



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 619

S. MARGHERITA DI BELICE

A cura di:

**P. Di Stefano¹, P. Renda¹, G. Zarcone¹, F. Nigro²,
M. S. Cacciatore¹**

Con il contributo di:

**G. Cusimano¹, E. Di Stefano¹, D. Luzzo¹, S. Monteleone¹,
R. Sprovieri¹, S. Bonomo², M. Sabatino¹, A. Contino¹,
A. D'Alessandro¹, F. Pisciotta²**

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

² Istituto di Geofisica e Vulcanologia, Palermo

Ente realizzatore



Regione Siciliana - Assessorato Territorio e Ambiente

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

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

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

PER IL SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA - ISPRA:

Revisione scientifica:

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

Coordinamento cartografico:

D. Tacchia (coord.), F. Pilato

Revisione informatizzazione dei dati geologici:

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

Coordinamento editoriale:

D. Tacchia, F. Pilato

PER LA REGIONE SICILIANA:

Coordinamento informatizzazione:

Pietro Di Stefano

Informatizzazione e allestimento cartografico per la stampa a cura di:

Consorzio Ticonzero s.a.s.

Allestimento editoriale e cartografico:

G. Zarcone

GESTIONE TECNICO-AMMINISTRATIVA DEL PROGETTO CARG:

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

D. Greco (dal 2003) - **R. Giordano** (dal 2009) - Regione Siciliana -
Assessorato Territorio e Ambiente

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

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

INDICE

I	- INTRODUZIONE	Pag.	9
1.	- INQUADRAMENTO GEOGRAFICO	»	9
2.	- AMBIENTE FISICO	»	10
II	- ORGANIGRAMMA E METODOLOGIE	»	15
1.	- ORGANIGRAMMA	»	15
2.	- METODOLOGIA	»	16
2.1.	- CRITERI DI RILEVAMENTO	»	16
2.2.	- CRITERI BIOSTRATIGRAFICI	»	17
2.3.	- NOTE SULLA BIOSTRATIGRAFIA DELL'INTERVALLO SERRAVALLIANO - QUATERNARIO	»	20
2.4.	- CRONOSTRATIGRAFIA DELL'INTERVALLO SERRAVALLIANO - QUATERNARIO	»	21
III	- INQUADRAMENTO GEOLOGICO REGIONALE E STATO DELLE CONOSCENZE	»	25
1.	- INQUADRAMENTO GEOLOGICO REGIONALE	»	25
2.	- STUDI PRECEDENTI	»	29
IV	- STRATIGRAFIA	»	33
1.	- INTRODUZIONE	»	33
2.	- SUCCESSIONI SEDIMENTARIE PALEOZOICO - CENOZOICHE AFFIORANTI	»	35
2.1.	- SUCCESSIONI DEL BACINO SICANO	»	35
2.1.1.	- <i>complesso di Lercara (LER)</i>	»	36
2.1.2.	- <i>Formazione Mufara (MUF)</i>	»	37
2.1.3.	- <i>formazione Scillato (SCT)</i>	»	38
2.1.4.	- <i>calcari oolitici di Monte Genuardo (GUD)</i>	»	40
2.1.5.	- <i>calcari di S. Maria del Bosco (BOO)</i>	»	44
2.1.6.	- <i>formazione Barracù (BUU)</i>	»	46
2.1.7.	- <i>Lattimusa (LTM)</i>	»	48
2.1.8.	- <i>Formazione Hybla (HYB)</i>	»	48
2.1.9.	- <i>formazione Amerillo (AMM)</i>	»	49
2.1.10.	- <i>marne di Cardellia (RDE)</i>	»	52
2.1.11.	- <i>formazione Ragusa - membro Irminio (RAG₂)</i>	»	54

2.1.12.	- calcareniti di Corleone (CCR)	Pag.	55
2.1.13.	- marne di San Cipirello (CIP)	»	56
2.2.	- SUCCESSIONE DI TRANSIZIONE TRA PIATTAFORMA CARBONATICA SACCENSE E BACINO SICANO	»	57
2.2.1.	- formazione Cozzo di Lupo (CZP)	»	57
2.2.2.	- calcari oolitici di Monte Genuardo (GUD)	»	59
2.2.3.	- calcari di S Maria del Bosco (BOO)	»	62
2.2.4.	- formazione Barracù (BUU)	»	62
2.2.5.	- Lattimusa (LTM)	»	65
2.2.6.	- Formazione Hybla (HYB)	»	65
2.2.7.	- formazione Amerillo (AMM)	»	66
2.2.8.	- marne di Cardellia (RDE)	»	69
2.2.9.	- calcareniti di Corleone (CCR)	»	69
2.2.10.	- marne di San Cipirello (CIP)	»	70
2.3.	- SUCCESSIONE DELLA PIATTAFORMA CARBONATICA SACCENSE	»	70
2.3.1.	- formazione Cozzo di Lupo (CZP)	»	71
2.3.2.	- Formazione Inici (INI)	»	74
2.3.3.	- formazione Buccheri (BCH)	»	77
2.3.4.	- Lattimusa (LTM)	»	79
2.3.5.	- formazione Hybla (HYB)	»	80
2.3.6.	- formazione Amerillo (AMM)	»	80
2.3.7.	- formazione Ragusa (RAG)	»	81
2.3.7.1.	- formazione Ragusa - membro Leonardo (RAG ₁) ..	»	81
2.3.7.2.	- formazione Ragusa - membro Irminio (RAG ₂) ...	»	82
2.3.8.	- calcareniti di Corleone (CCR)	»	82
2.3.9.	- marne di San Cipirello (CIP)	»	83
3.	- DEPOSITI SIN-TARDOROGENI	»	83
3.1.	- DEPOSITI MIOCENICI	»	83
3.1.1.	- formazione Terravecchia (TRV)	»	83
3.1.2.	- formazione Baucina (BAU)	»	84
3.1.3.	- Depositi evaporitici l.s.	»	84
3.1.3.1.	- formazione Ciminna (CII)	»	85
3.1.4.	- Gruppo Gessoso-Solfifera (GS)	»	86
3.1.4.1.	- formazione di Cattolica (GTL) - membro selenitico (GTL ₂)	»	86

3.1.4.2.	- formazione di Pasquasia (GPQ) - membro dei calcari aCongerie (GPQ ₃)	Pag. 88
3.2.	- DEPOSITI Pliocenici	» 88
3.2.1.	- <i>Trubi (TRB)</i>	» 88
3.2.2.	- <i>formazione marnoso arenacea del Belice (BLC)</i>	» 89
4.	- DEPOSITI QUATERNARI	» 93
4.1.	- DEPOSITI QUATERNARI MARINI	» 93
4.1.1.	- <i>formazione Agrigento (AGG)</i>	» 93
4.1.2.	- <i>sintema di Marsala (MRS)</i>	» 95
4.2.	- DEPOSITI QUATERNARI CONTINENTALI	» 95
4.2.1.	- <i>sintema del Fiume Belice (SBE)</i>	» 95
4.2.2.	- <i>sintema del Fiume Carboj (SCJ)</i>	» 96
4.2.3.	- <i>sintema del Fiume Verdura (SVD)</i>	» 97
4.3.	- UNITÀ NON DISTINTE IN BASE AL BACINO DI APPARTENENZA ..	» 98
4.3.1.	- <i>Depositi di origine mista di debris flow e torrentizi (i)</i> .	» 98
4.3.2.	- <i>Travertini (f₁)</i>	» 99
4.3.3.	- <i>Depositi palustri e lacustri (e)</i>	» 100
4.3.4.	- <i>Depositi eluvio-colluviali (b₂)</i>	» 100
4.3.5.	- <i>Depositi alluvionali in evoluzione (b)</i>	» 100
4.3.6.	- <i>Detrito di falda (a₃)</i>	» 100
4.3.7.	- <i>Deposito di frana (a₁)</i>	» 101
4.3.8.	- <i>Discariche ed accumuli di origine antropica (h₁)</i>	» 101
V	- TETTONICA	» 103
1.	- INTRODUZIONE	» 103
2.	- LE UNITÀ TETTONICHE AFFIORANTI	» 104
2.1.	- UNITÀ DERIVANTI DALLA DEFORMAZIONE DEL DOMINIO SICANO .	» 106
2.1.1.	- <i>Unità tettonica Monte Barracu'</i>	» 106
2.1.2.	- <i>Unità tettonica Monte Triona</i>	» 108
2.1.3.	- <i>Unità tettonica Fiume Sosio-Monte Lucerto</i>	» 110
2.1.4.	- <i>Unità tettonica Giuliana</i>	» 112
2.2.	- UNITÀ DERIVANTI DALLA DEFORMAZIONE DEL MARGINE DELLA PIATTAFORMA (UNITÀ DI TRANSIZIONE)	» 114
2.2.1.	- <i>Unità tettonica Monte Genuardo</i>	» 114
2.3.	- UNITÀ DERIVANTI DALLA DEFORMAZIONE DELLA PIATTAFORMA SACCENSE	» 116

2.3.1.	- <i>Unità tettonica Pizzo Telegrafo</i>	Pag. 116
3.	- ASSETTO STRUTTURALE	» 117
3.1.	- LE STRUTTURE COMPRESSIVE	» 120
3.1.1.	- <i>Sistemi di pieghe</i>	» 120
3.1.2.	- <i>Sistemi di faglie inverse a basso e ad alto angolo</i>	» 122
3.1.3.	- <i>Il clivaggio</i>	» 123
3.1.4.	- <i>Le superfici di scollamento</i>	» 124
3.2.	- SISTEMI DI FAGLIE DIRETTE E TRASCORRENTI	» 125
4.	- SINTESI SULL'EVOLUZIONE TETTONICA	» 127
5.	- RAPPORTI PALEOGEOGRAFICI FRA LE DIVERSE SUCCESSIONI DURANTE IL MESOZOICO	» 129
VI	- ELEMENTI DI GEOLOGIA TECNICA E APPLICATA	» 133
1.	- CARATTERISTICHE GEOMORFOLOGICHE GENERALI E DISSESTO IDROGEOLOGICO	» 133
2.	- CONDIZIONI DI INSTABILITÀ DEI CENTRI ABITATI	» 137
3.	- GEOLOGIA ANTROPICA	» 139
4.	- LA SISMICITÀ STORICA DELLA SICILIA OCCIDENTALE	» 140
5.	- SISMICITÀ DELLA VALLE DEL BELICE	» 140
5.1.	- LA SEQUENZA SISMICA DEL 1968 E LA SISMICITÀ STRUMENTALE ATTUALE	» 145
6.	- SFRUTTAMENTO ANTROPICO DELLE RISORSE	» 148
6.1.	- IDROLOGIA	» 148
6.1.1.	- <i>Fiume Belice</i>	» 148
6.1.1.1.	- <i>Lago di Garcia</i>	» 148
6.1.2.	- <i>Fiume Carboj</i>	» 148
6.1.2.1.	- <i>Lago Arancio</i>	» 149
6.1.3.	- <i>Fiume Verdura e bacini tra Verdura e Magazzolo</i>	» 150
6.2.	- PLUVIOMETRIA E TERMOMETRIA	» 150
6.3.	- IDROGEOLOGIA	» 151
6.3.1.	- <i>Idrostrutture carbonatiche dei Monti Sicani</i>	» 153
6.3.1.1.	- <i>Unità Idrogeologica Monte Genuardo</i>	» 153
6.3.1.2.	- <i>Unità Idrogeologica Monte Magaggiaro</i>	» 154
6.3.1.3.	- <i>Unità Idrogeologica Sicani settentrionali</i>	» 154

6.3.1.4. - Unità Idrogeologica Sicani meridionali	Pag. 155
6.3.1.5. - Unità Idrogeologica Saccense meridionale	» 155
6.3.1.6. - Unità Idrogeologica Bacino del Belice	» 155
6.3.1.7. - Multifalda in depositi alluvionali	» 155
6.3.2. - <i>Calcolo del bilancio idrico</i>	» 156
7. - RISORSE MINERARIE	» 157
VII - EXTENDED ABSTRACT	» 159
1. - STRATIGRAPHY	» 159
2. - STRUCTURAL SETTING AND TECTONIC EVOLUTION	» 160
3. - S. MARGHERITA DI BELICE SHEET MAP LEGEND ...	» 163
BIBLIOGRAFIA	» 178

PROGETTO

CARG

I - INTRODUZIONE

Il Foglio n° 619 “S. Margherita di Belice” della Carta Geologica d’Italia alla scala 1:50.000 è stato realizzato nell’ambito del progetto CARG (Legge 226/99), con convenzione tra la Regione Sicilia ed il Servizio Geologico Nazionale (ISPRA) e con fondi della Presidenza del Consiglio dei Ministri - Dipartimento per i Servizi Tecnici Nazionali e della Regione Sicilia.

Questo lavoro intende fornire un contributo alla conoscenza geologica di un territorio che, a più riprese, è stato interessato da eventi sismici, fra i quali il devastante evento del Gennaio 1968 che ha causato la distruzione dei centri abitati del Belice. Quest’area negli ultimi decenni, ha assunto rilevanza per la forte vocazione agricola favorita dalla presenza di due grandi reservoir idrici e per le emergenze naturalistiche, che hanno portato all’istituzione di riserve naturali orientate che comprendono numerose peculiarità geologiche.

1. - INQUADRAMENTO GEOGRAFICO

Il Foglio “S. Margherita di Belice” è ubicato in Sicilia occidentale tra il margine orientale della fossa di Castelvetrano ed il margine occidentale della fossa di Caltanissetta ed è compreso tra i meridiani 13° 00’ e 13° 20’ ed i paralleli 37° 48’ e 37° 36’.

Dal punto di vista amministrativo il foglio ricade nella Regione Sicilia tra le provincie di Palermo, Trapani e Agrigento.

Il Foglio occupa una superficie di circa 645 km² e trae il suo nome dal centro abitato principale dell'area. Si estende da ovest verso est, dalle colline di Poggioreale e dal pianoro di S. Margherita di Belice al settore occidentale dei Monti Sicani. Lungo il margine settentrionale è delimitato dal Fiume Belice a nord-ovest e dalle propaggini occidentali di Monte Barracù a nord-est. Il limite meridionale del Foglio corre lungo un'ipotetica direttrice est-ovest che attraversa l'abitato di Burgio ed il rilievo di Pizzo Telegrafo.

Le principali vie di comunicazione sono la S.S. 624 (Palermo-Sciacca) che si snoda lungo il bordo nord-occidentale del Foglio, la S.S. 188 che attraversa da ovest ad est il settore centro-meridionale collegando S. Margherita di Belice a Sambuca di Sicilia e Giuliana, per proseguire verso Palazzo Adriano e la S.S. 188c che attraversa, da nord verso sud, la parte orientale del Foglio confluendo, a Bisacquino, nella S.S. 188. Gli altri centri abitati sono raggiungibili mediante strade provinciali e comunali. Meno agevole è l'accesso alle zone rurali ubicate nel settore centrale dell'area, per la limitata presenza di strade asfaltate e di una rete ferroviaria di supporto.

In Fig. 1 è riportato il quadro di unione dei fogli in scala 1:50.000 della Sicilia sud-occidentale.

Per quanto attiene la cartografia geologica ufficiale alla scala 1:100.000, l'area del Foglio ricade per la maggior parte nel Foglio Geologico n° 258 "Corleone" (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1884) e, per una modesta striscia che interessa il settore meridionale, nel Foglio Geologico n° 266 "Sciacca" (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1885).

2. - AMBIENTE FISICO

Il territorio del Foglio "S. Margherita di Belice" è caratterizzato, nel settore orientale e meridionale, da una serie di rilievi dalla morfologia aspra, che si sviluppano lungo una fascia orientata N-S e culminano con le cime di Monte Barracù (1420 m s.l.m.), Monte Triona (1215 m s.l.m.), Monte Lucerto (739 m s.l.m.), Serra di Biondo (1138 s.l.m.) ed il massiccio di Pizzo Telegrafo con rilievi che raggiungono i 900 m di quota. Tale conformazione del rilievo degrada dolcemente verso il settore occidentale e settentrionale dando luogo ad un paesaggio collinare, con altitudine media compresa tra i 300 ed i 600 metri di quota, interrotta dal vasto altipiano, a circa 370 m di quota, sul quale si trova il centro abitato di S. Margherita di Belice.

Questa differenza plano-altimetrica è naturalmente connessa all'assetto strutturale dell'area ed alle caratteristiche litologiche delle successioni affioranti. Gli alti morfologici corrispondono, infatti, ai rilievi costituiti da successioni mesozoico-terziarie, a prevalente componente calcarea, delle unità tettoniche

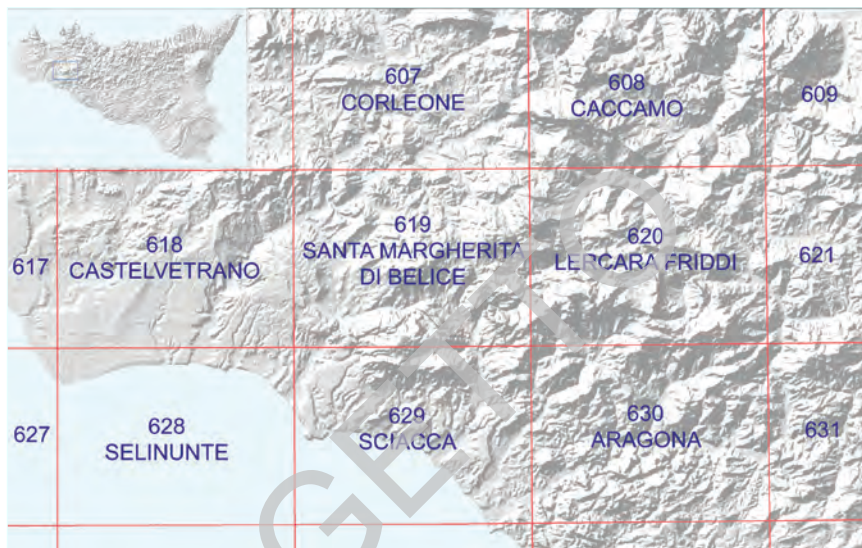


Fig. 1 - Il Foglio "S. Margherita di Belice" nel quadro dei fogli in scala 1:50.000 della Sicilia sud-occidentale.

della Catena Maghrebide. In corrispondenza delle numerose strutture tettoniche presenti sono attestate incisioni che tagliano le unità in direzione NO-SE e NE-SO, isolando le cime principali.

La fascia montuosa è caratterizzata da un andamento morfologico quasi sempre molto aspro e con pendii che hanno acclività compresa tra il 50% ed oltre il 70%. In quest'area le deformazioni tettoniche hanno dato una marcata impronta al rilievo in quanto faglie e sovrascorrimenti conservano la loro individualità, delimitando i fianchi dei rilievi. La rete idrografica è abbastanza sviluppata e gerarchizzata.

Il passaggio tra l'unità morfologica montuosa e quella collinare è segnato da rotture di pendenza, a volte nette, che spesso coincidono con lineamenti strutturali.

