguenti unità:

4.7.1. – *Formazione Inici (INI)*

Calcarei e calcari dolomitici bianchi ad alghe e molluschi, cui si alternano calcari stromatolitici e loferitici organizzati in banchi con sequenze di cicli peritidali, e verso l'alto calcari oolitici con ooliti micritizzate e granuli rivestiti. Rappresentano i terreni stratigraficamente più bassi in affioramento, ma nel sottosuolo poggiano sulle dolomie e i calcari di piattaforma carbonatica di età triassica pertinenti alla Formazione Sciacca.

I calcari bianchi rappresentano l'ossatura dei più importanti rilievi carbonatici ricadenti nel Foglio “Corleone”; al Monte Kumeta, lungo la sua parete settentrionale ne sono stati misurati almeno 400 m. Lungo la dorsale questa formazione affiora a Monte Iato e Monte Giuhai e viene segnalata a Monte Maganoce, dove è stata cartografata per la prima volta. Altri importanti siti di affioramento sono quelli della dorsale della Rocca Busambra (da Pizzo Nicolosi a Piano Pila-

to) con almeno 500 m di spessore, e delle piccole dorsali di Rocca Argenteria, Rocca Drago-Case Scalilli, Rocche di Rao e più ad occidente dei rilievi di Monte Galiello e Monte Maranfusa (con spessori più ridotti). Il contenuto fossilifero è dato da alghe calcaree, foraminiferi bentonici (valvulinidi, textularidi), ammoniti, gasteropodi, echinodermi, rari crinoidi. I fossili utilizzati per la datazione di questi depositi sono le alghe calcaree (*Thaumatoporella parvovesiculifera* RAINERI, *Palaeodasycladus mediterraneus* PIA, *Cayeuxia* sp.; biozone a *Thaumatoporella parvovesiculifera* e a *Palaeodasycladus mediterraneus*) e i molluschi. Gli studi biostratigrafici ad ammoniti (GUGENBERGER, 1936 a, b; WARMANN & ARKELL, 1954) e a molluschi nelle Rocche di Maranfusa (JENKYN & TORRENS, 1969) confermano l'attribuzione di questi depositi all'intervallo Hettangiano-Sinemuriano.

In questa formazione sono state distinte, non ubiquitariamente, alcune litofacies che si alternano tra loro in una successione di cicli peritidali e di margine sabbioso. La litofacies più diffusa si sviluppa in banchi di spessore metrico (massimo 1,5-2.0 m), costituita da micriti e dolomicriti con bioclasti (ambiente di laguna di retroscogliera o subtidale), che in sezione sottile appaiono come *wackestone/packstone* a peloidi, intraclasti, foraminiferi bentonici e frammenti di alghe calcaree. In alternanza si rinvencono calcari stromatolitici (Fig. 19) con lamine pianparallele o calciliti con cavità da disseccamento riempite da calcite (*birdseyes*, ambiente intertidale); sono state riconosciute anche strutture a *Stromatactis*. Nella parte alta della successione si rinvencono calcareniti oolitiche e bioclastiche, che si succedono in alternanza ciclica con le facies subtidali. In sezione sottile si riconoscono *grainstone*, a volte *packstone* con ooidi (in parte micritizzati), peloidi, intraclasti, foraminiferi bentonici, frammenti di alghe calcaree e bioclasti vari (ambiente deposizionale di *shoal margin*). Nella successione di Monte Kumeta, la transizione dai calcari di laguna di retroscogliera ai calcari oolitici di margine è stata interpretata come il risultato di una modificazione fisiografica durante lo smembramento tettonico della piattaforma liassica (CATALANO & D'ARGENIO, 1982 a; DI STEFANO *et alii*, 2002).

Nella parte superiore della successione di piattaforma carbonatica si rinviene una litofacies costituita da breccie calcaree ad elementi spigolosi (Fig. 20) provenienti dalla frantumazione dei litotipi sottostanti (breccie *in situ*). Gli elementi sono immersi in una matrice arenaceo-lutitica rossa, rosata e arenitico-marnosa verdastra con glauconite, matrice proveniente dai sovrastanti depositi giurassici e miocenici. Questa litofacies è diffusa lungo la dorsale di Rocca Argenteria, sede di numerosi studi sui dicchi nettuniani che interessano il tetto della Inici (WENDT 1969, 1971; MARTIRE & MONTAGNINO, 2002; MALLARINO, 2002).

Frequenti spalmature e livelli decimetrici di croste nerastre a composizione ferro-manganesifera (Fig. 21) impregnano la parte superiore della successione liassica; quest'ultima è interessata da fratture e dislocazioni tettoniche sinsedi-

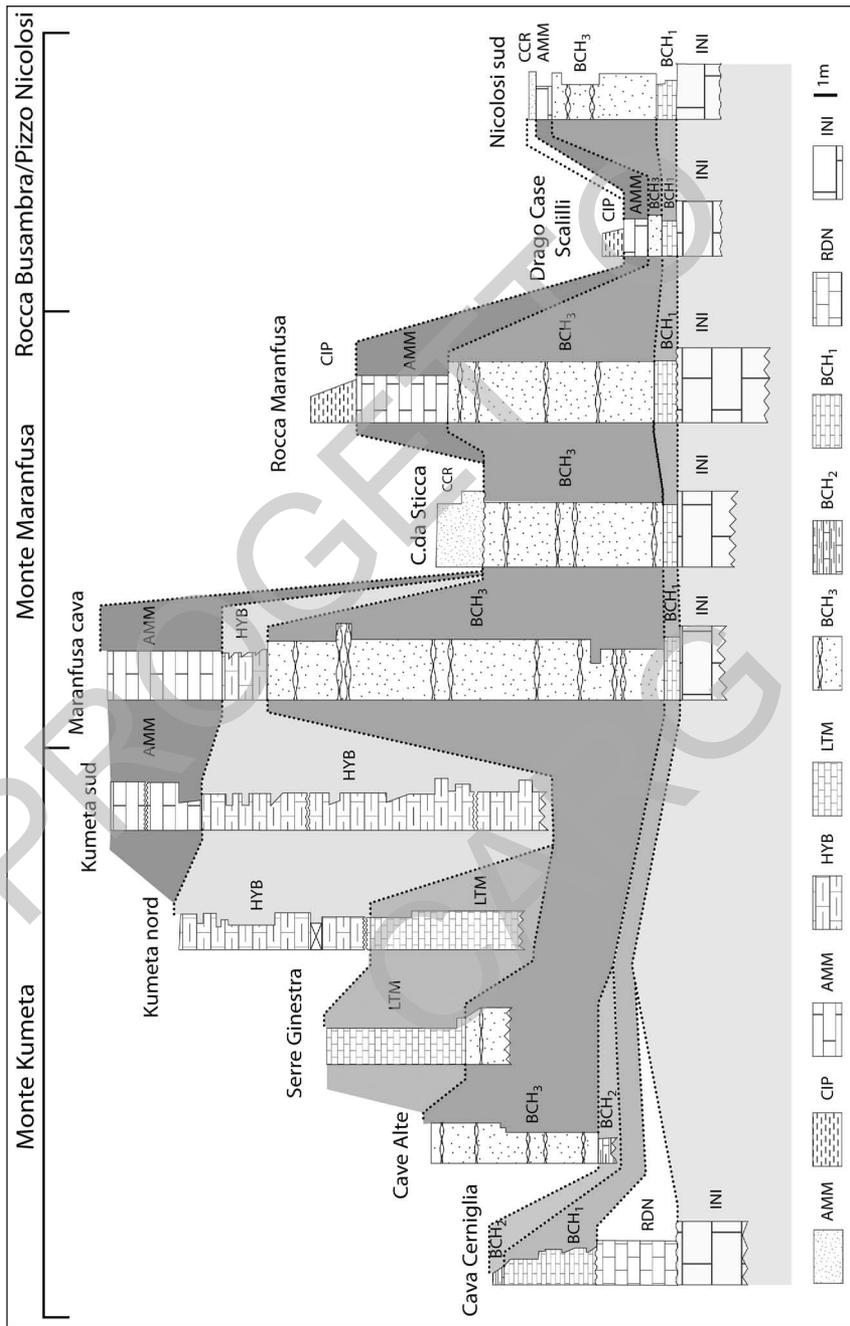


Fig. 18 – Correlazioni litostraigrafiche di alcune sezioni della successione trapanese, campionate in regioni di affioramento (in alto) nel F. “Corleone”.



Fig. 19 - Laminiti stromatolitiche della Formazione Inici attraversate da un dicco nettuniano (marcherato dal martello), riempito da calcareniti glauconitiche. Rocca Busambra (Piano Pilato).

mentarie che si impostano spesso su una superficie di dissoluzione con morfologia a pinnacoli a scala decimetrica. Le croste ferro-manganesifere (riconoscibili anche al *top* dei soprastanti calcari a crinoidi, Fig. 22 a), sono state interpretate come depositi di *hardground* legati ad una fase di annegamento della piattaforma (WENDT, 1969, JENKINS, 1970 a; CATALANO & D'ARGENIO, 1978) o riferite a probabili eventi anossici e successiva bioerosione (DI STEFANO & MINDSZENTY, 2000). Spettacolari esposizioni sono quelle della cava di Rocce Maranfusa (Fig. 21 a) e delle cave in cima al Monte Kumeta.



Fig. 20 - Breccie calcaree (*in situ*) al tetto della successione di piattaforma carbonatica liassica della Formazione Inici. Rocca Argentera.

4.7.2. – Calcari a crinoidi (RND)

Calcareniti encrinittiche bianco-rosate, con locale stratificazione incrociata a basso angolo e giaciture lenticolari. I calcari sono bioclastici con oltre l'80% di

articoli di crinoidi ed in subordine foraminiferi bentonici, frammenti di *Thaumatoporella* sp. e grani micritizzati. In sezione sottile appaiono come *grainstone* bio-intraclastici (Fig. 22 b), e più raramente, *packstone* a peloidi.

Si rinvencono come litosomi potenti circa 20 m sulla vetta del Monte Kumeta e con spessori modesti a Pizzo Nicolosi-Piano Pilato, caratterizzate dalla diffusione di croste ferro manganesifere. A luoghi i calcari a crinoidi colmano sacche erosive e fratture che percorrono i sottostanti calcari liassici di piattaforma. Nell'area di Rocce Maranfusa, Monte Maranfusa e Monte Galiello le calcareniti contengono oltre alle ammoniti, denti di squaloidi, brachiopodi e lamellibranchi. Il limite con la sottostante unità è caratterizzato da una superficie netta ed erosiva osservabile, lungo le cave nei pressi della cima di Monte Kumeta.

Il riconoscimento di faune a brachiopodi (GEMMELLARO, 1886) quali *Liospiriferina angulata* (OPPEL), *Liospiriferina* cf. *darwin* (GEMMELLARO), *Securina* cf. *securiformis* (GEMMELLARO), nonché l'età dei depositi soprastanti e sottostanti confermano la datazione dei calcari a crinoidi al Pliensbachiano superiore (Domeriano) come indicato da JENKYN & TORRENS (1969).

JENKYN (1971) interpreta questi corpi come dune sottomarine mobili sul tetto di "seamounts" carbonatici. Un modello alternativo considera i calcari a crinoidi come depositi che prendono posto sulla superficie irregolare di un pendio controllato sia dalla tettonica che dalla gravità (DI STEFANO *et alii*, 2002). Dati paleobatimetrici, basati sulle analisi delle inclusioni dei fluidi, indicano che la cementazione inizierebbe ad una profondità tra 20 e 100 metri (MALLARINO, 2002).



Fig. 21 - Rapporti stratigrafici tra la Formazione Inici ed i calcari di altofondo pelagico della formazione Buccheri (a). Si noti la crosta ferro-manganesifera e le relative spalmature che sottolineano il cambio litologico. b) Particolare dei noduli e croste ferro-manganesifere caratterizzanti il tetto dei carbonati della Formazione Inici. Cava di Monte Maranfusa.

4.7.3. – I depositi del “Rosso Ammonitico” siciliano e la formazione Buccheri

Con il termine di “Rosso Ammonitico” si sono tradizionalmente descritti, nel passato, i depositi che si distinguono per il tipico colore rossastro delle calcilutiti, per una presenza diffusa di faune ad ammoniti e per i caratteri di nodularità e pseudonodularità; i litosomi sono caratterizzati da una forte variabilità laterale nei litotipi e negli spessori e da rapporti stratigrafici di discordanza, generalmente di tipo *onlap*. I depositi affioranti nella Sicilia occidentale sono stati inseriti, pur con alcune perplessità nella formazione Buccheri, come definita nei pozzi della regione Iblea (PATACCA *et alii*, 1979). La formazione, quando completa, è stata suddivisa già negli anni ‘80 (ABATE *et alii*, 1982 ed in particolare CATALANO & D’ARGENIO ed., 1990) in 3 gruppi di litofacies. Più recentemente le varie litofacies sono state integrate in 3 membri indicati con le sigle BCH₁, BCH₂ e BCH₃ distinguibili sul terreno ma difficilmente cartografabili alla scala del foglio. Nella formazione sono riconoscibili varie litofacies già descritte da JENKINS (1970 c), CATALANO & D’ARGENIO (1982) e recentemente DI STEFANO *et alii* (2002) nella dorsale di Monte Kumeta, considerata la regione tipo di questi depositi.



Fig. 22 - Calcari e calcari nodulari rossi e bianco-rosati del rosso Ammonitico inferiore (BCH₁) discordanti sui calcari a Crinoidi (RND), ricoperti da una crosta con morfologia a pinnacoli (a). In b) grainstone bioclastico con prevalenti piastri di crinoidi (RND). Cima di Monte Kumeta.

L'ambiente di deposizione, generalmente ritenuto simile a quello degli attuali *seamount*, viene ricondotto in buona parte ad ambienti di scarpata sottomarina (DI STEFANO *et alii*, 2002).

4.7.4. – I membri della formazione Buccheri (BCH)

Il rosso ammonitico inferiore (BCH₁) è rappresentato, a partire dal basso, da un pacco dello spessore metrico di calcilutiti e calcareniti in strati sottili, caratterizzati dalla diffusione di noduli ferromanganesiferi e con un'abbondante fauna costituita da bivalvi a guscio sottile (*Bositra* sp.) e ammoniti (Fig. 23). Seguono pochi metri di calcilutiti rossastre e grigiastre in parte nodulari (Fig. 22 a) con una abbondante fauna ad ammoniti. Spessori complessivi compresi tra 2 e 12 metri. Il limite inferiore è una superficie discordante con erosione (o bioerosione) e morfologia a pinnacoli con croste nerastre ferromanganesifere incisa sui calcari a crinoidi (Fig. 22 a) o direttamente sulla Formazione Inici.

Negli affioramenti siti sulla sommità del Monte Kumeta sono riconoscibili *wackestone-packstone* bioclastici con bivalvi, associazioni ad ammoniti e belemniti, foraminiferi bentonici (*Lenticulina* sp.), radiolari, calcisfere, echinoidi (*Dissaster* sp.). I livelli più bassi dell'unità, subito sopra la crosta ferromanganesifera a pinnacoli del limite inferiore, sono riferibili per la presenza dei *marker* alla biozona a *Harpoceras serpentinum* databile al Toarciano inferiore. Gli strati a *Bositra* sp., in cui sono diffuse le associazioni riferibili alle biozone a *Stephanoceras humpresianum*, *Garantiana garantiana*, *Parkinsonia parkinsoni*, vengono datati al Bajociano. Esempari di ammoniti (WENDT, 1969) della biozona a *Hecticoceras (Phroecticoceras) retrocostatum* e della zona a *Reneckea anceps* datano le calcilutiti rossastre rispettivamente al Batoniano superiore e al Calloviano medio.

Radiolari, nannofossili e belemniti (*Belemnopsis latesulcatus*, *Rhopaloteuthis sauvanausa*, *Rhopaloteuthis argoviana*) datano il tetto del membro BCH₁ al Calloviano superiore–Oxfordiano medio (MARIOTTI in SANTANTONIO *et alii*, 2002). Questa porzione

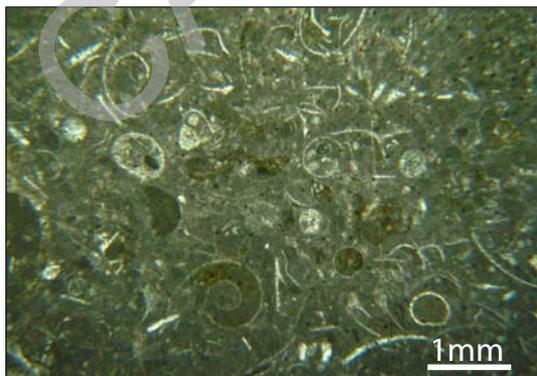


Fig. 23 - Microfacies dei calcari a *Bositra*. Pizzo Nicolosi.

della formazione Buccheri appare interessata da numerose faglie e filoni sedimentari (osservabili nelle pareti di cava del Monte Kumeta), che testimoniano l'intensa attività tettonica durante la sedimentazione giurassica. Persistono i livelli rappresentati da croste e noduli ferro-manganesiferi.

Il membro radiolaritico intermedio (BCH_2) è formato da calcari silicizzati rosso-verdastri (*mudstone* a radiolari) alternati a marne e sottili livelli di selci stratiformi policrome (diaspri o *bedded cherts*). Lo spessore varia da 0 a 15 m. Lo stato di preservazione e la frequenza dei radiolari sono risultati variabili, almeno nelle successioni campionate al Monte Kumeta, dove raggiungono spessori massimi. Limite inferiore netto e discordante sul BCH_1

Nelle associazioni a radiolari (mal preservate), BALDANZA *et alii* (2002) hanno distinto forme relative alle UAZ 8-11, UAZ 9-11 (BAUMGARTNER, 1995) che ricoprono l'intervallo Calloviano medio-Titonico; data la sua bassa risoluzione, questa biozonazione è stata tarata con le biozonazioni ad ammoniti (WENDT 1969).

Le associazioni a nannoplankton calcareo (*Lotharingius crucicentralis* (MEDD), *L. hauffii* (GRÜN e ZWEILI), *Retecapsa incompta* BOWN, *Cyclagelosphaera margerelii* NOËL, ricadenti nelle biozone a *Lotharingius crucicentralis* e a *Lotharingius hauffii*) presenti nelle radiolariti (BALDANZA *et alii*, 2002) individuano l'intervallo Oxfordiano-Kimmeridgiano inferiore; le associazioni a belemniti riconosciute alla sommità del membro sottostante (BCH_1) limitano la base dell'intervallo radiolaritico all'Oxfordiano medio, mentre le ammoniti (*Pseudowaagenia acantomphala*) riscontrate alla base del membro sovrastante (BCH_3) assegnano al Kimmeridgiano inferiore la fine della sedimentazione radiolaritica.

Il rosso ammonitico superiore (BCH_3) è un membro costituito da calcari di taglia lutitica e arenitica fine, rosso-grigiastri o nocciola, a luoghi nodulari o pseudonodulari. Al Monte Kumeta affiorano 10-15 m di *packstone-wackestone* bioclastici (Fig. 24) con frammenti di echinoidi, brachiopodi, belemniti, rare alghe, foraminiferi ben-

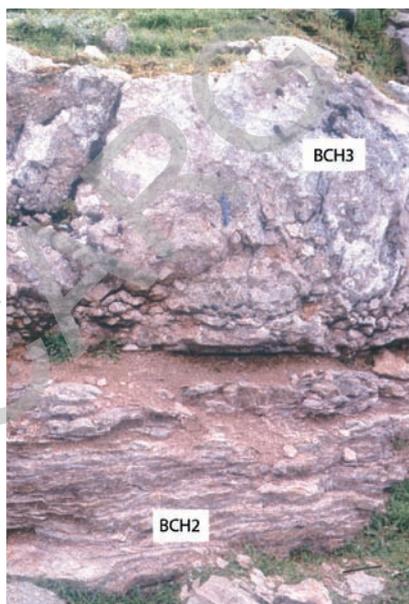


Fig. 24 - Passaggio stratigrafico tra le marne radiolaritiche del membro intermedio della formazione Buccheri (BCH_2) e i calcari grigi bioclastici del membro BCH_3 , M. Kumeta.

tonici, crinoidi pelagici (*Saccocoma* sp.), *Globochaete* sp., radiolari e nella parte sommitale *Pygope diphya* e calpionellidi (*Crassicollaria* sp.).

A Pizzo Nicolosi, estremità occidentale della Rocca Busambra, la litofacies corrispondente è una calcarenite rossastra ricca in piastrine di crinoidi e minerali feriferi. Si presenta massiva in banchi metrici e con frequenti croste ferromanganesifere di colore nero.

La presenza di *Pseudowaagenia acanthomphala* nella matrice della breccia basale, riscontrata negli affioramenti in cima al Monte Kumeta, data al Kimmeridgiano superiore la base dei calcari nodulari e pseudonodulari di questo membro. Infatti, non sono state rinvenute ammoniti ricadenti tra le biozone a *Divisum* e a *Beckeri* rappresentative dell'intero Kimmeridgiano e che sono largamente presenti a Monte Inici nel vicino Foglio "Castellammare del Golfo" (CARACUEL *et alii*, 2002). Gli altri fossili diffusi nell'unità sono principalmente frammenti di crinoidi pelagici (*Saccocoma* sp.), aptici, belemniti, foraminiferi bentonici.

Il limite superiore del membro BCH₃ viene generalmente datato al Titonico inferiore (parte alta) per la comparsa delle calpionelle primitive. Solo a Piano Pilato (Rocca Busambra), dove il passaggio alla Lattimusa è graduale, l'unità BCH₃ può spingersi fino al Titonico superiore. A Piano Pilato le litofacies del BCH₃ poggiano in discordanza sui calcari della Inici senza l'interposizione delle croste ferromanganesifere e verso l'alto passano gradualmente ai calcari bianchi della Lattimusa, o con contatto discordante alle calciliti del Cretacico superiore.

Lungo la dorsale di Monte Kumeta, la formazione Buccheri appare completa dei tre membri prima descritti; non altrettanto avviene negli affioramenti di Monte Maranfusa e Rocce Maranfusa. In questi siti al di sopra e lateralmente ai calcari a *Bositra*, si rinvencono calciliti e calcareniti grigio-nocciola, potenti 25 m, con stromatoliti pelagiche già segnalate da JENKYNS (1970 b). Spettacolare la superficie di paraconformità tra la F.ne Inici e le soprastanti calciliti pelagiche giurassiche, espressione della fase di annegamento della piattaforma (Fig. 21).

A Rocce Maranfusa affiorano lenti di calcareniti oolitiche, *wackestone-grainstone* a pelodi; le ooliti (0,2-0,4 mm) e le oncoliti (talvolta fino a 2,5 mm) sono micritizzate con struttura concentrica ben sviluppata; talvolta i nuclei sono costituiti da globigerinidi ma anche da bioclasti (frammenti di conchiglie, *Saccocoma* sp., intraclasti micritici). In alcuni livelli sono presenti stromatoliti pianparalleli o leggermente ondulate a duomo, costituite da lamine micritiche e biomicritiche. Localmente, intraclasti (fino a 2 cm di diametro) danno un aspetto nodulare alla roccia. Questa litofacies affiora anche a Pizzo Nicolosi, Contrada Drago, Rocca Argenteria e Masseria Patria. L'ambiente deposizionale è quello di un'area di *seamount* sollevata alla fine del Giurassico.

I *grainstone-packstone* oolitici con frammenti di bivalvi, echinoidi, gasteropodi a guscio sottile e *Gubkinella* sp. e i *bindstone* stromatolitici, pur essendo

circoscritti a queste aree e non direttamente correlabili con le litologie tipiche, vengono provvisoriamente compresi nello stesso BCH₃.

Negli alti carbonatici mesozoici di Rocche di Rao, Pizzo Nicolosi, Rocca Argenteria, la successione giurassica appare molto condensata e con rapporti stratigrafici diversificati con i sottostanti calcari della Formazione Inici e le soprastanti calcareniti di Corleone (Fig. 25). Su questa base MARTIRE *et alii* (2002) segnalano l'esistenza di successioni di Rosso Ammonitico "anomalo"; queste ultime mancherebbero di alcune delle litofacies rappresentative, tra cui le croste Fe.Mn, alla base della formazione e avrebbero rapporti di forte discordanza con la sottostante Formazione Inici. Indagini più recenti, rilevano che le successioni di cui sopra constano di depositi del Kimmeridgiano superiore (BCH₃) caratterizzati da una facies di depositi pelagici rielaborati e risedimentati. Questi depositi sigillano, con rapporti di *buttress unconformity*³, i piani di faglie sinsedimentarie (pre-Kimmeridgiano superiore) che troncano gli strati suborizzontali della Formazione Inici e dei calcari a *Bositra* del membro BCH₁ (BASILONE, 2009 b).

4.7.5. – *Lattimusa* (LTM)

Calcilutiti bianche lattiginose e rosate, ben stratificate, con liste e noduli di selce e marne calcaree, a luoghi conglomerati intraformazionali, con un contenuto fossilifero costituito da calpionelle, radiolari e nannoplancton (*Nannoconus steinmannii*). Lo spessore massimo non supera i 20 m. Il limite inferiore della formazione non è netto rispetto ai terreni sottostanti ed è litologicamente percepibile per la progressiva scomparsa della nodularità della formazione sottostante e degli abbondanti bioclasti di crinoidi del membro BCH₃. L'unità litostratigrafica è stata misurata localmente a Gola di Honi, in C.da Serra della Ginestra sul Monte Kumeta, e a Piano Pilato (Rocca Busambra), al limite con il Foglio "Caccamo", come risulta dalla descrizione biostratigrafica in CATALANO & LIGUORI (1971). I depositi della *Lattimusa* sono datati dalle associazioni a calpionelle (*Crassicollaria* spp., *Cr. parvula* REMANE, *Calpionella elliptica* CADISCH, *C. alpina* LORENZ, *Tintinnopsis carpathica* COLOM, *Calpionellopsis oblonga* CADISCH, *Calpionellites darderi* COLOM) che ricadono rispettivamente nelle biozone standard a *Crassicollaria*, a *Calpionella*, a *Calpionellopsis* e a *Calpionellites* di ALLEMAN *et alii* (1971) comparate con quelle di GRUN & BLAU (1997). Queste biozone racchiudono l'età della

³ 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).

formazione nell'intervallo Titonico superiore-Valanginiano inferiore.

La prima comparsa delle calpionelle non è sempre indicativa della base della Lattimusa. Infatti i livelli sommitali del membro BCH₃, generalmente riconoscibili come calcari rosei pseudonodulari a *Pygope diphya* (VERONA), possono contenere le calpionelle più antiche (*Crassicollaria* sp., soprattutto) e pertanto la Lattimusa, con la sua litologia tipica, inizierebbe alla fine del Titonico superiore, mentre il *top* del BCH₃ ricadrebbe nella parte inferiore del Titonico superiore.

Ambiente di sedimentazione della formazione è riferibile ad un altofondo pelagico (piattaforma carbonatica pelagica).

4.7.6. – *Formazione Hybla (HYB)*

Calclutiti marnose selcifere e marne verdastre o color tabacco, in livelli metrici contenenti plancton calcareo e radiolari (Fig. 26 a, b). Nella parte bassa della successione, si rinvencono intercalazioni di conglomerati fango-sostenuti con elementi costituiti dalle calcilutiti bianche e grigie della stessa formazione. Al microscopio sono riconoscibili *mudstone* e *wackestone* bioclastici.

Affiorano lungo tutta la dorsale di Monte Kumeta, con spessori variabili da

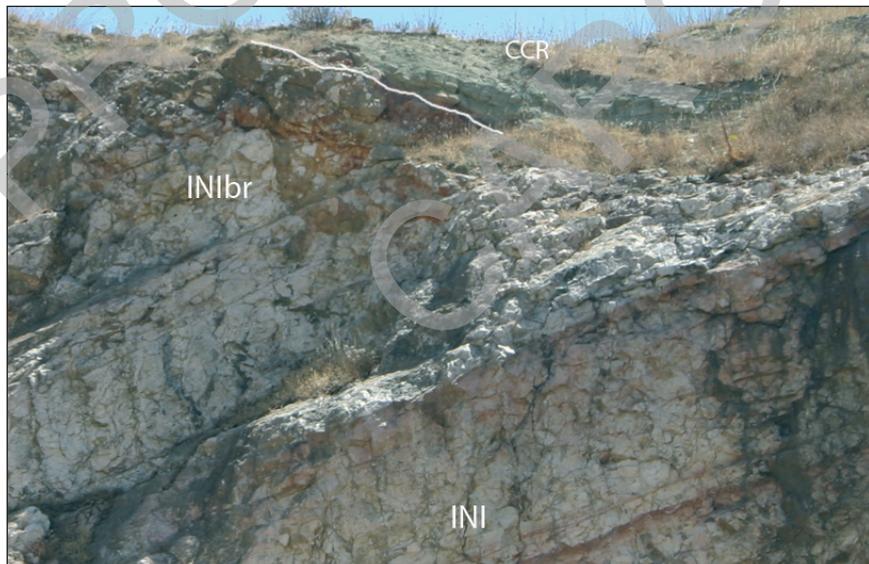


Fig. 25 - Discordanza angolare tra le calcareniti glauconifere verdastre di Corleone (CCR) e la litofacies delle breccie in situ (INIbr) della Formazione Inici (INI). Rocca Argenteria.

est ad ovest tra 20 e 80 metri, e a Monte Maranfusa (segnalate per la prima volta).

Il limite inferiore della formazione è generalmente in continuità stratigrafica con la sottostante Lattimusa o discordante sui depositi più antichi. La progressiva diminuzione verso l'alto dei livelli selciosi e del contenuto in Calpionelle, fino alla loro scomparsa, e l'incremento delle intercalazioni marnose scure sono la migliore evidenza della continuità tra Lattimusa e Formazione Hybla. Verso l'alto i depositi della Formazione Hybla passano progressivamente ai litotipi della formazione Amerillo da cui appaiono localmente scollati (ABATE *et alii*, 1982).

La sezione più significativa è stata misurata lungo i tornanti della strada per le cave, site in cima a Monte Kumeta, nelle vicinanze di Serra della Ginestra. Lungo questa sezione è osservabile il passaggio graduale con la sottostante Lattimusa. L'unità è ben esposta nella Gola di Honi (Monte Maganoce) dove appare scollata dalla soprastante formazione Amerillo lungo una superficie ben distinta (cfr. cap. Tettonica ed Analisi strutturale).

I campioni prelevati da questa formazione contengono associazioni a foraminiferi planctonici e a nannoplancton calcareo che lasciano individuare tre porzioni. Nella porzione inferiore l'associazione a foraminiferi planctonici è spesso assente, mentre sono presenti rari foraminiferi bentonici (agglutinanti, rare nodosaridae) e radiolari che indicano l'intervallo tra la parte alta (?) dell'Hauteriviano ed il Barremiano. Più definita è la datazione basata sul nannoplancton calcareo rappresentato da abbondanti *Nannoconus steinmannii* KAMPTNER, rari *N. bermudezii* BRÖNNIMANN e *Braarudosphaera regularis* BLACK, indicativi delle biozone a *Stradneria crenulata*/*Micrantholithus hoschulzii* (CC 2-6). Queste ultime consentono una datazione al Valanginiano superiore – Barremiano, pur rimanendo le in-

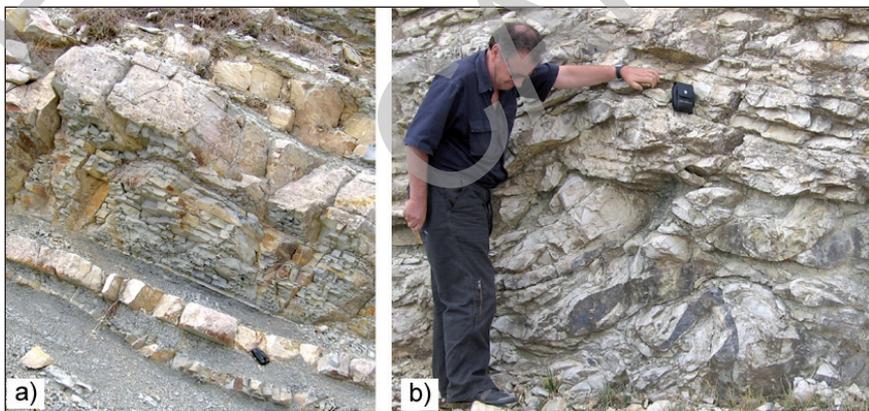


Fig. 26 - Calcilutiti e marne della Formazione Hybla (a). Negli affioramenti di Serra della Ginestra (versante Sud di Monte Kumeta) sono frequenti slumping e discordanze stratali interne (b).

certezze sull'identità del limite inferiore (Valanginiano?). La porzione intermedia della formazione è caratterizzata da una associazione a foraminiferi planctonici, tra i quali *Hedbergella planispira* (TAPPAN), *H. delrioensis* (CASEY) (particolarmente abbondanti); tale associazione in concomitanza con l'assenza di *Globigerinelloides algerianus* CUSHMAN & TEN DAM permette di riconoscere l'intervallo stratigrafico riferibile alla biozona a *Schackoina cabri*, databile all'Aptiano. In rari campioni sono stati riconosciuti *G. ferreolensis* (MOULLADE) e *G. algerianus*, che individuano la parte intermedia dell'Aptiano (biozona a *Globigerinelloides algerianus*). La presenza di *Ticinella primula* (LUTERBACHER) e *T. roberti* (GANDOLFI), nella porzione superiore, permette il riconoscimento dell'Albiano inferiore (biozona a *Ticinella primula*, in assenza di *Biticinella breggiensis* (GANDOLFI).

Minore dettaglio offre la stratigrafia a nannoplancton per la porzione intermedia e superiore della Formazione Hybla. In pochi campioni sono stati ritrovati rarissimi esemplari di *Lithraphidites pseudoquadratus* CRUX, *L. alatus* THIERSTEIN e *L. acutus* VERBEEK e MANIVIT (biozone a *Predicosphaera columnata*, CC 8), che permettono il riconoscimento dell'Albiano *l.s.* In generale le due zonazioni confermano l'appartenenza della formazione all'intervallo Valanginiano superiore-Albiano.

4.7.7. – Formazione Amerillo (AMM)

La formazione è generalmente costituita da calcilutiti bianche e rossastre con liste e noduli di selce (Fig. 27), alternate a calcilutiti e marne calcaree da grigie a verdastre, contenenti foraminiferi planctonici e nannoplancton calcareo, con locali intercalazioni di sottili livelli di calcareniti risedimentate, con frammenti di echinidi, molluschi e macroforaminiferi rimaneggiati. Spessori compresi tra 80 e 200 metri. Il limite inferiore è una superficie netta di continuità con la sottostante Formazione Hybla come osservabile al Monte Kumeta, o una superficie di discordanza sui calcari della formazione Buccheri (Monte Maranfusa) o della Formazione Inici (Pizzo Nicolosi, Fig. 28 a, c). Nel foglio, la formazione affiora estesamente lungo la dorsale di Monte Kumeta e nelle strutture di Monte Maranfusa, Monte Galiello, Rocche di Rao, Pizzo Nicolosi, Rocca Drago. Nella dorsale di Monte Kumeta (particolarmente a Monte Maganoce, dove raggiunge il massimo spessore di circa 180 m) si possono distinguere tre litosomi, costituiti dal basso da: a) calcari marnosi grigio scuri, calcari marnosi bianco lattei, sottilmente stratificati, con liste a noduli di selce; b) calcari marnosi compatti in banchi spessi alcuni decimetri con frattura concoide e locali intercalazioni di livelli massivi (Fig. 27); questi litotipi presentano rare intercalazioni marnose e sfumano verso l'alto a c) calcari lievemente ceroidi a grana finissima. La successione appare, a

luoghi, oscurata dalle deformazioni plicative e dai piani di faglia assai frequenti che frantumano o deformano il corpo carbonatico. A Pizzo Nicolosi affiorano calcilititi bianche selciose (*wackestone* a *Globo truncata* spp. del Cretacico superiore) con geometria lenticolare. Formano litosomi canalizzati o corpi potenti fino a 50 m deposti all'interno di *graben* (Figg. 28, 29) e in *buttress unconformity* sulla Formazione Inici.