La zona collinare è morfologicamente più articolata poichè si sviluppa in prevalenza su terreni aventi una maggiore variabilità litologica: successioni argillose, sabbiose e conglomeratiche dei bacini pliocenici e successioni arenacee ed argillose mioceniche delle unità tettoniche della catena. In queste aree il paesaggio è caratterizzato da una morfologia relativamente dolce interrotta a tratti da forme più aspre connesse agli affioramenti conglomeratici e/o arenacei più competenti.

La presenza di terreni ad erodibilità medio-alta determina lo sviluppo di un reticolo idrografico ad alta densità di drenaggio con impluvi molto ramificati, con disposizione tendente verso l'organizzazione dendritica.

Il corso d'acqua principale del sistema idrografico del Foglio è il fiume Belice che si origina, nel settore nord-occidentale, dalla confluenza di due rami (F. Belice Destro e Sinistro) e prosegue verso sud-ovest. Lo sbarramento del Fiume Belice Sinistro (Diga Garcia) ha creato un grande invaso artificiale in prossimità al margine centro-settentrionale del Foglio. A nord-est è presente l'ampia valle del Torrente Realbate, affluente del Fiume Belice Sinistro e, nel settore centrale scorre il Torrente Sènore, un altro tributario di un certo rilievo del Fiume Belice.

Nel quadrante sud-orientale il bacino principale è quello del fiume Sosio che attraversa in senso NE-SO i Monti Sicani creando una profonda forra, per proseguire, su litologie più erodibili, in senso N-S assumendo il nome di Fiume Verdura. Nel quadrante sud-occidentale è presente il Fiume Carboj, con il suo affluente principale, il Torrente Rincione. Negli anni '50 lo sbarramento del Fiume Carboj ha creato l'invaso artificiale del Lago Arancio. A valle, il corso del fiume attraversa una profonda forra incisa nei calcari mesozoici di Pizzo Telegrafo, per poi proseguire, verso il canale di Sicilia, in un'ampia vallata impostata sui terreni neogenici. Oltre ai corsi d'acqua principali, il reticolo idrografico è costituito da numerosi piccoli torrenti e fossi.

Nel territorio compreso nel Foglio sono presenti aree di rilevante interesse naturalistico-ambientale, archeologico ed antropologico. Nel settore centro-settentrionale si trova la Riserva Naturale Orientata (R.N.O.) "Grotta di Entella", istituita per la presenza di una articolata cavità carsica nei gessi dell'omonima Rocca, un rilievo che si erge a circa 550 m di quota. Sul rilievo si trovano anche i resti archeologici di Entella, una delle tre città Elime della Sicilia. Al centro del Foglio si trova la R.N.O. di Monte Genuardo e Santa Maria del Bosco, che comprende gli estesi boschi mediterranei che si sviluppano lungo le pendici del Monte. In questa località è presente anche Adranone, antico centro greco-punico dell'VIII secolo, distrutto intorno alla metà del III secolo a.C. e l'Abbazia di Santa Maria del Bosco, del XV secolo, parzialmente distrutta dal sisma del Belice del 1968.

Nell'area sud-orientale del Foglio ricade, in parte, la R.N.O. dei Monti di Palazzo Adriano e Valle del Sosio. La riserva si estende su di una superficie di circa 5.900 ettari, ed interessa i territori comunali di Bivona, Burgio, Chiusa Sclafani e Palazzo Adriano. Al suo interno sono presenti boschi artificiali e boschi naturali con lecci, roverelle, cerri, aceri e frassini. La loro continuità è interrotta da scoscese pareti e profonde forre, che creano scenari suggestivi. All'interno della riserva sono presenti anche i resti del castello di Gristia del XIV secolo ed il santuario di San Benedetto risalente al XII secolo.

Attualmente il paesaggio montuoso è contraddistinto dalla presenza di insediamenti rurali e masserie che conferiscono un aspetto alquanto singolare, mentre il paesaggio collinare e di fondo valle è caratterizzato da agricoltura intensiva (vigneti ed oliveti) che stanno sempre più soppiantando le vaste colture

seminative che hanno caratterizzato il paesaggio fino agli anni '70. Le colture intensive e le coperture eluvio-colluviali ed alluvionali dei settori vallivi rendono problematico, in molti casi, il rilievo geologico, la campionatura e la ricostruzione di sezioni geologiche.

PROGETTO
CARG

PROGETTO

CARG

II - ORGANIGRAMMA E METODOLOGIE

1. - ORGANIGRAMMA

La realizzazione del Foglio “S. Margherita di Belice” è stata frutto della proficua collaborazione di ricercatori del Dipartimento di Geologia e Geodesia (dal 2011 Dipartimento di Scienze della Terra e del Mare), rilevatori, dottorandi ed allievi dell’Università di Palermo e di altre sedi universitarie.

I rilievi geologici e gli studi connessi sono stati effettuati nel periodo 2005-2008 dai rilevatori G. Bilello, M.S. Cacciatore, G. Zarcone, F. Nigro, M. Sabatino, D. Siragusano, F. Torre, A. Torre, riportati nel quadro d’unione al margine della carta, coordinati da P. Di Stefano (Università di Palermo), con la collaborazione di P. Renda per la geologia strutturale e di S. Monteleone per le unità quaternarie continentali. P. Renda e G. Zarcone hanno anche coadiuvato P. Di Stefano nella direzione del rilevamento.

Le analisi micropaleontologiche per l’intervallo Cretacico-Pleistocene sono state condotte da R. Sprovieri (foraminiferi), E. Di Stefano e S. Bonomo (nannofossili calcarei). Per il Mesozoico Inferiore e Medio contributi ed aggiornamenti biostratigrafici sono stati forniti da M. S. Cacciatore (foraminiferi), M. Chiari (radiolari), C. D’Arpa (ammoniti), M. Gullo (conodonti), N. Mariotti (belemniti).

Le analisi delle macro e microfacies carbonatiche sono state condotte da P. Di Stefano e M. S. Cacciatore. Quest’ultima ha incentrato il suo studio di dottorato sull’architettura delle facies triassico-giurassiche del settore orientale del Foglio.

La Dott.ssa M. Giacalone ha curato la realizzazione del S.I.T. che è stato utilizzato durante le fasi del rilievo del Foglio fino al 3° stato di avanzamento dei lavori.

Precedentemente e durante la realizzazione del foglio i laureandi dell'Università di Palermo M. Alessandro, S. Ferraro, G. Giaramida, M. Gugliotta, G. Lena, L. Mauceri, F. Perricone e D. Virga, hanno collaborato a rilievi e ricerche nell'area traendone proficue esperienze. I geologi professionisti P. Ciulla e D. Sclafani hanno fornito dati su sondaggi ed altre informazioni utili in settori di loro conoscenza.

La stesura delle note è stata curata dai seguenti Autori:

Introduzione: P. Di Stefano, P. Renda

Stratigrafia: P. Di Stefano, M. S. Cacciatore, G. Zarcone.

Tettonica: P. Renda, F. Nigro con contributi di G. Zarcone.

Biostratigrafia delle successioni cretacic-pleistoceniche: E. Di Stefano, R. Sprovieri.

Elementi di Geologia tecnica e applicata: S. Monteleone, M. Sabatino (cap. 1-4), D. Luzio, A. D'Alessandro (cap. 5), G. Cusimano, A. Contino, F. Pisciotta (cap. 6-7).

2. - METODOLOGIA

2.1. - CRITERI DI RILEVAMENTO

I rilievi sono stati effettuati alla scala 1:10.000, con supporto topografico della Carta Tecnica Regionale in scala 1:10.000 e delle Tavole I.G.M. in scala 1:25.000 ingrandite alla scala 1:10.000. In ausilio alle tradizionali tecniche di rilievo sul terreno è stato allestito un sistema informatico che ha permesso l'integrazione, in ambiente GIS, di ortofoto, foto aeree e modelli digitali del terreno. Il GIS è stato inoltre utilizzato per il riporto dei rilievi ed il posizionamento GPS degli elementi puntuali, direttamente sul terreno, mediante l'utilizzo di Tablet PC.

La strutturazione della legenda è stata basata su precedenti contributi cartografici riguardanti l'area e sulle esperienze maturate nei fogli limitrofi in esecuzione. Per il rilievo delle unità pre-quaternarie è stata utilizzata, con risultati soddisfacenti, la metodologia litostratigrafica. Le formazioni coinvolte nelle deformazioni collisionali sono state raggruppate in successioni sedimentarie corrispondenti agli originari domini paleogeografici e disposte secondo l'ordine di sovrapposizione strutturale (*cf.* Cap. V). Quelle interessate dalle deformazioni riferibili alle fasi sin- e tardo-orogene sono state rappresentate in ordine stratigrafico.

Le unità litostratigrafiche presenti nel Foglio sono state istituite in tempi diversi e con modalità differenti. Per la loro nomenclatura sono stati utilizzati, ove possibile, i termini e le sigle contenute nel "Catalogo delle Formazioni

Italiane” (CARIMATI *et alii*, 1981), in parte già compendiate in precedenti sintesi litostratigrafiche (RIGO & BARBIERI, 1959; SCHMIDT DI FRIEDBERG, 1964-65; PATACCA *et alii*, 1979). Per la nomenclatura di alcune formazioni (ad esempio quelle storiche) è stata seguita la recente revisione effettuata dalla Commissione Italiana Di Stratigrafia (SERVIZIO GEOLOGICO D’ITALIA, 2000; 2002 a; 2002 b). Per alcune unità si è reso necessario introdurre nuovi nomi informali, la cui formalizzazione sarà completata dopo che la realizzazione dei fogli contigui potrà consentire una valutazione complessiva della loro validità ed importanza.

Le nuove unità sono:

- Il *complesso di Lercara*. Il termine complesso è stato adottato per l’insieme dei terreni del Permiano - Triassico Medio affioranti nella Valle del Sosio, composto da rocce diverse ed avente struttura interna caotica, seguendo le indicazioni dell’*International Stratigraphic Guide* (SALVADOR, 1994) e la Guida al rilevamento S.G.N. (PASQUARE *et alii*, 1992). L’utilizzo di tale termine è anche raccomandato nella scheda della “formazione Lercara” redatta da DELFRATI (2005);
- la *formazione Cozzo di Lupo*, che accorpa i depositi di scogliera del Triassico Superiore;
- i *calcari oolitici di Monte Genuardo*, indicati nella carta geologica dei Monti Sicani Occidentali da DI STEFANO & VITALE, 1993;
- i *calcari di Santa Maria del Bosco*, anch’essi indicati da DI STEFANO & VITALE, 1993;
- la *formazione Barracù*, che accorpa le radiolariti di mare profondo del Dominio Sicano.

Nell’ambito della successione quaternaria, sia marina che continentale, sono state distinte e rappresentate in carta in modo informale alcune unità a limiti inconformi (sintemi), introdotte nell’adiacente Foglio Corleone ed altre, relative ai bacini dei fiumi Carboj e Verdura che vengono qui descritte per la prima volta.

Nel caso infine, di depositi prodotti da eventi a carattere locale (frane, coltri eluvio-colluviali, travertini, depositi di origine mista, etc.), difficilmente correlabili con gli eventi regionali che controllano l’evoluzione complessiva di un bacino, è stato adottato il criterio genetico, con il loro raggruppamento nelle “unità non distinte in base al bacino di appartenenza”.

2.2. - CRITERI BIOSTRATIGRAFICI

Le attribuzioni cronostatigrafiche delle unità litostratigrafiche e dei sintemi affioranti nel Foglio sono basate su analisi biostratigrafiche che riguardano diversi gruppi sistematici. Lo schema tempo utilizzato fa riferimento allo schema

geocronologico e cronostratigrafico proposto da GRADSTEIN *et alii* (2004).

Per la biostratigrafia dei depositi permiani si è tenuto conto degli schemi biozonali a conodonti di KOZUR (1989 a, b) e delle valutazioni biostratigrafiche di GULLO & KOZUR (1992).

Per la biostratigrafia dei depositi pelagici del Triassico Superiore della Formazione Mufara e della formazione Scillato sono state utilizzate: le biozonazioni a conodonti di KOZUR (1989a, b), KOZUR & MOCK, (1991) e i più recenti schemi biozonali integrati (prevalentemente) a conodonti ed ammonoidi di KOZUR (2003), KRYSSTYN *et alii* (2007). Per la biostratigrafia ad halobidi si è tenuto conto dei contributi di MONTANARI & RENDA (1976), CAFIERO & DE CAPOA BONARDI (1982), DE CAPOA BONARDI (1984), KRYSSTYN *et alii* (2002), LEVERA & McROBERTS (2008).

Per i depositi di piattaforma carbonatica del Triassico Superiore sono state utilizzate le biozone di KAMOUN *et alii* (1998). Per il Giurassico Inferiore si è tenuto conto degli schemi biozonali a foraminiferi bentonici ed alghe di DE CASTRO (1991), CHIOCCHINI *et alii* (1994), BASSOULLET (1999), e delle biozone di associazione a foraminiferi bentonici, organismi problematici ed alghe di BOUDAGHER-FADEL *et alii* (2001), FUGAGNOLI (2004), BARATTOLO & ROMANO (2005), BOUDAGHER-FADEL & BOSENCE (2007). Per i depositi pelagici del Giurassico sono stati adottati gli schemi biozonali ad ammoniti di CARIOU & HANTZPERGUE (1997) con emendamenti di D'ARPA & MELENDEZ (2004) per l'Oxfordiano, e lo schema di distribuzione dei calpionellidi di ANDREINI *et alii* (2007).

Per i depositi pelagici non condensati del Giurassico Inferiore-Medio sono stati adottati gli schemi biozonali di NOCCHI (1992) per i foraminiferi bentonici e di MATTIOLI & ERBA (1999) per i nannofossili calcarei.

La biozonazione a radiolari dei depositi silicei giurassici è stata basata sulle Zone di Associazione Unitaria (UAZ) proposte da BAUMGARTNER *et alii* (1995) che coprono l'intervallo Aaleniano-Aptiano inferiore.

Per il Cretacico, relativamente al contenuto in foraminiferi planctonici, è stato adottato lo schema biozonale di CARON (1985), tenendo anche in considerazione le distribuzioni biostratigrafiche riportate da PREMOLI SILVA & SLITER (2002). A causa della frequente cattiva conservazione delle associazioni o della ricorrente assenza di alcuni *markers* nelle successioni siciliane, sono state introdotte semplificazioni, che tuttavia non hanno inficiato la attribuzione stratigrafica dei campioni.

Per il Paleocene e l'Eocene si è utilizzato lo schema proposto da TOUMARKINE & LUTERBACHER (1985), tenendo anche in conto le distribuzioni biostratigrafiche riportate da PREMOLI SILVA, RETTORI & VERGA (2003). A causa della povertà e della distribuzione molto irregolare, riconosciuta nei sedimenti siciliani, di *Hantkenina* spp. e del carente stato di conservazione del genere *Globigerinatheka*, di difficile determinazione nel dettaglio specifico, è stata usata la presenza di *Acarinina bullbrooki* (BOLLI) come indicatore dell'Eocene medio *s.l.* e delle forme riferibili

al gruppo *Globorotalia cerroazulensis* COLE (*G. cerroazulensis cerroazulensis* (COLE), *G. cerroazulensis cocoaensis* CUSHMAN, *G. cerroazulensis cunialensis* TOURMAKINE & BOLLI) per il riconoscimento dell'Eocene superiore.

Per i sedimenti oligocenici è stato utilizzato lo schema proposto da BOLLI & SAUNDERS (1985) riconsiderando la corrispondenza cronostratigrafica della zona a *Globorotalia kugleri* BOLLI con il Miocene basale in seguito alla formalizzazione del GSSP della base del Neogene (STEINIGER *et alii*, 1997).

Per il Miocene inferiore è stato utilizzato lo schema di IACCARINO (1985). Per il Langhiano superiore-Serravalliano si è fatto riferimento allo schema biozonale di FORESI *et alii* (2002). Per l'analisi biostratigrafica dei sedimenti medio-alto neogenici, sono stati adottati gli schemi biostratigrafici più recenti (CITA, 1975, emendato da SPROVIERI, 1993; SPROVIERI *et alii*, 1996; SPROVIERI *et alii*, 2002).

Le analisi sui nannofossili calcarei sono state eseguite utilizzando un microscopio ottico polarizzatore a circa 1000x utilizzando *smear slides* preparate seguendo le tecniche standard. Per i concetti tassonomici si è fatto riferimento a: PERCH-NIELSEN (1985 a - b), FORNACIARI & RIO (1996), FORNACIARI *et alii* (1996), THEODORIDIS (1984).

Per le attribuzioni biostratigrafiche basate sui nannofossili calcarei sono stati utilizzati i seguenti schemi zonali:

per il Cretacico è stato utilizzato lo schema di SISSINGH (1977) ben noto, ampiamente adottato dalla comunità scientifica internazionale e già sperimentato durante lo svolgimento delle analisi relative a fogli CARG limitrofi.

Nei casi di campioni contenenti associazioni floristiche poco diversificate, anche a causa di cattiva preservazione, di difficoltosa attribuzione biozonale, è stata formulata un'indicazione di pertinenza cronostratigrafica sulla base dei *range* dei taxa riconoscibili, con riferimento a PERCH-NIELSEN (1985 a - b).

Per l'intervallo Paleocene-Oligocene è stato utilizzato lo schema di MARTINI (1971).

Per il Neogene, alla luce del ben noto provincialismo mostrato dalle nannoflore del record sedimentario Mediterraneo, si è preferito utilizzare sistemi zonali con valenza specifica regionale. Nei fatti le ricche associazioni di nannofossili calcarei presenti nei depositi neogenici mediterranei esibiscono, per taluni dei *marker* utilizzati nelle zonature standard (MARTINI, 1971; OKADA & BUKRY, 1980), rarità e/o mancate presenze che impediscono il riconoscimento delle relative zone.

Per il Miocene inferiore e medio è stata utilizzata la zonatura di FORNACIARI & RIO (1996) e FORNACIARI *et alii* (1996) (quest'ultima in piccola parte emendata in SPROVIERI *et alii*, 2002).

Per l'intervallo relativo al Tortoniano - Messiniano è stato utilizzato lo schema di THEODORIDIS (1984) e relativo emendamento introdotto in SPROVIERI *et alii* (1996).

Per il Pliocene e per il Pleistocene si è fatto riferimento al sistema zonale di RIO *et alii* (1990) ampiamente utilizzato per la classificazione biostratigrafica dei Pozzi ODP perforati durante il Leg 160 nel Mediterraneo.