A Monte Galiello i litotipi prima descritti sono poco distinguibili e le loro caratteristiche rientrano nella descrizione generica della formazione. I livelli più alti della successione, tuttavia, sono rappresentativi del Paleocene superiore (presenza di *Morozovella velascoensis* CUSHMAN).

Corpi massivi di megabrecce carbonatiche (non distinte in carta), con spessori variabili, si rinvencono a Monte Kumeta, Contrada Pirrello (Rocca Busambra), Rocca Maranfusa e Monte Galiello, e si inseriscono nella porzione maastrichtiana della successione pelagica (CATALANO & D'ARGENIO 1978; ABATE *et alii*, 1982).

Il contenuto paleontologico, pur ricco di plancton calcareo, è abbastanza uniforme se si considera la sua distribuzione lungo un intervallo di tempo di circa 40 milioni di anni (dal Cenomaniano al Maastrichtiano). Gli elementi delle megabrecce hanno una taglia granulometrica che va dai ciottoli ai massi; provengono in prevalenza dalla frantumazione dei calcari e calcari dolomitici di piattaforma carbonatica del Triassico superiore-Giurassico.

La tessitura delle megabrecce è per lo più grano-sostenuta e la matrice presente è costituita da micrite a foraminiferi planctonici del genere *Globo truncata*.



Fig. 27 - Calcilititi bianche con liste e noduli di selce in alternanza ritmica a marne nella formazione Amerillo. Versante sud di Monte Kumeta.

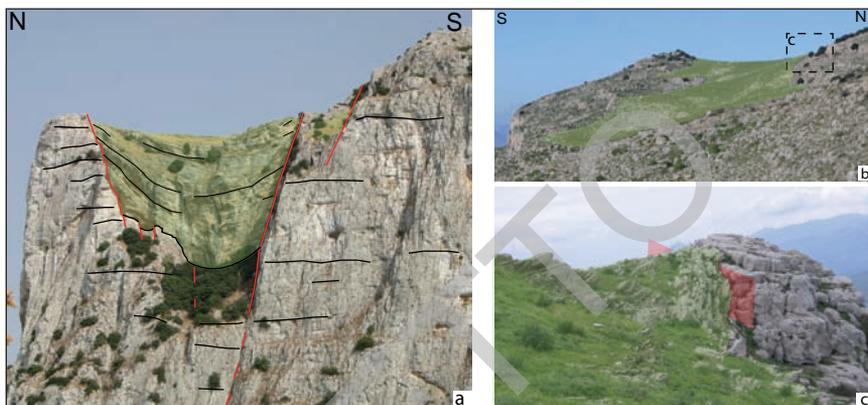


Fig. 28 - Graben di Pizzo Nicolosi. a) Vista frontale del riempimento di calcari pelagici cretacei (in verde) tra gli strati suborizzontali della Formazione Inici. Le faglie sinsedimentarie antitetiche sono colorate in rosso; b) vista planare da sud-est (Pizzo Nicolosi) del decorso della struttura tettonica con il suo riempimento; c) particolare del contatto stratigrafico in buttress unconformity tra gli strati pelagici della formazione Amerillo e le testate di strato fagliate della Formazione Inici.

I campioni provenienti dalla formazione Amerillo contengono un'associazione a foraminiferi planctonici generalmente ricca e ben diversificata, anche se in alcuni casi, specialmente nei campioni cretacei, gli individui raccolti nei livelli più carbonatici sono di più difficile determinazione, in quanto incrostati o rotti nei residui di lavaggio. Dalle associazioni fossili sono ben individuabili due intervalli cronostratigrafici: il Cretaceo e l'Eocene. I campioni contenenti *Rotalipora brotzeni* (SIGAL), *R. reicheli* (MORNOD), *R. greenhornensis* (MORROWS) e *R. cushmani* (MORROWS) sono stati attribuiti al Cenomaniano (biozona a *Rotalipora reicheli* e *Rotalipora cushmani*). Nei livelli sovrastanti sono state individuate: *Helvetoglobotruncana helvetica* (BOLLI), *Globotruncanita stuartiformis* (DAL-

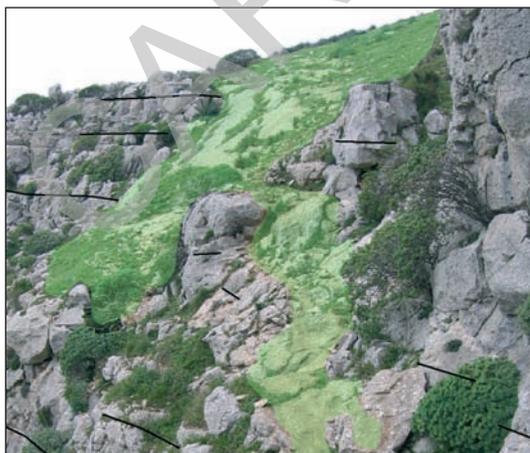


Fig. 29 - Depositi della formazione Amerillo canalizzati, discordanti sui calcari liassici della Formazione Inici.

BIEZ), *Contusotruncana fornicata* (PLUMMER), *Globotruncana arca* (CUSHMAN), *G. lapparenti* (BROTZEN), *G. ventricosa* (WHITE) e *Gansserina gansseri* (BOLLI), che consentono di riconoscere l'intervallo riferibile al Turoniano-Maastrichtiano. Non sono stati riconosciuti esemplari di *Abatomphalus mayaroensis* (BOLLI), e pertanto non è stato riconosciuto il Maastrichtiano sommitale. Tra i nannofossili calcarei, sempre ricristallizzati e in cattivo stato di conservazione, e quindi di difficile interpretazione a livello specifico, sono stati riconosciuti *Praediscosphaera cretacea* (GARTNER), *Micula decussata* (VEKSHINA), *Lithraphidithes quadratus* (BRAMLETTE & MARTINI) e *Eiffelithus* spp. che ricadono nelle biozone *Calculites obscurus/Nephrolithus frequens* (CC 17-26) e consentono di datare i depositi al Campaniano-Maastrichtiano *p.p.* All'intervallo eocenico sono stati attribuiti i campioni caratterizzati dalla presenza di *Morozovella formosa* (BOLLI), *M. formosa gracilis* (BOLLI), *M. subbotinae* (MOROZOVA) (biozona a *Morozovella formosa formosa*, Eocene inferiore), da *Acarinina bullbrookii* e *M. aragonensis* (NUTTALL) (parte inferiore dell'Eocene medio), da *A. bullbrookii*, *Globigerina eocaena*, *Catapsydrax dissimilis*, *Pseudohastigerina micra* (COLE) e *Globigerinatheka* spp. (parte alta dell'Eocene medio-Eocene superiore) e da *Globorotalia opima nana*, *Turborotalia cerroazulensis cocoensis* (CUSHMAN) e *T. cerroazulensis cunialensis* (TOUMARKINE & BOLLI) (Eocene superiore).

Non sono mai stati rinvenuti campioni con individui di *Hantkenina* spp. Nei sedimenti siciliani infatti individui di questo genere sono rari e presenti con molta discontinuità. La loro distribuzione non può pertanto essere presa in considerazione per una attribuzione biostratigrafica dei campioni. Anche l'identificazione specifica di *Globigerinatheka* spp. è stata difficoltosa, per il cattivo stato di conservazione delle forme attribuibili a questo genere.

La formazione prende il nome dalla Valle dell'Amerillo (presso Monterosso Almo) e fu istituita con il rango di membro da RIGO & BARBIERI (1959). La formazione Amerillo si distingue dalla parzialmente isocrona formazione Caltavuturo per la ridotta presenza dei livelli argillosi e delle intercalazioni di materiali carbonatici risedimentati. Localmente è nota con il termine "scaglia" con probabile riferimento alla terminologia dei geologi alpini o dell'Appennino centrale.

4.7.8. – *Calcareniti di Corleone (CCR)*

La formazione è caratterizzata da bioalcareniti e ciocalciruditi glauconitiche con tenori variabili di areniti quarzoso-glauconitiche giallastre, in strati spessi pochi centimetri, alternate ad argille scure, marne e marne sabbiose bruno-verdastre, scarsamente fossilifere, con spessori variabili da pochi cm fino a qualche metro. Le bioclastiti contengono macroforaminiferi rimaneggiati, denti di squaloi-

di, frammenti di lamellibranchi (pectinidi, ostreidi), di echinodermi, brachiopodi (*Terebratula* sp.) e foraminiferi (*Nodosaridae*). Le intercalazioni marnose contengono plancton calcareo che è anche diagnostico per la loro datazione. Verso l'alto della successione si osserva un impoverimento nei calcari microdetritici a favore dei litotipi più marnosi. Nei depositi affioranti nella Sicilia occidentale sono stati rinvenuti frequenti noduli fosfatiferi (RUGGIERI, 1957).

Non esistono chiari caratteri distintivi tra i depositi pertinenti alla successione trapanese qui descritti e quelli della successione del Bacino Sicano. Differente è invece il tipo di rapporto stratigrafico con l'unità sottostante che nella successione sicana è generalmente conforme con le marne di Cardellia ed in quella trapanese è, invece, sempre discordante (Fig. 30) sui depositi più antichi, con lacune stratigrafiche più o meno ampie. La discordanza è spesso associata ad una breccia basale (Fig. 30 a) che è ben riconoscibile sul terreno. Nella breccia giallastra, di spessore variabile fino ai 50 cm, gli elementi mostrano bordi spigolosi e sono costituiti da prevalenti frammenti di calcilutiti a foraminiferi planctonici, noduli di glauconite, ciottoli calcarei incrostati da ossidi di ferro e manganese e scarsi noduli fosfatiferi. La matrice ha taglia granulometrica sabbiosa e colore giallastro.

La formazione passa verso l'alto e lateralmente alle marne di San Cipirello mediante una superficie netta e di continuità, come è ben visibile negli affioramenti di Monte Maranfusa o nel settore a nord di Monte Galiello.

Le calcareniti di Corleone affiorano su tutta la dorsale di Monte Kumeta, in particolare al Monte Maganoce, a sud-ovest di Monte Leardo e Portella S. Agata,

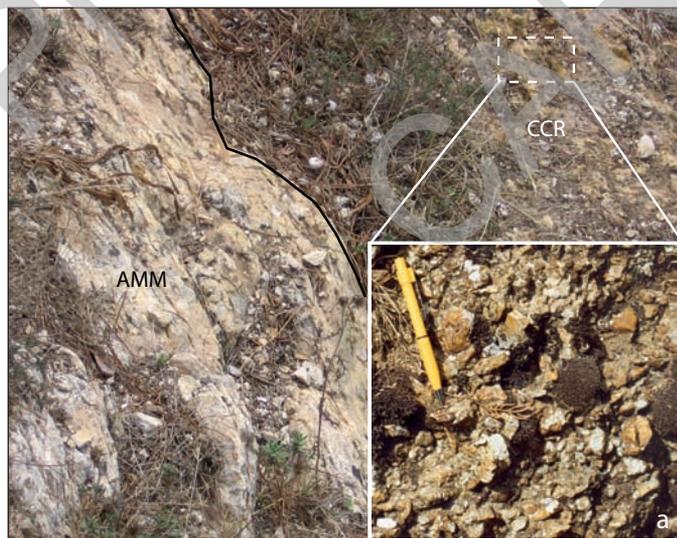


Fig. 30 - Limite stratigrafico discordante tra i calcari della formazione Amerillo (AMM) e le breccie basali ricche in glauconite e noduli fosfatiferi (a) delle calcareniti di Corleone (CCR).

nella regione di Monte Maranfusa, a Rocche di Rao-Pizzo Nicolosi, con spessori variabili da pochi metri fino a 40 m. Nel settore di Rocca Busambra (Contrada Cicio, Contrada Casale, Rocca Argenteria) le calcareniti, spesse intorno ai 30 m, poggiano in discordanza (*buttress unconformity*) sui calcari liassici della Formazione Inici ed in *downlap* sui litotipi del “Rosso Ammonitico”. A Pizzo Nicolosi si rinvengono in discordanza sui depositi pelagici della formazione Amerillo o direttamente sulle megabrecce maastrichtiane di Contrada Pirrello. Nell’area di Monte Maranfusa la breccia basale è costituita da ciottoli, derivanti dallo smantellamento delle pelagiti della formazione Amerillo che appaiono esternamente ricoperti da patine glauconitiche; alle Rocce Maranfusa, calcareniti e calcari arenacei compatti con grossi granuli verde-chiaro di glauconite poggiano sui calcari giurassici. Una buona esposizione del contatto discordante (in *downlap*) delle calcareniti di Corleone sulla formazione Amerillo è visibile anche negli affioramenti a sud-ovest di Monte Maranfusa (Masseria Sticca).

Le microfaune a foraminiferi bentonici, spesso in posizione alloctona, non vengono utilizzate per la datazione di questi depositi. L’attribuzione cronologica viene effettuata sulla base del pur scarso plancton calcareo. I *marker* appartenenti alle biozone a *Globoquadrina dehiscens dehiscens-Catapsydrax dissimilis*, a *Globigerinoides trilobus*, a *Preorbulina glomerata* s.l. e a *Orbulina suturalis* datano l’intervallo Burdigaliano-Langhiano.

La sedimentazione delle calcareniti glauconitiche è avvenuta in un ambiente di mare basso, durante una fase regressiva (vedasi geometrie progradanti e sequenze di facies regressive) di abbassamento del livello marino relativo.

La ricostruzione paleoambientale suggerisce la presenza di un substrato carbonatico trapanese soggetto ad emersione ed erosione, con asportazione di notevoli spessori di roccia, all’origine della lacuna sedimentaria compresa tra il Giurassico ed il Miocene basale. Al passaggio Langhiano-Serravalliano le condizioni ambientali favoriscono la sedimentazione, al di sopra dei calcari glauconitici, di emipelagiti (marne di San Cipirello); il loro contenuto faunistico (foraminiferi, ma anche bivalvi e nautiloidi non rimaneggiati) suggerisce una sedimentazione di piattaforma continentale esterna (rampa) - scarpata superiore.

4.7.9. – Marne di San Cipirello (CIP)

L’unità litostratigrafica, descritta da RUGGIERI (1966 a) e formalizzata da RUGGIERI & SPROVIERI (1970), era già nota come “argille a *Globigerine*” (BORGHI, 1937) che SCHMIDT DI FRIEDBERG (1964-65) aveva incluso, con tale nome, nella formazione Bonifato.

La formazione comprende marne e marne argillose grigio-verdastre (grigio

cenere o bluastre nella parte alta) con contenuto in CaCO_3 pari al 33%, con scarsa sabbia quarzosa, contenenti una ricca microfauna con prevalente plancton.

Verso l'alto, si intercalano rari livelli arenacei a composizione quarzosa e quarzoso-micacea e; nei livelli sommitali sottili intercalazioni sabbiose. Le marne, spesso deformate, hanno spessori che, seppure difficilmente valutabili in superficie, non dovrebbero superare i 180 metri.

L'unità poggia con rapporti di continuità sulle calcareniti di Corleone e in taluni casi in discontinuità e discordanza su termini più antichi (a Monte Maranfusa e Rocca Argenteria). Il limite stratigrafico superiore è rappresentato da una superficie di erosione e discordanza o paraconcordanza con i depositi terrigeni della formazione Castellana Sicula.

Nella regione settentrionale del foglio, le marne di San Cipirello affiorano su ambedue i lati della dorsale di Monte Kumeta con rapporti giacaturali assai complessi, come confermato dai profili sismici a riflessione; pozzi e saggi geognostici, eseguiti nel passato per la diga di Piana degli Albanesi, sono di supporto alla definizione dei caratteri giacaturali e dei rapporti stratigrafici con le sottostanti formazioni. L'unità formazionale si estende nella regione compresa tra Monte Galiello e Pizzo Nicolosi, ammantata gli affioramenti di Monte Maranfusa, di Rocca Maranfusa e della regione adiacente

A Monte Maranfusa si osservano rapporti di discordanza tra le marne mioceniche e le calciliti della formazione Amerillo lungo una superficie di erosione a forma di *canyon* sottomarino, a Rocca Argenteria (Rocca Busambra) le marne di San Cipirello giacciono direttamente sui sottostanti depositi della Formazione Inici.

Le marne di San Cipirello contengono, abbondante plancton calcareo. Tra i foraminiferi planctonici sono stati riconosciuti *Orbulina suturalis*, *O. universa* (D'ORBIGNY), *Paragloborotalia siakensis* (LE ROY) ricadenti nella biozona a *Dentoglobigerina altispira altispira* (MMi 6), *P. partimlabiata* (RUGGIERI & SPROVIERI) della biozona a *Paragloborotalia partimlabiata* (MMi 7), *Globigerinoides trilobus*, *G. subquadratus* (BRÖNNIMANN) e *Neogloboquadrina* spp. della biozona a *Neogloboquadrina atlantica preatlantica* (MMi 8 pars). Le biozone citate sono tutte riferibili al Serravalliano, mentre l'associazione, contenente *N. acostaensis* (BLOW), in assenza di *Globigerinoides obliquus extremus* (BOLLI) e di *G. subquadratus* (biozona a *Neogloboquadrina acostaensis*), consente di datare la parte sommitale della formazione al Tortoniano inferiore.

Tra le associazioni a nannofossili calcarei si riconoscono: *Helicosphaera walbersdorfensis*, *Coccolithus miopelagicus* (BUKRY), *Cyclicargolithus floridanus*, *Reticulofenestra pseudumbilicus* $>7\mu\text{m}$ (GARTNER), *Calcidiscus praemacintyreii* (THEODORIDIS), *C. macintyreii* $\geq 11\mu\text{m}$ (BUKRY & BRAMLETTE), che ricadono nelle biozone a *Sphenolithus heteromorphus-Reticulofenestra pseudumbilicus/Calci-*

discus premacintyreii-Discoaster kugleri (MNN 6a – 7a). I campioni contenenti *Minylitha convallis* e *H. stalis* (THEODORIDIS) (biozona a *Minylitha convallis*) suggeriscono la possibilità che i termini apicali della formazione possano essere più recenti di 9.4 Ma. L'attribuzione cronostratigrafica qui indicata differisce da quella assegnata originariamente alla formazione in quanto non è stata riconosciuta la sua parte basale, originariamente riferita da RUGGIERI & SPROVIERI (1970) al Langhiano superiore.

Contenuti e caratteri microfaunistici e significato paleoambientale sono ampiamente illustrati in RUGGIERI & SPROVIERI (1970) che attribuiscono alle marne notevoli profondità (oltre i 500 m), per la presenza di ostracodi psicosferici.

4.7.10. - *Paleotettonica mesozoica e vulcanesimo nella Piattaforma Carbonatica Trapanese*

Nella fase pre-orogena, o di margine continentale passivo, la tettonica sin-sedimentaria accompagna e guida la deposizione delle diverse successioni mesozoiche. Sono noti i corpi di breccie del Triassico superiore nelle calcilutiti della formazione Scillato della successione imerese e sono state riconosciute evidenze dello smembramento, in regime tettonico trastensivo (CATALANO & D'ARGENIO, 1982 a), dei depositi di piattaforma carbonatica durante il Giurassico-Cretaceo. Filoni sedimentari (Fig. 31a, b), interruzioni della sedimentazione, superfici di erosione, cavità paleocarsiche, depositi risedimentati di scarpata in corrispondenza di faglie sin-sedimentarie, etc., caratterizzano le successioni carbonatiche di piattaforma pelagica Trapanese.

La sommità della successione di piattaforma carbonatica liassica è intersecata da una fitta rete di dicchi nettuniani, con andamento sia ortogonale che parallelo ai piani di strato, colmati da varie generazione di sedimenti (fig. 31a). Tra questi ultimi si distinguono calcari a crinoidi, pelagiti del Rosso Ammonitico inferiore (BCH₁), calcilutiti cretacic-paleogeniche della formazione Amerillo, e arenarie ricche in granuli glauconitici (calcareniti di Corleone, Fig. 31b).

L'attività estrattiva dei calcari a crinoidi ("Granitello Rosa") e delle facies carbonatiche della formazione Buccheri ("Rosso Montecitorio", "Rosso Ammonitico" etc.), sul versante meridionale di Monte Kumeta, ha favorito l'osservazione presso i fronti di cava di contatti discordanti tra la Inici e la formazione Buccheri.

Nel settore sud-orientale dei Piani di Kumeta (poco noto negli studi precedenti) si osservano una paleosuperficie a gradoni (*stepped margin*) ed una serie di depressioni a "V" o ad "U" incise nei depositi peritidali della Formazione Inici; sulla paleosuperficie poggiano calcari nodulari rossastri ad ammoniti e biocalcareni, con croste nerastre per la presenza di ossidi ferromanganesiferi; i gradoni

morfologici, orientati circa E-O e ESE-ONO, si ripetono a varie quote e sono spesso attraversati da filoni sedimentari polifasici rossastri.

Le fratture hanno apertura e profondità comprese tra 1 e 15 metri, orientamento ONO-ESE e risultano riempite da una matrice calcilutitica rossastra con immersi clasti appartenenti alla Formazione Inici ed ai calcari a crinoidi.

La maggiore di queste incisioni si osserva nel settore orientale di Piani di Kumeta: i depositi riempiono una frattura a "V" ampia una quindicina di metri, le cui scarpate sembrano ereditare gli effetti dell'attività di movimenti verticali contemporanei alla deposizione dei livelli basali del membro BCH₁.

Spettacolari esempi di queste "firme stratigrafiche" sono visibili anche presso

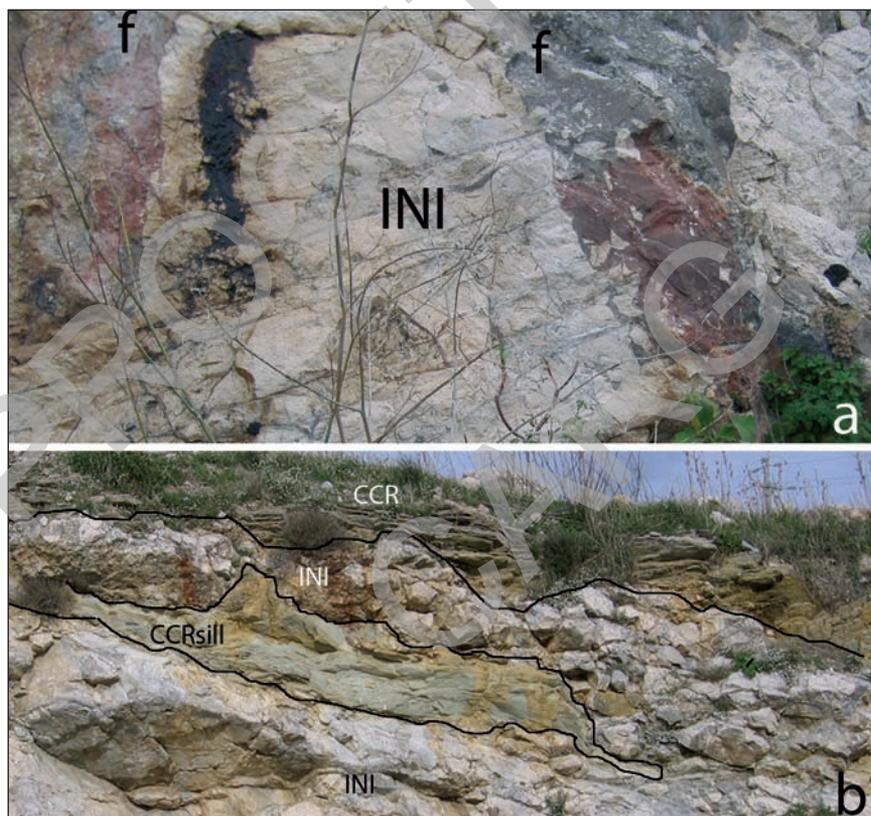


Fig. 31. Calcari della Formazione Inici (INI), attraversati da filoni sedimentari (f) ortogonali ai piani di strato e costituiti da varie generazioni di sedimenti (a); filoni sedimentari paralleli ai piani di stratificazione, il cui riempimento è costituito da arenarie glauconitiche (CCRsill, calcareniti di Corleone) del Miocene inferiore (b). Rocca Argenteria (Rocca Busambra).

la cava di Rocca Argenteria. WENDT (1969) ha riconosciuto e ricostruito la cronologia della messa in posto dei materiali di riempimento. Nel settore occidentale di Monte Kumeta i filoni sono stati studiati, in dettaglio, da DI STEFANO *et alii* (2002). MALLARINO (2002) li ha riferiti sia all'azione della tettonica distensiva che a dilatazioni legate a movimenti lenti (*creep*) verso il basso della scarpata.

La presenza di megabrecce, *pebbly mudstone*, *mass flow* di materiale poco consolidato, e di sistemi di fratture, risultato di distensione o trazione, giustifica l'ipotesi, sostenuta da DI STEFANO & MINDSZENTY (2000), MARIOTTI *et alii* (2001), DI STEFANO *et alii* (2002) che l'area di Monte Kumeta possa aver rappresentato, durante il Giurassico, una zona di scarpata deposizionale.

Nella Rocca Busambra, al limite con il Foglio "Caccamo", sono state riconosciute strutture da *graben* e geometrie discordanti di tipo *buttress unconformity* tra i termini giurassici, cretaci e miocenici della successione, caratteri che testimonierebbero una continua attività tettonica sinsedimentaria durante il Mesozoico-Cenozoico (BASILONE 2007, 2009 b).

In particolare, a Pizzo Nicolosi è osservabile uno spettacolare *graben* (Figg. 28, 29) formatosi nei calcari liassici di piattaforma carbonatica e colmato da depositi pelagici sottilmente stratificati della formazione Amerillo. La struttura presenta rigetti intorno ad alcune decine di metri, prodotti dalla tettonica distensiva (trastensiva?) di età Cretacico superiore. La depressione appare drappeggiata dai depositi pelagici della formazione Amerillo in chiaro rapporto stratigrafico di tipo *buttress unconformity* e geometrie di *infilling* rispetto alle pareti subverticali che hanno troncato gli strati della Formazione Inici.

Il *graben* di Pizzo Nicolosi è stato oggetto di numerose e diversificate interpretazioni da parte degli autori precedenti. Per GIUNTA & LIGUORI (1975) si tratta di un *canyon* prodotto da fenomeni di erosione sottomarina. GULLO & VITALE (1986) attribuiscono la morfologia a "V" del canale all'interazione tra tettonica sinsedimentaria di età mesozoica e processi di erosione sottomarina. CATALANO *et alii* (1994) indicano un evento di tettonica d'inversione del tardo Cretacico all'origine della formazione del *graben*. LONGHITANO *et alii* (1995) ascrivono le attuali geometrie unicamente ad un evento tettonico trastensivo post-Cretacico che avrebbe ribassato l'intera successione pelagica. MARTIRE & MONTAGNINO (2002) invocano una tettonica distensiva tardo-cretacica con possibile componente *strike-slip*. Per una più approfondita descrizione si rimanda ai lavori degli AA. citati.

Frammenti trachitici sono stati riconosciuti nei depositi del Toarciano da JENKYN & TORRENS (1969) a Rocce e a Monte Maranfusa. Il vulcanismo toarciano viene generalmente interpretato da JENKYN (1971) come fenomeno associato alla tettonica di *rifting* della piattaforma carbonatica liassica.

5. – DEPOSITI DELL'AVANFOSSA MIO-PLIOCENICA

5.1. – DEPOSITI MIOCENICI

I depositi terrigeni e clastico-carbonatici dell'intervallo temporale compreso tra il Serravalliano superiore ed il Messiniano (pre-evaporitico ed evaporitico, Tab. III) ricoprono gran parte del foglio. In questo corpo sedimentario sono state riconosciute due unità litostatigrafiche separate da superfici di discordanza.

L'unità inferiore è stata proposta di recente come formazione Castellana Sicula (BASILONE *et alii*, 2001). La formazione (non ancora validata) prende il nome dall'affioramento, scelto come strato-tipo, sito nei pressi di questa cittadina delle Madonie (CATALANO *et alii*, 2000 a). La formazione sigilla le sottostanti unità tettoniche ed è limitata superiormente da una superficie di discordanza, sulla quale poggiano, di frequente i depositi appartenenti alla formazione Terravecchia.

La formazione Castellana Sicula viene datata all'intervallo Serravalliano superiore-Tortoniano inferiore; la formazione Terravecchia si colloca prevalentemente nell'intervallo Tortoniano superiore – Messiniano inferiore.

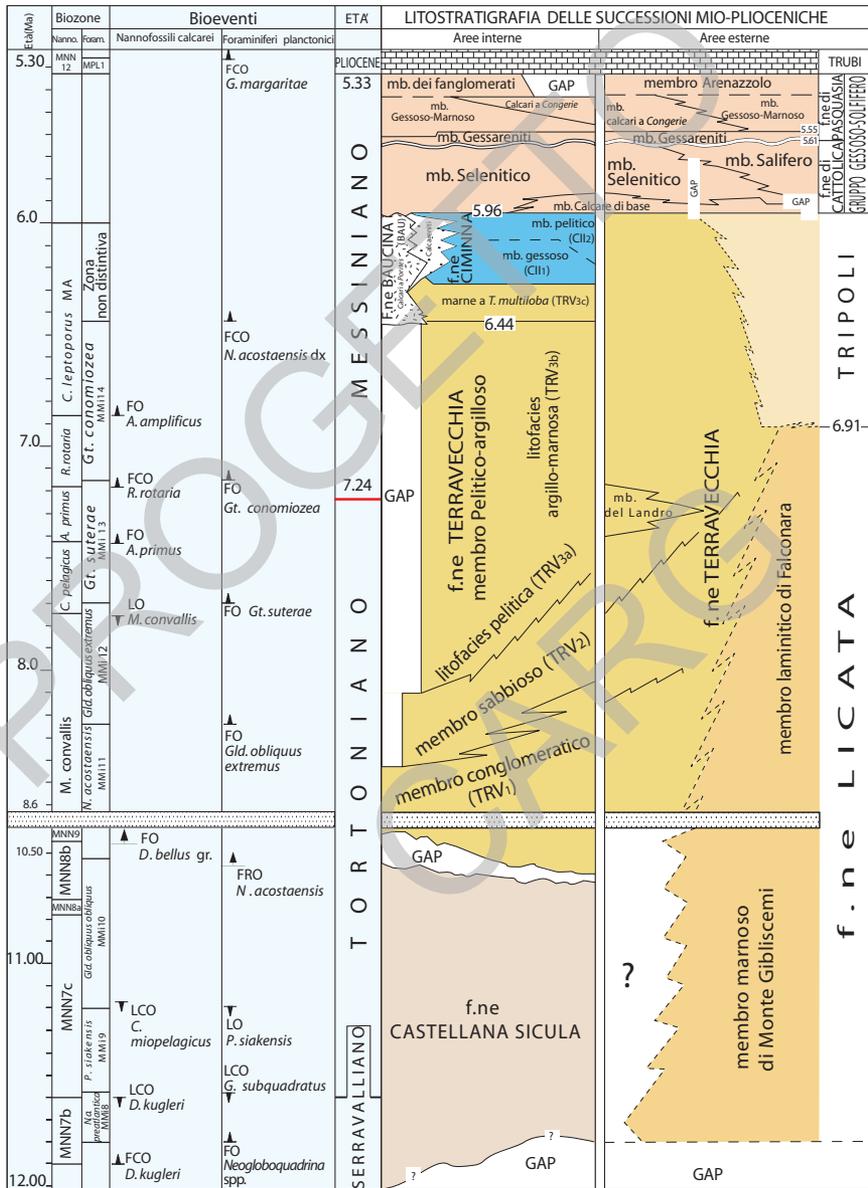
Le formazioni Castellana Sicula e Terravecchia potrebbero essere cartografate come un'unica UBSU che, se definita, risulterebbe caratterizzata da notevole spessore, limitata ubiquitariamente da superfici di discordanza angolare, discordanza semplice e/o paraconfomità, ed estesa a scala regionale (affiora, com'è noto, in gran parte della Sicilia). Questa soluzione è stata scartata in quanto le due unità litostatigrafiche assumono un significato diverso nel riconoscimento dell'evoluzione tettono-sedimentaria nell'area.

I terreni della formazione Castellana Sicula sono parzialmente parautoctoni, in quanto depositatisi in gran parte sulle unità in falda (RUGGIERI & TORRE, 1987; CATALANO & D'ARGENIO eds., 1990); la loro giacitura contribuisce al riconoscimento del limite superiore dell'intervallo cronologico durante il quale si sono messe in posto le unità tettoniche sicilidi.

I depositi della formazione Terravecchia sono invece legati all'evoluzione dell'avanfossa *l.s.*, in separati bacini flessurali, originatisi, con ogni probabilità, contemporaneamente al sollevamento, locale e/o regionale, della catena precedentemente formatasi e all'iniziale fase di distacco dal substrato delle unità carbonatiche più esterne e più profonde (U.S.S. trapanesi).

La diffusa presenza nel foglio di depositi terrigeni, ed in particolare di litofacies arenacee, poco distinguibili da quelle del flysch numidico, ha reso necessario un approfondimento delle analisi biostratigrafiche e sedimentologiche per definirne caratteri, età e ambiente deposizionale. Le litofacies riconosciute, inoltre, si sono dimostrate poverissime in contenuto fossilifero utilizzabile per le datazioni, rendendo necessario il prelievo, a volte reiterato, di numerosi campioni.

Tab. III. Litostratigrafia e cronostratigrafia delle successioni mioplioceniche siciliane (R. CATALANO in CITA et alii, 2007). Lo schema relativo alla deposizione evaporitica tiene conto dei dati raccolti in Sicilia e si differenzia da quello proposto per la formalizzazione.



5.1.1. – *Formazione Castellana Sicula (SIC)*

L'unità è rappresentata da argille, peliti sabbiose grigio azzurre e giallastre, talvolta ben cementate (Fig. 32), con foraminiferi bentonici e rari planctonici, cui si intercalano lenti di arenarie e sabbie quarzoso-micacee. Lo spessore varia tra pochi metri e 250 m.

I principali areali di distribuzione della formazione si rinvencono nel settore centro-occidentale del foglio, nell'area localizzata a nord e a sud della dorsale di Camporeale, nella regione di Cozzo Maledetto, Censito Sparacia e Masseria Vallefondi, Cozzo Pignatelli, Contrada Iannuzzi, Contrada Zabìa. Affioramenti meno estesi sono esposti a nord di Monte Poirà, lungo la destra idrografica della Valle di Malvello, del Fiume Pietralunga e del Fiume Belice Destro. La litofacies arenitica (SIC_a) è rappresentata, da arenarie quarzose organizzate in livelli da centimetrici a metrici, i cui granuli provengono dalla "cannibalizzazione" delle arenarie del flysch numidico *s.l.*; vi si riconoscono anche calcareniti ed arenarie calcaree con gradazione diretta e strutture canalizzate (Censito Sparacia).

A luoghi, i livelli arenitici diventano più frequenti nella parte alta della formazione, come si può constatare a Contrada Sparacia, la Montagnola di Maranfusa, Monte Ferricini *p.p.*, Cozzo Pinnatelle. Le lenti sono potenti fino ad alcune decine di metri ed estese da poche centinaia di metri fino a 1 km circa (sul versante occidentale del Lago Poma, e nella regione di Cozzo Maledetto).

La formazione poggia sulle argille varicolori inferiori, sui depositi del flysch numidico, sui terreni dell'U.S.S. di Roccamena, e sulle marne di San Cipirello (pertinenti alla successione sicana).



Fig. 32 - Arenarie ed argille della formazione Castellana Sicula.