2.3. - NOTE SULLA BIOSTRATIGRAFIA DELL'INTERVALLO SERRAVALLIANO-QUATERNARIO

Una dettagliata e più moderna biostratigrafia basata sull'analisi dei foraminiferi planctonici e dei nanfossili calcarei è stata recentemente messa a punto, per l'intervallo compreso tra il Serravalliano e il Quaternario, in seguito allo studio di estremo dettaglio di numerose sezioni stratigrafiche mediterranee, molte delle quali affioranti in Sicilia. L'utilizzo separato di uno o l'altro gruppo di fossili permette una buona risoluzione stratigrafica. Se integrati, i relativi bio-orizzonti consentono:

- di ottenere una più elevata risoluzione stratigrafica con intervalli della durata media di circa 0.2-0.4 My;
- di riconoscere eventuali problematiche imputabili a rimaneggiamento e/o infiltrazione dei taxa grazie al controllo reciproco basato sulle ben note posizioni occupate dai vari bio-orizzonti in un determinato intervallo stratigrafico.

Sulla base di una correlazione ciclostratigrafica i limiti biozonali dei due gruppi di microfossili si sono inoltre rivelati strettamente isocroni in differenti sezioni neogeniche del Mediterraneo. Sono definiti da bio-eventi facilmente riconoscibili (generalmente comparse e scomparse di *markers*), ed il loro utilizzo permette una più sicura correlazione tra gli intervalli sedimentari attribuiti alla medesima biozona.

Tuttavia in alcuni intervalli stratigrafici neogenici, anche avvalendosi della biostratigrafia integrata si ottiene una risoluzione tempo poco elevata. In particolare tale problema riguarda la parte intermedia del Tortoniano, dove è riconoscibile una sola biozona a foraminiferi (che copre un intervallo temporale di ben 2 My), e due biozone a nanfossili calcarei (ciascuna approssimativamente della lunghezza temporale di 1 My).

La Tab.1 relativa all'intervallo Plio-Pleistocene (modificata da DI STEFANO, 1998) e la Tab. 2 relativa al Miocene medio e superiore (modificata da SPROVIERI *et alii*, 1996 e SPROVIERI *et alii*, 2002) riportano l'integrazione degli schemi adottati. Solo nei casi di campioni particolarmente poveri di associazioni planctoniche si è fatto ricorso, per la loro determinazione stratigrafica, a parametri basati su caratteristiche diverse, quali ad esempio l'associazione a foraminiferi bentonici o la "facies" del residuo di lavaggio. Si ritiene che tali attribuzioni siano corrette, anche se evidentemente il dettaglio nel riconoscimento stratigrafico è di molto inferiore a quello possibile sulla base di una significativa associazione planctonica.

Per talune litofacies pelitico-siltose, di ambienti deposizionali prossimali e di incerta attribuzione cronostatigrafica fra Pliocene e Pleistocene, la presenza di *Gephyrocapsa* spp. di media taglia (4 - 4,5 μm) ha consentito di acquisire dati stratigrafici affidabili indicando un'età pleistocenica (Calabriano).

2.4. - CRONOSTRATIGRAFIA DELL'INTERVALLO SERRAVALLIANO-QUATERNARIO

Nell'intervallo stratigrafico compreso tra il Serravalliano e il Quaternario la definizione di numerosi GSSP (*Global Stratotype Section and Point*) di unità cronostratigrafiche (Pleistocene, Gelasiano, Piacenziano, Zancleano, Messiniano, Tortoniano), la proposta più o meno ufficiale di definizione di altri (Siciliano, Emiliano) e le avanzate discussioni da tempo condotte a livello internazionale per arrivare alla proposta di definizione di quelle restanti (Serravalliano, Langhiano, Pleistocene medio, Pleistocene superiore) permettono oggi una sicura e univoca attribuzione cronostratigrafica dei sedimenti neogenici, almeno a partire dalla base del Langhiano. Il fatto che tali limiti cronostratigrafici siano coincidenti con (o bene approssimati da) ben definiti eventi biostratigrafici (generalmente comparse o scomparse nella associazione a plancton calcareo) (oltre che, spesso, paleomagnetici e paleoclimatici) facilita la “datazione” dei campioni. Nelle Tab. 1 e 2 sono anche riportati i limiti cronostratigrafici correlati con le relative biozone e con le età (astro) cronologiche oggi utilizzate. Con la lettera D sono indicati i GSSP ormai ratificati e con la lettera P quelli ufficialmente proposti in maniera più o meno formale.

Per quanto riguarda il limite Plio-Pleistocene, è stata adottata la suddivisione “classica”, essendo intervenuta la ratifica da parte della IUGS della nuova scala cronostratigrafica (GIBBARD *et alii*, 2010; FINNEY, 2010) in una fase avanzata di realizzazione del Foglio. Ove possibile tuttavia sono stati utilizzati i piani del Plio-Pleistocene e, per completezza di informazione, in Tab. 1 è stata riportata, a sinistra, la più recente suddivisione cronostratigrafica.

Solo un breve commento ad alcune “libertà cronostratigrafiche” responsabilmente introdotte nella Cronostratigrafia: 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 comodità di discussione stratigrafica per quanto riguarda la evoluzione geologica dell'area interessata, in due parti. Esse sono rispettivamente identificate come parte inferiore e parte superiore del Tortoniano.

Con riferimento alla Tab. 2, alla parte inferiore sono stati ascritti i sedimenti riferibili alle biozone a foraminiferi a *Paragloborotalia siakensis*, *Globigerinoides obliquus obliquus* e alle biozone a nannofossili calcarei MNN 7c, MNN8a, MNN 8b. Essa ha una durata totale di circa 1.1 My. Al Tortoniano superiore sono stati attribuiti i campioni riferibili alle biozone a foraminiferi *Neogloboquadrina acostaensis*, *Globigerinoides obliquus extremus* e *Globorotalia suterae* (*pars*), e alle biozone a nannofossili calcarei MNN8b (*pars*), MNN9, *M. convallis*, *Coccolithus pelagicus*, *Amaurolithus primus* (*pars*). Esso ha una durata di circa 3.5 My.

Anche per quanto riguarda il Serravalliano, si è distinta, sempre in

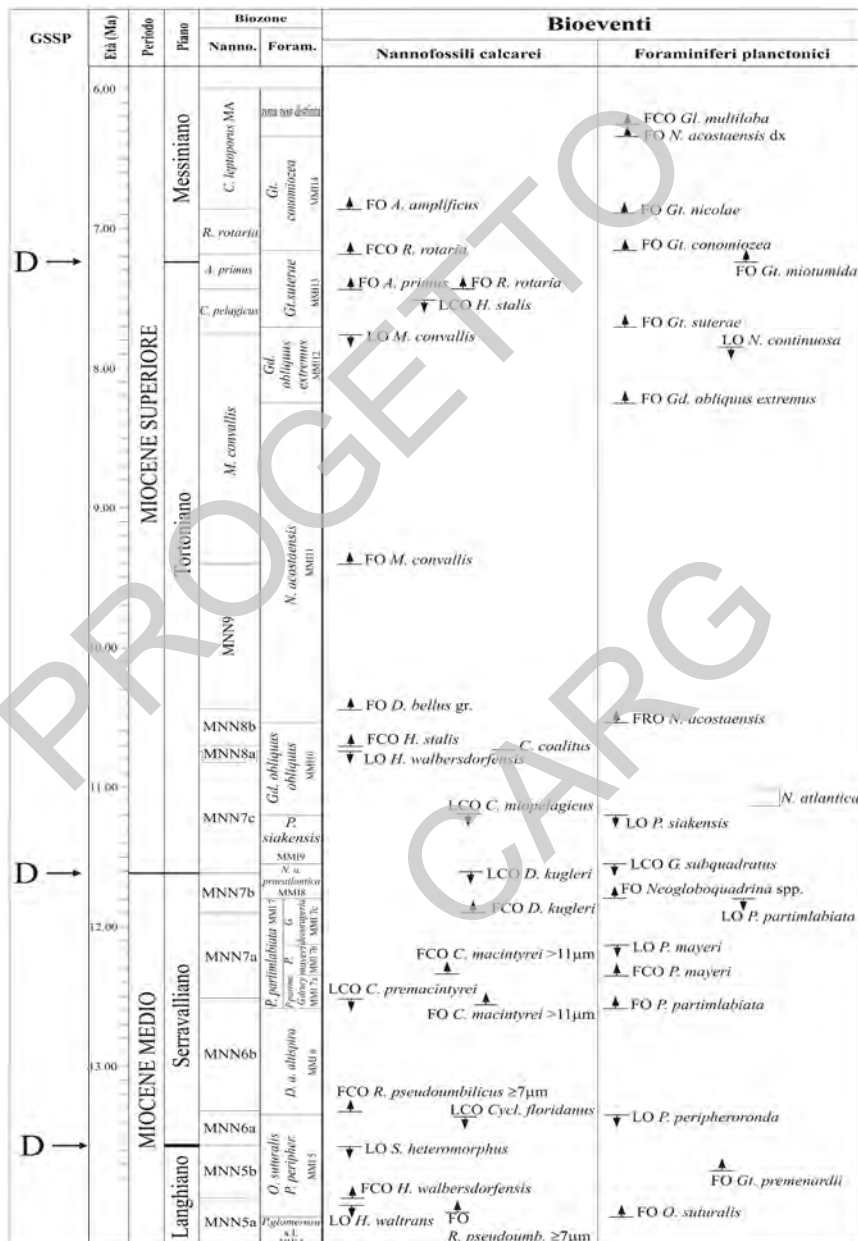
Tab. 1 - Schema biostratigrafico a plancton calcareo adottato per il Plio-Pleistocene (modificato da Di Stefano, 1998). Sono indicati i GSSP ratificati (D) e quelli proposti (P). La scala cronostatigrafica adottata è quella "storica". Per completezza di informazione è stata riportata, a sinistra, la più recente suddivisione cronostatigrafica ratificata dalla IUGS (GIBBARD et alii, 2010).

Cronostratigrafia				GSSP	Età (Ma)	Polarità	Chron	CRA (1975) emend.	Bioeventi a Foraminiferi planctonici	Bioeventi a Nannofossili calcarei																															
GIBBARD et alii (2010)	Impostazione "storica"																																								
NEOGENE Pliocene	Pliocene	Zancleano	Pliocene	D	4.29	-	MPI 3	-	↑ <i>G. punctulata</i>	MNN13	↑ <i>H. sellii</i>																														
												Neogene	Pliocene	D	4.62	-	MPI 2	-	↑ <i>FCO G. margaritae</i>	MNN12	↑ <i>R. pseudonubiticus</i> paraerne																				
																						Pliocene	D	4.89	-	MPI 1	-	↑ <i>R. pseudonubiticus</i> paraerne													
																													Pliocene	D	5.28	-	-	-	↑ Ristabilimento delle condizioni marine normali						
																																				Pliocene	D	4.89	-	-	-
	Pliocene	Zancleano	Pliocene	D	4.29	-	MPI 3	-	↑ <i>G. punctulata</i>	MNN14/15	↑ <i>D. asymmetricus</i>																														
												Neogene	Pliocene	D	3.58	-	MPI 4	-	↑ <i>LCO G. margaritae</i>	MNN16a	↑ <i>Sphenolithus</i> spp.																				
																						Pliocene	D	3.11	-	MPI 5	-	↑ <i>Sphaeroidinellopsis</i> spp.	MNN16b/17	↑ <i>D. pentaradiatus</i>											
																															Pliocene	D	2.95	-	MPI 6	-	↑ <i>N. atlantica</i> sx	MNN19d	↑ <i>LCO D. tamalis</i>		
																																								Pliocene	D
QUATERNARIO Pleistocene	Pleistocene	Gelasiano	Pleistocene	D	1.95	-	MPI 6	-	↑ <i>G. inflata</i>	MNN18	↑ <i>D. brouweri</i> , <i>D. triradiatus</i>																														
												Pleistocene	Gelasiano	D	1.07	-	-	-	↑ <i>G. truncatulinoides excelsa</i>	MNN19e	↑ <i>Large Gephyrocapsa</i> , <i>H. sellii</i>																				
																						Pleistocene	Gelasiano	D	0.78	-	-	-	↑ <i>G. truncatulinoides excelsa</i>	MNN20	↑ <i>Large Gephyrocapsa</i>										
																																Pleistocene	Gelasiano	D	-	-	-	-	MNN21a	↑ <i>C. macintyreii</i>	
																																									Pleistocene
	Pleistocene	Calabroiano	Pleistocene	D	-	-	-	-	-	MNN19f	↑ <i>Gephyrocapsa</i> sp.																														
												Pleistocene	Calabroiano	D	-	-	-	-	-	MNN19g	↑ <i>Gephyrocapsa</i> sp.																				
																						Pleistocene	Calabroiano	D	-	-	-	-	-	MNN19h	↑ <i>Gephyrocapsa</i> sp.										
																																Pleistocene	Calabroiano	D	-	-	-	-	-	MNN19i	↑ <i>Gephyrocapsa</i> sp.

modo del tutto informale, una parte inferiore, corrispondente alle biozone a foraminiferi a *Orbulina suturalis* - *Paragloborotalia peripheroronda* (*pars*) e *Dentogloboquadrina altispira* e alle biozone a nannofossili calcarei MNN6a e MNN 6b (*pars*), con una durata di circa 0.9 My, e una parte superiore, riferibile alle biozone a foraminiferi a *Paragloborotalia partimlabiata* e 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 My.

Un ulteriore commento riguarda le conseguenze della recente definizione del limite Serravalliano-Tortoniano. Precedentemente a tale definizione il limite tra queste due unità cronostatigrafiche era convenzionalmente riconosciuto in coincidenza della comparsa di *N. acostaensis*. In base alla recente definizione, accettata dagli organi internazionali, il limite è stato spostato in coincidenza di

Tab. 2 - Schema biostratigrafico a plancton calcareo per il Miocene medio e superiore (modificato da SPROVIERI et alii, 1996 e SPROVIERI et alii, 2002). D indica i GSSP ratificati.



un livello più recente, corrispondente alla LCO (*Last Common Occurrence*) del nannofossile calcareo *Discoaster kugleri* MARTINI & BRAMLETTE, e praticamente coincidente con la LCO di *Globigerinoides subquadratus* (BRONNIMANN).

PROGETTO
CARG

III - INQUADRAMENTO GEOLOGICO REGIONALE E STATO DELLE CONOSCENZE

1. - INQUADRAMENTO GEOLOGICO REGIONALE

La Sicilia costituisce l'area di raccordo tra la catena Appenninica e le Maghrebidi Tunisine. Essa è limitata verso nord dal bacino Tirrenico, area sottoposta ad assottigliamento crostale a partire dal Tortoniano (MOUSSAT *et alii*, 1985; MALINVERNO & RYAN, 1986; REHAULT *et alii*, 1987) per processi di estensione (GIUNTA *et alii*, 2000a, NIGRO & RENDA, 1999, 2000; 2001; 2004) e trascorrenza di significato regionale (NIGRO, 1998; GIUNTA *et alii*, 2000b), e verso sud dal Canale di Sicilia, area di avampaese sottoposto a processi transtensionali di *rifting* intraplacca (REUTHER & EISBACHER, 1985; GRASSO & REUTHER, 1988; REUTHER, 1989; Fig. 2).

Nel tratto siciliano la catena è costituita da un serie di unità tettoniche, impilate con senso di trasporto verso i quadranti meridionali, che derivano dalla deformazione di preesistenti domini paleogeografici, piattaforme carbonatiche e bacini pelagici, individuatisi durante le fasi di distensione mesozoiche e facenti parte del margine meridionale della Tetide (OGNIBEN, 1970; CATALANO & D'ARGENIO, 1978, LENTINI *et alii*, 1996).

Questi domini, deformati a partire dall'Oligocene superiore, hanno dato luogo ad un edificio strutturale, caratterizzato da una catena a pieghe e sovrascorrimenti, sovrapposto ad una zona di avanfossa-avampaese durante le fasi di trasporto tettonico mioceniche e plio-pleistoceniche.

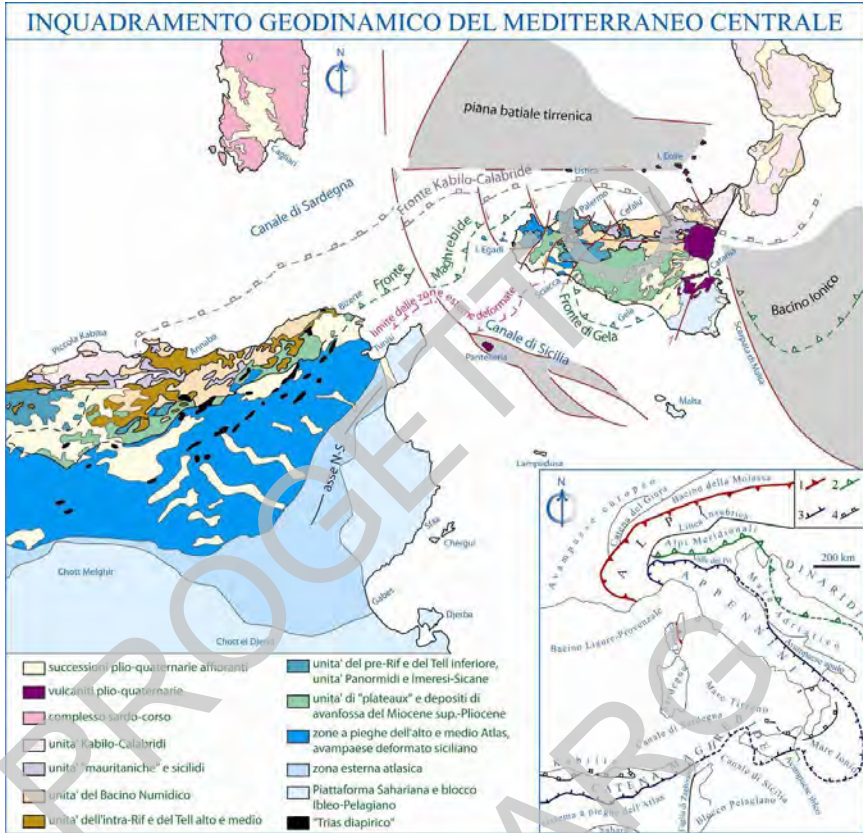


Fig. 2 - Schema geologico dell'area centro-mediterranea (NIGRO & RENDA, 2002)

L'evoluzione tettonica della catena Maghrebide siciliana, a partire dall'Oligocene superiore fino al Miocene medio, viene messa in relazione alla convergenza tra la placca europea e quella africano-adriatica, che ha portato alla collisione fra il blocco Sardo-Corso e la litosfera del margine continentale adriatico. A partire dal Tortoniano superiore e fino al Quaternario la propagazione dei sovrascorrimenti nella catena e l'apertura del bacino tirrenico sono stati controllati dal *roll-back* della litosfera dell'avampaese Ibleo in subduzione (MALINVERNO & RYAN, 1986).

I numerosi autori che hanno studiato questo settore di catena hanno dato interpretazioni non sempre concordanti circa la geometria ed i rapporti dei singoli corpi geologici, mentre tutti sono stati concordi nel riconoscere la generale polarità meridionale della catena.

In ogni caso è sempre possibile ricondurre, in via schematica, la catena siciliana a tre elementi tettonici regionali (Fig. 3):

- il più basso, è rappresentato dall'avampaese ibleo (estremità sud-orientale dell'isola), una struttura sollevata e delimitata da faglie ad andamento NE-SO, costituito prevalentemente da depositi carbonatici di età mesozoico-terziaria ricoperti da successioni plio-pleistoceniche, con crosta di spessore di circa 25-30 km (BOCCALETTI *et alii*, 1990);

- l'elemento intermedio è costituito dalla avanfossa di Gela, una depressione caratterizzata da rapidi processi di subsidenza, che si allunga in direzione NNE-SSO tra il rialzo dell'avampaese ibleo ed il fronte della catena;

- l'elemento più alto ed occidentale è costituito da una serie di falde impilate, che derivano dalla deformazione di successioni sedimentarie deposte in domini di piattaforma carbonatica e bacini pelagici, facenti parte del margine meridionale della Tetide.

L'area del Foglio 619 "S. Margherita di Belice" ricade nella zona di cerniera tra il fronte meridionale della catena ed il margine settentrionale deformato del sistema avampaese - avanfossa ibleo (Fig. 3).

Quest'area è estremamente interessante per la geologia della Sicilia, in quanto è possibile approfondire le relazioni fra unità mesocenozoiche impilate, caratterizzate da successioni di piattaforma carbonatica, carbonatico-pelagica e di bacino, e coperture sin e post-tettoniche miocenico-pleistoceniche.

L'ossatura geologica dell'area è costituita da un cuneo di *thrust* per lo più rappresentati in superficie da grandi antiformali di rampa. Le successioni che costituiscono queste unità strutturali sono costituite da depositi carbonatici ed in minor misura silicei, cui si intercalano localmente effusioni basaltiche sottomarine del Giurassico. Queste successioni, il cui spessore raggiunge le migliaia di metri, si sono originate in settori del margine continentale africano.

Il corpo sedimentario più spesso (oltre 4000 m), che caratterizza una grande unità strutturale presente in affioramento e nel sottosuolo nel settore sud-occidentale del Foglio (unità di Pizzo Telegrafo), è prevalentemente costituito da successioni carbonatiche che, almeno a partire dal Triassico Superiore e fino al Giurassico Inferiore si sono deposte in un vasto dominio di piattaforma che si estendeva nel settore ibleo-pelagiano fino alla scarpata di Malta, indicato anche come Piattaforma Carbonatica Siculo-Tunisina da DI STEFANO *et alii* (1996). La porzione centrale del Foglio è occupata dalla grande struttura antiformali del Monte Genuardo, la cui successione è tipica di un margine di piattaforma che ha subito una precoce (nel Giurassico Inferiore) evoluzione a scarpata.

Ad est del Foglio, affiorano le unità strutturali Sicane *s.s.*, caratterizzate da depositi triassici di mare profondo con calcilutiti selciferi e marne ad halobidi e radiolari cui si intercalano torbiditi carbonatiche.

I terreni del Giurassico Medio-Eocene sono rappresentati in tutta l'area da

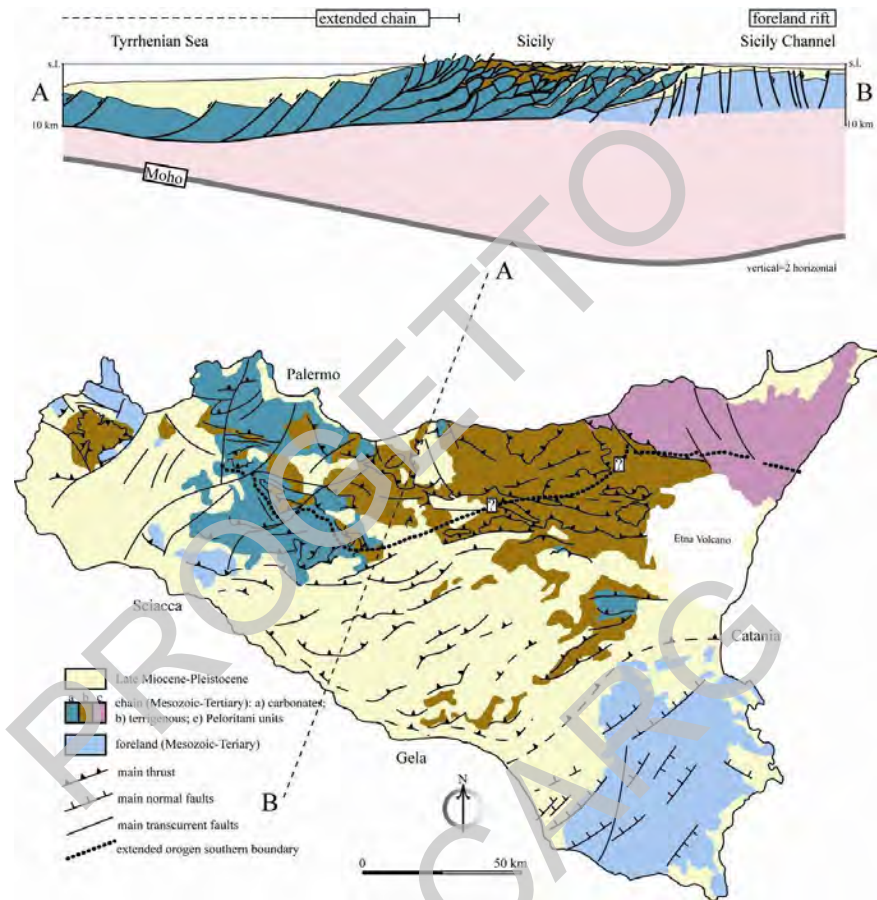


Fig. 3 - Principali lineamenti strutturali della Sicilia (NIGRO & RENDA, 2002)

depositi emipelagici e pelagici (calcolititi selcifere, marne e radiolariti) localmente condensati. Importanti cunei di megabrecce carbonatiche si intercalano in queste successioni nell'intervallo Cretacico Superiore-Eocene medio, a testimonianza di importanti eventi paleotettonici.

Durante l'Oligocene si ristabiliscono le condizioni per un'estesa deposizione in un sistema piattaforma-scarpata ad alimentazione mista terrigeno-carbonatica, condizioni che perdurano fino al Miocene inferiore. A partire dagli ultimi 8-9 milioni di anni, alcuni bacini sedimentari minori (Bacino del Belice, Bacino del Realbate, Bacino di Menfi) cominciano ad individuarsi intorno alle grandi

strutture carbonatiche, dapprima per effetto della fisiografia ereditata dalla tettonica mesozoico-paleogenica e, con entità via via crescente, per effetto della deformazione associata alla propagazione verso sud dei fronti della catena Siciliano-Maghrebide. Il riempimento dei bacini minori ad opera di depositi terrigeni, evaporitici e clastico-carbonatici è stato, almeno a partire dal Messiniano, largamente controllato dalla deformazione compressiva, che ha sollevato e portato in affioramento ed erosione il nucleo delle antiformi maggiori, durante la traslazione, verso sud, delle medesime unità. Le entità di raccorciamento decrescono, in genere, nella stessa direzione.

I terreni neogenici di copertura rappresentano tipici depositi di bacini *thrust-top* e mostrano entità deformative che accomodano i movimenti delle unità sottostanti, in funzione della propria posizione rispetto ai fronti di sovrascorrimento maggiori ed alla propria età.

In seguito ad una fase di sollevamento regionale più recente del Pleistocene medio, parte delle strutture, meno superficiali, insieme alle coperture dei bacini satelliti, è stata portata in affioramento, incrementando ulteriormente la complessità delle relazioni tra successioni carbonatiche e depositi terrigeni.

2. - STUDI PRECEDENTI

Le basi per la conoscenza geologica di questo settore dei Monti Sicani vengono gettate tra la fine dell'800 e le prime decadi del '900, nel quadro di studi regionali che erano stati avviati per la realizzazione della Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000. Limitatamente all'area del Foglio, BALDACCI (1886) nella "*Descrizione Geologica dell'Isola di Sicilia*" si occupa della serie solfifera di Entella, dei rilievi carbonatici nel settore orientale dell'area a sud di Corleone (Monte Triona, Monte Barracù e Campofiorito), di Monte Genuardo, del gruppo montuoso di Giuliana e Sambuca e di quello di Chiusa Sclafani e Burgio. L'autore rivolge particolare attenzione alle intercalazioni magmatiche presenti lungo le successioni mesozoiche. L'assetto strutturale è inoltre oggetto di dettagliate sezioni geologiche (Fig. 4). Al contempo G. G. GEMMELLARO, che riveste il ruolo di direttore scientifico nel progetto di cartografia, getta le basi della suddivisione stratigrafica delle successioni carbonatiche del Mesozoico e del Terziario inferiore, basata su dettagliatissime documentazioni paleontologiche. Gemmellaro inoltre, nella sua celebre memoria del 1887 segnala la presenza dei terreni Permiani (*calcare a Fusulina*) nei dintorni di Palazzo Adriano, presenti nell'adiacente Foglio Lercara.

Dal 1900 al 1940 i Monti Sicani sono stati oggetto di numerosi contributi di carattere principalmente stratigrafico. CHECCHIA RISPOLI (1911a e b, 1918)

e DI NAPOLI ALLIATA (1937) si sono occupati principalmente dei terreni oligomiocenici. GEMMELLARO (1919) ha descritto alcune sezioni ad ammoniti nella zona del Monte Arancio, a S-O di Sambuca. FABIANI (1926, 1928, 1929) si è occupato degli affioramenti di vulcaniti giurassiche dei Monti Sicani. TREVISAN (1934, 1935) ha fornito dettagliate descrizioni dell'area di Giuliana.

Una forte ripresa di interesse, per la geologia della media Valle del Belice e dei settori limitrofi si verifica tra gli anni cinquanta e gli anni settanta, a cavallo del terremoto del 1968, con alcuni contributi che ne hanno delineato i caratteri fondamentali con diverso dettaglio e respiro regionale (RIGO DE RIGHI, 1954; CASTANY, 1956; RUGGIERI, 1959; CAMPISI, 1968; MASCLE, 1970; 1974a, b, 1979; RUGGIERI & TORRE, 1974; RUGGIERI & UNTI, 1979; CATALANO *et alii*, 1978).

A questo periodo risale la *Carte Géologique des Monts Sicani* in scala 1:100.000 (MASCLE, 1974a, b). La carta comprende l'intera area del Foglio "S. Margherita di Belice", estendendosi dai Monti di Palermo, a nord, fino alla costa di Sciacca. I numerosi contributi di stratigrafia e tettonica di G. Mascle su quest'area, compendati nella tesi di dottorato e, successivamente, nelle Memorie della Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia (MASCLE, 1979 *cum bibl.*) costituiscono tutt'ora un prezioso *dataset*. Altro contributo cartografico è costituito dalla carta in scala 1:25.000 dell'area di Gibellina (BOSI *et alii*, 1973).

Con i primi anni ottanta sono iniziate nuove ricerche che hanno fornito una serie di risultati originali sull'assetto stratigrafico e tettonico del settore (DI STEFANO & GULLO, 1987; GULLO & VITALE, 1987; DI STEFANO & VITALE, 1988; DI STEFANO *et alii*, 1990).

Anche lo studio di dottorato di VITALE (1990) ha apportato un deciso impulso alle conoscenze sulla stratigrafia e tettonica della media Valle del Belice. L'autore, basandosi sull'analisi fisico-stratigrafica e su dati biostratigrafici a plancton calcareo derivanti da collaborazioni con i biostratigrafi del Dipartimento di Geologia e Geodesia dell'Università di Palermo, ha descritto con notevole dettaglio le successioni neogeniche ed il loro rapporto con le unità tettoniche mesocenozoiche, gettando le basi per la loro interpretazione stratigrafico sequenziale (VITALE, 1997a, b; CATALANO *et alii*, 1998). Gli studi condotti nel decennio 1980-1990 sono confluiti nella stesura della *Carta Geologica dei Monti Sicani Occidentali* (DI STEFANO & VITALE, 1993, Fig. 5).

Nel corso degli ultimi anni, successivamente alla carta medesima, sono stati pubblicati alcuni lavori che hanno aggiunto ulteriori tasselli di conoscenza o che hanno enfatizzato l'importanza geologica di questo settore e dei settori adiacenti con particolare riferimento agli eventi deformativi del Neogene, a partire dall'eredità mesozoico-paleogenica (DI STEFANO *et alii*, 1993; SCARANTINO, 1993; DI STEFANO & VITALE, 1993, 1994; OLDOW *et alii*, 1990; CATALANO *et alii*, 1996; VITALE, 1995, 1996, MONACO *et alii*, 1996; DI STEFANO *et alii*, 1996; MONACO *et alii*, 2000).

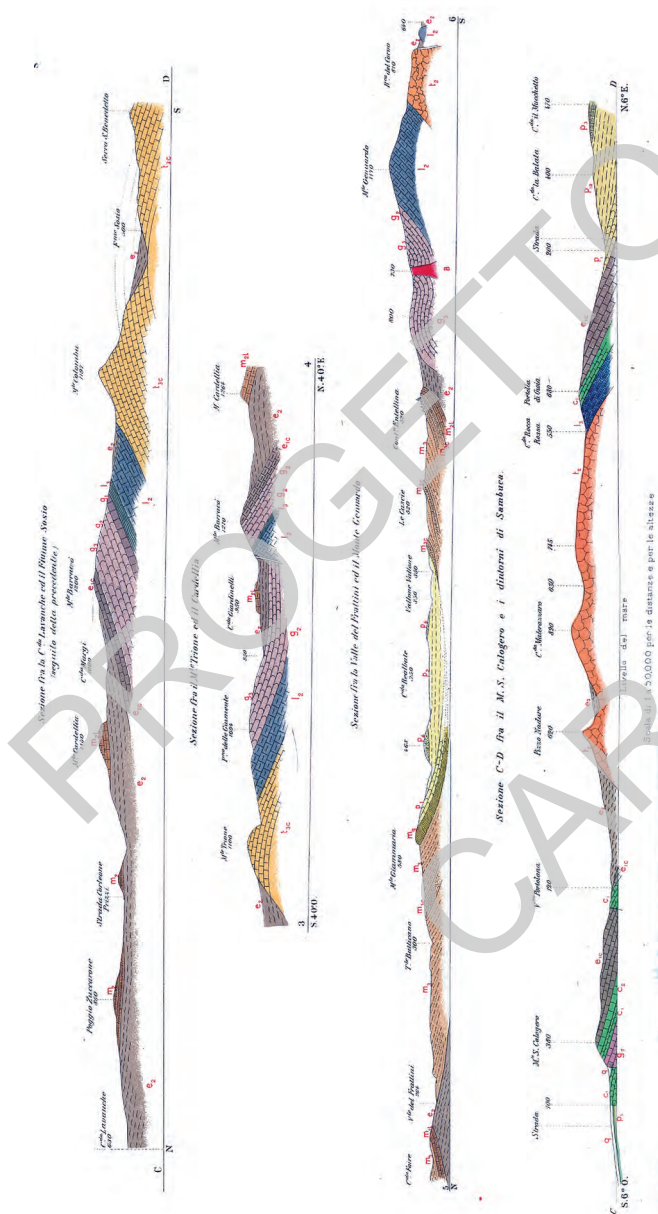


Fig. 4 - Sezioni geologiche che attraversano l'area del Foglio "Santa Margherita di Belice", realizzate per la prima edizione della Carta Geologica d'Italia (1884-1886). In particolare, la prima sezione dall'alto evidenzia la successione triassico-miocenica sicana di Monte Barracù-Cardellia; la seconda sezione mostra lo svincolo tettonico fra Monte Irtona e Monte Barracù (attualmente interpretato come sovrascorrimento); nella terza sezione sono già individuati il bacino mio-pliocenico del Realbate e le vulcaniti di Monte Genuardo; la quarta sezione evidenzia l'anticlinale di Pizzo Telegrafo.

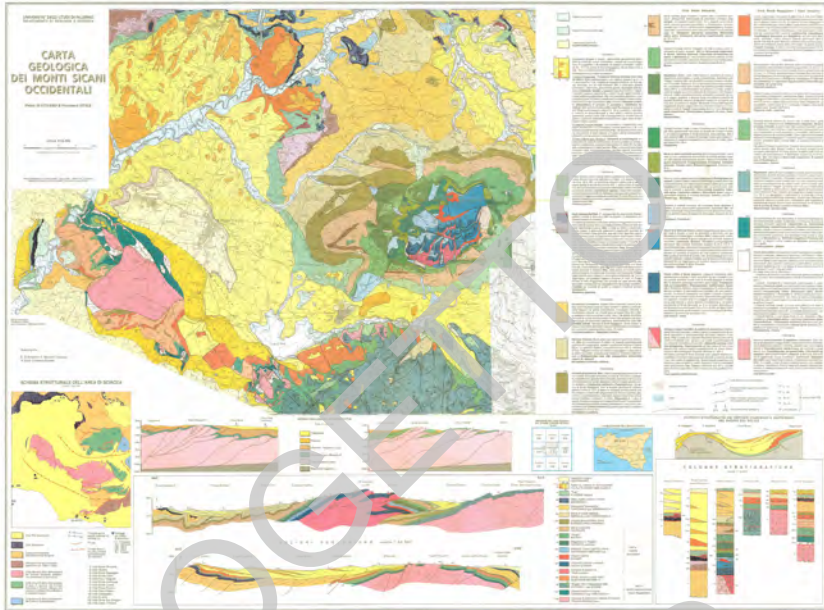


Fig. 5 - Carta geologica dei Monti Sicani Occidentali (Di STEFANO & VITALE, 1993).

Interpretazioni dell'assetto strutturale profondo dell'area, basate su profili sismici, sono state fornite da CATALANO *et alii*, (2000) e FINETTI *et alii* (2005).

Contributi cartografici recenti riguardano il settore nord-occidentale del Foglio (*Carta Geologica della Tavoletta "Gibellina"* in scala 1:25,000, BOMMARITO & DI PIETRO, 2000) e quello orientale (*Carta Geologica della Tavoletta "Corleone"*, BOMMARITO & DI PIETRO, 2001). Altri contributi recenti riguardano la stratigrafia dei terreni del Triassico Superiore-Giurassico e l'interpretazione dei rapporti fra unità Saccensi, di transizione e Sicane (SPERANZA *et alii*, 2000; DI STEFANO *et alii*, 2002a; NIGRO E RENDA 2002; DI STEFANO *et alii*, 2008; CACCIATORE & DI STEFANO, 2008; CACCIATORE, 2009).

IV - STRATIGRAFIA

1. - INTRODUZIONE

In questo capitolo vengono descritti i caratteri litologici, stratigrafici e sedimentologici delle successioni affioranti nell'area del Foglio "S. Margherita di Belice" (Fig. 6).

Al fine di uniformare la legenda con quelle dei fogli confinanti, è stata utilizzata la nomenclatura concordata con il Servizio Geologico d'Italia e con gli autori dei fogli limitrofi riportando, per ogni singola formazione o unità litostratigrafica, le equivalenze note in letteratura.

Le varie formazioni sono state suddivise, ove necessario, in membri e/o litofacies, raggruppate in successioni sedimentarie e descritte dal basso verso l'alto secondo l'ordine stratigrafico.