Il limite stratigrafico, discordante di tipo erosionale, non è facilmente riconoscibile sul terreno là dove sono presenti litotipi pelitici. Il contatto discordante sui terreni del flysch numidico *s.l.*, è stato riconosciuto presso Cozzo Muffoletto, sulla destra idrografica del Fiume Iato, a Masseria Macellarotto e Contrada Vallefondi a Nord di Monte Maranfusa. L'appoggio stratigrafico è stato riconosciuto anche sui livelli carbonatici dell' Unità S.S. di Roccamena nell'area tra Cozzo Aquila a S (nord-ovest di Serre del Parrino) e Cozzo Cannelle a N (a sud-ovest del Colle Confessionario) e nell'area sud-occidentale del foglio. Il limite con le marne di San Cipirello è stato cartografato tra Cozzo Pignatelli a NE e la Valle di Malvellotto a SO, tra Roccamena ad E e Serre del Parrino ad O, lungo la destra idrografica del Fiume Belice Sinistro nella regione di Giusina (ex fermata Bifarella). Il Vallone del Poggio, posto immediatamente ad ovest e sud-ovest dell'abitato di Corleone, e più ad ovest, il Monte Casalotto (a sud del paese di Roccamena) sono dei "geositi" adatti all'osservazione del rapporto stratigrafico di paraconformità tra la formazione ed i terreni della successione sicana.

Il contenuto paleontologico dei campioni prelevati è costituito da una associazione a foraminiferi planctonici e bentonici (*Ammonia inflata*, *Elphidium* spp.) scarsa e mal conservata. I campioni rivelatisi più ricchi in plancton calcareo sono stati attribuiti all'intervallo stratigrafico compreso tra la parte alta del Serravalliano (presenza di *Globigerinoides subquadratus*, *Paragloborotalia siakensis*) e *Neogloboquadrina* spp. (zona a *Neogloboquadrina praeatlantica*) e la parte bassa del Tortonianiano (assenza di *G. subquadratus* e *P. siakensis*, comune presenza di *Neogloboquadrina acostaensis* dx Blow (biozona a *Neogloboquadrina acostaensis*). I nannofossili calcarei, rari, sono risultati poco significativi.

Le aree deposizionali sono riferibili ad ambienti di piattaforma e scarpata.

La transizione tra i terreni della formazione Castellana Sicula e la porzione basale della formazione Terravecchia è visibile nella sezione naturale esposta lungo la strada statale (SS 625) Palermo-Sciacca (al km 37) nell'area di Censito Sparacia-Contrada Vallefondi. Lungo la sezione (Fig. 33), potente circa 30 metri, si distinguono, dal basso verso l'alto, i seguenti livelli:

- argille e siltiti argillose grigio-rossastre fino a nocciola, con intercalazioni centimetriche di arenarie calcaree e arenarie laminate rossastre (intervallo 1);

- arenarie grigie ciottolose con chiara gradazione diretta sulle quali poggiano marne sabbiose grigie, alternate a livelli centimetrici di arenarie grossolane ciottolose, arenarie grigie laminate passanti a peliti molto sabbiose, incise al tetto da strutture canalizzate, a loro volta colmate da arenarie grossolane giallastre a laminazione concava (intervallo 2);

- arenarie ciottolose e conglomerati fangosostenuti passanti verso l'alto a peliti e marne molto sabbiose (intervallo 3); questi litotipi poggiano sui precedenti lungo una superficie irregolare a carattere erosivo;

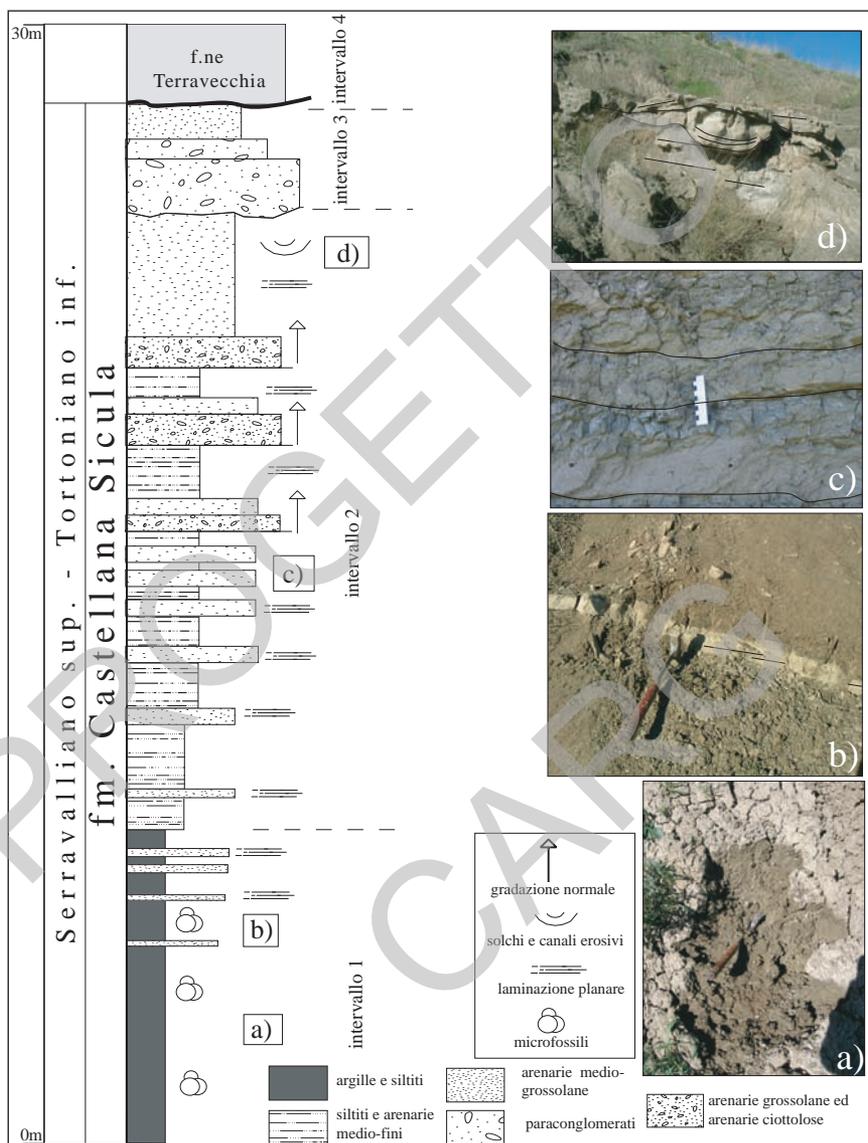


Fig. 33 - Colonna stratigrafica schematica della formazione Castellana Sicula (SIC) ricostruita lungo la sezione affiorante in località Censito Sparacia. a): argille e silti; b) silti argillosi alternate ad arenarie fini in straterelli centimetrici; c) silti ed arenarie medio-fini alternate ad arenarie medio-grossolane stratificate; d) arenarie medio-grossolane e livelli di paraconglomerati con frequenti superfici erosive e strutture canalizzate.

- seguono in discordanza alternanze di arenarie ciottolose giallo-rossastre ed arenarie giallastre ben stratificate della formazione Terravecchia (intervallo 4).

L'analisi del *bedding* evidenzia una discordanza tra l'intervallo 4, con giacitura debolmente inclinata (mediamente 10°) ed i sottostanti intervalli che risultano maggiormente inclinati.

5.1.2. – *Formazione Terravecchia*

La formazione Terravecchia comprende sabbie grossolane con livelli conglomeratici, conglomerati rossastri e giallastri fluvio-deltizi cui seguono, procedendo verso l'alto, areniti ed areniti pelitiche di piattaforma, arenarie torbiditiche, peliti, peliti sabbiose e marne argillose. Le differenti granulometrie permettono di separare la formazione (potente da 300 a 600 m) in unità omogenee di rango inferiore (membri TRV₁, TRV₂ e TRV₃); all'interno di questi ultimi sono state riconosciute e descritte varie litofacies.

L'unità litostratigrafica, già nota come "Formazione Terravecchia" (e non come erroneamente riportato "di Cozzo Terravecchia"⁴), introdotta da SCHMIDT DI FRIEDBERG (1962) ed istituita dallo stesso Autore (1964-65) sulla base di quanto descritto da FLORES (1959), è stata recentemente emendata (CATALANO & D'ARGENIO, 1990). La formazione, rivisitata dal punto di vista litologico e cronologico, è stata presentata alla Commissione Italiana di Stratigrafia (CIS) per la sua formalizzazione (BASILONE *et alii*, 2001) nell'ambito del Progetto CARG (vedi anche CITA *et alii*, 2007).

La formazione comprende dal basso verso l'alto: a) un membro conglomeratico (TRV₁), avente spessori massimi di 250 m; b) un membro sabbioso (TRV₂) con spessore massimo di 250 m; c) un membro pelitico-argilloso (TRV₃) di 100-200 m di spessore. Il membro TRV₃ ricade in gran parte nell'intervallo cronostratigrafico del Messiniano inferiore, mentre i membri conglomeratico e sabbioso, databili a volte con difficoltà, ricadono nel Tortoniano (superiore).

Il limite inferiore della formazione è discordante ed erosivo sui termini pelitico-sabbiosi della formazione Castellana Sicula (in larga parte, Fig. 33), sul flysch numidico s.l. e sui depositi argillo-marnosi delle argille varicolori inferiore.

La formazione Terravecchia è stata cartografata: a) nella sinclinale di Grisi

⁴ Questo termine 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. Questo uso disinvoltato del termine è stato seguito da alcuni disinformati locali epigoni che hanno prodotto ulteriore confusione semantica.

(NO del foglio) fino a S. Giuseppe Jato; b) nella dorsale di Camporeale, un allineamento ovest-est lungo circa 35 Km compresa tra Cozzo Pigno e l'area di Pietralunga, c) tra la regione di Giusina e Contrada Lupotto (a nord di Pizzo Nicolosi); d) nella regione centro-meridionale del foglio (Montagnola di Maranfusa, Serre del Parrino); e) nel settore nord-orientale del foglio a Cozzo Montagnola-Case Sestina; f) nella regione di Corleone e Monte Poirà; f) nella regione immediatamente a nord di Gibellina-Poggioreale (Contrada Martorana, Case Spinapuce) ed a Costa Raia. Nella regione di Monte Poirà – Corleone, la formazione poggia sia sulle marne di San Cipirello della successione sicana, che su un pacco di sabbie pelitiche giallastre con livelli ciottolosi della formazione Castellana Sicula.

L'attribuzione stratigrafica dei campioni raccolti in questa formazione risulta sovente problematica per la rarità di livelli contenenti associazioni significative a plancton calcareo. Sono infatti più diffusi i depositi con abbondanti forme bentoniche, poco significative dal punto di vista biostratigrafico, e con forme rimanegiate dai sottostanti depositi del flysch numidico *s.l.*

Pertanto la datazione è basata sulle caratteristiche di facies delle associazioni, con particolare riferimento alla presenza contemporanea di una forma, esclusivamente miocenica, quale *Spiroplectammina carinata* D'ORBIGNY e di *Ammonia beccarii* LINNEO, che compare alla base del Tortoniano. La presenza di queste due specie nei campioni più poveri di plancton ha permesso di distinguere i depositi di questa formazione da quelli riferibili al flysch numidico nel quale l'associazione è assente. In alcuni affioramenti del Foglio "Corleone" è risultato difficile separare i depositi di queste due unità perfino su basi litostratigrafiche; tale difficoltà è stata spesso risolta dall'analisi microscopica sulla base della presenza o assenza di *A. beccarii*. Nei campioni con una associazione planctonica significativa la presenza dei relativi *marker* rende possibile l'attribuzione stratigrafica alle biozone a *Globigerinoides obliquus extremus* ed a *Globorotalia suterae*, indicative del Tortoniano superiore, ed alle biozone a *Globorotalia conomiozea* e "non distintiva", pertinenti al Messiniano inferiore. Tale attribuzione è in buon accordo con la posizione stratigrafica della formazione Terravecchia nel suo stratotipo affiorante a Cozzo Terravecchia (Resuttano), dove i campioni basali sono attribuibili alla biozona a *Globigerinoides obliquus extremus* e i campioni più recenti contengono *Globorotalia conomiozea* KENNETT e verso l'alto *Turborotalita multiloba* (ROMEO) (parte alta del Tortoniano superiore – Messiniano inferiore o pre-evaporitico).

Le associazioni a nannoplancton calcareo, quando presenti, contengono *Minilytha convallis* (biozona a *Minilytha convallis*). Tale forma, in presenza di *Globigerinoides obliquus extremus*, data i depositi al Tortoniano superiore. La presenza di *Amaurolithus primus* BUKRY & PERCIVAL e di *Reticulofenestra rotaria*, specie tipiche delle omonime biozone, assegna la parte sommitale della formazione al Tortoniano superiore e al Messiniano inferiore.

La formazione mostra brusche variazioni laterali di facies a testimonianza di come il bacino di sedimentazione fosse molto articolato. Le caratteristiche sedimentologiche indicano (dal basso) transizioni da un ambiente deposizionale paralicco-continentale ad uno marino con sistemi deposizionali di scarpata.

I depositi della formazione, distinti in tre membri, sono stati studiati in dettaglio in varie sezioni naturali misurate nei principali affioramenti.

5.1.2.1. - Formazione Terravecchia - membro conglomeratico (TRV₁)

Orto e paraconglomerati polimitici fluvio-deltizi, con colorazioni dal rosso al grigio al giallastro, alternati a sabbie grossolane con livelli ciottolosi (Fig. 34). I ciottoli, principalmente di natura silicea, sono immersi in una matrice di taglia arenitico-grossolana, poco cementata e a composizione quarzosa.

Il membro conglomeratico, caratteristico della formazione, affiora estesamente tra il Lago Poma a NE e il Monte Longo a SO (al margine con il Foglio “Alcamo”), nell’area compresa tra Pizzo dell’Aquila, Cozzo Cannelle e La Montagnola (limite orientale del foglio), dove raggiunge la maggior potenza (250 m) e nella regione compresa tra Censito Sparacia, Case Vallefondi e Cozzo Maledetto.

A Pizzo Aquila (Montagnola) si osservano coppie regolari di conglomerati a grana grossolana e livelli sabbiosi con colorazione rossastra alla base, che diventa giallastra verso l’alto dell’affioramento (Fig. 34 a). Questa caratteristica alternanza di livelli conglomeratici e sabbiosi è correlabile con la successione situata a sud dell’abitato di San Cipirello.

A La Montagnola, sita al margine orientale del foglio, a Cozzo Muffoletto, versante sud, a Monte Spezzapignate, a Cozzo Lavatore e Cozzo Renelli si rin-



Fig. 34 - a) Conglomerati rossi alternati a livelli sabbiosi nella parte basale del membro TRV₁ (Pizzo Aquila, La Montagnola); l’analisi degli indicatori di paleoflusso indica una paleocorrente diretta verso SE; b) arenarie alternate a livelli conglomeratici con geometria lenticolare in sequenze di tipo thinning upwards (membro TRV₁ della formazione Terravecchia), Monte Ferricini.

vengono arenarie grossolane giallastre, scarsamente cementate, con granuli generalmente quarzosi, a laminazione parallela senza bioturbazioni, nei cui livelli basali sono presenti corpi lenticolari (fino ad alcuni metri di spessore) di conglomerati a tessitura fangostenuta (TRV_{1a}). I ciottoli di natura silicea e carbonatica hanno taglia centimetrica, alto grado di arrotondamento e basso/medio grado di sfericità (forme oblunghe). L'abbondante matrice intergranulare è a composizione silicea con scarso grado di cementazione e si mostra sterile all'analisi micro e macropaleontologica. Le litofacies descritte vengono interpretate come depositi di transizione tra la piana alluvionale ed un ambiente costiero.

Livelli conglomeratici, di modesto spessore ed estensione areale, affiorano a sud dell'abitato di Grisi, a C.zo Fraccia, a nord di C.zo Muffoletto, a C.zo Aquila (a NO di Serre del Parrino) a SO dell'abitato di Camporeale, a C.da Giusina (al margine con l'adiacente Foglio "Caccamo") e a C.zo del Poggio (Corleone).

La transizione tra il membro conglomeratico ed il soprastante membro arenitico può essere osservata in C.da Spezzapignate (ad ovest dell'abitato di Camporeale), a Cozzo Muffoletto, in località Masseria Pietralunga Nuova a nord-est di C.zo Pignatelli, in C.da Raitano e a nord-est di Monte Ferricini in località Costa.

5.1.2.2. - Formazione Terravecchia - membro sabbioso (TRV₂)

Sabbie ed arenarie quarzose o clastico-carbonatiche in strati e banchi di vario spessore, di colore giallastro si interdigitano, verso l'alto, con siltiti argillose peliti-sabbiose con toni di colore dal giallo marrone fino al grigio verdastro (Fig. 35). Questi depositi passano gradualmente verso il basso ai conglomerati e verso l'alto ad un prisma di argille grigio-bluastre e di argille sabbiose e sabbie. Nella successione sono state distinte varie litofacies tra le quali, le più diffuse sono rappresentate da areniti costiere di piattaforma (TRV_{2a}) e torbiditi calcaree (TRV_{2b}).

Le areniti costiere di piattaforma ben stratificate, con colori variabili tra il grigio ed il giallastro sono spesso raggruppati in banchi. Questi ultimi affiorano, con uno spessore che varia da pochi metri fino a 120 metri e una continuità laterale di qualche chilometro (malgrado la presenza di piccole faglie, a basso rigetto orizzontale, che le dislocano) a Cozzo Salto, Contrada Azzolino, Contrada Spezzapignate e Cozzo Celso.

I granuli sono immersi in una matrice fortemente cementata con valori di CaCO₃ medi del 25-30% in peso; questa caratteristica conferisce alla roccia un'alta tenacità se sottoposta ad urto. La porzione arenitica risulta sterile, mentre le peliti argillose contengono microfaune di ambiente lacustre continentale, oogoni di *Chara*, ostracodi di acqua dolce (*Cyprideis* sp.), foraminiferi bentonici (*Ammonia beccari tepida* CUSHMAN). Il contenuto a plancton calcareo presenta rare forme

ricadenti nella biozona a *Globigerinoides obliquus extremus*, tra i foraminiferi planctonici e nella biozona a *Minilytha convallis* tra i nannofossili calcarei.

Le areniti costiere di piattaforma si ritrovano, inoltre, associate a depositi di spiaggia *l.s.* le cui litofacies più comuni sono:

- arenarie quarzose giallastre debolmente cementate, in strati metrici, non bioturbate, a laminazione parallela a volte debolmente inclinata, gradazione diretta, totalmente sterili. Le analisi calcimetriche hanno dato valori medi di CaCO_3 del 14-14,5% in peso. Affiorano nelle Contrade Serpe, Pernice, Pietralunga e Curbici;

- arenarie da grossolane a fini, a grani quarzosi più raramente carbonatici, ricche di bioclasti (frammenti di bivalvi), scarsamente cementate, prive di bioturbazioni. Affiorano in località Case Martorana (destra idrografica del Fiume Belice destro, margine sud-ovest del foglio) e a Cozzo Renelli;

- arenarie bioclastiche, scarsamente cementate, ricchissime di gusci di bivalvi, che conferiscono un aspetto pseudo- nodulare alla roccia. Si alternano con arenarie giallastre gradate, a luoghi ben cementate, molto tenaci, ricche, nello strato basale, di gusci di bivalvi la cui frequenza decresce verso l'alto (Fig. 35 a);

- arenarie giallastre sterili, scarsamente cementate, fortemente bioturbate (strutture tipo *burrows*), con accentuata laminazione obliqua e concava. Isolati gruppi di ciottoli silicei ben arrotondati si dispongono concordemente alla

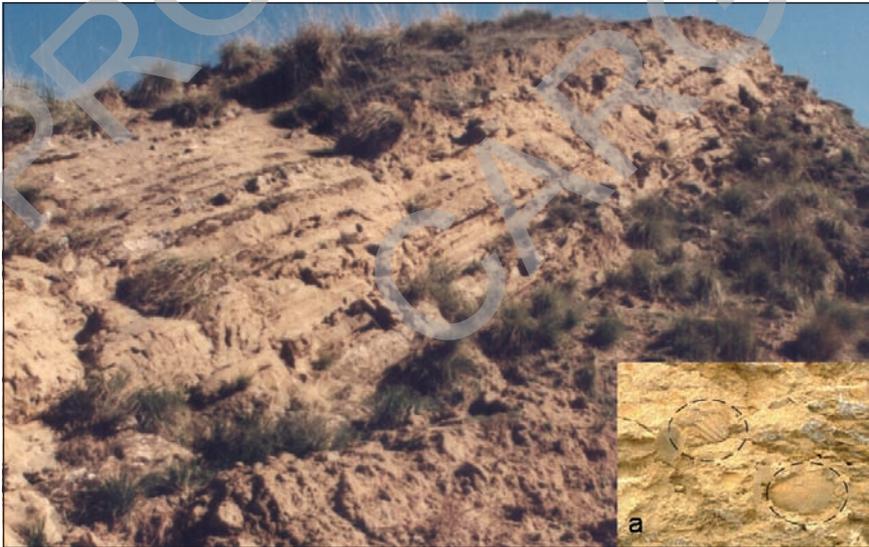


Fig. 35 - Arenarie giallastre della litofacies delle areniti di piattaforma della formazione Terravecchia (TRV_2) osservabili a Monte Spezzapignatte. a) Arenarie bioclastiche a bivalvi con impronte esterne e modelli interni dei gusci (Cozzo Lavatore).

laminazione. Le lamine nella zona concava sono disposte in modo parallelo e divergente rispetto alla base del truogolo e risultano troncate superiormente da superfici nette. Il fianco di ogni truogolo tronca a sua volta le lamine del truogolo adiacente. Affiorano a Cozzo Muffoletto e in località Molino Giambascio, lungo la sinistra idrografica del Fiume Iato.

Le arenarie torbiditiche (TRV_{2b}) si rinvencono a Serre del Parrino e alla Montagnola di Maranfusa. In quest'ultima località, al Km 1 della SP 47, una sezione naturale, mostra dal basso verso l'alto, per uno spessore di 150 m, torbiditi grigiogiallastre poco cementate, in livelli metrici, peliti argillose di colore marrone con frequenti intercalazioni decametriche di lenti sabbiose.

5.1.2.3. - Formazione Terravecchia - membro pelitico-argilloso (TRV₃)

I depositi del membro sono stati cartografati separando dal basso: una litofacies pelitico-sabbiosa (TRV_{3a}), una litofacies argillo-marnosa (TRV_{3b}) ed litofacies marnoso-sabbiosa con *Turborotalita multiloba* (TRV_{3c}).

La litofacies TRV_{3a} è costituita da peliti sabbiose, peliti ed argilliti che si rinvencono in ampie sinformi, nei settori a nord dell'allineamento Cozzo Salto-Cozzo Azzolino ed in quelli compresi tra Cozzo Pernice a sud e l'allineamento Cozzo Balletto-Monte Raitano a nord. Dalla dorsale di Camporeale alla più meridionale Serre del Parrino gli affioramenti diventano meno estesi. Limite inferiore graduale sul membro sabbioso e brusco su quello conglomeratico. Questi depositi contengono faune bentoniche (*Spiroplectammia carinata* e *Ammonia beccari*) e scarse faune planctoniche (biozona a *Globigerinoides obliquus extremus*).

Nei settori meridionali ed occidentali del foglio, la componente pelitico-sabbiosa va via via diminuendo verso l'alto, per lasciare posto a marne argillose e sabbiose grigio-azzurre o verdognole (TRV_{3b}), riconosciute a nord di Coste di Raia, C. Giocondo, C.zo Renelli ed in località Case Martorana, dove sottostanno alle successioni evaporitiche. I campioni prelevati contengono foraminiferi planctonici (biozone a *Globigerinoides obliquus extremus*, a *Globorotalia suterae*, a *Globorotalia conomiozea*) e nannofossili calcarei (biozone a *Minilytha convallis*, a *Coccolithus pelagicus*, a *Amaurolithus primus* e a *Reticulofenestra rotaria*).

Le marne sabbiose con *Turborotalita multiloba* (TRV_{3c}) di colore nocciola e grigie (spessore 50 m), con intercalazioni di sabbie giallastre ricche di pirite, gesso e sostanze carboniose, affiorano, in prosecuzione laterale e verticale delle marne argillose (TRV_{3b}), nella depressione valliva a nord di Poggioreale (tra Costa Raia e Monte Castellaccio, al margine con l'adiacente Foglio "S. Margherita Belice").

Le marne sabbiose, pur se prive del *marker*, vengono correlate in base alla posizione stratigrafica, con le marne a *Turborotalita multiloba*, affioranti nell'area di Ciminna (Foglio "Caccamo").

Ambiente deposizionale da piattaforma esterna a scarpata.

5.1.3. – *Formazione Baucina* (BAU)

Calcareni bioclastiche ricche di gusci e di frammenti di bivalvi, ben cementate e organizzate in strati di circa 30 cm di spessore con livelli marnoso-sabbiosi (litofacies delle calcareniti) e calcari in strati massivi, caratterizzati dalla presenza di biolititi a coralli coloniali del genere *Porites* e di gusci di bivalvi ben conservati (litofacies di scogliera). Il litosoma assume una geometria esterna cuneiforme. Lo spessore è compreso tra 30 e 50 m. Nell'area del Foglio "Corleone" l'affioramento di questi depositi è molto ridotto, quasi puntiforme. Si rinviene nelle vicinanze del centro abitato di Grisi (ben esposto a Monte Castellaccio) dove si sovrappone, con limite inconforme su una incisa superficie di erosione, al membro conglomeratico della formazione Terravecchia. L'età di questi depositi, altrove riconosciuta (CATALANO, 1979) come ricadente nell'intervallo temporale del Messiniano inferiore, è qui definita per posizione stratigrafica (Tab. III).

I depositi di scogliera a *Porites* e margine di scogliera-scarpata superiore (piattaforma carbonatica messiniana) sono diffusi nell'area ad occidente del Foglio (regione tra Calatafimi e Mazara del Vallo) e nelle regioni di Ciminna e delle Madonie meridionali, dove sono stati descritti in particolare da ARUTA & BUCCHERI (1971), DI STEFANO & CATALANO (1976), ESTEBAN *et alii* (1982), CATALANO & ESTEBAN (1978), CATALANO (1979) e GRASSO & PEDLEY (1989).

5.1.4. – *Depositi evaporitici pre - 5.96 Ma*

Sono stati distinti depositi clastico-evaporitici (formazione di Ciminna, CII) compresi tra la litofacies delle marne-sabbiose (TRV₃) della formazione Terravecchia e i sovrastanti depositi evaporitici appartenenti al Gruppo Gessoso-Solfifero. Quest'ultima è l'unità litostratigrafica di rango superiore, formalizzato da parte della C.S.I. (vedi Tab. III), rispetto alla tradizionale "Formazione Gessoso-Solfifera" (BALDACCI, 1886). Va ricordato che la definizione formale di SCHMIDT DI FRIEDBERG (1964-65) è quella di "Formazione Solfifera", termine ereditato dalla descrizione di MOTTURA (1871).

5.1.4.1. - Formazione di Ciminna (CII)

L'unità litostratigrafica è costituita da un'alternanza di marne bianco-grigie, marne diatomitiche fetide con tracce di idrocarduri, calcari marnosi e gessi, organizzati in strati con spessori massimi di 50 cm; verso l'alto brecce gessose, gessi laminati e torbiditi gessosi cui si sovrappongono in aree adiacenti peliti e peliti salmastre con *T. multiloba*. Spessori affioranti tra i 60 ed i 100 metri.

Si rinvencono lungo il versante settentrionale e nord occidentale di Costa Raia che si prosegue verso sud (fuori carta) nel Monte San Vito.

I depositi clastico-evaporitici poggiano sulle marne argillose (TRV_{3b}) della formazione Terravecchia, in contatto discordante. I gessi risedimentati sarebbero il prodotto della erosione di evaporiti depositatesi prima dell'evento evaporitico iniziato a 5.96 ma, età a cui si fa risalire la deposizione delle evaporiti mediterranee.

Ambienti di sedimentazione marino-lacustri ed evaporitici.

5.1.5. - Gruppo Gessoso-Solfifero

I depositi evaporitici (post 5.96 Ma) sono localizzati nel settore meridionale del Foglio "Corleone" a costituire il margine del bacino di Gibellina-Poggioreale presente in gran parte dell'adiacente Foglio "Santa Margherita Belice" e la sinclinale di Monte Casalotto, posta a sud dell'abitato di Roccamena.

5.1.5.1 - Formazione di Cattolica - membro selenitico (GTL₂)

Gessi selenitici massivi e/o stratificati in banchi di 1.5-3 m, costituiti da grandi cristalli di selenite con esemplari accresciutisi fino e oltre i 50 cm. Sono presenti intercalazioni di laminita algali e di marne gessose biancastre.

Questi depositi affiorano a sud di Costa Raia e Case Valvo, nelle cengie basali di Monte Castellazzo e di Cozzo di Felice (toponimi siti immediatamente a sud, fuori carta). Nell'area di affioramento di Costa Raia questi depositi poggiano in discordanza sia sulle marne a *Turborotalita multiloba* (TRV_{3c}) che sulle marne argillose (TRV_{3b}). Gli stessi litotipi si rinvencono nella spettacolare sinclinale di M. Casalotto dove mostrano uno spessore compreso tra 50 e 100 m.

Il litosoma selenitico poggia, con chiara discordanza, sui depositi della formazione Castellana Sicula (Tortoniano inferiore) e sulle adiacenti calcareniti glauconitiche di Corleone del Langhiano. Questo rapporto geometrico suggerisce l'azione di una fase erosiva precedente la deposizione dei gessi del ciclo inferiore,

anche se non viene esclusa l'ipotesi che lo stesso rappresenti un piano di scollamento tettonico.

5.1.5.2. - Formazione di Pasquasia - membro dei fanglomerati (GPQ₄)

La formazione, corrispondente in generale al ciclo evaporitico superiore di DECIMA & WEZEL (1971), è qui rappresentata da gessareniti e gessopeliti, argille e marne grigie o rosso-brunastre che, a luoghi e verso l'alto, mostrano intercalazioni di conglomerati rossastri con elementi gessosi (GPQ₄). Il corpo sedimentario affiora al limite sud-occidentale del foglio in ridotti lembi con spessori affioranti tra 30 e 100 m e poggia con contatto erosivo e discordante sulle evaporiti della Formazione di Cattolica. Verso l'alto appare coperto, in discordanza, dai Trubi. Ambiente deposizionale deltizio-lacustre e salmastro.

La datazione del membro al Messiniano superiore, in assenza di determinazioni biocronologiche, viene giustificata dalla posizione stratigrafica. E' ben noto che nei sedimenti evaporitici le associazioni autoctone a plancton calcareo sono assenti o comunque poco significative; l'attribuzione di alcuni campioni alle unità evaporitiche del Messiniano è basata essenzialmente sulla presenza di organismi bentonici di facies (*Cyprideis* spp., *Ammonia tepida*) e di molluschi in associazione con foraminiferi planctonici rimaneggiati dal Cretacico al Tortoniano.

5.2. - DEPOSITI PLIOCENICI

5.2.1. – Trubi (TRB)

I Trubi sono alternanze di marne e calcari marnosi, bianco-grigiastri e talora giallastri, con ricca fauna a foraminiferi planctonici. La stratificazione risulta generalmente piano parallela e gli spessori stratali variano da pochi centimetri al decimetro. I Trubi poggiano in discordanza angolare, a volte erosiva, sia sui gessi selenitici che sul membro dei fanglomerati posto al tetto della successione evaporitica. Spessori 30-50 m. Affiorano a Monte Casalotto e lungo la fascia meridionale del foglio; agevoli punti di osservazione e di analisi di tali terreni sono i rilievi a ridosso della "Stretta (o gola) del Belice" (Foglio "Santa Margherita Belice"), di facile accesso dalla strada Palermo-Sciaccia.

I Trubi passano verso l'alto, con rapporti di discordanza angolare o paraconcordanza (che celano *hiatus* sostanziali, Di STEFANO & VITALE, 1993), ai depositi argillosi del Pliocene medio-superiore della formazione marnoso-arenacea del Belice (Fig. 36); nel settore sud occidentale del foglio, i Trubi appaiono sovrapposti

posti, con contatto brusco, sulle marne argillose (TRV_{3b}) della f.ne Terravecchia.

I Trubi sono molto ricchi di foraminiferi planctonici e nannofossili calcarei. I campioni privi di *Globorotalia margaritae* (BOLLI & BERMUDEZ) e *Gt. puncticulata* (DESHAYES), ma ricchi di *Sphaeroidinellopsis* spp. sono riferibili alla biozona MPI 1 (biozona di *acme* a *Sphaeroidinellopsis*), quelli, nei quali sono presenti *Globigerinoides obliquus extremus* (BOLLI) e *Gt. margaritae*, sono stati attribuiti alla biozona MPI 2 (biozona a *Globorotalia margaritae*). La concomitante presenza di *Gt. margaritae* e *Gt. puncticulata* ha permesso il riconoscimento della biozona MPI 3 (biozona a *Globorotalia margaritae* – *Globorotalia puncticulata*); i campioni nei quali è stata riconosciuta la presenza tra i *marker* della sola *Globorotalia puncticulata* sono stati attribuiti alla sottozona MPI 4a (sottozona a *Globorotalia puncticulata*). Le biozone descritte datano i Trubi allo Zancleano (Tab. II). Tra i nannofossili calcarei sono presenti *Discoaster tamalis* (KAMPTNER), *Discoaster asymmetricus* (GARTNER), *Reticulofenestra pseudoumbilicus* (GARTNER) ed *Helicosphaera sellii* (BUKRY & BRAMLETTE). Queste forme ricadenti nelle biozone MNN 12- MNN 16a (pars) confermano la datazione allo Zancleano.

Ambiente deposizionale pelagico di mare profondo.

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

Argille marnose e sabbiose grigio-azzurre con plancton calcareo, passanti lateralmente e verso l'alto a sabbie torbiditiche (calcareni e arenarie quarzose con matrice calcarea) contenenti abbondanti bivalvi, frammenti di alghe rosse, echinodermi. Nel Foglio “Corleone” questi depositi affiorano a Monte Castellazzo, nei pressi dei ruderi di Poggioreale (estremità meridionale del foglio), e a Cozzo di Felice, per spessori di circa 50 m. La formazione, descritta da RUGGIERI & TORRE (1974), rivisitata da VITALE (1990) e datata ed interpretata in termini stratigrafico-sequenziali da CATALANO *et alii* (1998a), consta di tre principali membri non distinti in carta per la difficoltà di rappresentare affioramenti ridotti (poche decine di metri). Il limite inferiore è una paraconcordanza o una discordanza angolare sui Trubi (Fig. 36). Ambiente di piattaforma esterna fino a scarpata.

Alcuni dei campioni prelevati in successione hanno rivelato, dal basso, la presenza di *Globorotalia bononiensis* (DONDI), *Gt. crassaformis* (GALLOWAY & WISSLER) e *Gt. inflata* (D'ORBIGNY), riferibili rispettivamente alle biozone MPI 5 - 6. Tra i nannofossili calcarei sono presenti *Discoaster tamalis* (KAMPTNER), *D. pentaradiatus* (BRAMLETTE & RIEDEL), *D. brouweri* (TAN) e *Pseudoemiliana lacunosa* (KAMPTNER, GARTNER), indicativi delle biozone MNN 16a (pars) – 19a (pars) che confermano l'attribuzione al Piacenziano-Gelasiano, già suggerita dalle biozone a foraminiferi planctonici.