In particolare sono state ricostruite diverse successioni riferibili ad ambienti di bacino pelagico (Successione permiano-miocenica Sicana), di margine di piattaforma, scarpata e piede di scarpata (Successione triassico-miocenica di Monte Genuardo) di piattaforma carbonatica con evoluzione a piattaforma carbonatica pelagica (Successione triassico-miocenica Saccense).

Sono stati inoltre cartografati:

Depositi sin-tardo orogeni rappresentati da sedimenti clastico-terrigeni chesi sono accumulati nel bacino di avanfossa e nei bacini *thrust-top* che si sono

SCHEMA DEI RAPPORTI STRATIGRAFICI

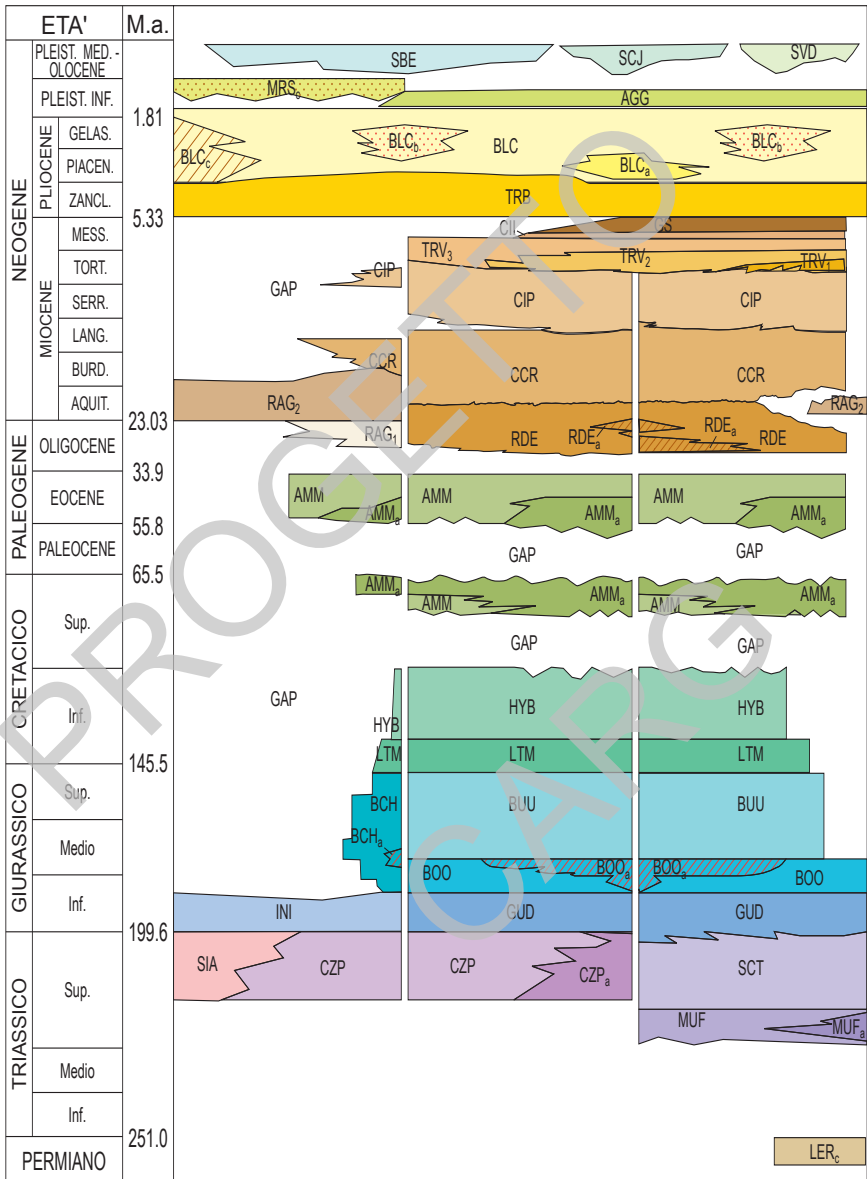


Fig. 6 - Schema dei rapporti stratigrafici fra i terreni affioranti nel Foglio "Santa Margherita di Belice".

impostati sulle coltri di ricoprimento della catena durante le fasi di propagazione dei sovrascorrimenti.

Depositi quaternari marini rappresentati prevalentemente da calcareniti bioclastiche e peliti depostesi nell'intervallo Santerniano-Siciliano.

Depositi quaternari continentali distinti in Sintemi in base all'appartenenza ai tre bacini imbriferi principali, ed unità ubiquitarie di estensione e spessore cartografabili.

2. - SUCCESSIONI SEDIMENTARIE PALEOZOICO - CENOZOICHE AFFIORANTI

2.1. - SUCCESSIONE DEL BACINO SICANO

In Sicilia occidentale i terreni ascrivibili al dominio Sicano affiorano nel settore orientale del Foglio 619 per estendersi, al di fuori del Foglio, fino a Monte Cammarata (ad est) e ad Alessandria della Rocca (a sud) dove sono ricoperti dai terreni della Falda di Gela.

La successione consiste di carbonati di mare profondo costituiti da depositi da decantazione con intercalati, nelle zone di scarpata e peribacinali, discreti volumi di carbonati clastici risedimentati da processi gravitativi, cui si associano intervalli silicei. Le unità strutturali caratterizzate da questo tipo di successioni sono state attribuite alla *zone de Cammarata-Campofiorito* (BROQUET *et alii*, 1966) e, successivamente, al Dominio Sicano (CATALANO & D'ARGENIO, 1978, 1982). Il Bacino Sicano, interpretato come l'evoluzione del bacino intracratonico triassico di Lercara (CATALANO & D'ARGENIO, 1982) è stato successivamente interpretato come un'estensione del bacino tetideo occidentale permio-triassico (CATALANO *et alii*, 1988; DI STEFANO, 1988; STAMPFLI & MOSAR, 1999).

Diversi autori hanno descritto i caratteri stratigrafici di questi terreni. In particolare GEMMELLARO (1904), TREVISAN (1935), CASTANY (1956), MASCLE (1974a, 1979) hanno contribuito alla definizione delle successioni affioranti nelle aree fra Campofiorito e Chiusa Sclafani.

Alla base della successione sono presenti terreni permiano-triassici intensamente deformati. Questi terreni sono scollati sia dall'originario substrato che, al tetto, dai carbonati del Triassico Superiore-Eocene, ed originano unità tettoniche embriciate nel sistema a *thrust* dei Monti Sicani, come nell'area di Palazzo Adriano (DI STEFANO & GULLO, 1997b). Nonostante le complesse deformazioni è stata ricostruita una successione stratigrafica che documenta la presenza di depositi di mare profondo dal Permiano al Triassico Medio nei quali, occasionalmente, si trovano risedimentati carbonati neritici (CATALANO *et alii*, 1991; FLÜGEL *et alii*, 1991; DI STEFANO & GULLO, 1997a, b).

La Formazione Mufara, di età carnica, rappresenta il principale orizzonte di scollamento fra i terreni permo-triassici e la restante successione meso-cenozoica. Gran parte dei terreni carnici sono quindi incorporati nelle unità tettoniche permo-triassiche e, soltanto in rari casi, si osservano le porzioni sommitali della Formazione Mufara che giacciono, seppure leggermente scollati, al di sotto della spessa successione dei calcari con selce del Triassico Superiore della formazione Scillato (es. Monte Triona). Verso l'alto la successione è caratterizzata da una spessa intercalazione di carbonati clastici risedimentati, derivanti dagli adiacenti comparti di piattaforma, che si estende dal Retico terminale al Pliensbachiano. L'annegamento delle piattaforme in questo intervallo determina lo sviluppo, nel bacino, di facies pelagiche, cui si associa un diffuso magmatismo (LUCIDO *et alii*, 1978). Nel Giurassico Medio *pp.* e Superiore *pp.*, anche in questo settore si registra una crisi di produttività carbonatica che porta alla deposizione delle radiolariti. Dal Tortoniano riprende la sedimentazione calcarea che perdura fino all'Oligocene inferiore, quando si instaurano facies prevalentemente terrigene.

2.1.1. - complesso di Lercara (LER)

Il complesso di Lercara comprende i lembi dei depositi sedimentari attribuibili alle unità del substrato Permiano-Triassico del Bacino Sicano (DI STEFANO & GULLO, 1997a,b). L'uso del termine è stato recentemente raccomandato nella scheda della "formazione Lercara" (Quaderno 7, Fasc. 4 del Servizio Geologico d'Italia, riguardante le unità da riclassificare e/o abbandonare, DELFRATI, 2004). Lembi di terreni ascrivibili a tale complesso affiorano nel settore di Portella Rossa, presso Burgio. In questa località, al nucleo di strette pieghe anticlinali occupate dai depositi della Formazione Mufara, si osservano affioramenti del tutto scollati sia dalla loro originaria base, che dalla stessa Formazione Mufara, costituiti da argilliti rossastre con intercalazioni di arenarie ibride torbidiche. Il loro spessore non è valutabile a causa delle coperture detritiche e dell'intensa deformazione. La componente carbonatica delle arenarie ibride è rappresentata da materiale bioclastico rimaneggiato con fusulinidi, frammenti di alghe (*Archaeolithoporella* sp.) e "*Tubiphytes*" sp. Nelle argilliti sono presenti ricche associazioni di ostracodi sia neritici che psicosferici (KOZUR, 1991) e conodonti del genere *Clarkina* sp. Questi depositi sono del tutto confrontabili con le argille rosse che si trovano ad est in prossimità della Pietra di Salomone nell'adiacente Foglio 620 "Lercara" (Sezione del Torrente San Calogero, CATALANO *et alii*, 1988, 1991; KOZUR, 1991). Altri affioramenti si trovano presso la Rupe del Passo di Burgio. Questi depositi, tipici di ambienti di scarpata distale, sono stati indicati come "argille rosse e torbiditi del Sosio" da DI STEFANO & GULLO, (1997a,b) ed attribuiti al Permiano Superiore (Changxingiano).

2.1.2. - *Formazione Mufara (MUF)*

Questa formazione è stata istituita da SCHMIDT DI FRIEDBERG (1962) e recentemente formalizzata in DELFRATI *et alii* (2006).

I terreni di questa unità sono stati indicati anche come FLYSCH carnico (OGNIBEN, 1960) o formazione di Portella Arena (GRASSO *et alii*, 1978). È costituita da calcilutiti grigio scuro, a luoghi dolomitizzate, alternate a marne bruno-giallastre. Gli strati calcilutitici, pian-paralleli, hanno spessori dell'ordine della decina di centimetri, mentre lo spessore delle intercalazioni marnose varia da alcuni decimetri ad alcuni metri. Il contenuto fossilifero è rappresentato da abbondanti radiolari, calcisfere, lamellibranchi pelagici (*Halobia* spp.), ammonoidi e conodonti. L'ambiente deposizionale è di mare profondo, con occasionali apporti di carbonati neritici.

Nella sezione di Portella del Paradiso, lungo il versante orientale di Monte Triona è ben esposta la porzione sommitale della Formazione Mufara e la transizione alle sovrastanti calcilutiti selcifere della formazione Scillato (Fig. 7). Il limite, graduale, è evidenziato dalla brusca diminuzione, verso l'alto, dello spessore delle intercalazioni marnose con conseguente sviluppo della successione di calcilutiti selcifere. Tale passaggio ha una evidente espressione morfologica. I campioni prelevati lungo il limite contengono associazioni a conodonti con *Paragondolella carpathica* (MOCK), *P. polignathyformis* (BUBUROV & STEFANOV) e *Metapolygnathus cf. communisti* HAYASHY che indicano un'età Tuvatico superiore (DI STEFANO *et alii*, 1996) confermando precedenti attribuzioni basate su ammonoidi (VISSCHER & KRYSSTYN, 1978).

Alla base della stessa sezione sono presenti intercalazioni lentiformi, non cartografabili, di calcareniti e calciruditi, con elementi derivanti da aree di margini biocostruiti di piattaforma carbonatica, messi in posto da *debris-flow* canalizzati (DI STEFANO *et alii*, 1996). A Portella Rossa vicino a Burgio sono presenti delle intercalazioni di vulcaniti basiche estremamente alterate, con strutture relitte riconducibili a *pillow lavas* (MUF_a). Gli elementi delle calciruditi mostrano una chiara derivazione da biocostruzioni carniche e sono caratterizzati da *boundstone* a spugne calcaree (Sphinctozoa) e croste microbialitiche cui si associano abbondanti "Tubiphytes", foraminiferi (*Cucurbita* sp.) ed organismi problematici (*Microtubus communis* FLÜGEL).

La Formazione Mufara costituisce nell'area, come in altri settori della catena Maghrebide, un orizzonte di scollamento preferenziale. Nell'area si osserva soltanto la porzione sommitale di questa unità lungo i piani di sovrascorrimento che mettono a contatto i terreni triassici con i sottostanti depositi miocenici. Lo spessore affiorante raggiunge i 50-100 metri. L'ambiente deposizionale è emipelagico. L'età, sulla base della biostratigrafia a conodonti, è Carnico medio-superiore.

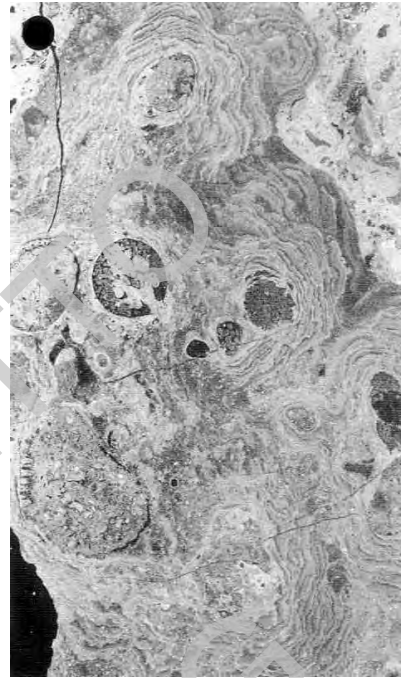
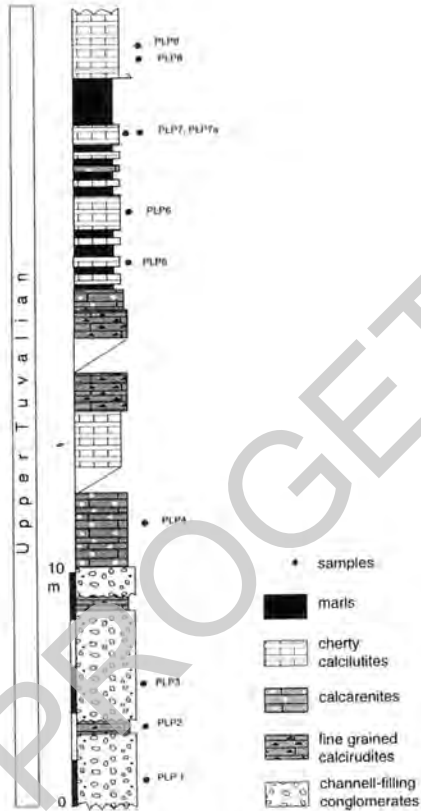


Fig. 7 - Sezione di Portella del Paradiso che mostra le intercalazioni di calciruditi con elementi di scogliera del Carnico nella formazione Mufara ed il passaggio ai soprastanti calcari con selce della Formazione Scillato. In alto, bindstone con spugne e microbialiti presente fra gli elementi delle calciruditi (Di STEFANO et alii, 1996).

2.1.3. - formazione Scillato (SCT)

Questa formazione affiora estesamente nel settore sud orientale del Foglio, caratterizzando, assieme a lembi della Formazione Mufara, la base delle unità strutturali sicane. Si tratta di una potente successione di calcilutiti selcifere che raggiunge lo spessore di circa 450 metri. La sezione più rappresentativa e più studiata nell'area è quella di Monte Triona (MASCLE, 1974a, 1979; MONTANARI & RENDA, 1976). A pochi chilometri a sud-est del foglio affiora la spettacolare successione di Pizzo Mondello (Fig. 8), (Di STEFANO *et alii*, 1998; MUTTONI *et alii*, 2004) che è candidata per la definizione del limite Carnico/Norico (NICORA *et alii* 2007). Altri affioramenti di grande impatto paesaggistico sono quelli che origina la forra del Fiume Sosio (profonda oltre 300 m) nel cuore della R.N.O. "Monti di Palazzo

Adriano e Valle del Sosio". I depositi della formazione Scillato sono caratterizzati da calcilutiti grigiastre laminate con liste e noduli di selce, in genere nera ma in alcuni casi giallastra o bruna. In genere i calcari della formazione Scillato presentano una debole dolomitizzazione, evidenziata da sparsi cristalli euedrali



Fig. 8 - La successione dei calcari con selce della formazione Scillato a Pizzo Mondello presso Bivona (località La Cava), pochi km ad est del margine orientale del Foglio. Lungo la parte bassa della sezione, priva di vegetazione, è presente il limite Carnico/Norico.

di dolomite. Nel settore di Giuliana la dolomitizzazione è più intensa fino ad obliterare, in alcuni casi, la tessitura primaria. In alcuni settori è inoltre evidente una dolomitizzazione tardiva, che origina vere e proprie dolomie vacuolari, associata a zone di faglia. Lungo la successione si osserva una porzione inferiore con spessori di circa 150 m, organizzata in strati pian paralleli piuttosto spessi (30-50 cm) di calcilutiti grigiastre (*mudstone-wackestone*) prive di evidenti strutture sedimentarie, che presentano al tetto un livello centimetrico giallastro, più marnoso, seguito da sottili intercalazioni di marna giallastre. Le intercalazioni marnose in alcuni casi possono raggiungere 30-50 cm di spessore. Verso l'alto compare una evidente struttura nodulare cui si associa una riduzione dello spessore degli strati (5-15 cm). L'ambiente deposizionale è di scarpata distale e pelagico con occasionali apporti da adiacenti aree di piattaforma carbonatica. Nella porzione superiore della formazione si osservano infatti addizionamenti di grani bioclastici di derivazione neritica negli strati calcilutitici, fino a delle vere e proprie intercalazioni di calcareniti bioclastiche torbiditiche, con spessori non cartografabili (SCT_a in Fig. 20), come ad es. nelle sezioni di Case Margiotta nei pressi di Bisacquino (Di STEFANO *et alii*, 1996), Monte Lucerto e Stretto di Chiusa (Chiusa Sclafani, CACCIATORE, 2009).

Il contenuto fossilifero della formazione Scillato è costituito da radiolari, lamellibranchi pelagici (halobidi), ammonoidi, conodonti. Un elevato contenuto

di calcisfere in alcuni livelli di queste calcilutiti è stato evidenziato da DI NOCERA & SCANDONE (1977) e da BELLANCA *et alii* (1993). È stato anche evidenziato il ruolo di questi organismi nella produzione di carbonato di calcio nei bacini triassici (BELLANCA *et alii*, 1995) nei quali, gran parte della micrite era probabilmente di derivazione neritica.

La formazione Scillato raggiunge spessori di circa 450 metri (Monte Triona). Poggia, in genere, su lembi, più o meno scollati, della Formazione Mufara e, in molti casi, per contatto tettonico, sui terreni miocenici (es. Monte Colomba), ma il contatto stratigrafico originale, osservabile a Portella del Paradiso, è graduale, per alternanza sulla Formazione Mufara. L'età, definita principalmente sulla base delle associazioni a conodonti (DI STEFANO & GULLO, 1997b) si estende dal Carnico superiore (Tuvalico, biozona ad *Epigondolella nodosa* (HAYASHI) ed *E. pseudodiebeli* (KOZUR) / *Metapolygnathus communisti* HAYASHI), al Retico inferiore, biozona a *Misikella posthernsteini* KOZUR & MOCK, subzona a *Misikella hernsteini* (MOSTLER).

2.1.4. - calcari oolitici di Monte Genuardo (GUD)

Questa formazione è stata introdotta da DI STEFANO & VITALE (1993) nel settore di Monte Genuardo per indicare i depositi calcarenitici informalmente descritti da MASCLE (1979) come “*calcaires pseudo-oolitiques*” ed attribuiti dall'autore alla “*facies Villagonia*”. In effetti alcune litofacies presenti in questi depositi sono confrontabili con quelle che caratterizzano le successioni marginali della formazione Streppenosa descritte da PATACCA *et alii* (1979). La formazione comprende calcareniti torbiditiche oolitico-bioclastiche di colore bianco e più raramente grigio chiaro o nocciola, organizzate in strati pian paralleli di 5-30 cm di spessore che si alternano spesso a livelletti centimetrici di calcilutiti a radiolari. I grani sono costituiti da ooidi, botroidi ed abbondanti intraclasti centimetrici di *wackestone* a radiolari (*clay chips*). Ad essi si associano abbondanti frammenti di alghe calcaree (*Cayeuxia* sp., *Orthonella* sp., *Thaumatoporella parvovesiculifera* (RAINERI), foraminiferi bentonici (*Siphovalvulina gibraltarensis* BOUDAGHER-FADEL, ROSE, BOSENCE & LORD), molluschi, piastrine di echinodermi. Sezioni rappresentative di tali depositi affiorano lungo il versante occidentale di Monte Lucerto (Fig. 9) e a Scala di Gregorio, presso Campofiorito.

Alla base di questa formazione, lungo un'ampia fascia che da Campofiorito si estende, verso sud, a Monte Lucerto, sono presenti degli spessi banchi con gradazione normale che contengono, nella porzione basale e mediana calciruditi grossolane e verso l'alto calcareniti e calcilutiti (GUD_a). Alcuni di questi banchi possono anche trovarsi sporadicamente intercalati lungo la successione. CACCIATORE *et alii* (2006) hanno descritto le macro e microfacies di tali depositi nelle sezioni di

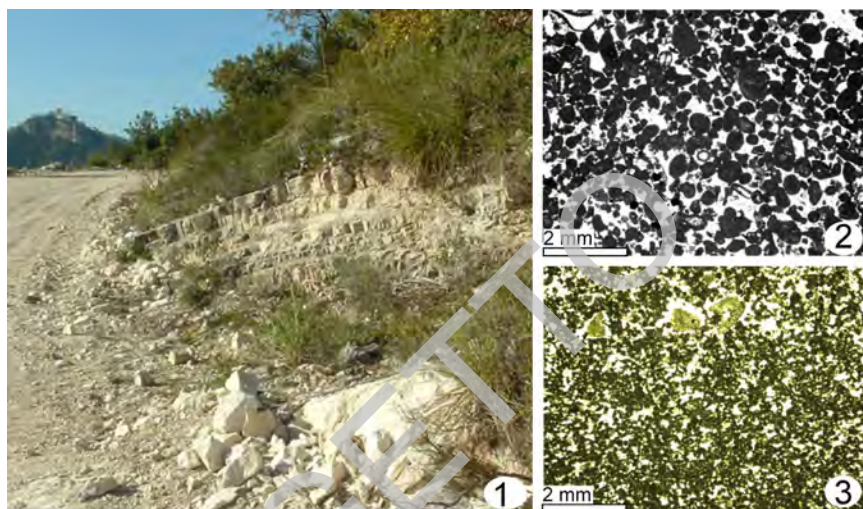


Fig. 9 - Calcari oolitici di Monte Genuardo (GUD): 1) Affioramento nel settore occidentale di Monte Lucerto (La Montagna); 2) Grainstone con ooidi micritizzati, coated grains e bioclasti; 3) Grainstone a grana fine con articoli di crinoidi, microfacies degli strati sommitali di GUD, al passaggio con i calcari di S. Maria del Bosco.

Campofiorito, attribuendo loro il nome informale di breccie di Campofiorito (Fig. 10). Essi raggiungono uno spessore di circa 40 m. Gli elementi delle calciruditi sono per lo più rappresentati da extraclasti a spigoli vivi, di dimensioni da decimetriche a centimetriche, derivanti da orli biocostruiti di piattaforma carbonatica del Triassico Superiore. Contengono ricchissime associazioni di spugne calcaree e foraminiferi bentonici tipici di questi ambienti. Nei livelli sommitali arenitico-pelitici dell'unità si trovano spesso *lumachelle* a brachiopodi (rinconellidi e terebratulidi) che mostrano un evidente selezionamento ed encriniti (Fig. 11).

I calcari oolitici di Monte Genuardo sono interpretabili come depositi di scarpata e peribacinali (*apron* carbonatici *sensu* MULLINS & COOK, 1986), alimentati per lo più dall'esportazione di grani intrabacinali prodotti da adiacenti aree di piattaforma, Formazione Inici e, in alcuni settori, da extraclasti derivanti dall'erosione e/o da collassi dei margini delle stesse piattaforme.

Nelle successioni sicane la formazione poggia, con contatti in genere bruschi ed erosivi, sulla formazione Scillato. Lo spessore complessivo oscilla fra 20 e 100 m circa. La presenza di foraminiferi bentonici quali *Galeanella laticarinata* e *G. panticae*, nella matrice delle calciruditi basali di GUD_a suggerisce un'età Norico-Retico. Inoltre, la presenza di conodonti retici (*Misikella porstersteini*) nelle sottostanti calcareniti torbiditiche della porzione superiore della fm. Scillato, limita al Retico, probabilmente superiore, la base dell'unità. L'età complessiva di questa unità nelle successioni sicane è pertanto Retico superiore - Pliensbachiano inferiore.

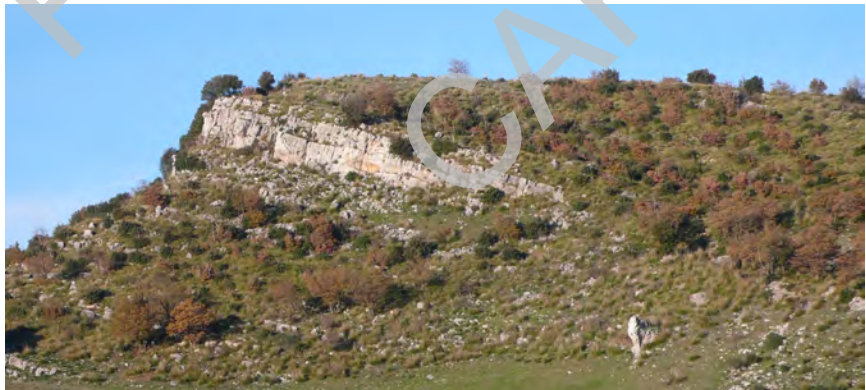
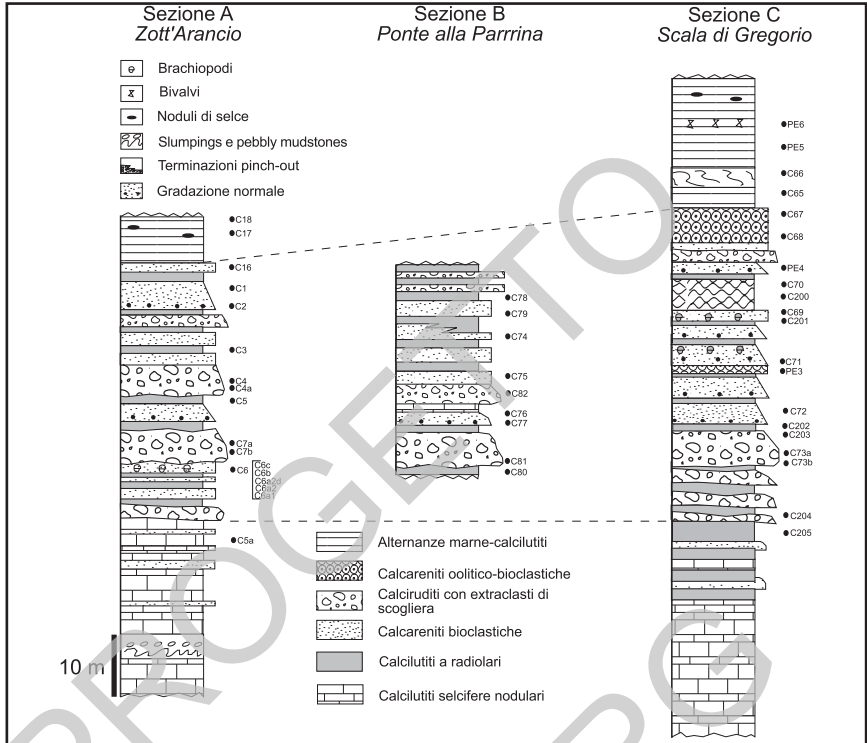


Fig. 10 - In alto sezioni colonnari rappresentative del passaggio fra formazione Scillato e calcari oolitici di Monte Genuardo che, nella porzione inferiore, sono caratterizzati dalla presenza delle breccie di Campofiorito (GUD). In basso sezione delle breccie di Campofiorito (GUD) di Ponte alla Parrina, a sud di Campofiorito.

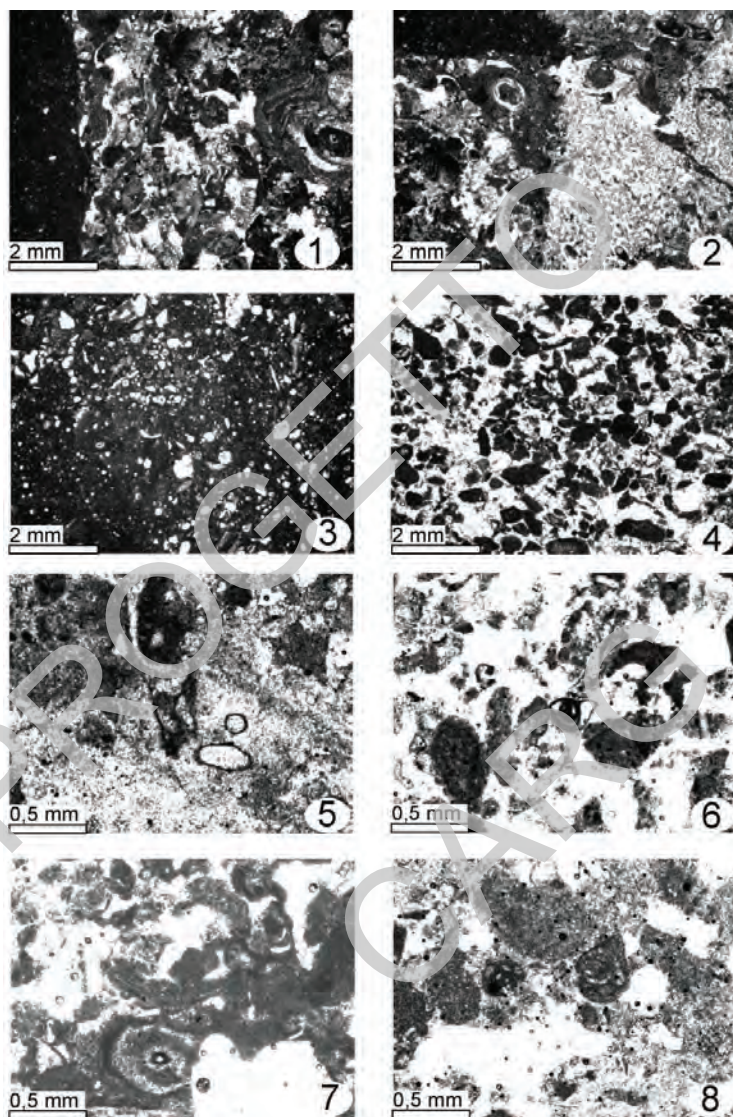


Fig. 11 - Calcari oolitici di Monte Genuardo. Microfacies delle breccie GUD₂ nella sezione di Monte Lucerto Est. 1) Extraclasto con croste microbialitiche, bioclasti e litoclasti, immerso in matrice micritica con calcisfere e radiolari. 2) Clasto con spugne calcaree Inozoa e croste microbialitiche. 3) Matrice delle breccie formata da wackestone a calcisfere, radiolari frammenti di spugne ed altri bioclasti. 4) Grainstone bio-litoclastico che costituisce i livelli calcarenitici. 5) Microtubus communis FLÜGEL. 6) Galeanella sp. 7) Foliotortus spinosus PILLER & SENOWBARI-DARYAN e "Tubiphytes" sp. 8) Galeanella panticae ZANINETTI & BRONNIMANN.

2.1.5. - calcari di S. Maria del Bosco (BOO)

Anche questa formazione è stata introdotta informalmente da DI STEFANO & VITALE (1993) nell'area di Monte Genuardo per definire una successione di calciliti selciferi che si trova interposta fra i calcari oolitici e la soprastante unità radiolaritica (formazione Barracù).

Si tratta di calciliti biancastre, a volte avana, a luoghi rosate e nodulari, in strati pian paralleli il cui spessore può variare da 5 a 30 cm, con intercalazioni centimetriche e, più raramente decimetriche di marni grigie o verdastre. Il contenuto paleontologico è costituito da nannofossili delle zone NJT 4 (*Similiscutum cruciulus*) ed NJT 5 (*Lotharingius hauffi*), *Schizosphaerella* sp., radiolari, in genere spatizzati, foraminiferi bentonici quali *Paralingulina* gr. *tenera* (BORNEMANN), *Marginulina prima* D'ORBIGNY, *Berthelinella* sp., *Glomospirella* sp., *Lenticulina* sp., lagenidi e rari protoglobigerinidi nella porzione sommitale, rare belemniti, ammoniti, in genere mal preservate, entrochi che in alcuni casi originano vere e proprie intercalazioni di encriniti. Sono presenti tracce fossili, particolarmente ben evidenti a Monte Barracù (*Rhizocorallium* sp., *Thalassinoides* sp., *Ophiomorpha* sp.). L'età sulla base dei nannofossili calcarei e dei foraminiferi bentonici è Pliensbachiano superiore - Toarciano. Nella sezione di Campofiorito, negli strati sommitali di quest'ultima unità, sono state trovate delle associazioni a belemniti che contengono *Belemnopsis baculiformis* RIEGRAF, che supporta un'età Bajociano inferiore (N. MARIOTTI *com. pers.*).

Lo spessore oscilla fra i 30 ed i 100 m. Il limite inferiore è graduale, caratterizzato dalla rapida scomparsa delle torbiditi che caratterizzano i calcari oolitici di Monte Genuardo.

Nella porzione sommitale o al passaggio fra questa unità e la soprastante formazione Barracù sono presenti lave basaltiche a *pillow* e ialoclastiti, in genere molto alterate (BOO_a) con spessore massimo di 100 metri. Soltanto nel settore di Burgio alcune intercalazioni di vulcaniti si trovano alla base dell'unità, al contatto con i sottostanti calcari oolitici di Monte Genuardo. Queste vulcaniti e, più in generale, le magmatiti medio-giurassiche della Sicilia occidentale dopo le prime osservazioni di BALDACCI (1886) sono state oggetto di numerosi contributi (FABIANI, 1926; TREVISAN, 1935; SCHERILLO, 1935; FLORIDIA, 1954; VIANELLI, 1964, 1970). Esse sono l'espressione del magmatismo tensile che ha interessato i bacini tetidei ed il margine africano durante il Giurassico Medio (LUCIDO *et alii*, 1978; MASCLE, 1979; CATALANO *et alii*, 1984; SPEZIALE, 1997). Recenti contributi (FERLA *et alii*, 2002) confermano che il chimismo delle magmatiti è tipico di basalti alcalini di aree intracratoniche soggette ad assottigliamento crostale.

Le sezioni più interessanti si trovano presso l'abitato di Giuliana, e nei pressi di Burgio (Fig. 12).

Laddove presenti al tetto dell'unità (Monte Genuardo, Giuliana, Campofiorito),

le vulcaniti segnano il limite con le soprastanti radiolariti della formazione Barracù. In altri casi il passaggio alla stessa formazione è continuo ma piuttosto brusco, marcato da una rapida sostituzione degli strati calcilutitici con quelli, più sottili, selciferi. Lungo il versante occidentale di Monte Barracù si evidenzia, al tetto della formazione, una superficie a gradinata sulla quale poggiano direttamente le radiolariti. L'origine di questa *stepped unconformity* potrebbe essere legata alle deformazioni tensili associate alle colate basaltiche sottomarine (DI STEFANO *et alii*, 2004).



Fig. 12 - Lave a pillows medio-giurassiche affioranti nei dintorni di Burgio.

L'ambiente deposizionale è pelagico “non condensato”, infatti questi depositi si accumulano in settori di mare profondo adiacenti agli alti strutturali sui quali si depositano, contemporaneamente, le facies condensate della formazione Buccheri. I calcari di Santa Maria del Bosco sono equivalenti alla formazione Modica del dominio Ibleo. Il contesto stratigrafico di quest'ultima formazione è tuttavia del tutto diverso in quanto si trova inserita fra i depositi di piattaforma (Formazione Inici) e la formazione Buccheri. Depositi simili sono stati attraversati dal Pozzo Marineo (AGIP). Le biofacies dei calcari di S. Maria del Bosco sono comparabili a quelle della Corniola del Bacino Umbro-Marchigiano (BUCEFALO PALLIANI *et alii*, 2002).