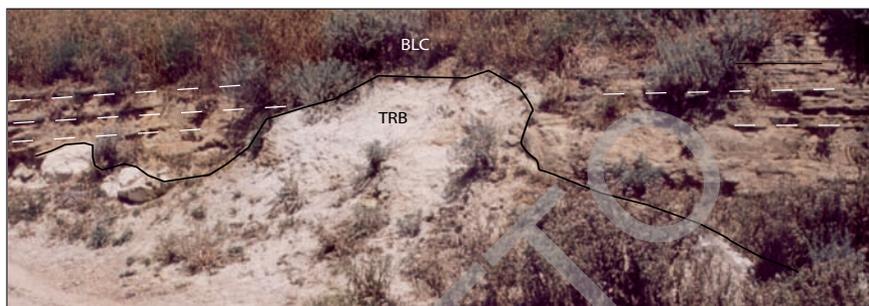


Fig. 36. Superficie di discordanza, di tipo erosivo, tra i depositi della formazione marnoso-arenacea del Belice (BLC) e i Trubi (TRB). Cozzo di Felice.

6. – DEPOSITI QUATERNARI

Buona parte dei depositi quaternari marini e continentali sono stati cartografati come unità a limiti inconformi (UBSU), applicando le norme emanate dal APAT (ora ISPRA) nei relativi Quaderni, ed introducendo lievi modifiche nella definizione delle unità in relazione alla specificità dell'area siciliana. Di ciascuna unità sono state indicate le caratteristiche litologiche e le variazioni di tessitura specialmente per i depositi sciolti. Questo criterio permette di conservare il significato genetico, espresso dal colore della facies e dai retini delle tessiture. L'età delle diverse unità stratigrafiche è data dal colore di fondo del poligono rappresentato in carta. Sono stati individuati vari sintemi e subsintemi.

6.1. – DEPOSITI MARINI

6.1.1 - Sintema di Marsala

Il sintema di Marsala raggruppa depositi marini costituiti da calcareniti, sabbie e calciruditi con rari interstrati pelitici la cui datazione, non sempre di facile riconoscimento, risalirebbe all'intervallo Emiliano *p.p.* - Siciliano (RUGGIERI, 1978).

Il sintema è diffuso nella gran parte della Sicilia occidentale da Marsala fino ad Altavilla Milicia.

Il limite inferiore del sintema corrisponde ad una superficie di erosione e/o abrasione marina incisa sui depositi sottostanti. Tale superficie è concomitante con la formazione di depositi trasgressivi verificatasi nell'Emiliano *p.p.* (nell'accezione di RUGGIERI, 1978). Il limite superiore è dato dalla superficie di erosione che sottende i depositi marini terrazzati del Pleistocene medio e superiore. Mag-

giori dettagli sono presenti nelle Note Illustrative del Foglio “Castellammare del Golfo” (CATALANO *et alii*, 2008).

Il sintema mutua il nome dalla “Calcareniti di Marsala” (RUGGIERI & UNTI, 1977), unità litostratigrafica mai formalizzata e codificata.

Malgrado l'apparente omogeneità litologica, sono riconoscibili, nel pacco clastico-carbonatico, frequenti variazioni di facies corrispondenti a vari ambienti deposizionali. Pertanto sono state individuate per l'area della Sicilia occidentale diverse unità litostratigrafiche informali, espressione dei caratteri precipui litologici all'interno del sintema.

Nel Foglio “Corleone” il sintema, affiorante nella regione ad ovest del lago Poma, è rappresentato dalla litofacies delle calcareniti e sabbie di Castellammare.

6.1.1.1 - Calcareniti e sabbie di Castellammare (MRSc)

La litofacies è costituita da conglomerati ed arenarie, in strati di spessore compreso tra 15 e 60 cm, cui seguono litotipi sabbiosi con alternanze biocalcarenitiche e biocalciruditiche con livelletti siltoso-argillosi. Gli elementi di conglomerati sono ciottoli di calcari e di quarzareniti di diversi centimetri di diametro, mediamente ben arrotondati o appiattiti, immersi in una matrice arenitico-ruditica di colore giallo-rossastro. Le areniti sono carbonatiche (bioclastiche), grossolane e mostrano laminazione sia parallela che incrociata (a “lisca di pesce”).

Verso l'alto la successione evolve a litotipi più sabbiosi organizzati in strati dello spessore di alcuni decimetri, con laminazione parallela od obliqua a basso angolo, contenenti livelli bioclastici in cui si riconoscono soprattutto gusci interi e frammenti di gasteropodi, bivalvi, echinidi e serpulidi, oltre a briozoi ed alghe calcaree. Nei rari livelli di silt argilloso si rinvencono foraminiferi planctonici (*Globorotalia truncatulinoidea excelsa* SPROVIERI, RUGGIERI & UNTI). I depositi poggiano in discordanza angolare, sui terreni deformati del substrato cenozoico.

Gli affioramenti più estesi si rinvencono in prossimità del Bivio San Antonio della SS 113, a monte del quale il fronte di una cava lascia esposta una successione sabbioso-calcarenitica potente circa 15 m, e lungo la riva occidentale del Lago Poma nell'estremità nord-occidentale del foglio.

L'unità litostratigrafica qui descritta può raggiungere lo spessore di 40 m e si assottiglia rapidamente verso sud dove lo spessore si riduce a soli 3 m. In particolare i valori massimi dei conglomerati (circa 2 m) si rinvencono in un affioramento ad est di Case De Blasi, direttamente a contatto con le peliti sabbiose della formazione Castellana Sicula. I campioni prelevati nei depositi di questa unità litostratigrafica non sono sempre determinabili, in quanto i livelli calcarenitici sono spesso privi o molto poveri di associazioni diagnostiche.

Tuttavia il rinvenimento, all'interno dei livelli argillo-marnosi, di forme planctoniche quali *Globorotalia truncatulinoides excelsa* (SPROVIERI, RUGGIERI & UNTI) o bentoniche (*Hyalinea baltica*) e di molluschi, quali *Arctica islandica* (LINNEO) e *Chlamys septemradiata* (MÜLLER), permette di stabilire che la base dell'unità ha un'età non più antica della parte superiore del Calabriano (corrispondente all'Emiliano pp. – Siciliano, *sensu* RUGGIERI, 1978)⁵. Più problematica è la datazione del limite superiore dell'unità, poiché quest'ultima appare troncata da una superficie di discontinuità erosiva sulla quale poggiano depositi attribuibili al Pleistocene medio-superiore.

L'ambiente di deposizione è riconducibile ad un'area di piattaforma interna localizzata in uno stretto golfo (area del bacino di Castellammare), delimitato da "alti" del substrato meso-cenozoico deformato.

6.1.2. – Sintema di Barcarello (SIT)

Il sintema di Barcarello è stato inizialmente definito sulla base della presenza di depositi clastico-carbonatici con macrofaune caratteristiche quali *Strombus bubonius*, *Patella ferruginea*, etc. Con il progredire degli studi sono stati rinvenuti depositi colluviali cementati e suoli rimaneggiati che mostrano chiari rapporti di interdigitazione con i depositi clastico-carbonatici prima descritti. Ambedue i litotipi sono limitati da superfici inconformi tra di loro correlabili.

Nel Foglio "Corleone" l'unità raggruppa alternanze cicliche di conglomerati poligenici, sabbie e *silt*, di colore variabile tra il rosso giallastro ed il rosso scuro, di origine colluviale, con livelli in cui si addensano concrezioni calcaree centimetriche, spesso nodulari (*poupèes*), paleosuoli rimaneggiati e livelli pedogenizzati. Il pacco di depositi si estende con una certa continuità nell'area collinare ad ovest del Lago Poma ed è delimitata verso sud dai rilievi delle colline di Grisi.

Il litosoma giace su superfici discontinue, debolmente inclinate, incise, dalle acque di ruscellamento, sui sottostanti depositi del sintema di Marsala e, a luoghi, su terreni più antichi. Il limite superiore è generalmente rappresentato dalla superficie topografica pedogenizzata. Lo spessore del sintema varia tra 2 e 5 metri.

Localmente, i livelli conglomeratici costituiscono il riempimento di canali erosivi (solchi di ruscellamento o canali da *debris flow*). Livelli di ghiaie carbo-

⁵ Il precipitoso variare della terminologia cronostratigrafica del Pliocene superiore-Pleistocene nell'ultimo decennio rende difficoltosa e/o oscura la comunicazione in questo campo. Abbiamo scelto di suggerire, quando possibile, le equivalenze tra i vari termini.

natiche, a tessitura grano-sostenuta, spessi 20-30 cm, si rinvengono intercalati a sabbie e *silt* rossastri. A causa dello scarso e stratigraficamente insignificante contenuto fossilifero (prevalentemente gasteropodi polmonati), la datazione del sintema nel Foglio “Corleone” può essere determinata, genericamente, soltanto sulla base della sua posizione stratigrafica (sovrastante il sintema di Marsala e sottostante un cuneo di depositi eolici). Tali eolianiti, esposte più a nord, lungo la costa del Golfo di Castellammare (Foglio “Castellammare del Golfo”), sono state datate, con il metodo della termoluminescenza (MAUZ *et alii*, 1997), ad un intervallo temporale compreso tra 90 e 20 ka (sintema di Raffo Rosso, RFR). Poiché il sintema RFR risulta sicuramente più recente, il sintema qui descritto può essere databile al Pleistocene medio-superiore.

Le strutture sedimentarie sono state utilizzate per riconoscere i vari depositi di ambiente continentale (depositi colluviali, depositi di versante in genere e depositi di conoide di deiezione). La formazione dei depositi qui descritti potrebbe essere coeva con un sollevamento regionale accompagnato da tettonica distensiva (MAUZ *et alii* 1997).

6.2 – DEPOSITI CONTINENTALI

6.2.1 - *Sintema del Fiume Belice (SBE)*

Depositati fluviali affioranti in una successione di terrazzi lungo le aste del Fiume Belice, formati in relazione alle variazioni del livello di base; sono rappresentati da conglomerati, ghiaie e sabbie, ricoperti da una coltre limoso-argillosa pedogenizzata, reinciati in vari ordini di terrazzi. Sono stati separati tre subsintemi in base alla quota delle spianate (rispetto al greto attuale) e dei relativi depositi alluvionali: Cozzo Rinuso (SBE₁), Torrazza (SBE₂) e Piano del Campo (SBE₃).

I depositi poggiano in discordanza su superfici incise (a varie quote) su depositi pre-quadernari, a luoghi sormontati da terreni pedogenizzati. Tali superfici si elevano da pochi metri a circa 400 metri sul fondovalle attuale. Non disponiamo di dati precisi per determinare l'età delle fasi di alluvionamento e di incisione erosiva. La loro presenza in corrispondenza delle valli attuali, o l'assenza di alterazioni paleopedologiche o di notevole approfondimento vallivo rende probabile un'attribuzione all'intervallo Pleistocene medio-superiore.

Il subsintema Cozzo Rinuso (SBE₁) è costituito da ghiaie e sabbie, sovrapposti su ridotte spianate incise nei terreni miocenici. I più estesi affioramenti si rinvengono presso Masseria Strega, Case Di Gregorio e C. Prestigiaco. Ghiaie e sabbie ricoperte da materiale limoso pedogenizzato sono ben osservabili anche lungo la rotabile Roccamena-Corleone ed i torrenti Batticano, Realbate e Ficizzano.

Il subsistema Torrazza (SBE_2) comprende depositi ghiaiosi sovrastanti le spianate diffuse nella parte meridionale del Belice Sinistro (Contrada Torrazza e Case Petrulla), lungo il Vallone Muffoletto (Case Marconaci e Masseria Ravanusa).

Il subsistema di Piano del Campo (SBE_3) comprende depositi ghiaiosi grossolani (Fig. 37) ricoprenti superfici di erosione. Si rinvencono, oltre che a Piano del Campo, lungo il Vallone Desisa, lungo la sinistra idrografica del Belice Sinistro, lungo il Fiume Iato, il Vallone di Ravanusa, in destra del Belice Destro e localmente in Contrada Marcanzotta, Case Barbaro, Case Spataro.

6.2.2 - Sintema di Capo Plaia (AFL)

L'unità raggruppa depositi colluviali, di frana, fluviali di fondo valle, detriti di falda attuali e accumuli di materiali eterometrici di spessore variabile.

Il limite inferiore del sintema è una superficie di erosione post-glaciale incisa su terreni più antichi. Il limite superiore è dato dall'attuale superficie topografica marcata da suoli; il sintema è attribuibile all'intervallo temporale compreso tra la fine dell'espansione glaciale (15 Ka) e l'attuale. Nel dettaglio vengono descritti i litotipi costituenti:



Fig. 37 - Depositi fluviali terrazzati del sintema del Fiume Belice (subsistema Piano del Campo). Muranna (Roccamena).

6.2.2.1 - Depositi di frana (a1)

Materiali eterogenei a componente prevalentemente argillosa in accumuli gravitativi a giacitura essenzialmente caotica. Composizione localmente variabile in relazione al substrato coinvolto nei movimenti franosi. I depositi più diffusi formano macereti derivanti dallo smantellamento dei terreni pelitici. Al loro interno sono riconoscibili masse carbonatiche interessate da processi di scivolamento in blocco oppure elementi detritico-carbonatici o silico-clastici passivamente coinvolti nei movimenti franosi del sottostante substrato argilloso. Questi ultimi derivano da processi di crollo che dissestano, più a monte, i versanti fortemente inclinati dei rilievi più elevati. Gli spessori si mantengono mediamente tra i 2 e i 10 m, raggiungendo alcune decine di metri.

Il loro limite inferiore coincide in parte con vecchi piani topografici (superfici di separazione) sepolti, lungo il piede delle frane, dall'avanzamento degli accumuli gravitativi. Il limite superiore coincide con la superficie topografica attuale.

6.2.2.2 - Detriti di falda (a3)

Contengono elementi eterometrici anche grossolani, cementati o meno. Estesi corpi detritici, prodotti dallo sgretolamento dei carbonati lungo le pendici dei rilievi mesozoici nell'abitato di Roccamena, di Monte Maranfusa, di Monte Galiello, e della dorsale di Monte Kumeta, con frane di crollo di modeste dimensioni. Ben estese le fasce di detrito dei rilievi arenacei, come nel versante orientale della Montagnola. In contrada Le Mandorle si rinviene un detrito poco cementato con elementi spigolosi calcarei (1-4 cm) provenienti dalla frantumazione della "scaglia". Una coltre detritica, derivante dai litotipi terrigeni ed inglobante blocchi di crollo di notevoli dimensioni, ricopre i versanti nord ed ovest del Monte Arcivocalotto.

6.2.2.3 - Depositi alluvionali di fondovalle attuali (b)

Sono depositi in evoluzione, la cui composizione è data da ciottoli, ghiaie e sabbie, localmente blocchi, che si accumulano nel *talweg* delle principali aste fluviali e/o torrentizie in aree raggiunte da piene ordinarie e/o eccezionali, dove si trovano i depositi più fini. Si ritrovano dalla diga di Guadalami al largo e pianeggiante fondovalle a nord e ad ovest di Monte Arcivocalotto, dove raggiungono la massima estensione e un notevole spessore, sono stati cartografati in continuità areale da Piano del Campo, a valle del Fiume di Pietralunga e di Malvello, fino

alla Contrada Calatrasi, tra il Ponte Sparacia e Masseria Galiello, in Contrada Vallefondi, Contrada Macellorotto, tra la Contrada Corvo e Ponte Calatrasi, lungo il Vallone Pernice e a Torrente Batticano (depositi grossolani). Materiali più fini si depositano nell'area sud-occidentale del foglio lungo il Belice Sinistro, in prossimità della dorsale di Poggioreale, che funziona così da area tampone. I depositi ghiaioso-sabbiosi che si ritrovano lungo il medio Belice Destro, impostati sulle arenarie mioceniche affioranti a Monte Arcivocalotto, e quelli sul versante sinistro del fiume, sono ricoperti dalle frane.

La diffusione areale dei depositi alluvionali è in relazione alla presenza di aree meno erodibili che tamponano il decorso delle acque con conseguente maggiore deposizione immediatamente a monte. Evidenze di queste aree si hanno lungo il corso del fiume Belice, con i corpi arenitici tra Case Sparacia e Molino Rosamaria e tra Cozzo Boccadoro e la Montagnola.

6.2.2.4 - Coltri eluvio-colluviali (b2)

Coperture eluviali da alterazione *in situ* e depositi mobilizzati, costituiti da clasti eterometrici in matrice pelitica e sabbiosa, presenti in tutti i versanti. Le colluvioni, prodotti di degradazione trasportati dalle acque di dilavamento lungo i pendii, formano coltri detritiche a leggera pendenza presenti quasi sempre a monte delle pianure alluvionali (es. Contrada Petarre). Materiali rossastri in profondità sono stati riconosciuti a sud di Monte Maganoce (Contrada Puleo) con spessori maggiori di 10 m. Questi materiali sono stati, in modo generico, comparati con i detriti rossastri che si rinvergono nelle catene nord-africane oggi sottoposte a climi desertici. Pur in assenza di datazioni o specifiche analisi pedologiche siamo portati a considerare, per questi detriti tardo-pleistocenici, un ambiente deposizionale di tipo "arido". Altre placche detritiche si rinvergono a Piano del Campo, sul fianco destro della valle del Belice Destro, e derivano dallo smantellamento dei depositi alluvionali. Sulle falde di detrito si sono verificati degli scoscendimenti, non facilmente mappabili, e si rinvergono coperture colluviali.

6.2.2.5 - Depositi di origine mista (i)

Accumuli prevalentemente pelitici derivanti dallo smantellamento di più antichi depositi argillosi, con livelli detritici costituenti il substrato roccioso. Si originano da processi di *debris/mud flow* o di inondazione a coltre/trasporto in massa e si rinvergono, sotto forma di conoide di deiezione o di colata di fango/detrito, allo sbocco di alcune vallate secondarie lungo le pianure dei corsi d'acqua principali.

Hanno giaciture di tipo caotico in relazione alla loro deposizione da miscele turbolente di fango/detrito saturate in acqua. A luoghi laminazioni, livelli allineati di ciottoli o più rare gradazioni. Il loro limite inferiore è costituito, nelle parti più distali, da antiche superfici topografiche e, nelle aree di testata, da solchi di erosione scavati dall'avanzare delle miscele di detrito/fango. Il limite superiore è l'attuale superficie topografica. Lo spessore medio è dell'ordine delle decine di metri.

PROGETTO
CARG

PROGETTO
CARG

VII – TETTONICA ED ANALISI STRUTTURALE

L'edificio tettonico affiorante e sepolto nell'area del Foglio "Corleone" è il risultato di una serie di eventi deformativi che si sono succeduti dal Triassico all'Attuale, e che hanno interessato prevalentemente le successioni sedimentarie deposte nell'antico margine continentale africano tra il Triassico e il Miocene.

I caratteri strutturali della regione (Tav. 1), acquisiti con lo studio delle strutture alla scala cartografica e con l'analisi mesoscopica, sono in parte oscurati dalle coperture neogeniche ad eccezione dell'area centro-settentrionale del foglio, in cui sono visibili le superfici di sovrapposizione tettonica dei terreni imeresi e del flysch numidico sulle Unità Trapanesi.

L'integrazione dei rilievi di campagna con i dati ricavati dai numerosi profili sismici a riflessione ha consentito di riconoscere la continuità spaziale dei corpi rocciosi, coinvolti o meno nella deformazione, e di definire anche in profondità l'assetto strutturale (sezioni geologiche in cornice e Figg. 38, 39) dell'edificio tettonico (vedi anche il paragrafo Analisi sismostratigrafica).

Dati magnetometrici e gravimetrici disponibili (MURGIA, 1989) sono stati presi in considerazione con l'obiettivo di estendere fino al basamento magnetico i risultati dell'interpretazione dei profili sismici a riflessione.

1. SCHEMA DELL'EDIFICIO STRUTTURALE

Nell'edificio tettonico, ricostruito nell'area del foglio, si riconoscono schematicamente tre livelli strutturali all'interno dei quali sono state distinte le varie Unità stratigrafico-strutturali (sezioni geologiche regionali in cornice).

Il livello inferiore è un cuneo di 6-7 km di embrici di piattaforma carbonatica Trapanese, scollati dal basamento cristallino ritenuto non deformato (CATALANO *et alii*, 2000 a). Le unità stratigrafico-strutturali carbonatiche sud-vergenti affiorano come alti strutturali lungo le dorsali di Monte Kumeta, Rocche di Rao, Monte Galiello e Monte Maranfusa (sezioni geologiche in cornice, Tav. 1). Queste dorsali appaiono limitate verso sud da piani di sovrascorrimento in sequenza e verso nord da retroscorrimenti immergenti a sud. Faglie, con direzione da NNE-SSO fino a NE-SO hanno andamento normale alla direzione dei fronti di accavallamento e dislocano questi ultimi, funzionando come *tear faults* (settore compreso tra Monte Maranfusa, Monte Galiello e Rocche di Rao, Tav. 1).

Il livello strutturale intermedio, dello spessore complessivo di 1-2 km, è un insieme di unità costituite, nel settore settentrionale, dai terreni imeresi e dal flysch numidico e, nel settore meridionale, da depositi meso-cenozoici del dominio sicano (sezioni geologiche in cornice e profili geosismici, Figg. 38-40).

Il livello strutturale superiore è rappresentato da corpi tettonici di terreni clastico-carbonatici e terrigeni, generalmente di appartenenza paleogeografica problematica o più interna (unità pre-panormidi, terreni del flysch numidico scollati dal loro substrato e ridotti lembi di terreni sicilidi).

Su questi tre livelli strutturali poggiano, in discordanza regionale, le successioni dell'avanfossa, depositi molassici ed evaporiti del Miocene superiore e rari lembi di depositi dei bacini pliocenici.

Complesso risulta l'assetto tettonico dei depositi di avanfossa caratterizzato da geometrie deformative correlabili con quelle dei corpi carbonatici sepolti.

Tav. 1. *Schema tettonico del Foglio 607 " Corleone".* Legenda: 1) depositi attuali, 2) sintemi quaternari, 3) sintema di Marsala, 4) evaporiti, Trubi e f.ne marnoso-arenacea del Belice, 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) Unità Sicane, Unità S.S. Corleone-Barracù, subunità Balata-Zuccarone, 13) Unità Prepanormidi, Unità S.S. Roccamena, Unità Trapanesi, Unità S.S. Rocca Busambra: 14) subunità Rocche di Rao-Pizzo Marabù, 15) subunità Galiello, 16) subunità Maranfusa, 17) Unità S.S. Monte Kumeta-Balatelle, subunità Marineo, 18) sovrascorrimenti, 19) faglie dirette, 20) faglie inverse ad alto angolo, 21) faglie a componente trascorrente, 22) tracce superfici assiali pieghe principali, 23) tracce profili geologici non compresi in cornice, 24) tracce delle linee sismiche illustrate in Figg. 38, 39, 42.

Nella regione del foglio, la carta delle anomalie di BOUGUER (vedi Fig. 5), filtrata ad una profondità tra 3 e 6 km, 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.

In particolare, la carta mostra una grande depressione strutturale a direzione circa ovest-est a forma debolmente arcuata ("basso" di Camporeale); tale depressione collega l'area a nord-ovest di Camporeale con quella di Godrano (nell'adiacente Foglio "Caccamo") e si approfondisce verso ESE nella regione di Ciminna e Sambuchi (vedi Fig. 5).

Il "basso" di Camporeale separa due pronunciati alti gravimetrici, corrispondenti rispettivamente alla dorsale di Monte Kumeta a nord e alle emergenze di Monte Maranfusa, Monte Galiello e all'allineamento Rocche di Rao-Rocca Buisambra a sud. L'esistenza degli alti strutturali è ben confermata dai profili geologici riportati in cornice.

Nella stesura della carta geologica, particolare attenzione è stata dedicata alla deformazione del livello strutturale inferiore costituito dai corpi di piattaforma carbonatica (dominio Trapanese) coinvolti nella tettonogenesi più recente (Pliocene-Pleistocene inferiore). Questi corpi tettonici affiorano in aree ridotte, mostrando ben poco del loro assetto profondo. Nel passato i dati di affioramento, a volte contraddittori, hanno dato luogo ad interpretazioni strutturali diverse.

In tutta l'area, i fronti dei principali sovrascorrimenti sono rappresentati da faglie inverse ad alto angolo (Tav. 1) che coinvolgono le unità carbonatiche in profondità, determinando il sollevamento delle principali strutture (vedi sezioni geologiche in cornice). Procedendo dal settore occidentale verso quello orientale, e comparando le sezioni geosismiche orientate prevalentemente N-S (vedi Fig. 38), l'assetto geologico regionale segnala una marcata variabilità tra gli stili deformativi presenti nei due settori.

Nel settore occidentale del foglio si osserva un graduale incremento dell'entità dell'*uplift* (Fig. 38), coincidente con un incremento dei raccorciamenti e con la presenza di raddoppi tra le unità più profonde. I sollevamenti portano in affioramento le porzioni liassiche delle unità a Monte Maranfusa e a Monte Galiello. In questa regione, le faglie inverse ad alto angolo si rastremano in profondità, come prima accennato, lungo piani di scollamento suborizzontali. Piccoli *backthrust* di accomodamento accompagnano la messa in posto delle unità tettoniche che mantengono un'evidente vergenza meridionale.

Nel settore orientale del foglio le unità tettoniche assumono un diverso assetto strutturale: i *backthrust*, riconosciuti anche in corrispondenza degli affioramenti più importanti, sostituiscono i *thrust* S-vergenti. I *backthrust* diventano determinanti nella dislocazione delle strutture superficiali che mostrano delle chiare vergenze settentrionali (Fig. 38 d). Particolarmente interessante è la struttura rico-

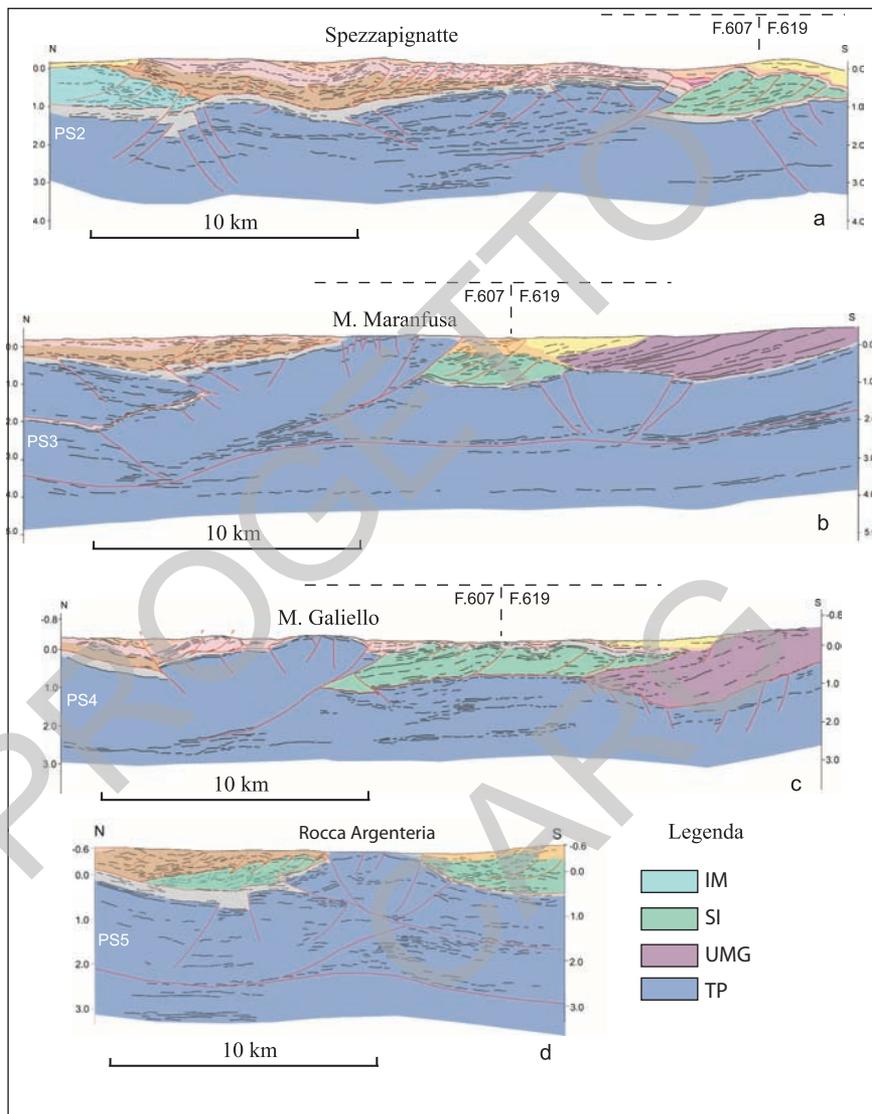


Fig. 38 - Line drawing dei profili sismici interpretati (ubicazione tracce in Tav. 1). Le sezioni mostrano la sovrapposizione delle unità S.S. Sicane ed Imeresi (rispettivamente SI e IM) sulle unità di piattaforma (TP) e i raddoppi di queste ultime. Faglie ad alto angolo con vergenza meridionale dislocano le unità TP (a,b,c) generando i principali affioramenti (Monti Maranfusa e Galiello). L'unità di Monte Genuardo (UMG) visibile nei profili b e c affiora nell'adiacente Foglio 619. In d) è riconoscibile la struttura di backthrust responsabile dell'emergenza di Rocche di Rao.

nosciuta lungo la sezione geosismica (Fig. 38 d) che attraversa Rocca Argenteria estremità occidentale della subunità Rocche di Rao-Pizzo Marabito. La struttura appare sollevata da faglie inverse ad alto angolo che raggiungono la superficie con opposti sensi di vergenza come confermato anche dai dati di campagna, rilevati nell'adiacente Foglio "Caccamo".

L'assetto strutturale profondo di questi corpi carbonatici supporta l'ipotesi che il raddoppio dell'Unità carbonatica sia stato prodotto da un sovrascorrimento N-vergente. Questi dati ben si accordano con i modelli di simulazione fisica e meccanica di strutture tipiche di una *triangle zone* (ALBANESE *et alii*, 2005). Gli studi condotti in laboratorio su modelli sperimentali multistratificati (ERICKSON, 1995; BONINI *et alii*, 2000; COUZENS-SHULTZ *et alii*, 2003) dimostrano come, nell'ambito di un regime compressivo, l'evoluzione della deformazione possa procedere innescando scollamenti in *flat*, preferibilmente lungo livelli incompetenti, e producendo rampe ad alto angolo che tagliano i livelli competenti. Le marne di S. Cipirello, copertura miocenica-

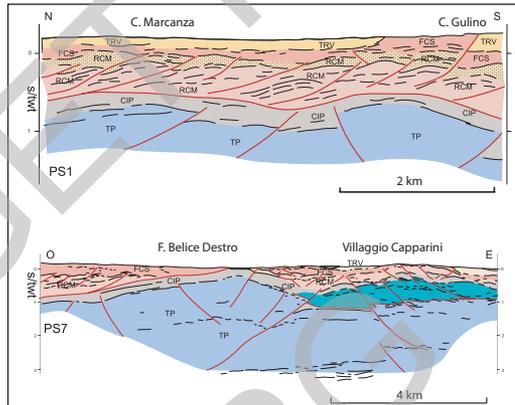


Fig. 39 - Profili geosismici (ubicazione tracce in Tav. 1) mostranti la complessa strutturazione delle unità affioranti e di quelle presenti nel sottosuolo del Foglio Corleone (cfr. testo). TP: unità Trapanesi indifferenziate; CIP: marne di San Cipirello, RCM: Unità S.S. Roccamena, SIC: f.ne Castellana Sicula, TRV: f.ne Terravecchia.

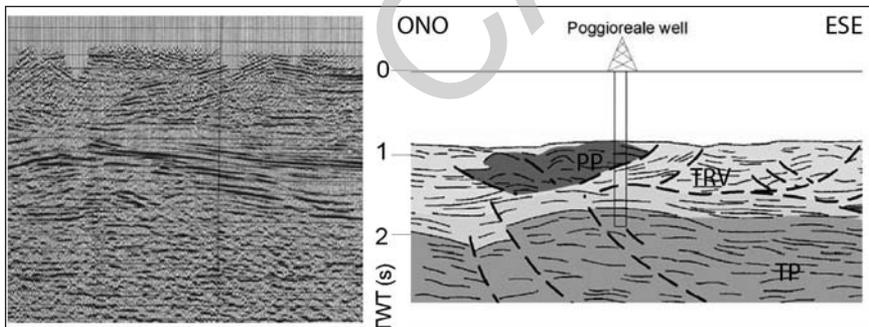


Fig. 40 - Sezione sismica (a sinistra) ed interpretazione geosismica calibrata dai dati del pozzo Poggioreale. Legenda: TP: Unità Trapanesi, PP: Unità Prepanormidi; TRV: f.ne Terravecchia.

ca della successione trapanese, potrebbero rappresentare il livello preferenziale di scorrimento tra le unità tettoniche carbonatiche favorendone la dislocazione e la messa in posto (sezioni geologiche regionali in cornice).

2. – CARATTERI DEFORMATIVI DELLE UNITA' STRATIGRAFICO - STRUTTURALI

Vengono qui descritti a partire da quelle più alte geometricamente e più interne, i caratteri strutturali delle varie U.S.S. formatesi durante la deformazione collisionale terziaria.

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

2.1.1. - *Unità S.S. Tusa - Troina*

Lembi poco estesi, riferibili alle argille varicolori inferiori ed alla formazione Polizzi del dominio Sicilide (OGNIBEN, 1960), appaiono sovrascorsi sulle successioni del flysch numidico; si rinvengono nella depressione strutturale compresa tra le dorsali carbonatiche di Monte Kumeta e Rocche di Rao - Pizzo Nicolosi.

Nell'originario multistrato argilloso-calcareo è visibile un *boudinage* degli strati legato ad una deformazione di tipo pervasivo, accompagnata da una intensa foliazione visibile alla mesoscala. Questo aspetto e la innegabile deformazione alla base del corpo argilloso hanno suggerito, fin dal 1850, il termine formazionale, non appropriato, di Argille Scagliose.

Includiamo questi rari depositi nell'Unità S.S. Tusa-Troina nel significato riportato recentemente da DE CAPOA *et alii* (2002).

La messa in posto sui depositi del flysch numidico sarebbe avvenuta nell'intervallo temporale compreso tra la fine della deposizione di quest'ultimo (Langhiano) e la deposizione della f.ne Castellana Sicula (Serravalliano superiore).

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

I terreni del flysch numidico, quando scollati dal loro substrato carbonatico imerese o sicilide costituiscono l'Unità Stratigrafico-Strutturale Godrano - Montemaggiore Belsito (correlabile con l'Unità S.S. di Piana degli Albanesi nei Monti di Palermo, CATALANO *et alii*, 1978).

2.2.1. - Unità S.S. Godrano-Montemaggiore Belsito

L'unità affiora prevalentemente nella depressione tettonica compresa tra le dorsali di M. Kumeta e Pizzo Nicolosi (C.da Quattro Finaita, C.da Percianotta, Arcivocalotto, Arcivocale, C.zo Tagliavia); una sua probabile prosecuzione verso nord potrebbe rinvenirsi nel sottosuolo immediatamente a nord della dorsale di Kumeta (Figg. 41, 42). Il limite inferiore è un piano di sovrascorrimento (a luoghi deformato dalla tettonica successiva) sui terreni trapanesi (vedi Pozzo Marineo 1) ed in subordine su quelli imeresi e sicani (Figg. 42, 43 e sezioni in cornice).

L'unità raggiunge, in queste regioni, spessori compresi tra varie decine e alcune centinaia di metri, come evidenziato dal Pozzo Marineo 1 (Fig. 42); la sua strutturazione interna, poco riconoscibile in superficie, può essere dedotta dai dati del sottosuolo illustranti la presenza di *thrust* embricati, pieghe con assi orientati prevalentemente NO-SE con vergenze sud-occidentali e scollamenti interni che impediscono ogni valutazione sugli spessori reali.

Nella regione circostante la dorsale P.zo Nicolosi-Rocche di Rao-Rocca Argenteria, l'unità si sovrappone sulle coperture mioceniche delle successioni trapanesi, e sulle U.S.S. imeresi e sicane sepolte (sezione CC' in cornice e Fig. 38).

Nel sottosuolo della regione occidentale del foglio è stato riconosciuto un corpo roccioso riferibile ai depositi del flysch numidico, compreso tra il tetto delle unità trapanesi e la base dei depositi miocenici di avanfossa (sezioni geologiche A, B, D in cornice). I lembi di flysch numidico rinvenuti in *splays* affioranti sporadicamente a sud della dorsale di Camporeale (sezione geologica CC' in cornice) sono l'espressione superficiale di questa unità tettonica sepolta.

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

2.3.1. - Unità S.S. Roccapalumba

Sulla base dei dati di sottosuolo, la Formazione Mufara affiorante a nord e a sud di Pizzo Nicolosi (Rocca Busambra) viene ritenuta, per posizione strutturale, riferibile alla Unità S.S. Roccapalumba che affiora estesamente verso est. Questa unità, nell'adiacente Foglio "Caccamo", comprende anche i terreni del complesso di Lercara, come confermato da dati di pozzi profondi.

Nel Foglio "Corleone" i rapporti con le unità geometricamente più alte non sono visibili. In aree adiacenti, tuttavia, i terreni di questa Unità S.S. appaiono ricoperti, lungo una superficie di disarmonia, dai terreni deformati del flysch numidico.

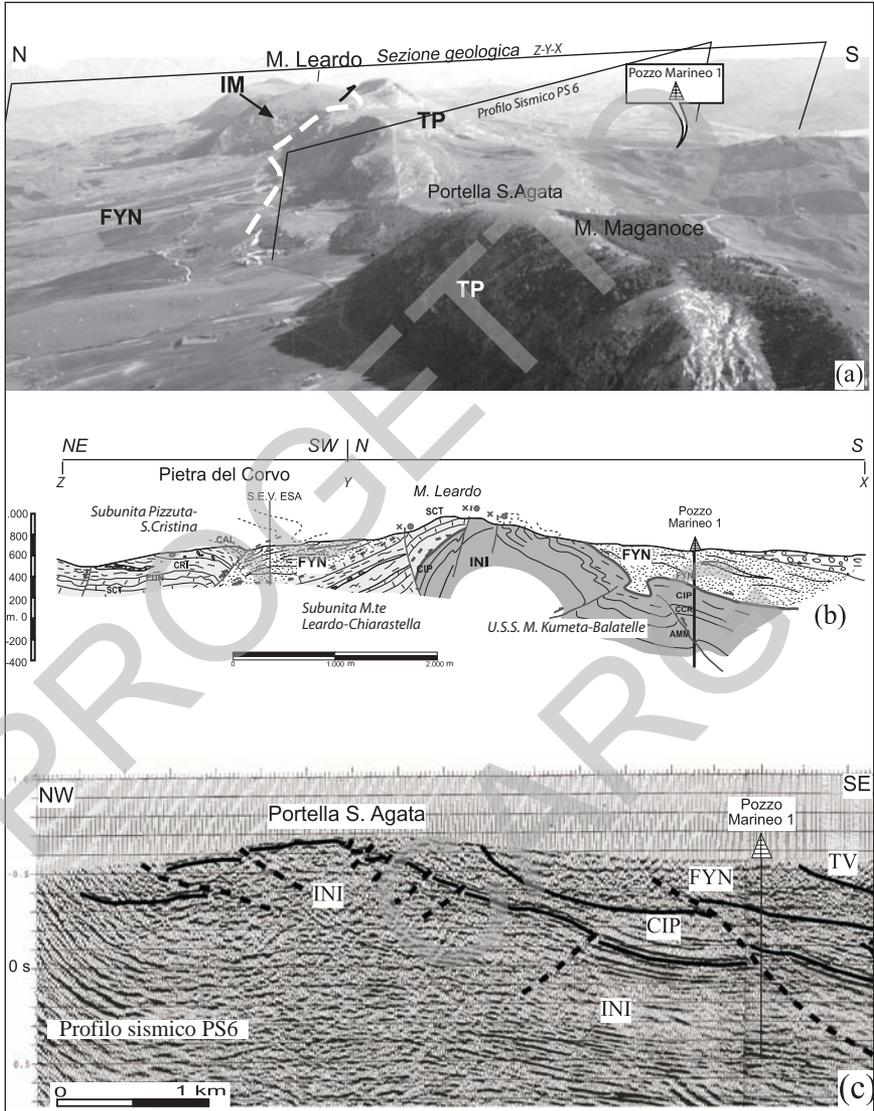


Fig. 42 - Sovrascorrimento delle U.S.S. imeresi su quelle trapanesi nell'area di Monte Leardo al limite orientale del Foglio Corleone: a) Foto panoramica, IM: U.S.S. imeresi (Subunità Pizzuta-S. Cristina e M. Leardo-Chiarastella); TP: U.S.S. trapanesi (U.S.S. M. Kumeta-Balattelle); FYN: depositi del flysch numidico, b) sezione geologica ZYX, per gli acronimi cfr. testo, c) profilo sismico PS6. Cfr. traccia sezioni in Fig. 41 (modif. da CATALANO et alii, 2004).

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

2.4.1. - Unità S.S. Sagana – Belmonte Mezzagno

I terreni imeresi e le relative coperture terrigene oligomioceniche (FYN) sono incluse nell'Unità S.S. Sagana-Belmonte Mezzagno (ABATE *et alii*, 1978), all'interno della quale sono state separate le due subunità tettoniche affioranti a Monte Leardo-Chiarastella e Pizzuta-Santa Cristina (Fig. 41). Le Unità S.S. imeresi sono sovrapposte tettonicamente alle Unità trapanesi (Fig. 42).

Lo schema tettonico di Tav. 1 ed i profili geologici di Figg. 42, 43 illustrano

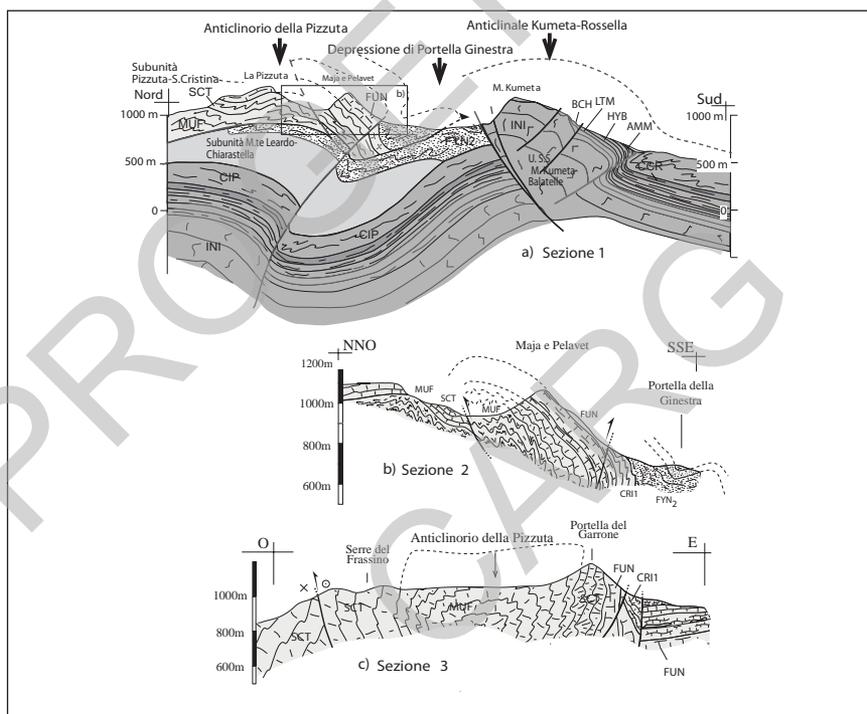


Fig. 43 - Sezione geologica interpretativa, trasversale ai due alti strutturali della Pizzuta e di Monte Kumeta (a). Si noti il dettaglio del fianco meridionale della Pizzuta nel riquadro della sezione b). Le sezioni b e c (lungo tracce tra loro perpendicolari) illustrano la complessa geometria dell'anticlinale della Pizzuta, effetto dell'interferenza di due sistemi plicativi. Si riconosce nel complesso un anticlinorio principale, con asse NNO-SSE, caratterizzato da una zona di cerniera appiattita visibile nella sezione c). Per effetto del successivo piegamento NE-SO, l'asse dell'anticlinorio della Pizzuta immerge bruscamente verso S, in corrispondenza del fianco meridionale di Maja e Pelavet (sezioni a, b; ubicazione tracce in Tav.1, per gli acronimi cfr. testo).

gli elementi strutturali più significativi affioranti nel settore di contatto tra le unità imeresi e le sottostanti unità trapanesi:

a) la sinclinale di Piana con un *trend* ONO-ESE, coinvolge al nucleo il flysch numidico e si sviluppa da Santa Cristina Gela a Piana degli Albanesi. La sinclinale ricade all'interno della vasta depressione di Portella della Ginestra, che separa i due alti strutturali della Pizzuta e di Monte Kumeta;

b) l'anticlinorio della Pizzuta mostra al nucleo le marne della Mufara e presenta un complesso stile deformativo prodotto dall'interferenza di almeno due *trend* plicativi sovrimposti (Fig. 43).

Tali elementi strutturali sono dislocati da due importanti lineamenti tettonici:

- il fronte Mirabella, che delimita a sud la subunità Pizzuta-S. Cristina con direzione ONO-ESE, prosegue verso est come *thrust*, probabilmente all'interno dei depositi del flysch numidico (Fig. 41) ed è ancora riconoscibile a sud-est dell'abitato di S. Cristina Gela (Pietra del Corvo, Fig. 42b). Tale lineamento è ben riconoscibile, verso ovest, anche nei Monti della Fiera. Lungo il settore occidentale del fronte (ad ovest di Maja e Pelavet), i potenti corpi di dolomie della formazione Fanusi assumono inclinazioni prossime alla verticale e rappresentano il fianco esterno, localmente rovesciato, di una spettacolare anticlinale (associata al fronte Mirabella) estesa dalla Pizzuta ai Monti della Fiera (Figg. 41, 42a). Nei M.ti della Fiera, la continuità laterale del fronte Mirabella appare interrotta e dislocata da faglie trascorrenti e transpressive con rigetto variabile fino a qualche chilometro.

- la faglia di Serre del Frassino, importante trascorrente destra a direzione NNO-SSE, interrompe il fronte Mirabella, con una dislocazione, in carta, di circa un chilometro, e consente la sovrapposizione anomala delle dolomie della formazione Fanusi sui terreni del flysch numidico.

Le unità imeresi, i cui terreni carbonatici e silico-carbonatici sono potenti almeno 1.200 m, sono caratterizzate da superfici interne di disarmonia strutturale (superfici di scollamento) dovute agli eventi della deformazione tettonica. Un livello di scollamento basale significativo è quello che si riconosce al tetto della Formazione Mufara. L'interposizione di un corpo roccioso massivo (formazione Fanusi) fra due multistrati, corrispondenti alla formazione Scillato ed all'insieme delle formazioni Crisanti-Caltavuturo, fa sì che le deformazioni plicative nucleate nei due multistrati siano disarmoniche (AVELLONE & BARCHI, 2003).

2.4.1.1. - Subunità Pizzuta-S.Cristina

La subunità rappresenta la struttura imerese geometricamente più alta di questo settore ed è in parte dislocata dal fronte Mirabella (Fig. 41).

Nel settore ad est del rilievo della Pizzuta (e fino a Piana degli Albanesi-S. Cristina Gela), la subunità Pizzuta-S. Cristina è una monoclinale (verosimilmente associata ad una rampa) interrotta da faglie inverse e da pieghe minori con *trend* NO-SE. Strutture queste con generale vergenza SO (Figg. 42, 43). Nel settore ad ovest della Pizzuta, invece, la subunità appare come un'anticlinale a grande scala (anticlinale di Pizzo Mirabella). Il suo fianco esterno, localmente fagliato e rovesciato, affiora sui versanti meridionali dei rilievi di Maja e Pelavet e dei Monti della Fiera. L'anticlinale di Pizzo Mirabella, affiorante immediatamente a nord del limite del foglio nell'adiacente Foglio "Partinico" (Fig. 41), presenta *trend* con orientazione ONO-ESE, lunghezza d'onda chilometrica e strutture plicative minori; il suo fianco esterno risulta spesso dislocato da faglie a carattere trascorrente con direzione NE-SO (sinistre) e NNO-SSE (destre), responsabili di bruschi avanzamenti verso sud del fronte Mirabella. Le osservazioni di campagna e lo studio degli indicatori cinematici suggeriscono una possibile genesi di queste faglie trasversali come strutture di trasferimento (*tear faults*). Alcune di esse mostrano evidenze di successiva riattivazione in regime trassensivo e distensivo.

L'analisi dell'orientazione statistica delle pieghe minori evidenzia, all'interno della subunità, due principali sistemi di linee di cerniera: C_1 orientato NO-SE, C_2 orientato NE-SO, cui si aggiunge un terzo sistema locale, C_3 , orientato N-S, e presente solo lungo il versante orientale della Pizzuta (Fig. 44 a). Affioramenti ben esposti permettono di riconoscere la sovrapposizione tra i sistemi di piegamento C_1 e C_2 e lo sviluppo di figure di interferenza (Fig. 44 b). Il complesso stile deformativo dell'anticlinorio della Pizzuta appare anch'esso riconducibile all'effetto di interferenza delle strutture plicative esistenti (Fig. 43). La terza popolazione di pieghe C_3 viene interpretata come il locale effetto della rotazione delle cerniere in seguito all'attivazione di faglie a componente trascorrente.

2.4.1.2. - Subunità Monte Leardo - Chiarastella

Rappresenta la subunità imerese geometricamente più bassa, direttamente sovrapposta alle unità trapanesi (U.S.S. Monte Kumeta-Balatelle). Il piano di sovrascorrimento affiora a Monte Leardo, un chilometro ad est del limite con il Foglio "Caccamo" (Fig. 42). Nel foglio in studio, a nord e a sud di Monte Giuhai, sono presenti soltanto i termini basali della successione imerese (Formazione Mufara). Un contatto tettonico lungo faglie traspressive, orientate ONO-ESE, separa la subunità dai terreni del flysch numidico e della successione trapanese (vedi Fig. 41).

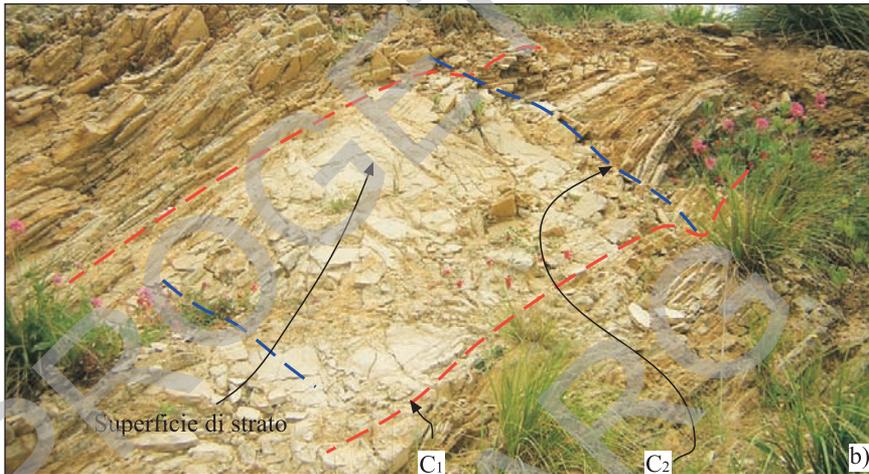
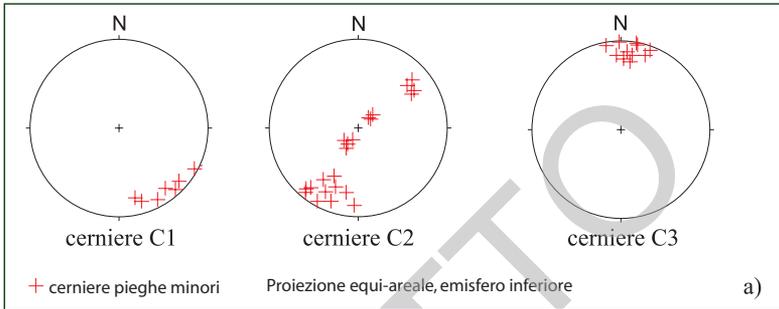


Fig. 44 - Unità Imeresi, settore nord-orientale del Foglio Corleone. a) stereonet riassuntivi delle cerniere di pieghe minori; b) esempio di figure di interferenza da pieghe sovrapposte, in calcilutiti e marne argillose della Formazione Mufara affioranti alla Pizzuta. Le cerniere C1 (prima generazione orientate NO-SE, tratto in rosso), risultano ripiegate a formare cerniere C2 (seconda generazione orientate NE-SO, tratto in blu). Le linee di cerniera delle due generazioni di pieghe formano un angolo di 70° circa (da GASPARO MORTICELLI, 2008).

2.5. – UNITÀ S.S. DERIVANTI DALLA DEFORMAZIONE DEL BACINO SICANO

2.5.1. - Unità S.S. Corleone- Barracù

Le successioni sicane appaiono fortemente deformate, come si riconosce dai caratteri strutturali (raddoppi di tutta o parte della successione, presenza di *duplex*, sistemi di pieghe) e dalle complesse geometrie interpretate nelle sezioni sismiche (AGATE *et alii*, 1998; CATALANO *et alii*, 1998 b, c; CATALANO *et alii*, 2000 a).

L'Unità S.S. Corleone-Barracù si estende nel settore meridionale del Foglio "Corleone" (vedi Tav. 1) dove affiora con le sue coperture oligomioceniche; è caratterizzata da un sistema di *thrust* con geometrie di *embricate fan* e di *duplex*. L'unità affiora, nella sua interezza, a Monte Barracù, sito pochi chilometri a sud, negli adiacenti Fogli "S. Margherita Belice" e "Lercara Friddi" (vedi Fig. 1).

Nel foglio i corpi tettonici più superficiali costituiscono la subunità Balata-Zuccarone (quest'ultimo toponimo presente nell'adiacente Foglio "Caccamo"); la stessa è rappresentata dai depositi oligo-miocenici affioranti in finestra tettonica nei dintorni di C.da Guisina, nell'area di Corleone, nei dintorni di Cozzo Balata (vedi Tav. 1, sezioni geologiche in cornice e sezioni geosismiche in Fig. 38).

I terreni della subunità Balata-Zuccarone si estendono con un significativo spessore lungo una fascia a decorso E-O, immediatamente a sud delle dorsali di Monte Maranfusa, Monte Galiello e Pizzo Nicolosi (vedi Tav. 1), mantenendo l'originario rapporto di sovrascorrimento sulle unità trapanesi (sezioni geologiche AA', BB', CC' in cornice).

Il sovrascorrimento è riferibile al Tortoniano poichè successivo alla deposizione delle marne di San Cipirello (Evento I, Titolo VII. 4.2.).

La porzione meridionale della sezione geologica CC' (in cornice) mostra un sistema di sovrascorrimento di tipo *duplex* in cui i *thrust* ausiliari si raccordano in maniera asintotica verso l'alto in uno scollamento sommitale localizzato nelle marne oligoceniche. Una chiara visione dei rapporti strutturali del *duplex* sicano (CATALANO *et alii*, 1998 b; 2000 a) è illustrato nell'adiacente Foglio "Caccamo".

L'originario assetto tettonico appare modificato a sud dell'allineamento Monte Maranfusa-Pizzo Nicolosi (vedi Tav. 1) dove si realizza la parziale sovrapposizione dei terreni trapanesi su quelli sicani (Fig. 38 e sezioni geologiche in cornice). L'inversione dei rapporti tettonici originari è determinata dall'azione di faglie inverse ad alto angolo che coinvolgono in profondità le sottostanti unità trapanesi (Evento II, Titolo VII 4.2.).

Nella subunità Balata-Zuccarone, le coperture oligo-mioceniche (un corpo calcareo impacchettato tra due formazioni marnoso-argillose) appaiono scollate dal substrato e coinvolte in un sistema di pieghe strette ed asimmetriche con direzione est-ovest e vergenza meridionale (anticlinorio Corleone-Zuccarone). Queste strutture subiscono nella loro porzione più orientale, ricadente anche nell'adiacente Foglio "Caccamo", una generale rotazione secondo direzioni NO-SE, accompagnata da faglie trascorrenti orientate obliquamente agli assi delle pieghe principali.

2.6. – UNITÀ S.S. DERIVANTI DALLA DEFORMAZIONE DEL DOMINIO PREPANORMIDE

2.6.1. - *Unità S.S. Roccamena*

L'unità di Roccamena affiora in lembi alloctoni dispersi, lungo una fascia a direzione SO-NE tra il Fiume Belice destro (Dagale di Ravanusa), il Villaggio Caparrini, i dintorni di Roccamena e l'area di Portella Mazzadiana a NO di Corleone nel settore meridionale del foglio. Vengono assegnati alla stessa unità gli affioramenti rocciosi di modeste dimensioni di Pietralunga e di C.da Bicchinello.

Questi corpi tettonici di esiguo spessore (poche centinaia di metri) si sovrappongono sulle unità sicane con contatti raramente visibili in affioramento, ma riconoscibili nel sottosuolo (sezione geologica DD" in cornice e Fig. 39), dove l'unità di Roccamena appare deformata in una serie di embrici tettonici dello spessore di circa 400-600 metri.

Il più esteso di questi corpi si sovrappone tettonicamente alle marne di San Cipirello della successione sicana, immediatamente ad ovest del centro urbano di Roccamena. Gli altri lembi non mostrano la superficie di appoggio basale; appaiono ricoperti, in discordanza, dai depositi sintettonici miocenici.

I terreni affioranti nell'anticlinale di Case Sepia, lambiti dal Belice meridionale, si continuano nel sottosuolo del margine occidentale del foglio, dove un profilo sismico interpretato (Fig. 39) mostra un sistema di sovrascorrimenti embricati (con vergenza meridionale) costituiti da terreni cretacio-oligomiocenici; simili depositi sono stati rinvenuti anche nell'adiacente Foglio "Alcamo" (vedi Fig. 7), dove sono stati attraversati dal Pozzo Poggioreale (vedi Fig. 40).

Depositi con queste caratteristiche affiorano largamente ad ovest del foglio e nell'estremità occidentale della Sicilia; in questa regione sono stati inseriti nelle unità tettoniche prepanormidi (BORNATI *et alii*, 1997; CATALANO *et alii*, 2002).

La loro attuale posizione strutturale consente una collocazione paleogeografica dell'originario dominio di sedimentazione in posizione più interna rispetto ai domini Sicano e Trapanese.

2.7. – UNITÀ S.S. DERIVANTI DALLA DEFORMAZIONE DELLA PIATTAFORMA CARBONATICA TRAPANESE

Le Unità S.S. trapanesi sono i corpi più profondi nella pila tettonica riconosciuta nel foglio; esse affiorano lungo due dorsali a forte controllo strutturale espressione dell'U.S.S. Monte Kumeta-Balatelle a nord e dell'U.S.S. Rocca Busambra a sud (vedi Tav. 1). Tali strutture si prolungano ad est, nell'adiacente Foglio "Caccamo", per alcuni chilometri.

Le due unità appaiono sovrapposte in *flat* su unità tettoniche di piattaforma carbonatica che si rinvergono ad oltre 3000 metri di profondità (vedi Fig. 38 e sezioni geologiche regionali in cornice). La ricostruzione della geometria originaria dei corpi, definita nel sottosuolo grazie alla interpretazione dei profili sismici a riflessione (vedi Fig. 7), indica che il loro attuale assetto strutturale è fortemente controllato dalla tettonica più recente (Evento II). Le strutture sono deformate da *backthrust* nord-vergenti, associati ad elevati rigetti verticali, apparentemente responsabili dell'emergenza delle due unità lungo le dorsali carbonatiche.

Lo stile deformativo delle unità tettoniche trapanesi è controllato dai peculiari caratteri meccanici della successione. Quest'ultima risulta costituita da una formazione massiva basale (Formazione Inici) cui segue un multistrato piegato disarmonicamente (rappresentato dall'insieme formazione Amerillo-calcareniti di Corleone). Lo scollamento del multistrato è favorito dalla presenza, alla sua base, di formazioni marnose sottilmente stratificate (Formazione Hybla ed in subordine Lattimusa, Fig. 45) che rappresentano il principale livello di scollamento interno alle Unità Trapanesi. Si riconoscono scollamenti di ordine minore, molto frequenti anche nella formazione Amerillo in corrispondenza di livelli incompetenti.

L'analisi strutturale di dettaglio ha contribuito a definire i caratteri deformativi delle singole unità tettoniche.

2.7.1. - Unità S.S. Monte Kumeta-Balatelle

Nel foglio l'U.S.S. è rappresentata dalla subunità Marineo; quest'ultima si sovrappone, nel sottosuolo, a corpi carbonatici, interamente sepolti e pertanto riconoscibili attraverso l'interpretazione dei profili sismici a riflessione.

2.7.1.1. Subunità Marineo

La struttura si estende da Monte Jato a Monte Giuhai, lungo una anticlinale principale est-ovest a grande scala (anticlinale Kumeta-Rossella), con lunghezza d'onda media dell'ordine di due km (vedi Tav. 1 e Fig. 41). L'asse dell'anticlinale ruota lungo un *trend* circa NO-SE per effetto del lineamento traspressivo destro Monte Jato-Balatelle (vedi Tav. 1 e Fig. 41). Questo lineamento, di significato locale, corrisponderebbe ad una porzione della linea Kumeta-Alcantara interpretata come struttura trascorrente di significato crostale (GHISSETTI & VEZZANI, 1984).

Il lineamento traspressivo Monte Jato-Balatelle ed i relativi sistemi coniugati dislocano il fianco settentrionale dell'anticlinale Kumeta-Rossella (Fig. 45), producendo evidenti retrovergenze e l'accostamento anomalo della Formazione Inici

alle marne di S. Cipirello ed ai depositi del flysch numidico (vedi Fig. 43 a).

La nucleazione dell'anticlinale principale è cinematicamente connessa allo sviluppo di pieghe minori parassite ed è associata a faglie inverse est-ovest mesoscopiche con frequenti retrovergenze (AVELLONE, 2001 e Fig. 46).

L'analisi delle pieghe minori rivela una direzione di trasporto meridionale della Subunità Marineo (Evento I). L'anticlinale sud-vergente Kumeta-Rossella, i cui fianchi sono visibili entrambi a Gola di Hony, è riferibile all'Evento I e presenta marcate ondulazioni assiali, effetto dell'interferenza con l'evento più tardivo della strutturazione (Evento II). A conferma di quanto detto, l'analisi statistica

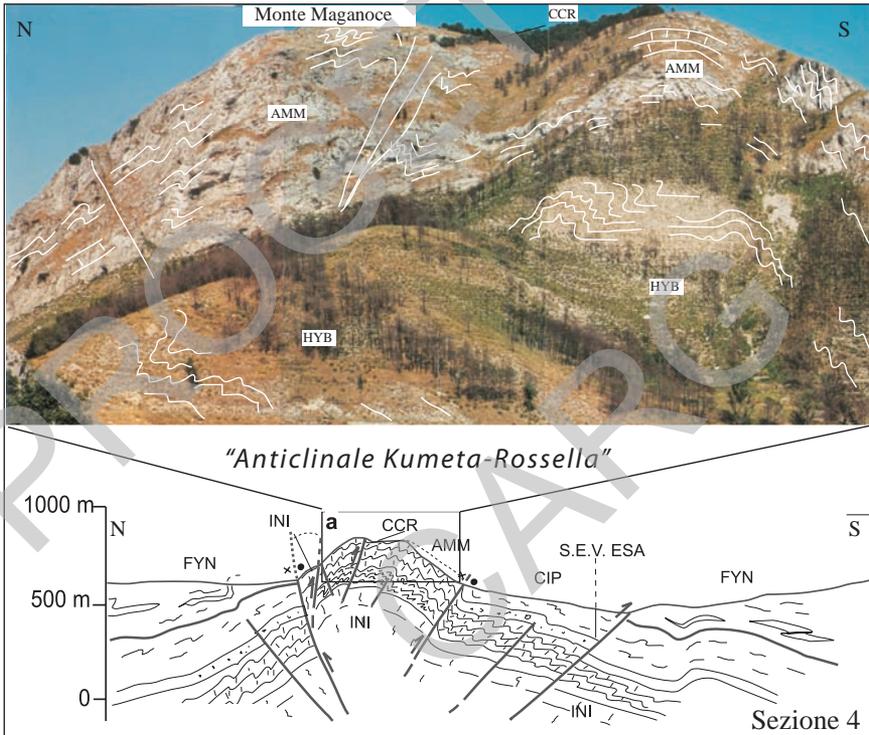


Fig. 45 - U.S.S. Monte Kumeta-Balatelte. Nella foto panoramica in alto e nella sezione geologica in basso è possibile riconoscere entrambi i fianchi dell'anticlinale principale E-O, asimmetrica e sud vergente (anticlinale Kumeta-Rossella). Si noti il fianco nord dell'anticlinale, dislocato da una faglia inversa ad alto angolo che solleva la formazione Amerillo (AMM) rispetto alle Calcareniti di Corleone (CCR). Lo stile deformativo delle pieghe minori (lunghezza ed ampiezza d'onda) evidenzia la presenza di un scollamento principale al tetto della Formazione Hybla (HYB) e di numerose superfici di disarmonia strutturale nell'ambito della F.ne Amerillo (AMM) localizzati in corrispondenza dei livelli incompetenti (traccia della sezione in Tav. 1). Versante orientale di Monte Maganoce.

dei dati sulla giacitura delle pieghe evidenzia due generazioni di deformazioni plicative: una prima popolazione con direzioni assiali medie E-O ed una spiccata asimmetria con vergenza meridionale (Evento I). Le pieghe minori E-O risultano deformate da pieghe successive con orientazione NE-SO, particolarmente bene esposte nelle regioni di Monte Jato e Monte Maganoce (Evento II).

Il nucleo liassico (Formazione Inici) dell'anticlinale Kumeta-Rossella è dislocato da una faglia inversa est-ovest che si sviluppa con relativa continuità lungo i versanti settentrionali dell'intera dorsale. La faglia immerge a nord con una inclinazione di circa 70° (il suo rigetto stimato supera i 150 metri nel settore a nord di Monte Maganoce) e determina la sovrapposizione della Inici (intensamente cataclasata) sui terreni cretacei della formazione Amerillo (Fig. 47). Lungo l'anticlinale Kumeta-Rossella sono riconoscibili superfici di discontinuità ad alto angolo, con direzione nord-sud; tali superfici sono interpretabili come originarie fratture di estensione dell'anticlinale principale, localmente riattivate da faglie trascorrenti a modesto rigetto.

La tettonica distensiva e trastensiva, la più recente deformazione registrata in questa area del foglio, è rappresentata da faglie, trasversali e parallele alla U.S.S. Monte Kumeta-Balatelle, verosimilmente associate ad un collasso della struttura.



Fig. 46 - Gola di Hony. Sezione naturale trasversale all'anticlinale Kumeta-Rossella; faglie trasversive dislocano i fianchi dell'anticlinale con una doppia vergenza (da AVELLONE, 2001). INI : Formazione Inici, BCH: formazione Buccheri, HYB: Formazione Hybla.



Fig. 47 - Versante settentrionale di Monte Maganoce. Faglia inversa ad alto angolo che sovrappone i termini trapanesi liassici (INI) su quelli cretacei della formazione Amerillo (AMM).

2.7.2. - Unità S.S. Rocca Busambra

Nel Foglio “Corleone” l’Unità S.S. Rocca Busambra affiora a Pizzo Nicolosi (estremità occidentale della stessa) e si estende verso ovest, fino agli affioramenti di Monte Maranfusa e Rocce Maranfusa, comprendendo gli alti strutturali carbonatici di Rocche di Rao, Rocca Argenteria, Rocche Drago, Masseria Patria, M. Galiello (vedi Tav. 1). Tale U.S.S. si sviluppa, nella sua interezza, nei Fogli “Corleone” e “Caccamo” (vedi Fig. 5).

I dati di sottosuolo, integrati con le analisi strutturali di superficie, permettono di distinguere strutture di ordine minore: le subunità Rocche di Rao-Pizzo Marabito, Galiello e Monte Maranfusa sono dislocate, le une rispetto alle altre, da lineamenti traspressivi NE-SO con senso di scorrimento sinistro (vedi Tav. 1).

A scala regionale l’Unità S.S. Rocca Busambra è delimitata da un sistema di faglie ad alto angolo di natura traspressiva (vedi Tav. 1) che la separano in affioramento dalle Unità S.S. sicane e dai corpi del flysch numidico.

2.7.2.1. - Subunità Rocche di Rao - Pizzo Marabito

La subunità è costituita da un alto strutturale esteso tra la regione di Rocche di Rao e l’estremità orientale della Rocca Busambra. La parte compresa nel foglio in studio affiora a Pizzo Nicolosi, Rocche di Rao, Rocca Argenteria e Rocca Drago (vedi Tav. 1), è delimitata verso SO da significative faglie traspressive a

direzione ONO-ESE ed E-O che rialzano i calcari della Inici rispetto alle marne di S. Cipirello. La sezione geologica CC' (in cornice) mostra con chiarezza le geometrie della struttura e i rapporti con le unità adiacenti. Si configura una generale immersione dei fianchi dell'anticlinale al di sotto delle unità sicane e dell'unità Godrano-Montemaggiore Belsito. Negli affioramenti di P. Nicolosi, di Rocche di Rao e Rocca Argenteria sono state osservate faglie trascorrenti destre orientate E-O. Sistemi coniugati di faglie trastensive con direzione NO-SE, riattivano originari piani di taglio mesozoici e fratture riempite da sedimenti. Culinazioni minori della subunità si riconoscono a Rocca Argenteria e Rocche di Rao. La rimanente parte della subunità affiora nel Foglio "Caccamo" ed è stata descritta nelle relative Nonte Illustrative.

2.7.2.2. - Subunità Galiello

La subunità Galiello, affiorante anche a Masseria Malvello e Masseria Castellana, è delimitata da faglie trascorrenti (sezione geologica BB" in cornice, Fig. 48) con carattere compressivo NE-SO (sinistre) e NO-SE (destre). Sul versante SO di Monte Galiello, le faglie traspressive presentano i valori maggiori di rigetto e giustappongono la Formazione Inici alle marne di S. Cipirello. Lungo il versante nord-occidentale del rilievo di Monte Galiello, i depositi cretaceo-eocenici



Fig. 48 - Subunità Galiello. Piani di faglia con carattere trascorrente e trastensivo destro nelle calcilutiti della formazione Amerillo. Sono visibili fibre di calcite striata e gradini di dimensioni decimetriche (a). Masseria Malvello.

immergono al di sotto delle coperture marnose mioceniche con valori elevati di inclinazione. A Masseria Malvello e nelle aree contermini sono state riconosciute significative strutture transtensive destre (NNO-SSE): queste faglie postdatano le strutture traspressive all'origine dell'alto strutturale di M. Galiello (Fig. 48).

2.7.2.3. - Subunità Maranfusa

La subunità rappresenta l'estremità più occidentale della U.S.S. Rocca Busambra. Essa si estende lungo gli affioramenti di Monte Maranfusa, Rocce di Maranfusa e Masseria Calatrasi a costituire una emergenza strutturale delimitata da faglie NNE-SSO e NO-SE, il cui carattere traspressivo è dedotto dalle misure mesostrutturali all'interno della subunità. Tali faglie hanno determinato il complessivo sollevamento della subunità Maranfusa rispetto ai depositi sintettonici circostanti durante l'Evento II (vedi Tav. 1 e sezione geologica AA' in cornice).