2.1.6. - formazione Barracù (BUU)

I depositi di questa formazione sono presenti in tutte le successioni sicane, con spessori variabili e ricoprono, con un contatto brusco, le vulcaniti basaltiche o le calcilutiti selcifere della formazione dei calcari di Santa Maria del Bosco (Fig. 13). Si tratta di calcilutiti silicizzate a radiolari, alternate a selci stratificate, cui si intercalano sottili livelli di marne silicizzate. Il colore è variabile dal verdastro (in genere alla base della formazione) al rossastro. In alcuni casi il colore può assumere un colore rosso scuro, più raramente un colore giallastro. La stratificazione è pian parallela, con strati spessi da pochi cm a qualche decimetro. Le selci policrome sono state oggetto di coltivazione come materiali ornamentali nella tecnica dei marmi “mischì e tramischì” e tutt’ora molto ricercate. Le località più famose per la raccolta di queste selci sono quelle di Guliana e di Giancavallo presso Bisacquino e Chiusa Sclafani (V. Cap. VI). Il contenuto fossilifero di questi depositi è essenzialmente costituito da radiolari e spicole di spugne. Alcune sezioni a Campofiorito, Monte Barracù e Giuliana sono state descritte da CHIARI *et alii* (2008). Nella sezione di Timpe Rosse a Campofiorito la presenza di *Hexasaturnalis suboblongus* (YAO), *Mirifusus proavus* TONIELLI e *Parvicingula schoolhousensis* gr. PESSAGNO & WHALEN indicano la UAZ. 3-5 (dal Bajociano inferiore-medio al Bajociano superiore-Bathoniano inferiore). Questo dato (CHIARI *et alii*, 2008) consente di attribuire al Bajociano l’inizio della sedimentazione radiolaritica nel Bacino Sicano, in concomitanza con la massima effusione delle lave basaltiche a *pillow*. Il passaggio da una sedimentazione carbonatica (calcari di S. Maria del Bosco) alla sedimentazione silicea nel Bacino Sicano sarebbe correlabile con l’analogo passaggio registrato nel Bacino Umbro - Marchigiano ed assumerebbe il significato di un evento regionale (Tetideo) o globale. Le cause di tale evento vengono attribuite a variazioni nella circolazione oceanica dovute all’apertura dell’oceano Ligure-Piemontese, agli alti tassi di emissioni di CO₂ derivanti dalla individuazione della Placca Pacifica, ma anche i picchi di effusioni laviche legate sia alla subduzione che alla estensione Tetidea (BARTOLINI & LARSON, 2001). MUTTONI *et alii* (2005) hanno suggerito, sulla base di dati paleomagnetici sulle paleolatitudini, un possibile spostamento delle placche verso zone equatoriali di *upwelling* per spiegare la genesi delle radiolariti nel Bacino Lombardo. Nel Bajociano inferiore si registra una brusca variazione del δ¹³C, che potrebbe evidenziare l’instaurarsi di condizioni meso-eutrofiche e della conseguente riduzione dell’apporto di fanghi carbonatici nei bacini dalle aree di piattaforma ancora produttive (BARTOLINI *et alii*, 1999; MALLARINO, 2003). L’eutrofizzazione delle acque avrebbe determinato una elevata produttività degli organismi silicei, favorita anche dalla redistribuzione delle correnti nella Tetide occidentale. Le cause della variazione del regime sedimentario da carbonatico a radiolaritico sarebbero quindi di tipo sia globale che locale (BARTOLINI &

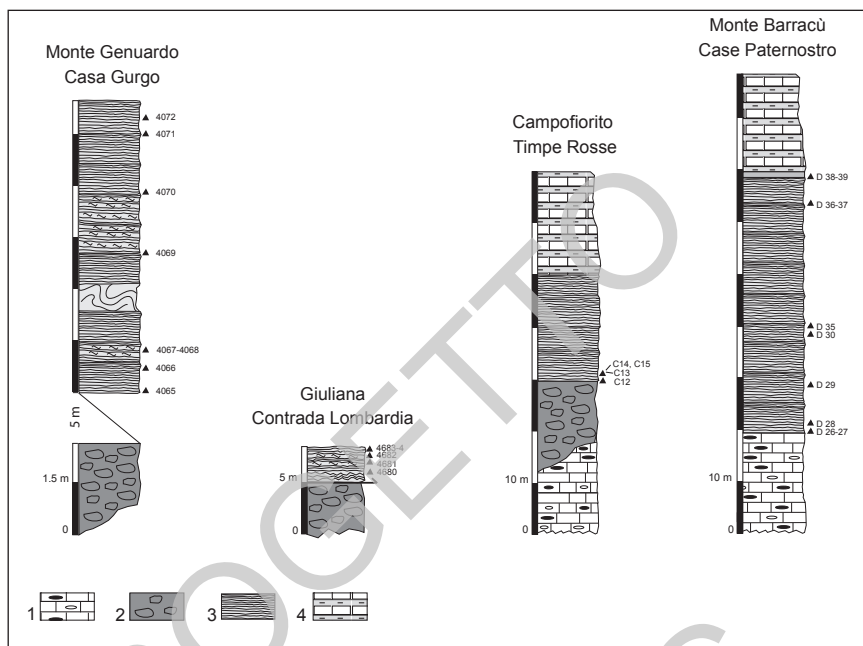


Fig. 13 - Sezioni colonnari delle successioni di radiolariti della fm. Barracù oggetto di analisi biostratigrafiche (CHIANI et alii, 2008): 1) Calcari di S. Maria del Bosco; 2) pillow lavas; 3) Fm. Barracù; 4) Lattimusa.

BAUMGARTNER, 1999; BEAUMONT *et alii*, 2005). Dall'Oxfordiano medio-superiore si registra un incremento del carbonato di calcio dovuto alla proliferazione del nannoplancton calcareo. Nel settore di Burgio si rinvengono orizzonti di calcilutiti marnose verdastre con ricche faune ad ammoniti, quali *Calliphyloceras* sp., *Lytoceras orsinii* (GEMMELLARO), *Holcophylloceras zignodianum* (D'ORBIGNY), dell'Oxfordiano superiore-Kimmeridgiano inferiore.

Nella porzione sommitale della successione radiolaritica si osserva la transizione ad un sottile (da 1 a 3 m) orizzonte di calcilutiti silicizzate rossastre con *Saccocoma* sp. che passano in continuità, con limite netto, alle soprastanti calcilutiti a calpionelle della Lattimusa. Locali discordanze angolari fra radiolariti e Lattimusa, probabilmente originate da piegamenti sinsedimentari, si osservano a Monte Barracù.

Lo spessore complessivo varia da circa 20 a 50 m. L'ambiente deposizionale è di mare profondo.

Sulla base della presenza di radiolari delle UAZ 3 - 5 nella porzione inferiore e di radiolari delle UAZ 9 - 11 nella porzione superiore, associati a livelli a *Saccocoma* sp. l'età copre l'intervallo Bajociano inferiore - Titoniano inferiore.

2.1.7. - *Lattimusa* (LTM)

La Lattimusa è una delle formazioni storiche siciliane. L'unità è riportata tra le unità tradizionali formalizzate nel Quaderno 7, Fasc. 6 del Servizio Geologico d'Italia (PETTI, 2007). Il termine, utilizzato dai cavaatori nei secoli scorsi, successivamente utilizzato nella descrizione geologica dell'Isola di Sicilia (BALDACCI, 1886), deriva dal colore bianco della roccia. Nella letteratura geologica i depositi accorpati in questa unità sono stati indicati come membro Busambra della formazione Alcamo (RIGO & BARBIERI, 1959), formazione Chiamonte (PATACCA *et alii*, 1979) o, informalmente, come calcari a Calpionelle (CATALANO & LIGUORI, 1971).

La Lattimusa è caratterizzata da una successione piuttosto monotona di calciliti bianche a volte rosate, con frattura concoide, in strati pian paralleli di spessore variabile dai pochi cm a circa 20 cm. Contiene abbondante selce, sia come liste che come noduli, in genere di colore nero ma occasionalmente rossa, gialla e bruna. Sono presenti sottili intercalazioni di marne grigio-verdastre. Gli strati calcilitici mostrano, in alcuni livelli, una struttura nodulare. Alcuni orizzonti sono inoltre interessati da pieghe sinsedimentarie o da breccie intraformazionali (*pebbly mudstones*) generate da fenomeni di scivolamento o colata sottomarina. Il contenuto fossilifero è rappresentato da radiolari, nanofossili calcarei, calpionellidi (*Crassicollaria* sp., *Crassicollaria parvula* REMANE, *Calpionella alpina* (LORENZ), *Calpionella elliptica* CADISH, *Tintinnopsella* gr. *carpathica* (MURGEANU E FILIPESCU), belemniti, aptici ed ammoniti mal preservate oltre a rari frammenti di echinodermi. Sono anche abbondanti gli ichnofossili, rappresentati da piste e gallerie denotanti una buona ossigenazione del substrato deposizionale. Lo spessore non supera i 50 m. Il limite inferiore è graduale sulle radiolariti della formazione Barracù. Il limite superiore è costituito (es. Campofiorito, CACCIATORE *et alii*, 2006), da un passaggio continuo ad un potente banco di marne verdi che marca la base della soprastante Formazione Hybla. Lungo il versante occidentale di Monte Barracù il limite superiore è una troncatura erosiva sulla quale si trova in paraconcordanza o debole discordanza angolare la formazione Amerillo. L'ambiente deposizionale è pelagico. I calpionellidi presenti supportano un'età Titoniano superiore - Valanginiano.

2.1.8. - *Formazione Hybla* (HYB)

La Formazione Hybla è stata recentemente validata dalla Commissione Italiana di Stratigrafia come una delle formazioni storiche siciliane (Quaderno 7, Fasc. 6 del Servizio Geologico d'Italia - unità tradizionali, PETTI, 2007). L'unità, introdotta da RIGO & BARBIERI (1959) per differenziare il membro argilloso-marnoso

della formazione Alcamo, è stata successivamente elevata al rango di formazione da PATACCA *et alii* (1979).

I terreni attribuibili a questa formazione sono delle alternanze di marne verdastre o grigie e di calcilutiti selcifere. Gli orizzonti marnosi possono raggiungere, in alcuni casi, spessori metrici e presentare evidenti tracce di sostanza organica. Lo spessore degli strati calcilutitici non supera in genere i 15 cm. Il contenuto paleontologico è costituito da radiolari e foraminiferi planctonici, belemniti, aptici, brachiopodi, ammoniti mal preservate. Sono presenti tracce fossili riconducibili al genere *Chondrites*. L'appoggio sulla sottostante Lattimusa è graduale, anche se spesso risulta tettonizzato. L'ambiente deposizionale è emipelagico.

Questi depositi sono ben esposti nella sezione di Campofiorito dove la formazione è spessa circa 45 m e, nelle marne dei primi 8 m dalla base, si rinvencono ricche associazioni a belemniti (*Duvalia dilatata dilatata* (BLAINVILLE), *Duvalia dilatata binervioides* STOYANOVA-VERGILOVA, *Duvalia dilatata majoriana* STOYANOVA-VERGILOVA ed aptici (MARIOTTI, *com. pers.*), mentre in altre località (es. Chiusa Sclafani) sono in genere sub-affioranti. Lo spessore è variabile fino ad 80 m. Le associazioni a foraminiferi planctonici hanno consentito di individuare le biozone a *Globuligerina hoterivica* SUBBOTINA, *Globigerinelloides blowi* (BOLLI), *Biticinella breggiensis* (GANDOLFI), *Rotalipora ticinensis* (GANDOLFI), supportando un'età complessiva Hauteriviano-Albiano.

2.1.9. - formazione Amerillo (AMM)

La formazione Amerillo è stata istituita da PATACCA *et alii* (1979) per indicare le calcilutiti selcifere cretacico-eoceniche del settore Ibleo. Anche questo termine era stato utilizzato, con il rango di membro, da RIGO & BARBIERI (1959) per indicare gli analoghi depositi. In Sicilia occidentale questi depositi sono stati indicati in moltissimi lavori con il termine informale di *scaglia*, per le evidenti analogie con i coevi depositi del Bacino Umbro-Marchigiano.

I depositi riconducibili a questa unità, nell'area sono calcilutiti con abbondanti liste e noduli di selce alternate a calcilutiti marnose e marne. I colori sono per lo più rosato e bianco, più raramente grigio o rosso vino. Gli strati, pian paralleli, hanno in genere spessori fra i 5 ed i 30 cm. Lungo la successione si osservano frequenti *slumping*. Spettacolari quelli lungo il versante occidentale di Monte Barracù. Contengono radiolari, spicole di spugna, nannoplancton calcareo, abbondanti foraminiferi planctonici, rare belemniti, ammoniti oltre ad ichnofossili quali *Chondrites* sp. e *Zoophycos* sp.

Le microfacies sono in genere piuttosto monotone con *wackestone* e più raramente *mudstone* a radiolari, in genere spatizzati e foraminiferi planctonici. In rari casi si osservano strati lentiformi costituiti esclusivamente da foraminiferi

planctonici, selezionati ad opera di correnti di fondo. Occasionalmente si osservano intercalazioni di calcareniti risedimentate con macroforaminiferi (alveolinidi, nummulitidi).

I dati biostratigrafici, principalmente basati sui foraminiferi planctonici, sia disponibili in letteratura, sia ricavati nel corso del rilevamento, mostrano come la formazione Amerillo in tutte le successioni affioranti nel Foglio sia caratterizzata, soprattutto alla base e nella porzione inferiore, da numerose discontinuità stratigrafiche. In genere mancano i termini del Cenomaniano-Santoniano. Altro intervallo non rappresentato è quello del Paleocene. In alcuni casi la base dell'unità è costituita dagli strati dell'Eocene inferiore: biozona a *Morozovella edgari*, *M. subbotinae*, *M. formosa formosa*. Una delle sezioni più complete è quella di Campofiorito, che mostra alla base circa 70 m di calcilutiti rossastre con ricche associazioni a foraminiferi planctonici del Maastrichtiano: biozona a *Gansserina gansseri* e ad *Abathomphalus mayaroensis*. Segue una porzione intermedia con calcilutiti bianche e rosate, attribuibile all'Eocene inferiore e medio per la presenza di *markers* della biozona a *Morozovella aragonensis* e *Morozovella lehneri*, ed una porzione superiore di calcilutiti grigie che è stato possibile riferire alla parte alta dell'Eocene superiore per la presenza di *markers* della biozona a *Turborotalia cerroazulensis* s.l. Lo spessore complessivo della sezione raggiunge i 200 m.



Fig. 14 - Monte Barracù. Particolare della discontinuità fra Lattimusa e fm. Amerillo, la cui base, in questa sezione, è riferibile all'Eocene inferiore.

A Monte Barracù invece la base dell'unità è riferibile all'Eocene inferiore come indicano le associazioni a globorotalie delle biozone a *Morozovella subbotinae* e *M. formosa formosa* (Fig. 14), mentre nella zona sommitale, al di sotto delle brecciole a nummuliti, si rinvencono *biomarkers* indicativi dell'Eocene superiore (biozona a *Turborotalia cerroazulensis s.l.*).

Sull'origine di queste discontinuità (Figg. 15, 16), cui si associano numerosissime pieghe da *slumping* sono state avanzate diverse ipotesi. Alcuni autori le hanno attribuite a cause tettoniche, in particolare alle deformazioni compressive terziarie che hanno prodotto scollamenti (AGATE *et alii*, 1998) o complesse sostituzioni di coperture (MONTANARI, 1991). Di STEFANO *et alii* (2004) hanno interpretato queste discontinuità come nicchie di distacco sinsedimentarie dovute alle fasi incipienti di inversione dei bacini, durante il Cretacico superiore ed il Paleocene. Una sezione a scala sismica che consente lo studio di queste discontinuità affiora lungo la parete occidentale di Monte Barracù.

La formazione Amerillo è caratterizzata anche dalla presenza di potenti intercalazioni di megabreccie carbonatiche (AMM_a). Esse sono state indicate come "conglomerato meso-giurassico" (TREVISAN, 1935) e "conglomérat maastrichtien" (MASCLE, 1974a). Nelle successioni sicane affioranti nel Foglio raggiungono il massimo spessore ed estensione nel settore di Contrada San Marco a Giuliana

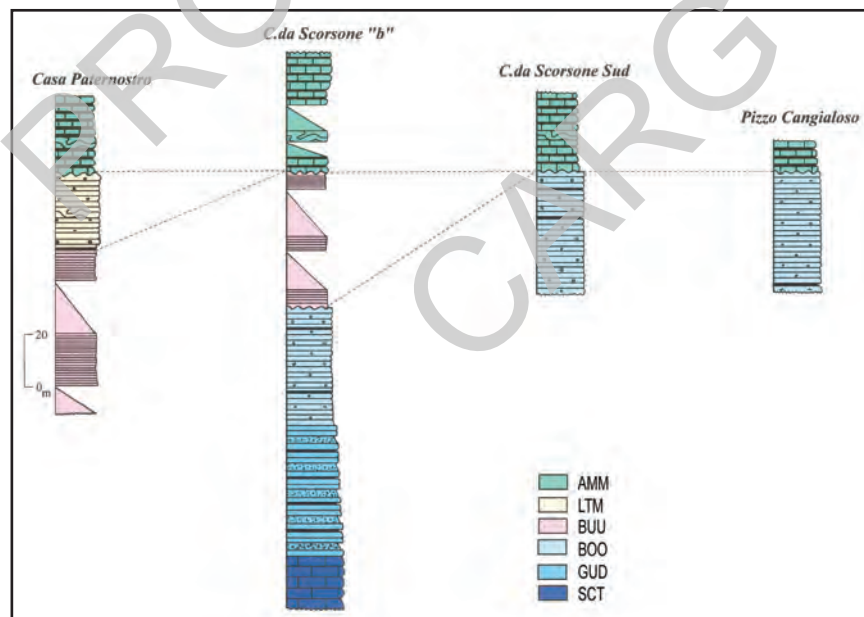


Fig. 15 - Sezioni stratigrafiche correlate lungo la parete occidentale di Monte Barracù che evidenziano le marcate discontinuità lungo la successione sicana in questo settore.

(GULLO & VITALE, 1987; VITALE, 1990). Si tratta di potenti banchi di spessore metrico di calciruditi derivanti prevalentemente da carbonati di piattaforma della Formazione Sciacca e della Formazione Inici ed in subordine da pelagiti, encriniti, frammenti di vulcaniti, selci, *etc.* di età Giurassico-Cretacico Inferiore. Gli elementi sono angolosi con dimensioni medie intorno al decimetro, ma con variabilità da pochi centimetri al metro. Gli elementi sono spesso compenetrati con contatti stilolitici. In questi caso si osserva un loro apparente arrotondamento generato dai fenomeni di pressione-soluzione. La matrice, calcilutitica, è piuttosto rara ma, spesso, fornisce valide indicazioni biostratigrafiche per la presenza di foraminiferi planctonici.

L'età delle megabrecce è Cretacico Superiore (Campaniano-Maastrichtiano). Alcuni livelli presenti nella porzione superiore delle megabrecce di Monte Genuardo e Giuliana sono riferibili all'Eocene inferiore (GULLO & VITALE, 1987). Quando presenti le megabrecce poggiano in genere su profonde troncature erosive interpretabili come nicchie di distacco sottomarine. A Giuliana infatti si trovano a contatto direttamente sulle radiolariti medio-giurassiche. In altri casi (Monte Barracù) esse formano corpi canalizzati di pochi metri di spessore e di limitata estensione all'interno delle calcilutiti. In quest'area si osservano anche strati calcilutitici contenenti brecciole con elementi derivanti dalla Lattimusa.