Nel sottosuolo la subunità Maranfusa assume la geometria di un'ampia anticlinale di rampa che si sovrappone sia sulle unità tettoniche trapanesi sepolte (vedi Fig. 38) che sulle unità tettoniche sicane, precedentemente sovrascorse sui terreni trapanesi (Evento I). Le faglie trascorrenti alto mioceniche sono particolarmente evidenti anche all'interno della subunità e dislocano le ben esposte successioni trapanesi immergenti a sud-ovest. A Monte Maranfusa, faglie trascorrenti ad alto angolo mostrano evidenze mesostrutturali di riattivazione di precedenti faglie dirette mesozoiche ed associati filoni (questi ultimi con riempimenti successivi di età compresa tra il Giurassico ed il Cretacico inferiore, Fig. 49).

3. - CARATTERI DEFORMATIVI DELLE COPERTURE SINTETTONICHE

Le successioni terrigeno-evaporitico-carbonatiche dell'intervallo Serravalliano superiore-Pliocene si sono sedimentate in depressioni di un edificio tettonico in formazione (*thrust top basins*). Questi depositi appaiono, a loro volta, deformati ed organizzati in sistemi di pieghe con assi prevalentemente orientati E-O, NO-SE e SO-NE. Le geometrie di queste strutture sono generalmente corrispondenti all'assetto tettonico dei corpi carbonatici sepolti (vedi Tav. 1 e Fig. 38); solo a volte, il nucleo delle sinclinali non coincide con le depressioni strutturali dell'edificio tettonico sepolto.

Vengono succintamente descritte alcune delle strutture che coinvolgono le successioni tortoniano-messiniane illustrate nella Tav. 1: la dorsale di Camporeale ad andamento E-O; le strutture NO-SE affioranti a nord e a sud della stessa, rispettivamente settore della sinclinale di Grisi e settore di Pizzo Corvo-Colle

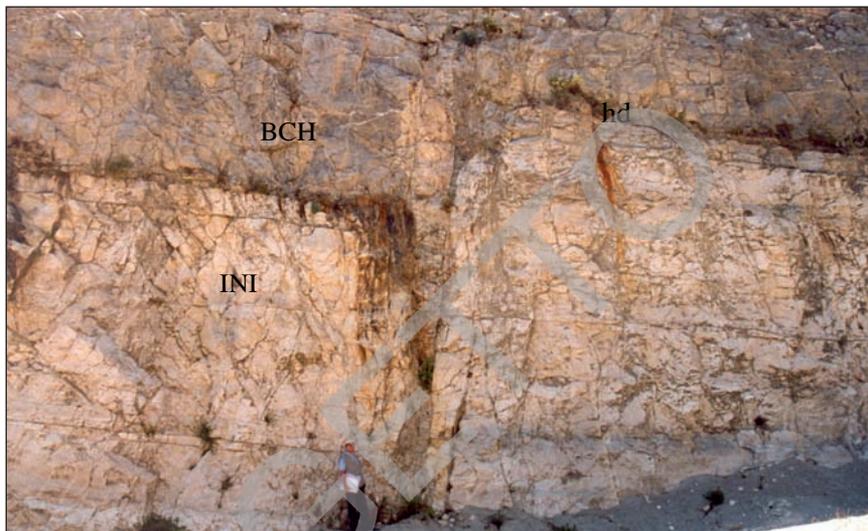


Fig. 49 - *Faglie mesozoiche dirette che coinvolgono la Formazione Inici (INI) e la soprastante formazione Buccheri (BCH). Sono evidenti croste ferro-manganesifere nerastre (hd) e filoni sedimentari colmati da depositi di età compresa tra il Pliensbachiano ed il Cretacico inferiore. M. Maranfusa.*

Confessionario; le strutture orientate E-O e NE-SO, rappresentate dall'anticlinale di Masseria Mondello, e dall'anticlinale di Monte Poirà (porzione meridionale del foglio); le strutture NE-SO, riconosciute lungo il limite centro-orientale del foglio e nell'adiacente Foglio "Caccamo", del sinclinorio Montagnola-Case Guisina e la struttura post-messiniana della sinclinale di Casalotto.

3.1. - SINCLINALE DI CAMPOREALE

I depositi terrigeni e clastico-carbonatici, affioranti lungo la dorsale di Camporeale, mostrano giaciture orientate statisticamente lungo direzioni dominanti est-ovest. Alla scala della carta geologica (su una fascia, più o meno continua, ampia 10 km circa) è possibile ricostruire una sinclinale principale est-ovest, con lunghezza d'onda di alcuni km. La sinclinale è dislocata da piani di taglio ad alto angolo e trascorrenti (NO-SE destre e NE-SO sinistre, Tav. 1) che provocano spostamenti orizzontali di diverse decine di metri.

Il nucleo della sinclinale principale è costituito dai terreni del membro argilloso-pelitico della formazione Terravecchia (TRV₃); la struttura presenta il fianco settentrionale e meridionale rispettivamente allineati lungo le dorsali Cozzo

Balletto-Cozzo Fraccia (fianco N) e Cozzo Pernice-Monte Pietroso (fianco S). La continuità laterale di questa grande sinclinale è interrotta da coperture recenti alluvionali lungo il Vallone di Pernice. L'analisi statistica del *bedding* mostra una direzione assiale media della struttura principale orientata est-ovest (Fig. 50 a); in particolare, lungo il settore di Cozzo Pernice, il *bedding* subisce locali rotazioni per trascinarsi lungo faglie trascorrenti oblique, che attribuiscono al fianco meridionale della struttura di Camporeale un caratteristico andamento arcuato.

La sinclinale è articolata, al suo interno, in una serie di pieghe con lunghezza d'onda di circa 1 km: si riconosce una modesta sinclinale fagliata a Cozzo Balletto (vedi Tav. 1) ed una stretta sinclinale rovesciata a Cozzo Salto con geometria a "scatola" indicativa di una vergenza settentrionale. L'orientazione est-ovest di questa anticlinale è congruente con quella delle strutture maggiori. La zona di cerniera si riconosce in affioramento, sia sul versante occidentale di Cozzo Salto che su quello orientale a Case Azzolino vecchio, evidenziata da repentini cambiamenti dell'immersione degli strati.

Il *thrust* associato al fianco rovescio della sinclinale di Cozzo Salto genera un locale raddoppio della successione e contribuisce a spiegare l'elevato spessore del corpo arenaceo. Il prolungamento nelle aree adiacenti di queste strutture est-ovest è solo supposto, a causa della presenza delle coperture eluvio-colluviali. Strutture analoghe sono state riconosciute grazie all'interpretazione dei profili sismici che attraversano la dorsale di Camporeale presso Monte Pietroso (sezione

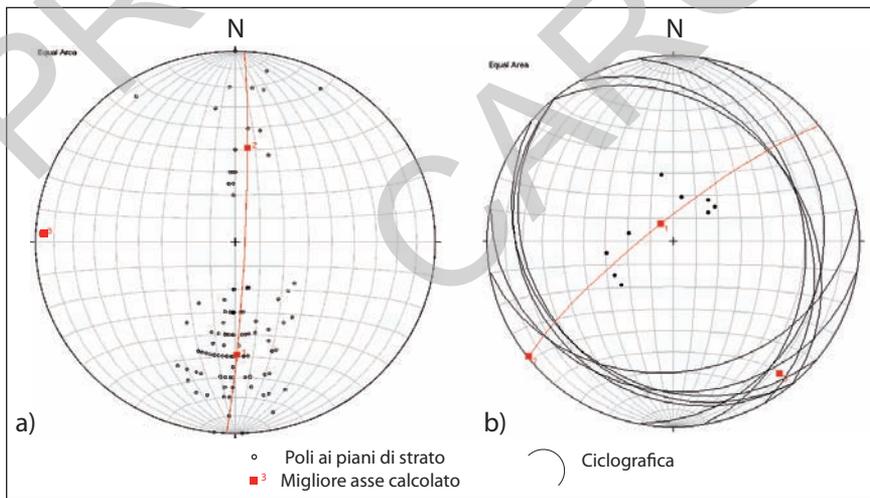


Fig. 50 - Stereogramma dei poli ai piani di strato relativi ai fianchi di due grandi sinformi nel settore occidentale del foglio: a) sinclinale di Camporeale con asse medio orientato N 276,6° ed inclinazione di 4°. 130 dati. b) sinclinale di Grisi con asse medio orientato N 132° e inclinazione di 2°; 43 dati.

geologica DD” in cornice). Nell’ambito di queste strutture quella di Cozzo Salto si configura come sinclinale associata ad un *backthrust*.

La carta delle anomalie gravitative di BOUGUER indica un evidente basso gravimetrico con direzione E-O (vedi Fig. 5) nel sottosuolo dell’area occupata dalla sinclinale di Camporeale.

3.2. - SINCLINALE DI GRISI

A N della dorsale di Camporeale e a sud-ovest del settore di Lago Poma si riconosce un sistema di pieghe a *trend* NO-SE, del quale la sinclinale di Grisi rappresenta la struttura principale (vedi Tav. 1). Sono pieghe aperte, simmetriche, con lunghezza d’onda compresa tra 0,5 e 4 Km circa e con asse che presenta una generale immersione verso sud-est. Procedendo da SO verso NE sono state riconosciute l’anticlinale di Strasatto-Fraccia, con al nucleo i terreni della f.ne Castellana Sicula, quindi l’imponente sinclinale di Grisi (Tav. 1, Fig. 50 b e sezione geologica DD” in cornice), con al nucleo il mb. arenaceo della f.ne Terravecchia (TRV₂). Lungo il fianco meridionale della sinclinale di Grisi sono stati rilevati *thrust*, a immersione NE, che determinano un locale raddoppio del mb. conglomeratico.

3.3. - SETTORE DI PIZZO CORVO-COLLE CONFESSIONARIO

Nel settore a sud della dorsale di Camporeale e ad ovest del Belice Destro sono riconoscibili (vedi Tav. 1) alcune significative strutture plicative NO-SE, quali le sinclinali di Pizzo Corvo e di Colle Confessionario, con al nucleo le peliti della formazione Terravecchia (TRV₃), l’anticlinale di Cozzo Cannelle, con al nucleo le peliti della formazione Castellana Sicula. La traccia della superficie assiale della sinclinale di Colle Confessionario ruota debolmente, presso Masseria Macellarotto, disponendosi lungo la direzione assiale ONO-ESE.

3.4. - SINCLINALE DI MONTE CASALOTTO

Gli stessi sistemi NO-SE, riconosciuti nei settori sopra descritti, si riscontrano nella regione di Monte Casalotto nella sinclinale omonima, avente lunghezza d’onda chilometrica ed, al nucleo, i Trubi del Pliocene inferiore.

3.5. - ANTICLINORIO CORLEONE - ZUCCARONE

L'anticlinorio Corleone-Zuccarone occupa gran parte della porzione sud-orientale del Foglio "Corleone" e si continua nel Foglio "Caccamo" nell'area di Cozzo Zuccarone. L'anticlinorio coinvolge le formazioni mioceniche Castellana Sicula e Terravecchia ed i termini sicani oligomiocenici che ne costituiscono il nucleo (marne di Cardellia di C.da S Gandolfo). Questa struttura, con dimensioni complessive di alcuni chilometri, è articolata al suo interno in pieghe con lunghezza d'onda chilometrica ed asse circa E-O. Quest'ultimo subisce una evidente rotazione, disponendosi con direzione NO-SE, nella regione al margine del foglio.

L'anticlinorio di Corleone-Zuccarone è correlabile con una grande anticlinale con andamento arcuato e direzione assiale NE-SO ricostruita nell'area a sudovest di Monte Poirà (vedi Tav. 1). La struttura, in parte sepolta dalle alluvioni del fiume Belice Sinistro, coinvolge al nucleo la formazione Castellana Sicula e presenta una terminazione periclinale nel settore di Masseria Patti.

3.6. - BACINO DELLA MONTAGNOLA - GUISINA

È rappresentato da una imponente monoclinale, interrotta da alti relativi con associate faglie inverse che contribuiscono a giustificare lo spessore dei depositi della formazione Terravecchia (sezione geologica CC' in cornice). Faglie inverse NE-SO con immersione NO, visibili soprattutto nell'adiacente Foglio "Caccamo", sovrappongono le peliti della f.ne Castellana Sicula sui conglomerati della f.ne Terravecchia (TRV₁). Sull'versante settentrionale e occidentale della Montagnola i conglomerati sono giustapposti con contatto tettonico al flysch numidico.

3.7. - ANTICLINALE DI CASE SEPIA

L'anticlinale di Case Sepia, localizzata nella porzione sud-occidentale del foglio, coinvolge al nucleo i terreni dell'U.S.S. Roccamena (vedi Tav. 1). L'anticlinale presenta *trend* E-O nel settore di villaggio Capparini, dove se ne riconoscono i due fianchi. La struttura pare ricollegabile all'alto di Case Sepia, che ruota lungo un *trend* NE-SO ed è associata ad un *thrust* SE vergente.

3.8. - DORSALE DI POGGIOREALE

Il *trend* plicativo NE-SO prima descritto caratterizza altresì la regione sud-

occidentale del Foglio “Corleone” (vedi Tav. 1), nella fascia di collegamento con il Foglio “Santa Margherita Belice” (dorsale di Poggioreale, Spinapuče). I dati gravimetrici (vedi Fig. 5) mostrano evidenti zone di basso orientate NE-SO.

Un complesso di pieghe ed associate faglie inverse (*fault related folds* con vergenza SE) si rastrema, in profondità, su superfici di sovrascorrimento nelle sottostanti unità carbonatiche; le strutture si sviluppano al limite tra i Fogli “Corleone” e “S. Margherita Belice” ed affiorano nel foglio in studio nell’area di C.da la Macchia (nord di Pizzo di Gallo) e nella Gola del Belice destro (toponimi ubicati nel Foglio “S. Margherita Belice” e qui citati per completezza di informazione). La tettonica pliocenica riconosciuta in questo settore coinvolge i depositi miocenici ed appare sigillata dai terreni del Pliocene superiore (VITALE, 1997).

In particolare, sui due lati della Gola del Belice destro è visibile una stretta anticlinale rovesciata con asse circa NE-SO e vergenza verso SSE (Fig. 51). Il *forelimb* rovesciato coinvolge potenti banchi gessosi e marne bianche plioceniche. Il riconoscimento di locali discontinuità tettoniche nei Trubi (vedi Fig. 36) ed il *pattern* stratale della porzione basale della formazione marnoso-arenacea del Belice suggeriscono relazioni di tettonica sinsedimentaria infrapliocenica.

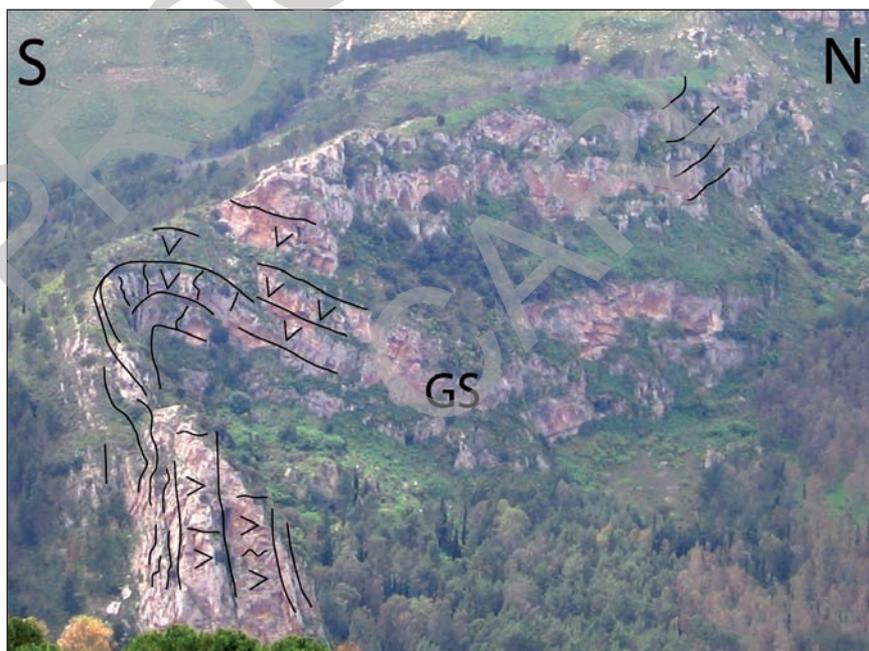


Fig. 51 - Anticlinale di Pizzo di Gallo vergente verso SSE. Il fianco rovesciato è costituito da banchi di gessi (GS) e Trubi, affioranti sulle sponde del Fiume Belice destro.

4. – CRONOLOGIA DELLE DEFORMAZIONI TETTONICHE

I dati raccolti durante il rilevamento geologico-strutturale, integrati con gli studi precedenti, permettono di trarre alcune considerazioni circa l'evoluzione tettono-stratigrafica dell'area in studio. La tabella di Fig. 52 riassume schematicamente i principali eventi tettonici che hanno scandito la storia deformativa polifasica riconosciuta in questi settori di catena.

Quaternario	Tettonica distensiva (NEOTETTONICA)	
Neogene	FASE COLLISIONALE	<i>Evento II:</i> deformazione deep seated delle Unità di Piattaforma carbonatica Trapanese, backthrust, formazione delle principali culminazioni strutturali a carattere traspressivo.
		<i>Evento I:</i> Progressiva deformazione dei domini paleogeografici più interni. messa in posto delle Unità Sicilidi e del flysch numidico; messa in posto delle unità bacinali (imeresi e sicane).
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 rifting continentale paleotetideo (oceanico?).

Fig. 52 - Cronologia delle deformazioni tettoniche riconosciute nel Foglio "Corleone", nel quadro degli eventi tettonici del Mediterraneo centrale.

4.1. - PALEOGEOGRAFIA E PALEOTETTONICA PRE-OROGENICA

La retrodeformazione palinspastica dell'edificio strutturale affiorante nel Foglio "Corleone" e in aree immediatamente adiacenti conferma gli schemi paleogeografici prodotti da CATALANO *et alii* (1989 a), CATALANO *et alii* (1996, Fig. 53) e DI STEFANO (2002). La ricostruzione paleogeografica indica, per l'intervallo triassico-liassico, la presenza di una vasta area di piattaforma carbonatica (Trapanese) fiancheggiata verso nord (attuale) da domini bacinali (Imerese e Sicano). Il termine "Ionidi" è stato adottato per definire i depositi attualmente costituenti le coperture del basamento, ritenuto oceanico, dello Ionio (AA. vari). Tali coperture non sono state mai attraversate da pozzi o riconosciute da dati diretti e la loro natura stratigrafica (litologia e facies) è solo oggetto di ipotesi, ben rappresentate

nel dibattito sviluppatosi attorno a questo problema da parte di numerosi studiosi (vedi STAMPFLI, 2005 con bibliografia). L'uso del termine unità Ionidi, introdotto da FINETTI (2004), da estendere anche ai depositi di mare profondo dell'intervallo pre Triassico-Miocene (in Sicilia le unità Imerese e Sicane) appare incongruo dal punto di vista paleogeografico e non giustificato dalle attuali conoscenze di natura stratigrafica. A partire dal Liassico si estesero le aree di bacino di intrapiattaforma e di piattaforma pelagica che nel Cretacico raggiunsero la massima espansione. Alcuni settori della piattaforma carbonatica mantennero la loro fisiografia e produttività con deposizione di materiali che, in seguito a variazioni del livello del mare coincidenti con eventi tettonici, venivano asportati e scaricati lungo le scarpate (Imerese e Prepanormide). Depositi di *open shelf* in bacini sintettonici si svilupparono fino al Miocene inferiore-medio, quando iniziò la fase orogenica vera e propria.

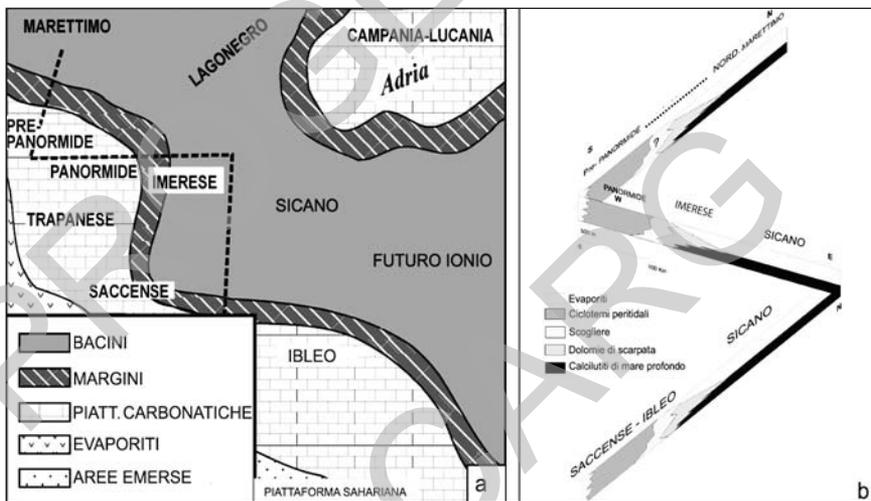


Fig. 53 - a) Ricostruzione paleogeografica del margine continentale siciliano durante il Trias superiore (da CATALANO et alii, 1996). Le linee tratteggiate sono le tracce delle sezioni palinostatiche (b).

4.1.1 - Evento giurassico di tettonica distensiva

Il *rifting* continentale coinvolse il settore siciliano del margine africano a partire dal Triassico ed in particolare alla fine del Liassico e nel Dogger (Figg. 54, 55). Gli effetti maggiori sono riconoscibili nella vasta piattaforma carbonatica (Trapanese *p.p.*) il cui tetto appare interessato da ripetuti eventi di fratturazione e fagliazione a partire dal Liassico superiore. In questo caso si formarono zone

di scarpata e aree di piattaforma carbonatica pelagica (CATALANO & D'ARGENIO, 1978, 1982 a; SANTANTONIO, 1993). Faglie distensive ONO-ESE sono oggi riconoscibili in particolare lungo la dorsale di Monte Kumeta-Monte Balatelle ed a Pizzo Nicolosi (BASILONE, 2009 b).

Questa fase, da collegare con l'inizio dell'apertura tetidea, sembra riferibile alla tettonica distensiva sviluppata nel quadro della trascorrenza sinistra tra Africa ed Europa (DEWEY *et alii*, 1989). Questi collegamenti erano stati messi in luce da CATALANO *et alii* (1991 c) sulla base di numerosi precedenti lavori tra cui quelli di JENKYN (1970 a), WENDT (1971), CATALANO & D'ARGENIO (1978).

Evidenze della tettonica distensiva giurassica sono riconoscibili anche nelle successioni bacinali dove sono visibili frequenti intercalazioni di breccie di scarpata, ispessimenti irregolari delle unità stratigrafiche, bruschi contatti, lungo piani ad alto angolo, tra litofacies differenti (area di Piana degli Albanesi).

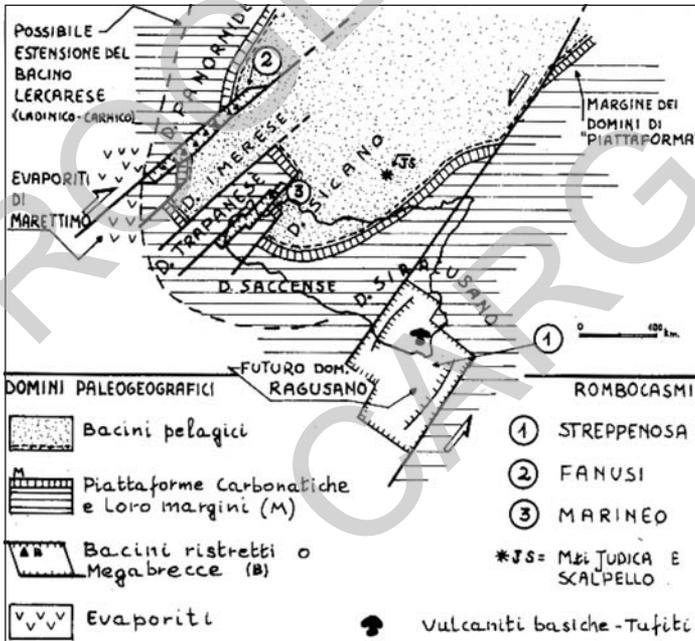


Fig. 54 - La figura riporta la stesura originale della carta palinspastica al Triassico superiore dell'area siciliana come ricostruita da CATALANO & D'ARGENIO 1982 a. Gli Autori ipotizzarono un meccanismo di tipo regmatico per interpretare l'esistenza di bacini di intrapiattaforma, megabreccie e grandi modificazioni dei margini delle piattaforme carbonatiche. Lo schema (che non rispecchia le attuali vedute degli Autori del foglio sulla posizione paleogeografica del sistema bacino Imerese - piattaforma Panormide) aveva previsto sia l'orientamento delle faglie che la posizione e l'evoluzione del bacino di Marineo, eventi oggi confermati dall'interpretazione della sezione sismica di Fig. 55.

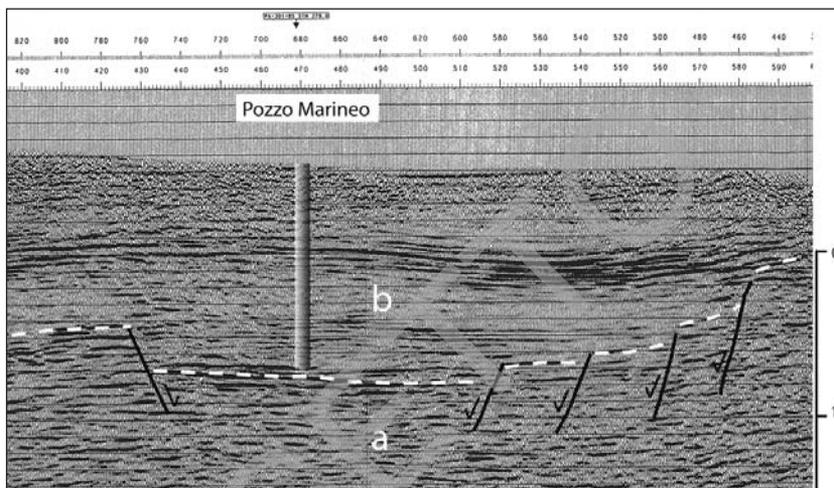


Fig. 55 – La sezione sismica est-ovest calibrata con i dati del pozzo Marineo 1 (sito al margine del Foglio “Caccamo”, vedi Fig. 8) mostra i rapporti laterali all’interno della successione trapanese tra le facies di piattaforma carbonatica (a) e quelle depositatesi in ambiente di bacino di intrapiattaforma (b).

4.1.2. - Fase tettonica di inversione cretacea

Alcuni elementi tettono-sedimentari quali: a) i grandi corpi di megabrecce carbonatiche (CATALANO & D’ARGENIO, 1978), inserite, ubiquatariamente, nei depositi pelagici della formazione Amerillo durante il Campaniano; b) le superfici di scollamento tra la formazione Amerillo ed i depositi sottostanti, c) la presenza di faglie ad alto angolo con componente inversa e trascorrente e di pieghe a largo raggio di curvatura e d) le discordanze a scala regionale, sono considerati come importanti vincoli per il riconoscimento di un evento tettonico che, alla fine del Cretacico, avrebbe invertito in strutture positive i semigraben giurassici di piattaforma e le aree bacinali.

Gran parte delle faglie, lungo le quali si erano prodotti i movimenti distensivi giurassico-cretacei, potrebbero essere state riattivate con movimenti inversi; i relativi piani di faglia appaiono sigillati dai depositi post-Eocene medio. Tali ultimi poggiano in *onlap* sui terreni sottostanti, come è visibile in particolare sui profili sismici a riflessione (ANTONELLI *et alii*, 1991; ROURE *et alii*, 2002). Questi movimenti di inversione tettonica sono stati interpretati (CATALANO *et alii*, 1991 a) come legati al movimento sinistro relativo di Africa rispetto ad Europa, durante il Cretacico-Paleocene, evento già illustrato da DERCOURT *et alii* (1986).

I piani di taglio ad alto angolo di questa tettonica di inversione potrebbero essere divenuti superfici preferenziali per la imbricazione interna delle singole unità stratigrafico-strutturali (CATALANO *et alii*, 1978), formatesi nella successiva fase tettonica collisionale.

4.2. - LA DEFORMAZIONE NEOGENICA

4.2.1. *La fase collisionale*

La costruzione della catena iniziò alla fine dell'Oligocene (Fig. 56) con la deformazione e l'imbricazione interna delle unità cristalline calabre e delle loro coperture terrigene che si protrasse fino all'intervallo Burdigaliano – Langhiano inferiore, in seguito al quale iniziò la deformazione delle unità interne (Sicilidi). I bacini di avanfossa *l.s.*, caratterizzati da depositi flyschoidi dell'Oligocene superiore - Miocene inferiore (formazione di Capo d'Orlando, formazione di Reitano e formazione del flysch numidico) migrarono, progressivamente, verso gli attuali quadranti sud-orientali. La fase orogenica collisionale risulta caratterizzata dall'interferenza tra due eventi deformativi, di seguito descritti. I loro effetti sono stati riconosciuti dall'analisi di terreno condotta nell'area del foglio.

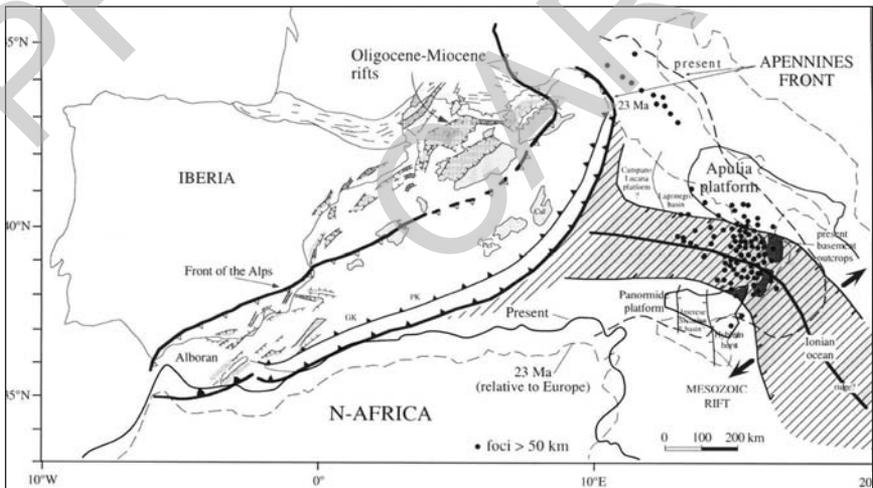


Fig. 56 - Paleogeografia del Mediterraneo centrale nell'intervallo Oligocene superiore-Miocene inferiore (modif. da CATALANO *et alii*, 2001).

Evento I

A partire dal Miocene inferiore, la deformazione compressiva coinvolge 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 superiore ed il Serravalliano, si scollarono dal relativo substrato carbonatico (Sicilide ed Imerese) sovrapponendosi verso SE sulle successioni più esterne. Alla fine di questa fase tettonica si deformarono progressivamente anche i domini paleogeografici di mare profondo i cui depositi vanno ad incorporarsi nella catena, formando le U.S.S. imeresi e sicane. I piani di scollamento di queste unità si formarono, oltre che nei terreni pre-triassici della successione, anche al tetto dei terreni della Formazione Mufara e alla base delle formazioni Amerillo e Caltavuturo. La geometria dei sovrascorrimenti e i caratteri della deformazione interna suggeriscono un'evoluzione cinematica in cui si combinano meccanismi di *duplex* e di progressiva imbricazione verso l'avampaese. Le unità sicane, a sud del foglio, mostrano con chiarezza geometrie di *duplex* (sezioni geologiche in cornice e Fig. 38). Le unità S.S. imeresi si sovrappongono su quelle Trapanesi, come si può osservare a Monte Leardo nella dorsale di Monte Kumeta, o è riconoscibile nel sottosuolo del settore settentrionale del foglio, dove i terreni imeresi poggiano sui termini serravalliano-tortoniani delle unità S.S. Trapanesi (sezione D in cornice e Figg. 42 e 43). L'originale piano di sovrascorrimento (evento I in Fig. 57) risulta ripiegato e dislocato dalle deformazioni successive (evento II di

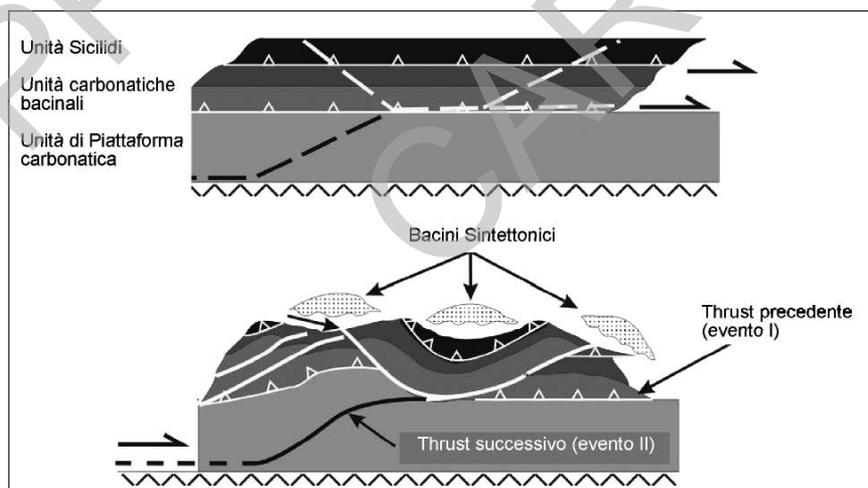


Fig. 57 - Modello strutturale della evoluzione cinematica delle deformazioni riconosciute nel Foglio "Corleone" (ispirato a ROURE et alii, 1998).

Fig. 57). Nelle unità S.S. imeresi comprensive delle relative coperture del flysch numidico, le pieghe associabili a questo evento deformativo hanno *trend* compresi tra NNO-SSE e NO-SE e con vergenza principale SO (vedi Tav. 1 e Fig. 43).

Evento II

Al sovrascorrimento delle unità tettoniche più interne (imeresi, flysch numidico e sicane) segue, tra il Miocene superiore ed il Pliocene, la progressiva deformazione del dominio trapanese. La conseguente formazione di pieghe a grande scala con direzione assiale E-O e vergenza S e di piani di *thrust* (vedi modello di Fig. 57) porta il multistrato di piattaforma carbonatica allo scollamento dal basamento ed alla relativa deformazione. Il sistema plicativo E-O è responsabile della genesi delle principali dorsali carbonatiche orientate lungo il medesimo allineamento. In questa fase si sarebbe prodotta l'inversione dei rapporti originali con geometrie di involuppo ("*envelopment*", termine sostitutivo dell'improprio "fuori sequenza") definita da piani di faglie inverse ad alto angolo; queste ultime si raccordano a varie profondità lungo piani poco inclinati. Associabili a questi eventi tettonici sono le deformazioni riconosciute nei depositi clastico-evaporitico-carbonatici dei bacini sintettonici mio-pliocenici: sistemi di pieghe con cerniere prevalentemente orientate E-O, NE-SO e NO-SE, con una generale vergenza verso i quadranti meridionali e faglie inverse. Le strutture tettoniche carbonatiche sudvergenti appaiono attraversate da *thrust* retrovergenti che accomodano un ulteriore raccorciamento delle sovrastanti e più antiche unità tettoniche. L'intera area di studio mostra la presenza di faglie traspressive correlate a sistemi di taglio E-O e relativi sistemi coniugati orientati NO-SE (destri) e NE-SO (sinistri). La direzione di queste faglie varia localmente, allineandosi lungo sistemi NNO-SSE (destri) e NNE-SSO (sinistri) nei settori di M.te Maranfusa, Galiello e Rocche di Rao (vedi Tav. 1).

Gli indicatori cinematici confermano la riattivazione delle faglie compressive con successivi movimenti traspressivi.

Le faglie traspressive sono responsabili: a) del definitivo sollevamento delle precedenti anticlinali carbonatiche allineate lungo le attuali dorsali, b) della rotazione locale degli assi delle anticlinali e c) della dislocazione delle anticlinali principali, molto evidente specie lungo i loro fianchi settentrionali (vedi Fig. 45).

Le deformazioni plicative mostrano direzioni preferenziali e vergenze variabili, in relazione alla strutturazione polifasata che venne accompagnata dalle rotazioni orarie differenziali. Le rotazioni orarie differenziali delle singole U.S.S. sono state individuate nella Sicilia occidentale e nel Foglio "Corleone" con l'ausilio di misure paleomagnetiche (CATALANO *et alii*, 1976; CHANNELL *et alii*, 1980; 1990) e analisi mesostrutturali (OLDOW *et alii*, 1990; AVELLONE & BARCHI, 2003).

In seguito al distacco (*detachment*) dal loro basamento, i corpi sedimentari,

progressivamente coinvolti nella deformazione, subirono rotazioni orarie compressive, anche, superiori a 100° (CHANNELL *et alii*, 1980) riconosciute nelle unità tettoniche strutturalmente più alte.

4.3. - NEOTETTONICA (QUATERNARIO)

Con il termine neotettonica intendiamo riferirci alla tettonica distensiva e/o transtensiva, correlabile alla fase finale della formazione e sviluppo del Tirreno. Questi eventi, nell'area del foglio, sono testimoniati da strutture modeste se riferite al complesso delle deformazioni affioranti; le strutture con componente distensiva sono invece apprezzabili nelle aree adiacenti, specie verso costa, e risultano in alcuni casi associate a sedimentazione continentale quaternaria.

La fase di tettonica distensiva è riconoscibile nell'estremità nord-occidentale del foglio, in cui i depositi quaternari marini e continentali sono dislocati da faglie dirette con direzione compresa tra $N30^\circ$ e $N70^\circ$. Nel resto dell'area in esame si riconoscono faglie con direzioni predominanti NE-SO, NO-SE e NNO-SSE. Tali lineamenti postdatano le deformazioni a carattere traspressivo.

I dati mesostrutturali raccolti (analisi dei piani striati con diverse generazioni di indicatori cinematici) suggeriscono una riattivazione delle strutture a componente trascorrente e traspressiva in un ambiente transtensivo e distensivo. Le imponenti dorsali carbonatiche (Monte Kumeta, Rocca Busambra), formatesi in regime compressivo e di traspressione, sono parzialmente coinvolte in successivi fenomeni di collasso: a questi fenomeni sembra potersi ricondurre la distensione con rotazioni di intere porzioni delle strutture e la formazione di depressioni associate a depositi detritici continentali (Piano di Bellaura a nord di Monte Kumeta, regione di Pizzo Nicolosi-Rocche di Rao).

4.3.1 - *Quadro sismotettonico*

Il Foglio 607 "Corleone" appartiene ad una zona moderatamente sismica se si considera il numero esiguo di terremoti i cui epicentri ricadono in quest'area (Fig. 58). Solamente per uno di questi eventi è disponibile il meccanismo focale che risulta traspressivo (Fig. 58 a). Per comprendere il quadro simotettonico dell'area ricadente nel foglio è indispensabile analizzare la sismicità dell'intera Sicilia centro-occidentale. L'analisi dei cataloghi strumentali e storici dei terremoti localizzati in questa regione indica che la sua sismicità è caratterizzata da eventi superficiali con frequenza elevata, magnitudo minore o uguale a 4 e profondità focale inferiore a 35 Km. Il *pattern* di distribuzione degli epicentri evi-

denza la presenza di due *cluster* ricadenti rispettivamente nell'area di Pollina e nella Valle del Belice, limitrofe al settore meridionale del foglio 607. Nel 1968 la Valle del Belice è stata colpita da una sequenza sismica composta da 6 scosse principali con magnitudo compresa tra 5 e 5.4, che rappresentano 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 degli ipocentri, parecchie incertezze permangono sulla possibilità di collegare le zone sismogenetiche alle strutture tettoniche superficiali, sebbene un tentativo in tal senso sia stato condotto da MONACO *et alii* (1996). I meccanismi focali di alcuni di questi eventi 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 con direzione nord-sud. Un ulteriore contributo alla definizione del regime tettonico della Sicilia centro-occidentale è

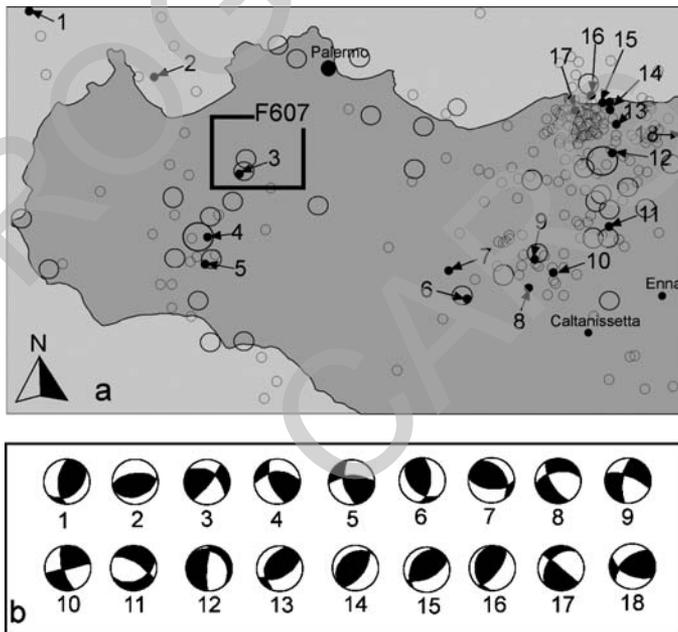


Fig. 58. Epicentri dei terremoti con magnitudo maggiore di 3 e profondità ipocentrale inferiore a 30 Km (dati ricavati dal database dell'INGV), registrati tra il 1998 ed il 2003, e di magnitudo equivalente maggiore di 3.2 avvenuti tra l'anno 1000 ed il 1987 (dati ottenuti da GNDT, 1998). La larghezza del cerchio è proporzionale alla magnitudo (a); meccanismi focali di eventi sismici avvenuti nella Sicilia occidentale ed aree marine limitrofe (b) (da NERI *et alii*, 2005).

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. 58 a). Gli autori indicano che la Sicilia occidentale, e conseguentemente l'area che ricade nel Foglio "Corleone", 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).

PROGETTO

CARG

VIII – SFRUTTAMENTO ANTROPICO DELLE RISORSE GEOLOGICHE

1. - RISORSE MINERARIE

Spalmature ed impregnazioni nerastre di bitume si rinvencono frequentemente nel rilievo di Monte Iato. Manifestazioni petrolifere si rinvencono in Contrada Percianotta a NNO di Casa Scarpa tra le argille e le arenarie rossastre, in Contrada Raitano nelle argille mioceniche. Manifestazioni bituminifere si riscontrano ancora a Contrada Raitano, a poche centinaia di metri e a SO della precedente, incluse in un grosso blocco calcareo ad orbitoididi, immerso a sua volta nelle argille che presentano efflorescenze saline (DE STEFANI, 1952). Spalmature e noduli bituminosi sono rinvenibili nelle fratture.

Mineralizzazioni ad alabastro calcareo compaiono nel settore di Pianetto come riempimento di fratture, ad andamento da ortogonale a trasversale rispetto la stratificazione. Mineralizzazioni stratiformi ricche di ossidi di ferro e manganese si rinvencono nel settore di Monte Maranfusa.

L'attività estrattiva nel Foglio "Corleone" registra la presenza di diverse cave a cielo aperto, censite dallo "Schema di Piano dei Materiali di Cava", a cura dell'ex Ente Minerario Siciliano della Regione Siciliana e fino ad oggi inedito.

Tra le cave adibite all'estrazione di materiali inerti e da taglio annoveriamo quelle del settore nord di Monte Kumeta (sfruttano i livelli calcilutitici biancastri della formazione Amerillo) e quelle di Monte Mirabella (interessano i litotipi della formazioni Scillato e Fanusi). Nel foglio sono presenti numerose cave minori

attive e dismesse (non censite dallo schema) impostate nelle calcilutiti della Formazione Mufara e nelle calcareniti di Corleone.

Cave adibite a coltivazione di materiali di pregio sono presenti nell'area di Monte Iato – Monte Kumeta, Rocca Busambra – Rocca Argenteria e Maranfusa. Il materiale lapideo estratto viene utilizzato principalmente come rivestimento di pregio o come pietra da taglio utilizzate in “facciavista” per la realizzazione di opere murarie di contenimento, specialmente stradali. L'estrazione di materiale decorativo in questi siti avveniva già in tempi storici; in particolare, nei secoli XVI e XVII il calcare ammonitico (Rosso Montecitorio) della Rocca Busambra e di Monte Kumeta era rinomato come materiale di rivestimento di pregio per la realizzazione di tarsie policrome e per la lastricatura di interni in edifici pubblici, religiosi e privati nobiliari, non solo di Palermo, ma anche dell'*hinterland*. La maggior parte di queste cave sono state dismesse tra la fine del XIX secolo e la prima metà del XX secolo.

Attualmente operano alcune cave attive per la coltivazione del Rosso Ammonitico e del “Granitello Rosa” (Calcari a Crinoidi) nel versante meridionale di Monte Kumeta.

2. - IDROGEOLOGIA E TERMALISMO

Nel Foglio “Corleone” sono presenti complessi carbonatici e carbonatico-silicoclastici fratturati e più o meno carsificati, che ospitano importanti acquiferi.

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 dettaglio in alcuni settori della Sicilia occidentale (Monti di Palermo). Alcune porzioni di questi settori investigati ricadono all'interno del Foglio “Corleone”.

Le strutture sinclinali o formanti strette dorsali, costituite da terreni tardo-rogeni, poste a sud dell'edificio tettonico dei Monti di Palermo e della dorsale di Monte Iato-Monte Kumeta, ospitano vari acquiferi, spesso multifalda, separati da orizzonti impermeabili o semi-permeabili. Gli acquiferi presenti nei corpi arenaceo-conglomeratici della formazione Terravecchia, e nei depositi marnoso-sabbioso-calcarenitici pliocenici presentano modeste manifestazioni sorgentizie. Le evaporiti messiniane danno vita a sorgenti selenitose, utilizzate per uso irriguo.

In seno alle alluvioni degli alvei dei corsi d'acqua (Belice Destro e Sinistro) sono presenti acquiferi multifalda captati per mezzo di pozzi a grande diametro.

La circolazione idrica nelle idrostrutture significative è essenzialmente determinata dai principali lineamenti strutturali, in particolare dai fronti di accavallamento, e dalla presenza di forme carsiche epigee ed ipogee.

Alcuni recapiti preferenziali della falda si riconoscono nel settore di Malvello, in corrispondenza di faglie inverse, dove alcune manifestazioni sorgentizie vengono captate per uso idropotabile.

Manifestazioni idrotermali si hanno nel settore di Maranfusa. In Contrada Calatrasi, sono state segnalate, nel passato, tre polle sorgive termominerali (circa 31° C di temperatura), comprese in un intorno di 150 metri circa, prossime alla riva sinistra del Belice (sorgenti termali di S. Lorenzo). Queste sorgenti sono scomparse in occasione del terremoto che ha colpito la Valle del Belice nel 1968. I dati relativi davano portate di circa 10 litri al minuto e la probabile presenza di emissioni di idrogeno solforato, causa di un parziale intorbidamento e del sapore sgradevole dell'acqua stessa.

La sorgente termale di S. Lorenzo potrebbe avere avuto i suoi sbocchi lungo un piano di faglia riportato in carta. Le formazioni affioranti da cui scaturivano le acque sono i calcari marnosi grigio gialli e chiazziati spesso da un rosso vinaccia della formazione Amerillo.

Nel Foglio "Corleone" rientrano settori pertinenti ad idrostrutture che si estendono maggiormente al di fuori dell'area investigata:

1) la porzione sud-ovest 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;

2) il settore più occidentale delle idrostrutture di Monte Kumeta e di Rocca Busambra (CATALANO *et alii*, 1988) con le sorgenti del Casale.

2.1. - IMPIANTO IDROELETTRICO "GUADALAMI"

Questo impianto è stato realizzato nel 1958 dalla S.G.E.S., nell'alto corso del Belice Destro fra il preesistente Serbatoio di Piana degli Albanesi ed il torrente Guadalami, dal quale ha preso il nome.

In fase di produzione l'impianto è alimentato dal serbatoio di Piana degli Albanesi e le acque vengono avviate in un bacino di raccolta giornaliera. Quest'ultimo è stato ricavato nel letto del fiume Belice mediante la costruzione di due dighe in terra: la prima di sbarramento, verso valle, la seconda di minori dimensioni, di contenimento, verso monte. La prima ricade nelle marne di San Cipirello sovrastanti i calcari del M. Maganoce, sul quale sono state impostate le "paratoie".

2.2. - OPERE DI SISTEMAZIONE SUL BELICE

Lungo il corso del Belice Destro sono state realizzate diverse opere, mediante

gabbioni in pietrame e briglie in calcestruzzo, sistemati nei punti di intenso scalamiento al piede, oppure utilizzati per brevi deviazioni nel corso fluviale; queste opere hanno prodotto danni sull'assetto morfologico locale.

PROGETTO
CARG

IX - EXTENDED ABSTRACT

The “607 – Corleone” Map Sheet of the 1:50.000 scale Geological Map of Italy was carried out in the frame of the “Progetto CARG”, based on the convention between the Geologic Survey of Italy (Servizio Geologico Nazionale, now become ISPRA) and the Regione Siciliana - Assessorato Territorio e Ambiente.

The map sheet extends within the province of Palermo, including part of the morphostructural depression between the Palermo mountains to the North and the Sicani mountains to the South. It is passed through by the drainage-basins of the Iato and Belice rivers, which flow respectively northward into the gulf of Castellammare, and southward into the Sicily Channel. The region is characterized by two different landscapes: the hills, dominated by fluvial, mass transport and washing-away processes, and the mountains in the north-eastern sector, crossed by the Kumeta ridge, dominated by selective erosion processes.

Several authors studied the paleontological, stratigraphic and structural features of this region since the end of the 19th century. Recent hydrocarbon exploration survey, mainly seismic reflection profiles, provided new data on its deep geological setting. It lies in a key region where the deformed Meso-Cenozoic successions, making up a sector of the Apenninic-Maghrebian chain, outcropping in western and central Sicily, are buried below a widespread Miocene-Pliocene terrigenous cover.

In the south-verging structural edifice it can be distinguished: 1) Stratigraphic-Structural (S.S.) units resulting from the deformation of the upper Jurassic-lower

Miocene Sicilide domain; 2) S.S. units deriving from the deformation of the upper Oligocene-lower Miocene Numidian basin; 3) S.S. units deriving from the deformation of the Meso-Cenozoic Imerese domain (Sagana-Belmonte Mezzagno unit); 4) S.S. units coming from the deformation of the Sicanian domain (Corleone-Barracù S.S. unit); 5) S.S. units deriving from the deformation of the PrePanormide domain (Roccamena S.S. unit); 6) S.S. units resulting from the deformation of the Trapanese domain (Monte Kumeta-Balatelle and Rocca Busambra S.S. units).

The Sicilide domain is represented by mainly pelagic shale, marls and limestones (lower argille varicolori and Polizzi formation) detached from their substrate, supposed as being oceanic crystalline basement.

The Numidian basin succession is composed by Tertiary clastic and terrigenous turbidites (numidian flysch formation), in part detached from the Meso-Cenozoic carbonate and siliciclastic substrate (Imerese, Panormide and Sicilide domains). In the area two members, Portella Colla and Geraci Siculo, were differentiated, while the lower Miocene glauconitic marls and shales were assigned to the Tavernola formation.

The Imerese succession is represented by carbonatic and silico-carbonatic, 1200-1500 m thick, slope-to-basin deposits spanning from the middle Carnian to the early Miocene. The Sicanian units consist of deep water carbonates and marls deposited from the Carnian to the early Tortonian. The PrePanormide succession is composed of slope Cretaceous-Miocene carbonates and marls. The Trapanese units are represented by carbonate platform and pelagic-carbonate platform deposits of Triassic to early Tortonian age. The tectonic stack is unconformably covered by Miocene-Pliocene clastic and terrigenous rocks (Castellana and Terravecchia formations), evaporitic and carbonatic (Baucina formation, Trubi and marnoso-arenacea del Belice formation), filling syntectonic sedimentary basins, as well, later on, deformed.

The marine, transitional and continental Quaternary deposits were mapped as “unconformity bounded stratigraphic units”, and separated in synthems (Marsala, Barcarello, Belice River and Capo Plaia synthems).

Two main compressive events gave rise to the structural setting of the sheet map region:

Event I, early-middle Miocene thrusting involving Sicilide, Numidian, Imerese and Sicanian units.

Event II, high-angle, deep-seated, transpressional thrusting, involving during the late Miocene-early Pleistocene, the Trapanese units and the Miocene-Pliocene cover, redefining also the already deformed Sicilide, Numidian, Imerese and Sicanian units.

The resulting tectonic edifice is made up of three structural levels separated by

low-angle regional thrusts, which outcrop along the main culminations (Kumeta and Rocca Busambra ridges). E-W, NW-SE (right) and NE-SW (left) trending strike-slip (transpressional) faults reactivated previous reverse faults. NNW-SSE and NW-SE (related to the I event), E-W, NE-SW, NW-SE (related to the II event) trending folds, at varying scale, as well as, clockwise rotations of the tectonic units, backthrusts and duplex geometries mark the structural style.

Extensional and transtensional neotectonic lineaments, mainly coming from the negative inversion of previous trascurrent and transpressional faults, with NE-SW, NW-SE and NNW-SSE trend, have been recognized in the northwestern sector of the sheet map, where they involve the marine and continental plio-pleistocene deposits.

1. CORLEONE SHEET LEGEND

QUATERNARY DEPOSITS

Capo Plaia synthem (AFL)

Landslide deposits (a1), scree (or talus) deposits (detritus and poor sorted materials of variable thickness, a3), alluvial fan deposits (b), eluvial products and colluvial deposits (b2), mixed deposits (i). The lower boundary is a post-glacial erosional unconformity on to the older rocks; the upper boundary is the present-day topographic surface scored by soils. The synthem is comprised in the time interval between the end of the glacial expansion (15 ky bP) and the present.

UPPER PLEISTOCENE-HOLOCENE

Belice River synthem

Fluvial deposits (conglomerates, gravels and sands covered by a silty-clayey blanket subjected to pedogenesis) of terraces due to sea-level fall. The basal unconformity is an erosional truncation on the pre-quaternary deposit, located at various altitudes, locally accompanied by soils.

MIDDLE-UPPER PLEISTOCENE

Cozzo Rinuso subsynthem (SBE₃)

Gravels and sands. They occur in particular near Cozzo Rinuso.

Torrazza subsynthem (SBE₂)

Gravels occurring the southern sector of the left Belice River in Torrazza country.

Piano del Campo subsynthem (SBE₁)

Coarse gravels and cobbles. They occur near Piano del Campo.

Barcarello synthem (SIT)

Yellowish to dark red polygenic colluvial conglomerates, sands and silts, reworked paleosoils. The thickness is from 2 and 5 m. It overlies a discontinuous subhorizontal surface, related landwards to a subaerial unconformity scored by water degradation, incised by the rainfall water on to MRS or older deposits. Upper boundary is the topographic/non deposition surface.

UPPER PLEISTOCENE

Marsala synthem

Cross stratified yellow to orange-reddish calcarenites and calcirudites with benthic and planktonic foraminifera, conglomerates and silty sands with mollusca

***Castellammare calcarenites and sands* (MRS_c)**

Biocalcarenites and biocalcirudites, fluvial-deltaic conglomerates, sand with interbedded calcirudites passing upwards to silty clays with planktonic (*Globorotalia truncatulinoides excelsa*) and benthic foraminifera (*Hyalinea baltica*). The thickness is 40 m. The lower boundary is a basal sharp or erosional unconformity scoured on older rocks; the upper boundary is a marine erosional surface. Inner shelf, littoral and sublittoral environments.

LOWER PLEISTOCENE (EMILIAN-SICILIAN *Auct.*)

MIOCENE-PLIOCENE

FOREDEEP DEPOSITS

***Marnoso-Arenacea del Belice formation* (MAB)**

Clays, blue-gray marly clays with calcareous plankton and rare mollusca. Locally and upwards intercalations of cross-laminated sandy layers. They are referred to the foraminifera biozone MPI 5, MPI 6 and calcareous nannofossils MNN 16a (pars)-19a (pars). Maximum thickness is 50 m. Lower boundary is a tectonically enhanced (erosional) unconformity on TRB . Outer shelf –slope environment.

PIACENTIAN-GELASIAN

***Trubi* (TRB)**

Marls and marly limestone couplets, alternating in decimetric layers, with calcareous plankton. Microfauna points out these deposits are referred to the biozones MPI 1 – MPI 4a and to the nannoplankton biozones MNN 12 – MNN 16a (pars). The thickness is from 30 to 50 m. Lower boundary is a sometimes tectonically enhanced unconformity on to GPQ, GTL, TRV. Bathyal environment.

ZANCLEAN

Pasquasia formation

Fanglomerates member (GPQ₄). Gypsarenites and gypsopelites, dark-red clays passing upwards to fanglomerates with gypsum elements and, locally, interbedded reddish polymictic conglomerates. The thickness ranges from 30 to 100 m. The lower boundary is an erosional unconformity on GTL. Lacustrine and brackish-water environment.

UPPER MESSINIAN

Cattolica formation

Selenitic member (GTL₂). Layered selenitic gypsum with 1-3 m thick beds, containing large selenite crystals. Algal laminites and gypsopelites are interbedded. The thickness ranges from 50 to 100 m. Lower boundary is erosional unconformity on TRV, SIC and CCR. Evaporitic environment.

MESSINIAN

Ciminna formation (CII, pre-5.96 my evaporites)

Alternating white-greyish marls and diatomitic marls with hydrocarbon clues and marly limestone unconformably covered by gypsum breccias, laminated gypsum and gypsum turbidites. The thickness is from 60 to 100 m. Lower boundary is unconformity on TRV₃. Evaporitic marine-lacustrine environment.

LOWER MESSINIAN

Baucina formation (BAU)

Calcarenites and biocalcarenites with coral and bivalves fragments with marly-sandy layers (calcarenitic lithofacies) passing to coral biolitites (*Porites* sp.) and bivalves-bearing biocalcarenites (reef lithofacies). The two lithofacies are faint in map; their thickness is from 30 to 50 m. Lower boundary is erosional unconformity on TRV. Reef to upper slope environment.

LOWER MESSINIAN

Terravecchia formation

Conglomerates, sands, pelites and marls. The thickness is from 300 to 600 m. The lower boundary is an unconformity surface onto older rocks (SIC). Paralic-continental to deltaic environment.

UPPER TORTONIAN-LOWER MESSINIAN

Pelitic-clayey member. Sandy clays, pelites and shales (TRV_{3a}) with benthic faunas (*Spiroplectammina carinata* and *Ammonia beccari*) and rare calcareous plankton (*Globigerinoides obliquus extremus* biozone), passing upwards to grey, green to light-blue clayey and sandy marls (TRV_{3b}), with planktonic foraminifera (*Globigerinoides obliquus extremus*, *Globorotalia suterae* and *Globorotalia conomiozea* biozones) and calcareous nannofossils (*Minilytha convallis*, *Coccolithus pelagicus*, *Amaurolithus primus* and *Reticulofenestra rotaria* biozones), followed by shales, grey-hazel marls and yellowish sands (TRV_{3c}) with *Turborotalia multiloba* (not distinctive zone). The thickness is from 100 to 200 m. Lower boundary is gradual on TRV₂, sharp on TRV₁. Shelf to slope marine environment.

Sandy member (TRV₂). Yellowish to grey sandy arenites, with cross-stratification, alternated to sandy pelites and interbedded coastal shelf arenites (TRV_{2a}) and calcareous-arenaceous turbidites (TRV_{2b}). They contain benthonic pelecipoda foraminifera (*Spiroplectammina carinata*, *Ammonia beccari tepida*), rare planktonic foraminifera (*Globigerinoides obliquus extremus* biozone) and calcareous nannofossils (*Minilytha convallis* biozone). The thickness is from 50 to 250 m. Lagoon, sometimes brackish-water, coastal shelf to slope environment.

Conglomeratic member (TRV₁). Reddish and yellowish polymittic orthoconglomerates, with alternating, in the bottom layers, sandstones and pebbly coarse sands. Grain-supported conglomerates (TRV_{1a}) occur at the bottom. The thickness is from 0 to 250 m. Lower boundary is erosional unconformity on SIC, FYN, AVF. Continental to coastal environment.

Castellana Sicula formation (SIC)

Yellow-reddish shales and sandy pelites with rare planktonic foraminifera (*Neogloboquadrina preatlantica* and *Neogloboquadrina acostaensis* biozones) and abundant benthonic foraminifera (*Ammonia inflata*, *Elphidium* spp.), with interbedded sandstones and generally sterile mud-supported microconglomerates (SICa). The thickness is from 20 to 250 m. Lower boundary is erosional unconformity on AVF, CIP, RCM. Outer shelf to slope environment.

UPPER SERRAVALLIAN-LOWER TORTONIAN

CRETACEOUS-EOCENE

SICILIDE DOMAIN SUCCESSION

Polizzi formation (POZ)

White marly limestones locally laminated, and thin bedded bioclastic packstone with planktonic foraminifera (*Turborotalia cerroazulensis* biozone). Thickness ranges from 10 to 20 m. Lower boundary unknown in outcrop. Basin and slope environments.

UPPER EOCENE

Lower varicoloured clays (AVF)

Varicoloured shales and argillites locally laminated, cleavable or scaly, often tectonized, and locally red-greenish marls, with planktonic foraminifera and nanofossils (*Arkhangelskiella cymbiformis* and *Nephrolithus frequens* [CC 25-26]). The thickness ranges from 20 to 50 m. Lower boundary not outcropping. Abyssal plain environment.

MAASTRICHTIAN

OLIGOCENE-MIOCENE

NUMIDIAN BASIN SUCCESSION

Tavernola formation (TAV)

Grey-greenish marls and pelites with interbedded thick layers of yellowish-greenish quartzarenites (TAVa) with abundant glauconite and planktonic foraminifera (*Globoquadrina dehiscens dehiscens-Catapsydrax dissimilis*, *Globigerinoides trilobus* and *Praeorbulina glomerosa* s.l. biozones) and calcareous nanofossils with markers of MNN 1-d, MNN 4a, MNN5a biozones. The thickness exceeds 200 m. Lower boundary often not outcropping, locally disharmonic on FYN₂ and in paraconformity on FYN₅. Slope and turbidite fan environment.

UPPER AQUITANIAN-LANGHIAN

Numidian flysch formation

Pelites and clayey pelites with interbedded arenaceous layers (FYNa), biocalcarenites and carbonate megabreccias, quartzarenitic strata, microconglomeratic layers and sandy clayey siltstones.

UPPER OLIGOCENE-LOWER MIOCENE

Geraci Siculo member (FYN₃). Quartzarenitic strata and yellowish sandstones with interbedded shales and clayey sands with variable thickness. In the quartzarenitic layers (FYN_{3a}) microconglomeratic levels occur. The poor fossil content includes agglutinative planktonic foraminifera (*Globigerina angulisurealis*, *Globigerinoides* spp. and rare *Praeorbulina* spp.). The thickness ranges from 50 to 200 m. Lower boundary gradual or uncertain on FYN₂, sharp and erosional on CAL. Slope-to-basin, turbiditic fan environments.

Portella Colla member (FYN₂). Brown Mn-rich pelites and argillites alternating upwards with rare channelized quartzarenitic layers (FYN_{2a}). On the bottom frequent lens of calcarenites and calcirudites with reworked macroforaminifera (FYN_{2b}). In the medium-upper part carbonate megabreccias and arenaceous megaconglomerates (San Salvatore megabreccias) (FYN_{2c}). In the pelites agglutinative foraminifera (*Cyclamina* spp., *Hyperammia* spp., *Ammodiscus* spp.), planktonic (*Globorotalia opima opima*, *Globigerina ciperoensis ciperoensis* and *Globoquadrina dehiscens dehiscens-Catapsydrax dissimilis* biozones) and calcareous nannofossils (NP24, NP25, MNN 1b biozones). Maximum thickness 300 m. Lower boundary is paraconformity on CAL, disharmonic on CRI or not outcropping. Base of slope, slope environments.

TRIASSIC-OLIGOCENE

IMERESE BASIN SUCCESSION

Caltavuturo formation (CAL)

Marly calcilutites and clayey marls, sometimes scaly, pomace-red, pink and white with parallel laminae and grey marls upwards. Interbedded lens of biocalcarenites with resedimented foraminifera (nummulitides). Fauna is represented by radiolarians and sponge spicules, planktonic foraminifera (*Morozovella vela-scoensis*, *M. formosa formosa*, *M. aragonensis*, *Turborotalia cerroazulensis* s.l., *Cassigerinella chipolensis-Pseudohastigerina micra* biozones), calcareous nannofossils (NP9, NP20 and NP23 biozones). Thickness is from 40 to 120 m. Lower

boundary is sharp unconformity on CRI. Depositional slope environment.
UPPER PALEOCENE-LOWER OLIGOCENE

Crisanti formation

UPPER TOARCIAN-ALBIAN

Marly spongolithic member (CRI₃). Radiolarian mudstone, polychrome siliceous shales with alternating pomace-red siliceous marls, pink and cleavable upwards with sponge spicules, radiolarian, ostracods, benthonic and planktonic foraminifera (*Ticinella primula*, *Rotalipora ticinensis* and *Rotalipora apenninica* biozones). The thickness ranges from 50 to 70 m. Lower boundary is a sharp unconformity on CRI₂. Slope to basin environment.

Ellipsactinia breccias member (CRI₂). Grey resedimented biocalcirudites and biocalcarenites, passing upwards to calcareous breccias and conglomerates with carbonate platform elements. They contain fragments of *Ellipsactinia* sp., bivalves, corals, calcareous algae, crinoids, foraminifera, tintinnides. They belong to the *Clypeina jurassica*, *Crassicolaria*, *Calpionella*, *Lithocodium aggregatum* and *Tubiphytes morronensis* biozones. The thickness is from 20 to 40 m. Lower boundary is a sharp and erosional unconformity (downlap) on CRI₁. Base of slope environment.

Radiolarian member (CRI₁). Polychrome siliceous calcilutites, siliceous mudstone and black radiolarites, bedded cherts, siliceous shales (mudshales) with radiolarians and sponge spicules. The thickness is from 80 to 180 m. The age arises from the stratigraphic position. Lower boundary is paraconformity or marine onlap on MCD or FUN. Depositional slope to basin environment.

Crinoidal limestones and Altofonte breccias (MCD)

Biocalcarenites with crinoids fragments alternating grey-greenish clayey marls with interbedded upwards resedimented layers of biocalcirudites and breccias (MCDa) with elements of triassic reef and turbiditic calcarenites with alternating marls. The crinoidal limestones hold benthonic foraminifera, calcareous nanofossils pertaining to the NJT 4a, 5a biozones, and dinoflagellate cysts (*Mendicodinium* spp.). Thickness ranges from 70 to 120 m. Lower boundary is a sharp unconformity on FUN. Upper slope environment.

UPPER SINEMURIAN-LOWER TOARCIAN

***Fanusi formation* (FUN)**

White greyish dolerudites and doloarenites in metric strata, with brecciated to gradated fabric, often vacuolar, locally passing to grey dolomitic limestones. Due to pervasive dolomitization there are only fossils ghosts. The thickness is from 80 to 300 m. The age arises from the stratigraphic position. Lower boundary is erosional unconformity on SCT. Base of slope environment.

LOWER LIAS

***Scillato formation* (SCT)**

Greyish laminated calcilutites with chert nodules alternating with marls (couplet marls-calcilutites), passing downwards to microcrystalline calcilutites, gradated and laminated calcirudites, upwards to dolomitic limestones. The thickness is from 200 to 400 m. They contain pelagic bivalves (*Halobia* spp.), radiolarians, calcispher and conodonts (*Paragondolella polygnathyformis noha*, *P. carpathica*, *Epigondolella pseudodiebeli*, *Metapolygnatus communisti*). Lower boundary gradual and continuous or unconformity (disharmonic) on MUF. Pelagic and slope toe environment.

UPPER CARNIAN-RHAETIAN

***Mufara formation* (MUF)**

Brown-yellowish shale and marls (prevailing on bottom) alternating upwards with greyish laminated calcilutites locally dolomitized. The thickness is from 30 to 60 m. Fossil content: halobides, radiolarians, sponge spicula, conodonts (*Gladigondolella tethydis* and *Paragondolella polygnathyformis noha* biozones). Lower boundary not outcropping. Outer shelf to slope environment.

MIDDLE-UPPER CARNIAN

CRETACEOUS-MIOCENE

PRE-PANORMIDE DOMAIN SUCCESSION

***Casalotto sandstones and shales* (LOT)**

Yellowish quartzarenites interbedded with brown fossiliferous marly shales

bearing rare planktonic foraminifera (*Globigerina ciproensis ciproensis*, *Globoquadrina dehiscens dehiscens-Catapsydrax dissimilis* and *Globigerinoides trilobus* biozones), hazel marls and biocalcarenes with reworked macroforaminifera. The thickness exceeds 100 m. Lower boundary not outcropping or disharmonic on EPI or older succession. Upper fan environment.

UPPER OLIGOCENE-LOWER MIOCENE

***Case Sepia shales and limestones* (EPI)**

Greenish and whitish shales with planktonic foraminifera and calcareous nanofossils (NP 17-20 and NP 21-22 biozones) interbedded with biocalcarenes with macroforaminifera (nummulitides, alveolinides) and fragments of corals. The thickness is from 30 to 50 m. Lower boundary not outcropping. Open shelf to slope environment.

UPPER EOCENE-LOWER OLIGOCENE

***Pietralunga limestones* (PUN)**

Breccias and organogenous limestones with large fragments of colonial corals, benthonic macroforaminifera (nummulitides), crustaceans and gasteropoda. Emerging thickness not evaluable. Lower boundary not outcropping. Slope environment.

MIDDLE-UPPER EOCENE

***Rocca del Signore limestones* (RCM)**

Greenish arenaceous limestones and marls, alternating with massive calcarenites and calcirudites with fragments of rudistids and orbitoids passing upwards to greenish marls and polychrome calcilutites with radiolarians and calcareous plankton. Stratal pattern with ichnites and current marks. The thickness is from 20 to 80 m. They contain calcareous nanofossils (CC 18-19 biozones) and planktonic foraminifera (*Contusotruncana contusa*, *C. fornicata*). Lower boundary not outcropping. Inner slope environment.

CAMPANIAN-MAASTRICHTIAN

CRETACEOUS-MIOCENE

SICANIAN BASIN SUCCESSION

***San Cipirello marls* (CIP)**

Clayey and sandy marls, grey-light blueish, calcareous plankton-bearing. Upwards arenaceous layers, bad sorted, mainly with quartz. The maximum thickness is 180 m. They are age-dated by abundant planktonic foraminifera pertaining to MMi 5, MMi 6, MMi 7, MMi 8 and *Neoglobobadrina acostaensis* biozones and by calcareous nannofossils pertaining to MNN 6a-MNN 7a and *Minylitha convallis* biozones. Lower boundary gradual or paraconformity on CCR. Outer continental shelf to pelagic environments.

UPPER LANGHIAN-LOWER TORTONIAN

***Corleone calcarenites* (CCR)**

Calcareous sandstones, greenish silty marls, biocalcirudites, biocalcarenites and glauconitic sandstones with cross-stratification and variable amount of carbonatic bioclasts with reworked or in situ (*Miogipsyna* spp.) macroforaminifera or shark teeth (*Carcharodon* sp.). The thickness is from 30 to 80 m. They contain planktonic foraminifera (*Globorotalia klugeri*, *Praeorbulina glomerosa s.l.* and *Orbulina suturalis-Paragloborotalia peripheroronda* biozones). Lower boundary gradual and continuous on RDE. Coastal to deltaic environment.

AQUITANIAN-LANGHIAN

***Cardellia marls* (RDE)**

Dark green sandy and clayey marls with Fe-nodules. They contain planktonic foraminifera (*Globorotalia opima opima*, *Globigerina ciperoensis ciperoensis* and *Globorotalia klugeri* biozones) and rare calcareous nannofossils (NP 24-25 biozones). Frequent interbedded calcarenites (RDEa) with reworked macroforaminifera (*Nephrolepidina* spp.). Estimated thickness between 60 and 100 m. Lower boundary not outcropping. Open shelf marine environment.

CHATTIAN-LOWER AQUITANIAN

TRIASSIC

LERCARA BASIN SUCCESSION

Mufara formation (MUF)

Thin layered greyish laminated calcilutites and brown-yellowish marls. Thickness up to 50 m. Fossil content: radiolarians, sponge spicula, pelecypods (halobids) and conodonts (*Gladigondolella tethydis* and *Paragondolella polygnathyformis noha* biozones). Lower boundary not cropping out. Open shelf to slope basin environments.

UPPER CARNIAN

TRIASSIC - MIOCENE

TRAPANESE CARBONATE PLATFORM AND PELAGIC CARBONATE SUCCESSION

San Cipirello marls (CIP)

Shales, clayey and sandy marls, grey-light blueish, with planktonic foraminifera (MMi 6, MMi 7, MMi 8 (pars) and *Neogloboquadrina acostaensis* biozones) and calcareous nannofossils (MNN 6a and MNN 7a and *Minylitha convallis* biozones). The maximum thickness is 180 m. Lower boundary gradual and continuous on CCR, sharp unconformity (tectonically enhanced) on AMM, BCH, INI. Open shelf to pelagic environments.

SERRAVALLIAN-LOWER TORTONIAN

Corleone calcarenites (CCR)

Biocalcirudites, biocalcarenites and glauconitic sandstones with cross-stratification (a glauconitic breccia occurs at the base) with alternating brown greenish sandy marls. Estimated thickness 5-40 m. They contain planktonic foraminifera pertaining to the *Globoquadrina dehiscens dehiscens-Catapsydrax dissimili*, *Globigerinoides trilobus* and *Praeorbulina glomerosa* s.l. biozones. Lower boundary is a tectonically enhanced erosional unconformity on AMM, BCH, INI. Open shelf environment.

BURDIGALIAN-LANGHIAN

Amerillo formation (AMM)

Dark grey marly limestones, thin bedded milk-white cherty limestones. Upwards massive limestones passing to “wax appearing” very fine limestones with alternating white-pink calcilutites. Carbonate megabreccias with elements of mesozoic carbonate platform (not in map). Total thickness up to 200 m. They contain planktonic foraminifera pertaining to the Cenomanian-Maastrichtian and Paleocene-Upper Eocene biozones and calcareous nannofossils of the CC 17-26 biozones. Lower boundary is gradual on HYB, unconformable (tectonically enhanced) on BCH and INI. Pelagic platform environment.

UPPER CRETACEOUS-EOCENE

Hybla formation (HYB)

Cherty marly calcilutites and greenish marls with calcareous plankton, with interbedded organic matter-bearing layers (e.g. Monte Kumeta succession). The thickness is from 20 to 80 m. It's age dated by benthonic foraminifera, radiolarians and calcareous nannoplankton (CC 2-6 and CC8 biozones) and planktonic foraminifera (*Ticinella primula*, *Shackoina cabri*, *Globigerinelloides algerianus* biozones). Lower boundary gradual and continuous on LTM. Pelagic carbonate platform environment.

UPPER VALANGINIAN-ALBIAN

Lattimusa (LTM)

Pink cherty marly calcilutites and whitish calcilutites, well layered, with Calpionellae (*Crassicolaria*, *Calpionella*, *Calpionellopsis* and *Calpionellites* biozones), brachiopods (*Pygope*), rare ammonites, radiolarians, foraminifera, calcifiers and calcareous nannofossils (*Nannoconus steinmannii*). Maximum thickness 20 m. Lower boundary gradual on BCH₃. Pelagic environment.

UPPER TITHONIAN-LOWER VALANGINIAN

Buccheri formation

Red nodular limestones, pelagic limestones, radiolarites and bedded cherts, white-pink pseudonodular limestones. Pelagic carbonate platform environment.

TOARCIAN-TITHONIAN

When distinguished, we mapped the following members:

Upper ammonitico rosso (BCH₃). Reddish nodular limestones with interbedded breccias, red massive calcilutites with ammonites, belemnites, grey limestones with *Saccocoma* sp., *Globochaete* spp., radiolarians, brachiopods (*Pygope diphya*) and primitive tintinnids. The thickness is about 10-15 m. Kimmeridgian-Tithonian age. Lower boundary sharp unconformity on BCH₂.

Intermediate radiolaritic member (BCH₂). Red-greenish cherty limestones with alternating marls, cherts and thin polychrome bedded cherts. The thickness is 0-15 m. It's age-dated by radiolarians (UAZ), ammonites and calcareous nannoplankton biozones to the Middle Oxfordian-Lower Kimmeridgian. Lower boundary is sharp and/or unconformity on BCH₁.

Lower ammonitico rosso (BCH₁). Reddish nodular limestones with cephalopods and Fe-Mn crusts and pinnacles. The thickness is 2-12 m. Neptunian dykes. It's age-dated to the Lower Toarcian-Middle Oxfordian by *Bositra* sp. and several ammonites biozones. Lower boundary is an onlap or an erosional unconformity on RND and INI.

Crinoidal limestones (RND)

Lens-shaped white-pink crinoids calcarenites, often massive, with low-angle cross-stratification. The thickness is 0-20 m. Lower boundary is unconformity or erosional on INI. The unit is age-dated by brachiopods and stratigraphic position. Shelf environment.

UPPER PLIENSBACHIAN

Inici formation (INI)

White limestones and dolomitic limestones with algae (*Thaumatoporella parvovesiculifera*, *Paleodasycladus mediterraneus*) and molluscs, with alternating shallowing upwards stromatolitic and loferitic limestones (peritidal cycles). Upwards oolitic-bioclastic calcarenites with algae, foraminifera, gasteropods, crinoids. The thickness is from 400 to 500 m. At the top dense network of polyphasic neptunian dykes filled by Jurassic-Miocene deposits. Lower boundary not cropping out. Back-reef lagoon, tidal flat and sand barrier environments.

HETTANGIAN-SINEMURIAN

BIBLIOGRAFIA

- 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., CATALANO R. & RENDA P. (1978) - *Schema geologico dei Monti di Palermo*. Boll. Soc. Geol. It., **97**: 807-819, Roma.
- ACCORDI B. (1958) - *Relazione sui rilevamenti geologici del 1956 nei Monti Nebrodi (Sicilia settentrionale)*. Boll. Serv. Geol. It., **79** (3-5): 929-949.
- AGATE M., BASILONE L., CATALANO R., FRANCHINO A., MERLINI S. & SULLI A. (1998) - *Deformazione interna delle Unità Sicane nell'area tra Corleone e Monte Colomba*. In: Guida alle escursioni, La Sicilia occidentale, **1**: 71-78, 79° Congresso della Società Geologica Italiana, Palermo.
- 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*. Mem. Soc. Geol. It., **55**: 103-114.
- ALBANESE C., AVELLONE G., BASILONE L., CATALANO R. & SULLI A. (2005) - *Triangle zone and passive-roof duplexes in central-western Sicily? New insight from seismic interpretation*. Congresso FIST - Geitalia 2005, 51-52.
- ALLEMAN F., CATALANO R., FARÈS F. & REMANE J. (1971) - *Standard calpionellid zonation (Upper Tithonian-Valanginian) of the western Mediterranean province*. Proc. II Plankt. Conference, 1337-1340. Roma.
- ANDERSON H. & JACKSON J. (1987) - *Active tectonics of the Adriatic region*. Geophys. J. R. Astron. Soc., **91**: 937-983.
- 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.

- ARBENZ. P. (1908) - *Zur Tektonik Siziliens*. Vierteljahrsschrift Naturf. Ges., **53**: 281-294.
- ARUTA L. & BUCCHERI G. (1971) - *Il Miocene pre-evaporitico in facies carbonatico-detritica dei dintorni di Baucina, Ciminna, Ventimiglia di Sicilia, Calatafimi (Sicilia sud-occidentale)*. Riv. Min. Sic., **100-102**: 198-207.
- AVELLONE G. (2001) - *Le unità tettoniche dei Monti di Palermo. Studi stratigrafici e strutturali*. Tesi di dottorato, 211 pp., consorzio Università di Napoli e Palermo.
- 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.
- BALDACCÌ L. (1886) - *Descrizione geologica dell'Isola di Sicilia*. Mem. Descr, Carta Geol. D'It., pp. 3-403, Roma.
- BALDANZA A., COPE J.C.W., D'ARPA C., DI STEFANO P., MARINO M.C., MARIOTTI N., NICOSIA U., PALLINI G., PARISI G. & PETTI F.M. (2002) - *Stop 2 – Contrada Diesi (Sciaccia). Paraconformable late early Jurassic drowning surface; hiatuses, taphonomy and sedimentology of upper Jurassic deposits; the jurassic/cretaceous boundary in the Saccense domain*. In: SANTANTONIO M. (Ed.), 6° International Symposium on the Jurassic System. General Field Trip Guidebook: 173-182, Palermo 12-22 September 2002.
- 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. (ed.), 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. (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. (2007) - *Mesozoic tectono-sedimentary evolution of the Rocca Busambra (western Sicily)*. Epitome, **2**: 403, FIST, Geoitalia 2007, Rimini.
- BASILONE L. (2009 a) - *Facies variability in the lower Miocene "calcareni di Corleone" in western Sicily*. Epitome, FIST, Geoitalia 2009, Rimini.
- BASILONE L. (2009 b) - *Mesozoic tectono-sedimentary evolution of Rocca Busambra in western Sicily*. Facies, **55**:115-135.
- 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.
- BAUMGARTNER P.O. (1995) - *Towards a Mesozoic radiolarian database-Updates of the work 1984-1990*. In: BAUMGARTNER P.O., O'DOHERTY, 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.
- 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 paléomagnétiques*. Bull. Soc. Geol. Fr., **19**: 825-831.
- 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.
- 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. & SOUNDERS J. B. (1985) - *Oligocene to Holocene low latitude planktic foraminifera*. In: BOLLI H. M., SOUNDERS J.B. AND PERCH-NIELSEN K., Eds., *Plankton Stratigraphy*. Cambridge: Cambridge University Press, pp. 175-262.
- BONINI M., SOKOUTIS D., MULUGENTA G., KATRIVANOS E. (2000) - *Modelling hanging wall accommodation above rigid thrust ramps*. Journal of Structural Geology, **22**: 1165-1179.
- BORGHI P. (1937) - *Fauna Miocenica della Valle Alta del Belice Destro (Palermo)*. Giornale di Scienze Naturali ed Economiche, **XXXIX** (XVI): 1-25.
- BORNATI, P., CATALANO, R., MERLINI, S. & SULLI, A. (1997) - *Basin evolution and mountain building in Western Sicily*. In: CATALANO R. (Ed.), *Field workshop in Western Sicily, Origin of Sedimentary Basins, 8th Workshop of the ILP Task Force, Guidebook*: 157-166, Palermo.
- 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., CAIRE A., MASCLE G.H. (1966) - *Structure et évolution de la Sicile occidentale (Madonie et Sicani)*. Bull. Soc. Geol. Fr., **7e** série, VIII: 994-1013, figg. 9. Paris.
- 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, Milano.
- CAHUZAC B. & POIGNANT A. (1997) - *Essai de biozonation de l'Oligo-Miocène dans les bassins européens à l'aide des grands foraminifères néritiques*. Bull. Soc. Géol. Fr., **168** (2): 155-169, Paris.
- CARACUEL J.E., PARISI G., BARTOLINI A., MATTIOLI E. (2002) - *Baia di Guidaloca (Scopello): integrated biostratigraphy in the Rosso Ammonitico facies of the Guidaloca section (Upper Jurassic - Jurassic/Cretaceous boundary)*. In: SANTANTONIO M. (ed.) *General Field Trip Guidebook, 6° International Symposium on the Jurassic System*. 12-22 September 2002, Palermo.
- 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
- CARON M. (1985) - *Cretaceous planktic foraminifera.* In Bolli H. M., Saunders J. B. & Perch-Nielsen K. (Eds.) - *Plankton Stratigraphy*, Cambridge Univ. Press., **1**: 17-86.
- CATALANO R. (1979) - *Scogliere ed evaporiti messiniane in Sicilia. Modelli genetici ed implicazioni strutturali.* Lavori Istituto di Geologia di Palermo, **18**: 1-21. Stass, Palermo.
- CATALANO R. (1987) - *Northeastern Sicily Straits. Stratigraphy and structures from seismic reflection profiles.* Rend. Soc. Geol. It., **9**: 103-112, 6 fig.
- 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., AGATE M., BASILONE L., DI MAGGIO C., MANCUSO M. & SULLI A. (2008) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000. Foglio 593 "Castellammare del Golfo" e carta geologica allegata.* SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA - ISPRA, accettato per la stampa.
- CATALANO R., CHANNELL J. E. T., D'ARGENIO B. & NAPOLEONE G. (1976) - *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. (1978) - *An essay of palinspastic restoration across the western Sicily.* Geol. Rom., **17**: 145-159, Roma.
- CATALANO R. & D'ARGENIO B. (1982 a) - *Infraliassic 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., D'ARGENIO B. & DOGLIONI C. (1989 a) - *Jurassic and Liassic Transtensional Tectonics and later inversioni in Italy.* 28th Int. Geol. Cong., **1**: 251.
- 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) - *Contributi alla conoscenza della struttura della Sicilia occidentale. Il profilo Palermo-Sciaccà.* Mem. Soc. Geol. It., **19**: 485-493, Roma.
- 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 E., INFUSO S., SULLI A., VAIL P. R. & VITALE F. P. (1998 a) - *Sequence and System Tracts calibrated by high-resolution Bio-Chronostratigraphy: The Central Mediterranean Plio-Pleistocene Record*. In: DE GRACIANSKY *et alii* (Eds.), *Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins*, SEPM, Special Publication, **60**: 155-177.
- CATALANO R., DI STEFANO P. & KOZUR H. (1991 b) - *Permian Circum-Pacific deep-water faunas from the western Tethys (Sicily, Italy). New evidences for the position of the "Permian tethys"*. - *Palaeog. Palaeocl. Palaeoecol.*, **87**: 75-108.
- CATALANO R., DI STEFANO P. & KOZUR H. (1992) - *New data on Permian and Triassic Stratigraphy of Western Sicily*. *N. Jb. Gel. Palaont. Abh.* **184** (1): 25-61.
- CATALANO R., DI STEFANO P., NIGRO F. & VITALE F. P. (1994) - *The Sicily Mainland thrust Belt. Evolution during the Neogene*. *Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata*. **XXXVI** (141-144): 127-138.
- 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, Italy.
- 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., FRANCHINO A., GIUNTA G., MERLINI S. & SULLI A. (1998 b) - *Ipotesi sulla prosecuzione settentrionale delle Unità Sicane nell'area di Rocca Busambra*. *Atti del 79° Congresso Nazionale S.G.I.*, pp 268-271, 21-23 Settembre 1998, Palermo.
- 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., FRANCHINO A., MERLINI S., SULLI A., AGATE M. & BASILONE L. (1998 c) - *Materiali per la Comprensione dell'Assetto Profondo della Sicilia Centro-Occidentale*. In: CATALANO R. & LO CICERO G. (Eds.), *Guida alle escursioni. La Sicilia occidentale I*, pp. 175-185, 79° Congresso della Società Geologica Italiana, Palermo.
- CATALANO R. & LIGUORI V. (1971) - *Facies a Calpionella della Sicilia Occidentale*. *Proceedings of the II Planktonic Conference*, pp. 167-209.
- CATALANO R., MERLINI S. & SULLI A. (2002) - *The structure of Western Sicily, Central Mediterranean*. *Petroleum Geoscience*, **8**: 7-18.
- CATALANO, R., MILIA A. & VITALE, F. P. (1991 a) - *Inversion tectonics in the Sicilian-Maghrebian Alpidic chain*. *Terra abstracts, EUG VI*, **3** (1): 232.

- CATALANO R., SULLI A., AGATE M., AVELLONE G & BASILONE L. (2004) - *The crust in Western and Central Eastern Sicily*. Field Trip Guide Book, P45. 32° International Geological Congress, Firenze.
- CHAMOT-ROOKE N., RANGIN C., LE PICHON X., & DOTMED WORKING GROUP (2005) - *DOTMED: A synthesis of deep marine data in eastern Mediterranean*. Mèm. Soc. Géol. 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. (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., 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", pp. 9-129.
- CHRIST H. A. (1960) - *Beitrage zur Stratigraphie and Palaontologie des Malm von West Sizilien*. Schweiz. Palaeont. Abh., **77**: 1-141, Basel.
- CITA M.B. (1975) - *Studi sul Pliocene agli 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): 382, Roma.
- COGGI L. & BRUSCHI E. (1952) - *Contributo alla conoscenza dell'Oligocene in Sicilia*. Boll. Serv. Geol. It., **LXXI**: 83-93, figg. 3, Roma
- COLACICCHI R. (1958) - *Relazione sul rilevamento geologico delle Tavolette Troina, Cerami e Capizzi. Monti Nebrodi (Sicilia settentrionale)*. Boll. Serv. Geol. It., **LXXIX**, (3-4-5): 881-912, tavv. 4, Roma.
- CONTINO A., CUSIMANO G. & FRIAS FORCADA A. (1998) - *Modello Idrostrutturale dei Monti di Palermo*. Atti del 79° Congresso Nazionale della Società geologica Italiana, **A**: 212-215, Palermo 21-23 settembre 1998.
- COUZENS-SHULTZ B.A., VENDEVILLE B.C. & WILTSCHKO D.V. (2003) - *Duplex style and triangle zone formation: insight from physical modeling*. Journal of Structural Geol., **25**: 1623-1644.
- D'ARGENIO B. & SCANDONE P. (1970) - *Jurassic facies pattern in the Southern Appennines (Campania-Lucania)*. Ann. Hung. Geol., **92**: 903-924.
- 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 Maghrebian Flysch Basin: geodynamic implications*. Geodinamica Acta, **15**: 141 - 157.
- DE CASTRO P. (1991) - *Mesozoic*. In: BARATTOLO F., DE CASTRO P. & PARENTE M. (Eds.), Field trip Guide Book, V Int. Symp. on Fossil algae, pp. 21-38.
- DECIMA A. & WEZEL F.C. (1971) - *Osservazioni sulle evaporiti messiniane della Sicilia centro-meridionale*. Riv. Min. Sic., **130-132**: 172-187, figg 10. Palermo.
- DE GREGORIO A. (1922) - *Monografia dei fossili titonici di "Casale di Sopra" (Busambra)*. Ann. Géol. Paléont., **XXXVI**, pp. 28, 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.
- 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 STEFANI T. (1954) - *Studi di Stratigrafia Siciliana. IV Breve cenno sulla Stratigrafia di Cerda e di Termini Imerese*. Boll. Soc. Nat. in Napoli, **63**.
- DEWEY J. F., HELMAN M. L., TURCO E., HUTTON D. H. W. & KNOTT S. D. (1989) - *Kinematics of the western Mediterranean*. Alpine Tectonics, **45**: 265-283.
- DE WEVER P., SANFILIPPO A., RIEDEL W. R. & GRUBER B. (1979) - *Triassic radiolarians from Sicily and Turkey*. Micropaleontology, **25** (1): 75-110.
- DI SALVO G. (1933) - *I crostacei del Terziario inferiore della provincia di Palermo*. Giorn. Sci. Nat. Econ., **37**(3): 1-45, Palermo.
- 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., BONOMO S., CARUSO A., DINARES-TURELL J., FORESI L. M., SALVATORINI G. & SPROVIERI R. (2002) - *Calcareous plankton bio-events in the Miocene case Pelacani section (Southeastern Sicily, Italy)*. Riv. It. Paleont. Strat., **108** (2): 307-323.
- DI STEFANO E. & CATALANO R. (1976) - *Biostratigraphy, paleoecology and tectono-sedimentary evolution of the preevaporitic and evaporitic deposits of the Cimminna Basin (Sicily)*. In: CATALANO R., RUGGIERI G. & SPROVIERI R. (Eds.). Messinian evaporites in the Mediterranean. Mem. Soc. Geol. It., **16**: 95-110, 6 figg, 1tab.
- DI STEFANO G. (1907) - *I pretesi grandi fenomeni di carreggiamento in Sicilia. I: Sicilia occidentale*. Rend. R. Acc. Lincei, I sem., **16**: 258-271.
- DI STEFANO P. (2002) - *An outline of the Jurassic stratigraphy and paleogeography of western Sicily*. In M. Santantonio Ed. 6° International Symposium on the Jurassic System. General Field Trip Guidebook. 19-22 settembre 2002, pp. 21-22, Palermo.
- 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.
- 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 "Kamenitzka" and associated features in the Jurassic of Monte Kumeta (Sicily): subaerial and/or submarine dissolution?* Sedim. Geol., **132**: 37-68.
- DI STEFANO P. & VITALE F.P. (1993) - *Carta geologica dei Monti Sicani occidentale. Scala 1:50.000*. Dipartimento di Geologia e Geodesia, Università di Palermo.
- 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.
- ERICKSON S.G. (1995) - *Mechanics of triangle zones and passive-roof duplexes: implication of finite-element models*. Tectonophysics, **245**: 1-11.
- 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.
- 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.
- FINETTI I. (2004) - *Innovative CROP seismic highlights on the Mediterranean region*. In: Crescenti U., D'Offizi S., Merlini S., Sacchi L., Geology of Italy, Spec. Publ. of I.G.S., 131-140.
- FINETTI I.R., LENTINI F., CARBONE S., DEL BEN A., DI STEFANO A., FORLIN E., GUARNIERI P., PIPAN M., PRIZZON A. (2005) - *Geological outline of Sicily and Lithospheric Tectono-Dynamics of its Tyrrhenian Margin from new CROP Seismic Data*. In: FINETTI I.R. (Ed.), CROP PROJECT: Deep Seismic Exploration of the Central Mediterranean and Central Italy, 2005 Elsevier B.V.
- FLORES G. (1959) - *Evidence of slump phenomena (Olistostromes) in areas of hydrocarbons explorations in Sicily*. Proc. 5th. World Petr. Congr., **1/13**: 259-255. New York.
- 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.
- GASPARO MORTICELLI M. (2008) - *Le Unità Tettoniche della catena nella Sicilia centro occidentale. Evoluzione cinematica*. Tesi di Dottorato, Università di Palermo
- GEISSANT & ENAY (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 R. Acc. Lincei, **XII**: 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'Id., anno XVII, ser. II, **7** (56): 156-170; **9-10**: 341-159, 2 tavv., 2 figg. Roma.
- GEMMELLARO G.G. (1904) - *I cefalopodi del Trias superiore nella regione occidentale della Sicilia*. Giorn. Sc. Natur. Econ., **XXIV**, pp. 314.
- GEMMELLARO M. (1912) - *Ittiodontoliti eocenici di Patara' (fra Trabia e Termini Imerese)*. Giorn. di Sc. Nat. ed Ec. di Palermo. **XXIV**, pp. 312, 30 tavv., Palermo.
- GHISETTI F. & VEZZANI L. (1984) - *Thin-skinned deformations of the Western Sicily thrust belt and relationships with crustal shortening: Mesostructural data on the Mt. Kumeta-Alcantara fault zone and related structures*. Boll. Soc. Geol. It., **103**: 129-157.
- GIUNTA G. (1985) - *Problematiche ed ipotesi sul Bacino Numidico nelle Maghrebidi siciliane*. Boll. Soc. Geol. It., **104**:239-256
- GIUNTA G. & LIGUORI V. (1975) - *Considerazioni sul significato ambientale e sul ruolo paleotettonico della Rocca Busambra (Sicilia)*. Boll. Soc. Natur. in Napoli, **84**: 45-49.
- GNDT (1998) - *NT4.1 Catalogo parametrico di terremoti di area italiana al di sopra della soglia del danno* (www.emidius.mi.ingv.it/NT).
- 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.
- GRASSO M. & PEDLEY H.M. (1989) - *Paleoenvironment of the Upper Miocene coral build-ups along the northern margins of the Calatanissetta basin (Central Sicily)*. Riassunto in Atti 3° Simposio di Ecologia e Paleoecologia delle Comunità Bentoniche, pp. 373-389, Catania-Taormina, 12-16 ottobre 1985.
- GRUN B. & BLAU J. (1997) - *New aspects of calpionellids biochronology: proposal for a revised calpionellids zonal and subzonal division*. Rev. Paléobiol., Genève, **16** (1): 97-214.
- GUEGUEN E., DOGLIONI C. & FERNANDEZ M. (1998) - *On the post-25 Ma geodynamic evolution of the western Mediterranean*. Tectonophysics, **298**: 259-269.
- GUGENBERGER O. (1936 a) - *I Cefalopodi del Lias inferiore delta Montagna del Casale in provincia di Palermo (Sicilia)*. Palaeont. Ital., **36**: 135-213, Pisa.
- GUGENBERGER O. (1936 b) - *Zur Kenntnis einiger unbekannter Arten aus dem Unterlias (Bucklandi-Zone) der Provinz Palermo*. Sitzber. Ak. Wiss. Math. Nath. Kl. Wien. **145**: 47-58, Wien.
- 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
- GULLO M. & VITALE F.P. (1986) - *The "Megabreccia event" in the Upper Cretaceous-Eocene "Scaglia" of western Sicily*. Rend. Soc. Geol. It., **9**: 195-202.
- HANTZPERGUE P., ATROPS F. & ENAY R. (1991) - *Kimmeridgen*. 3rd Internat. Symp. Jurassic Strat. Poitiers, Abstract vol., p. 133.

- IACCARINO S. (1985) - *Mediterranean Miocene and Pliocene planctic foraminifera*. In Bolli H. M., Saunders J. B. & Perch-Nielsen K. (Eds.) - *Plankton Stratigraphy*, Cambridge Univ. Press., 1: 283-314.
- 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*. Geologischen Rundschau, **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.
- 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 FL., 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.
- LO CICERO G. & PRATINI P. (1981) - *Early Miocene Deltaic Glauconitic Carbonates*. In: *Paleogeographic evolution of a continental margin in Sicily*. Penrose Conference, Guide-Book of the field trip in Western Sicily. Palermo, pp. 103-104.
- LONGHITANO S., MONTANARI L. & PUNTURO R. (1995) - *Tematiche genetiche sui filoni nettuniani della Rocca Busambra (Sicilia occidentale)*. Boll. Acc. Gioenia Sci. Nat., **28**: 113-145.
- LORENZ G. & MASCLE G. (1972) - *Sur l'age aquitaien-burdigalien de la formation grèsoglauconieuse des monts Sicani*. C.R. Sommaire des Sciences de la Soc. Gèol. de France, **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.
- 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, pp. 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.
- MARINO M., NICOSIA U. & SANTANTONIO M. (2002) - *Stop 15 – Late Jurassic evolution of the submarine escarpment at Monte Kumeta*. In: SANTANTONIO M. (ed.), 6° International Symposium on the Jurassic System. General Field Trip Guidebook, Palermo, 12-22

september 2002, pp. 110-112.

- MARIOTTI N. (2002) – *Upper Callovian-Middle Oxfordian belemnite assemblage from Monte Kumeta (Jurassic of western Sicily, Italy)*. Boll. Soc. Paleont. It., **41**(1): 13-35.
- MARIOTTI N., BALDANZA A., CHIARI M., DI STEFANO P., MALLARINO G., MARINO M., MURARO C., NICOSIA U., PARISI G., PETTI F.M. & SANTANTONIO M. (2001) – *La scarpata di Monte Kumeta (Sicilia) nel Giurassico superiore*. Atti del 3° Convegno FIST “Geoitalia 2001” Chieti, pp. 216-218.
- MARTINI E., (1971) *Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation*. Proceed. II Planctonic Conference, **2**: 739-777.
- 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, pp. 156-164, Palermo.
- MARTIRE L., BERTOK C., PAVIA G. & SARTI C. (2002) – *Mesozoic pelagic sedimentation over the faulted margin of a pelagic platform*. In: SANTANTONIO M. (ed.), 6° International Symposium on the Jurassic System. General Field Trip Guidebook, 19-22 September 2002, pp. 91-96, Palermo.
- MARTIRE L. & MONTAGNINO D. (2002) – *A complex network of Jurassic to Miocene Neptunian Dykes*. In: SANTANTONIO M. (ed.), 6° International Symposium on the Jurassic System. General Field Trip Guidebook, 19-22 September 2002, pp. 87-91, Palermo.
- 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.
- MAUZ B., BUCCHERI G., ZOLLER L. & GRECO A. (1997) - *Middle to Upper Pleistocene morphostructural evolution of NW Sicily coast: thermoluminescence dating and paleontological-stratigraphical evaluations of littoral deposits*. Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology, **128**: 269 - 285.
- MAUZ B. & RENDA P. (1996) - *Carta geologica della piana di Partinico e Castellammare del Golfo*. Stab. Tip. Salomone, Roma.
- McKENZIE D. (1972) - *Active tectonics of the Mediterranean Region*. Geophys. J. R. Astr. Soc., **30**: 109-185.
- 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., Palermo
- MONTANARI L. (1989) - *Lineamenti stratigrafico-paleogeografici della Sicilia durante il ciclo alpino*. Mem. Soc. Geol. It., **38**: 361-406, Roma.
- MOTTURA S. (1871) - *Sulla formazione terziaria della zona solfifera della Sicilia*. Mem. per servire alla descr. della Carta Geologica d'Italia, pp. 50-140, 4 tavv. Firenze.
- MURGIA M.V. (1989) - *Rapporto interno*. ENI/Divisione AGIP.
- 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**: 195-191.
- NOCCHI M. (1992) - *Associazione a foraminiferi bentonici del bacino umbro-marchigiano (Appennino centrale) durante il Lias*. Paleopelagos, **2**: 37-53.
- OGNIBEN L. (1960) - *Note illustrative dello schema geologico della Sicilia Nord-Orientale*. Riv. Min. Sic., **64-65**: 183-212, 2 tav. di sez. geol. 1:200.000. Palermo.
- 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)*. Geol. Rom., **18**: 331-369.
- PEDLEY H.M. & RENDA P. (1998) - *A regionally correlatable high to lowstand signal from late burdigalian-early langhian outliers in western Sicily, Italy*. Boll. Soc. Geol. It., **117**: 39-53.
- PERCH-NIELSEN K. (1985) - *Cenozoic calcareous nannofossils*. In: BOLLI H. M., SANDERS J.B. & PERCH-NIELSEN K. (Eds.), Plankton Stratigraphy. Cambridge University Press. pp. 427-554.
- REHAULT J.P., BOILLOT G. & MAUFFRET A. (1987) - *The Western Mediterranean Basin geological evolution*. Marine Geol., **55**: 447-477.
- RIGO M. & BARBIERI F. (1959) - *Stratigrafia pratica applicata in Sicilia*. Boll. Serv. Geol. It., **LXXX**: 351-442, Roma.
- 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.
- 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.
- RUGGIERI G. (1957) - *Aspetti della trasgressione langhiana nella zona del Monte Pispisa (Segesta)*. Riv. Min. Sic., **48**: 264-267, 2 figg., 2 tavv. Palermo.
- RUGGIERI G. (1966 a) - *Appunti sul Miocene della Sicilia occidentale*, Riv. Min. Sic., **97-99**: 18-24.
- RUGGIERI G. (1966 b) - *Primi risultati di ricerche sulla tettonica della Sicilia occidentale*. Geol. Rom., **5**: 453.
- RUGGIERI G. (1978) - *Una trasgressione del Pleistocene inferiore nella Sicilia occidentale*. Natural. Siciliano, S. **IV, II** (3-4): 159-171.
- RUGGIERI G. & SPROVIERI R. (1970) - *Marne di San Cipirello*. Studi illust. della Carta Geologica d'Italia. Formazioni geologiche, **4**: 12 pp.
- RUGGIERI G. & TORRE G. (1974) - *Geologia delle zone investite dal terremoto della Valle del Belice*. Riv. Min. Sic., **139-141**: 27-48.

- RUGGIERI G. & TORRE G. (1987) - *Geologia del lembo neoautoctono di Ciminna (Palermo)*. Natural. Siciliano, **21** (1-2): 109-127.
- RUGGIERI G. & UNTI M. (1977) - *Il quaternario del pianoro di S. Margherita di Belice (Sicilia)*. Boll. Soc. Geol. It., **96**: 803-812, 5 figg.
- 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.), pp. 214.
- SANTANTONIO M. (1993) - *Facies associations and evolution of pelagic carbonate platforms/basino systems: examples from the Italian Jurassic*. Sedimentology, **40**: 1039-1067.
- 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. (1962) - *Introduction a la géologie pétrolière de la Sicile*. Revue Inst. Franc. du Pétr. Vol. **17**, n. 5, pp. 635-668, fig. 1, tav. 14. Paris
- SCHMIDT DI FRIEDBERG P. (1964-65) - *Litostratigrafia petrolifera della Sicilia*. Riv. Min. Sic., **88-90, 91-93**: 1-80, Palermo.
- SCHMIDT DI FRIEDBERG P., BARBIERI F. & GIANNINI C. (1960) - *La geologia del gruppo montuoso delle Madonie (Sicilia centro-settentrionale)*. Boll. Serv. Geol. It., **81**: 73-140.
- SEILACHER A. (1967) - *Bathymetry of trace fossils*. Marine Geol., **5**: 413-428, Amsterdam.
- SERRA-KIEL J., HÖTTINGER L., CAUS E., DROBNE K., FERRANDEZ C., JAUHRI A.K., LESS G., PAVLOVEC R., PIGNATTI J., SAMSO J.K., SCHAUB H., SIREL E., STRONGO A., TOMBAREAU Y., TOSQUELLA J. & ZAKREVSAYA E. (1998) - *Larger foraminiferal biostratigraphy of the Tethyan Paleocene and Eocene*. Bull. Soc. Geol. Fr., **169** (2): 281-299, Paris.
- SERVIZIO GEOLOGICO NAZIONALE (2001) - *Indicazioni per il rilevamento del Quaternario continentale*. Circolare CARG: SGN/2155/U1CARG – 11 maggio 2001.
- SISSINGH W. (1977) - *Biostratigraphy of Cretaceous calcareous nannoplankton*. Geol. Mijnbouw., **56** (1): 37-65.
- 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.
- STAMPFLI G. M. (2005) - *Plate tectonics of apulia-adria microcontinents*. In: Finetti I. R.

- ed., CROP Project: deep seismic exploration of the central mediterranean and Italy. Elsevier BV, pp. 747-766.
- TAMAJO E. (1960) - *Microfacies mesozoiche della Montagna della Busambra*. Riv. Min. Sic., **63**: 131-151, Palermo.
- 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.
- 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.
- VITALE F.P. (1990) - *Studi sulla Valle del Medio Belice (Sicilia centro-occidentale). L'avanfossa Plio-Pleistocenica nel quadro dell'evoluzione paleotettonica dell'area*. Tesi di dottorato 201 pp., Consorzio Università di Napoli e Palermo.
- VITALE F.P. (1997) - *The Belice and the Menfi basins: sequence stratigraphy evolution during the Pliocene and the early Pleistocene*. In CATALANO (Ed.) 1997 8th workshop of the ELP TASK FORCE "Origin of sedimentary basins" Palermo. 1997.
- 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. (1969) - *Die stratigraphisch-paleographische Entwicklung des Jura im Westsizilien*. Geol. Rdsch., **58**: 735-755.
- WENDT J. (1971) - *Genese und fauna submariner sedimentärer Spaltenfüllungen 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.

PROGETTO
CARG

PROGETTO

CARG