Lo spessore delle megabrecce raggiunge gli 80-100 metri, mentre lo spessore totale della formazione Amerillo è di 100-200 m. Il limite superiore della formazione Amerillo, nelle successioni sicane è, in genere, di tipo brusco e paraconforme con la formazione delle marne di Cardellia. L'ambiente deposizionale è di scarpata e pelagico. L'età complessiva della formazione è Cretacico Superiore - Eocene.

2.1.10. - *marne di Cardellia* (RDE)

Questa formazione è stata proposta nel corso della realizzazione dei fogli geologici della Sicilia occidentale, per indicare lo spesso orizzonte di depositi terrigeni, che si trova intercalato, nelle successioni sicane e di transizione fra le calcilutiti della formazione Amerillo e le soprastanti calcareniti di Corleone. Oltre a CHECCHIA RISPOLI (1911a) che ha segnalato la presenza dell'Oligocene in Sicilia studiando i depositi dei dintorni di Campofiorito, contributi per la conoscenza di questi terreni sono stati forniti da CASTANY (1956), DAINA (1965) e da MASCLE (1979) che ha descritto dettagliatamente le sezioni di Monte Barracù e Monte Cardellia, differenziando in *Oligocene calcaire* ed *Oligocene marneux* questi depositi. La sezione di Monte Cardellia si trova nell'adiacente foglio 620 "Lercara". Questa sezione, studiata da BIOLZI (1985), potrebbe rappresentare lo stratotipo dell'unità.

La successione è costituita da marne sabbiose grigio verdastre, talora rossastre, in genere laminate, con foraminiferi planctonici (globigerinidi, globorotalidi) ed



Fig. 16 - Parete ovest di Monte Barracù. Sono evidenziate le discontinuità che interessano la successione meso-cenozoica: 1) formazione Scillato; 2) calcari oolitici di Monte Genuardo; 3) calcari di Santa Maria del Bosco; 4) radiolariti della fm. Barracù; 5) Lattimusa; 6) fm. Amerillo; 7) breccie a nummuliti; 8) coperture detritiche.

abbondanti ichnofossili (*Zoophycos* sp., *Tubotomaculum* sp.) passanti verso l'alto a marne sabbiose grigie. Lo spessore dell'unità varia da 150 a 250 m. Sono presenti intercalazioni di areniti ibride calcareo - quarzoso - glauconitiche con stratificazione incrociata e di brecciole gradate giallastre a macroforaminiferi con spessori che raggiungono i 15 m, con nummulitidi, lepidocycline, alghe rosse (*Subterraniphyllum thomasi* ELLIOTT), pectinidi e gasteropodi (**RDE_a**). Nei settori di Campofiorito e Monte Barracù quest'ultimi depositi caratterizzano anche la base della formazione, evidenziando un contatto brusco ed erosivo con la sottostante formazione Amerillo. A Monte Barracù le brecciole basali raggiungono uno spessore di circa 60 m e contengono extraclasti carbonatici triassico-giurassici, calcilituti a calpionelle, calcilituti cretache. Ove non presenti, il limite inferiore delle marne di Cardellia è un contatto paraconforme sulla stessa formazione Amerillo.

Le intercalazioni di brecciole ed arenarie ibride a macroforaminiferi, messe in posto da processi di risedimentazione gravitativa nelle marne a foraminiferi planctonici, indicano per questi terreni un ambiente di piattaforma aperta - scarpata deposizionale.

I foraminiferi planctonici dei campioni della parte bassa di questa unità contengono associazioni indicative della biozona a *Globorotalia opima opima*. Nella porzione sommitale è riconoscibile la zona a *Globorotalia kugleri*, che caratterizza la base del Miocene. La formazione è pertanto riferibile all'intervallo Oligocene superiore - Aquitaniano inferiore.

2.1.11. - formazione Ragusa - membro Irminio (**RAG₂**)

Modesti lembi di calcareniti bianco-giallastre contenenti *Lepidocyclina* sp., *Miogypsina* sp. e frammenti di alghe rosse affiorano nei dintorni dell'abitato di Burgio, raggiungendo spessori di 20-50 m. Alcuni di essi poggiano sul substrato mesozoico, altri lembi appaiono scollati ed imballati nelle argille plioceniche. Questi depositi, del tutto confrontabili con quelli presenti al tetto della successione di Pizzo Telegrafo (CAMPISI, 1968), testimoniano la presenza di alti strutturali caratterizzati da una sedimentazione carbonatico-neritica durante il Miocene inferiore.

In questi depositi, oggetto di coltivazione per materiali lapidei fino allo scorso secolo, venne ritrovato un molare di *Mastodon* sp. ritenuto erroneamente pliocenico (CAPELLINI, 1893). Successive analisi micropaleontologiche della matrice hanno consentito di indicare un'età miocenica del molare e di attribuirlo alla specie *Mastodon angustidens* CUVIER (CHECCHIA-RISPOLI, 1911b; 1914). Questo ritrovamento costituisce ancora l'unico esempio di fauna continentale del Miocene inferiore in Sicilia.

2.1.12. - calcareniti di Corleone (CCR)

Questa formazione costituisce un elemento peculiare nel contesto morfologico del Foglio 619. Essendo interposta fra formazioni marnoso argillose molto erodibili, determina infatti elementi distintivi nel paesaggio quali pareti scoscese, dorsali e profondi *canyons* (suggestivo quello di Corleone, al di fuori del Foglio), oltre a ben evidenziare l'assetto strutturale dei settori di affioramento. L'unità, indicata come calcari cloritici di Corleone (BALDACCI, 1886) è stata descritta da RUGGIERI (1966). Gli affioramenti principali sono quelli che gravitano attorno a Montagna Vecchia, a sud di Corleone (settore nord-orientale del Foglio) e che si estendono, verso sud a Campofiorito e Monte Barracù. Altri affioramenti sono quelli di Bisacquino e Chiusa Sclafani, che si estendono, ad est, nella Valle del Fiume Sosio.

E' costituita da biocalcareniti ed arenarie ibride quarzoso-glauconitiche con tenori variabili di bioclasti carbonatici, organizzate in spessi strati (circa 30-50 cm) che si alternano a marne e marne sabbiose bruno - verdastre. Le intercalazioni marnose tendono ad aumentare di spessore verso l'alto. Sono presenti strutture sedimentarie quali stratificazione incrociata con laminazioni oblique, obliquo-tangenziali e, più raramente *hummocky*, oltre a gradazione normale (Fig. 17).

Il contenuto fossilifero è rappresentato da foraminiferi bentonici (*Operculina* sp., *Amphistegina* sp., *Miogypsina* sp., *Nephrolepidina* sp., *Heterostegina* sp.), briozoi, piastre di echinodermi, frammenti di lamellibranchi e di balani, alghe



Fig. 17 - Laminazione obliqua unidirezionale nelle calcareniti di Corleone sezionate dalla strada Chiusa Sclafani - Bisacquino, a sud di Casa Tortorici.

oltre ad abbondanti denti di pesce fra i quali *Carcharodon megalodon* AGASSIZ, determinato da CHECCHIA RISPOLI (1911b) e *Carcharodon auriculatus* (BLAINV.) determinato da GEMMELLARO (1912).

La porzione inferiore dell'unità è caratterizzata da foraminiferi planctonici della biozona a *Globoquadrina dehiscens dehiscens*, indicativa dell'Aquitano superiore. Nella porzione superiore si rinvencono associazioni a foraminiferi planctonici della subzona a *Praeorbulina glomerosa* s.l. e a nannofossili calcarei della biozona MNN5a che definiscono il Langhiano inferiore. Il limite inferiore è in genere concordante sulle sottostanti marne di Cardellia ma in alcuni settori particolarmente tettonizzati non si può escludere un contatto meccanico paraconcordante. Lo spessore varia da 10 ad 80 m circa. Questi depositi, presenti nelle unità Trapanesi e Saccensi, oltre che in quelle di transizione e Sicane, sono stati attribuiti ad ambienti di barra (MASCLE, 1979) o deltizi e di spiaggia (LO CICERO & PRATINI, 1981). PEDLEY & RENDA (1998) li hanno interpretati come tipici di ambienti di margine di piattaforma e scarpata. I caratteri composizionali e le strutture sedimentarie sono indicative, a nostro avviso, di un ambiente deltizio. Nel settore fra Bisacquino e Chiusa Sclafani la laminazione obliqua è indicativa di direzioni di trasporto verso Nord. L'età è complessivamente riferibile all'Aquitano superiore - Langhiano inferiore.

2.1.13. - marne di San Cipirello (CIP)

L'unità comprende marne e marne argillose a foraminiferi planctonici, di colore grigio-scuro o grigio azzurrognolo, contenenti modesti tenori di sabbie quarzose che tendono ad aumentare verso l'alto. Contiene foraminiferi planctonici indicativi delle biozone da *Orbulina suturalis-Paraglobovoluta ppheroronda* (MMI 5) a *Neogloboquadrina acostaensis* (MMI 11) oltre a nannofossili calcarei delle biozone da MNN 5b a MNN 9 che supportano un'età complessiva Langhiano superiore-Tortoniano inferiore. Questi terreni affiorano estesamente nella Valle del Fiume Sosio fra la dorsale Monte Triona-Colomba e Chiusa Sclafani ove raggiungono spessori di oltre 200 m. Nel settore di Bisacquino si riscontrano, alla base, marne sabbiose bianche. Poggiano in continuità sulle calcareniti di Corleone, tuttavia localmente possono risultare scollate dal loro substrato a causa delle intense deformazioni tettoniche compressive. Rappresentano depositi di piattaforma esterna. Questa formazione è stata istituita da RUGGIERI & SPROVIERI (1970). In considerazione del trend negativo di variazione eustatica registrato durante il Langhiano (ZACHOS *et alii*, 2001, MILLER *et alii*, 2005) il passaggio dalle calcareniti di Corleone alle marne di San Cipirello è verosimilmente legato ad un rapido incremento dei tassi di subsidenza dovuto all'avanzare del fronte della catena Appenninico-Maghrebide.

2.2. - SUCCESSIONE DI TRANSIZIONE TRA PIATTAFORMA CARBONATICA SACCENSE E BACINO SICANO

Questa successione è rappresentata nell'unità tettonica Monte Genuardo. Essa è peculiare rispetto ad altre successioni della Sicilia occidentale, perché registra l'annegamento precoce (al limite Retico/Hettangiano) di un settore del margine e della scarpata deposizionale della piattaforma carbonatica Saccense, e la sua conversione ad area peribacinale, connessa al Bacino Sicano, già durante il Giurassico Inferiore (DI STEFANO & GULLO, 1987; DI STEFANO *et alii*, 1990). L'arretramento del margine della piattaforma è messo in relazione alle deformazioni transensili indotte dall'apertura della Tetide Alpina.

La stratigrafia della successione di Monte Genuardo non è quindi assimilabile né alla successione Saccense, con la quale differisce per i terreni giurassico-miocenici, né alle successioni sicane, che non presentano alla base depositi di piattaforma carbonatica. La porzione inferiore della successione di Monte Genuardo è esposta in modo spettacolare lungo la scarpata orientale del monte, osservabile in località Balatazza, lungo la strada per Case Marcianti. La parete offre una sezione naturale, a scala sismica, dei terreni triassici e giurassici che evidenzia la discordanza fra i carbonati del margine della piattaforma e della scarpata con le soprastanti torbiditi oolitico-bioclastiche del Giurassico Inferiore, con geometrie progredienti al di sopra della discontinuità (DI STEFANO & GULLO, 1987).

2.2.1. - formazione Cozzo di Lupo (CZP)

I depositi ascritti a questa unità sono calcari e calcari dolomitici massivi di colore biancastro a luoghi intensamente fratturati. Le migliori esposizioni sono in località Pizzo Corvo, nel settore di Case Fiuminello ed in prossimità della cima di Monte Genuardo. I caratteri di questi depositi, descritti da DI STEFANO *et alii* (1990), sono ben osservabili soltanto su superfici interessate da erosione differenziale, non lichenificate, oltre che in sezione sottile. Si osservano biolititi (*boundstone*) a spugne calcaree (*Peronidella* sp., *Cystothalamia* sp., *Follicatena irregularis* SENOWBARI-DARYAN & SCHAFER, *Cryptocoelia* sp., *Panormida* sp., *Cheilosporites tirolensis* WÄHNER) che si associano a chetetidi e rari coralli nel generare le impalcature primarie della biocostruzione. Seguono organismi incrostanti (spugne e foraminiferi) oltre a spesse croste microbialitiche. Le cavità inter- ed intra-biolititiche sono colmate, in zone protette della scogliera, da *grainstone* fini a foraminiferi recifali (*Galeanella panticae* ZANINETTI & BRONNIMANN e *Altinerina meridionalis* ZANINETTI, CIARAPICA, DECROUEZ & MICONNET), mentre nei settori più esposti, ad alta energia, sono ridotte da spesse frange isopache di cementi fibrosi legati a fasi diagenetiche precoci in condizioni freatico-marine e, successivamente, da

cementi granulari. A questi depositi si associano delle calciruditi bio-litoclastiche i cui elementi mostrano facies del tutto confrontabili con quelli delle biolititi e che sono interpretabili come depositi di inter- ed avanscogliera. In assenza totale di stratificazione, lo spessore affiorante stimato per questi depositi è di circa 200 m.

Si tratta dei tipici depositi dei margini biocostruiti (scogliera ed avanscogliera) del Triassico Superiore della Tetide (margini di tipo *Dachstein*, FLÜGEL, 1981, 2002) ben noti nel dominio Panormide (Monti di Palermo, ABATE *et alii*, 1977; SENOWBARI-DARYAN *et alii*, 1982; Monti delle Madonie, ABATE *et alii*, 1982), nel dominio Trapanese a Rocca Busambra (DI STEFANO *et alii*, 1996) e nel dominio Saccense (DI STEFANO *et alii*, 1996; DI STEFANO *et alii*, 2008; CACCIATORE 2009).

DI STEFANO *et alii* (1996) hanno indicato come formazione Genuardo i depositi di scogliera presenti al margine del vasto dominio di piattaforma (Piattaforma Carbonatico Siculo-Tunisina) che comprendeva i diversi comparti paleogeografici di mare basso (Panormide, Trapanese, Saccense ed Ibleo). Ai fini di una semplificazione della terminologia litostratigrafica nei Fogli della Sicilia occidentale, in considerazione delle prime descrizioni di questi depositi nell'area di Cozzo di Lupo (ABATE *et alii*, 1977), dove si osservano anche i rapporti laterali con i depositi lagunari, è stato proposto, nell'ambito della realizzazione dei fogli CARG della Sicilia occidentale, il termine formazione Cozzo di Lupo.

Questi depositi passano lateralmente e verso l'alto a dolomie vacuolari, bianco grigiastre, in banchi pian paralleli di spessore metrico (CZP₁) che rappresentano depositi di avanscogliera-scarpata. Questi depositi sono ben esposti lungo la parete est del Monte che sovrasta contrada Balatazza, ben osservabile lungo la strada per Case Marcianti.

A Monte Genuardo il limite inferiore dell'unità CZP non affiora. Il limite superiore è una superficie erosiva, sulla quale poggiano, in *downlap*, depositi di scarpata del Giurassico Inferiore (calcareniti oolitico-bioclastiche) che evolvono a calcilutiti selcifere e radiolariti di mare profondo (Fig. 18).

L'età è Triassico Superiore (Norico - Retico) sulla base delle associazioni a foraminiferi recifali (biozona a *Galeanella panicae* & *Galeanella laticarinata*).



Fig. 18 - Parete est di Monte Genuardo. La sezione naturale mostra la porzione inferiore della successione di questa unità strutturale, rappresentata dalle dolomie triassiche (CZP₁) seguite, in discordanza, dai calcari oolitici (GUD) e dalle calcilutiti a radiolari (BOO).

2.2.2. - calcari oolitici di Monte Genuardo (GUD)

La parete est di Monte Genuardo offre una buona esposizione di questa unità litostratigrafica e potrebbe costituire lo stratotipo dell'unità. Vi affiorano calcareniti oolitico-bioclastiche a luoghi selcifere, di colore da bianco a nocciola, che si alternano a livelli centimetrici di calcilutiti. La stratificazione, in genere da 5 a 30 cm è da pian parallela a cuneiforme. Lungo la successione si osservano truncature intraformazionali decametriche associate a geometrie lentiformi riconducibili a lobi e canali deposizionali. A grande scala le geometrie stratali mostrano, in alcuni casi, clinostratificazioni con *foreset* progradanti verso l'attuale nord, con terminazioni *downlap* sulla superficie di discordanza.

Gli strati calcarenitici presentano in genere gradazione normale e spesso laminazione pian parallela al tetto. Raramente si osservano cenni di laminazione incrociata. Contengono grani carbonatici intrabacinali, evidentemente esportati da adiacenti aree di piattaforma ancora produttive (Formazione Inici). Si tratta di *grainstone* ed in subordine *packstone* con ooidi sia tangenziali che fibroso radiali, spesso micritizzati, associati a grani botroidali ed abbondante materiale bioclastico, rappresentato da alghe calcaree quali *Thaumatoporella parvovesiculifera* (RAINERI), *Cayeuxia* sp., *Orthonella* sp., foraminiferi (*Siphovalvulina* sp., *Ophtalmidium* sp., *Textulariopsis* sp.), rari brachiopodi, frammenti di echinodermi. La porzione inferiore della successione, per la presenza di *Aeolisaccus dunningtoni* ELLIOT e *Siphovalvulina gilbraltarensis* BOUDAGHER-FADEL, ROSE, BOSENCE & LORD è attribuibile all'Hettangiano BOUDAGHER-FADEL & BOSENCE (2007). Verso l'alto compaiono rare alghe dasicladali quali *Palaeodasyclus mediterraneus* (PIA) che supportano un'età Sinemuriano-Pliensbachiano inferiore (Fig. 19).

Le intercalazioni calcilutitiche sono dei *wackestone-mudstone* a radiolari e spicole di spugna. Occasionalmente sono presenti banchi di spessore metrico di calciruditi grossolane con extraclasti derivanti dai carbonati triassici di scogliera.

Oltre alla parete est di Monte Genuardo questi depositi affiorano diffusamente nel settore meridionale del monte originando, assieme ai sottostanti carbonati di piattaforma scoscese pareti e forre. Le intercalazioni di calcilutiti a radiolari e spicole di spugna consentono di differenziare i calcari oolitici di Monte Genuardo dai coevi calcari oolitico-bioclastici che si trovano al margine della piattaforma Inici (es. Monte Kumeta, DI STEFANO *et alii*, 2002a).

I calcari oolitici di Monte Genuardo sono interpretabili come carbonati di scarpata deposizionale (*apron* carbonatici di pendio) alimentati dall'esportazione di materiale carbonatico arenitico e pelitico prodotto nelle adiacenti aree di piattaforma (*off-platform shedding*, DROXLER & SCHLAGER, 1985) e messi in posto da processi trattivi (correnti di torbida, flussi granulari) cui si è sommata la decantazione di sedimento emipelagico (DI STEFANO & GULLO, 1987). Le geometrie stratali suggeriscono una rapida progradazione di questi depositi nell'area peribacinale

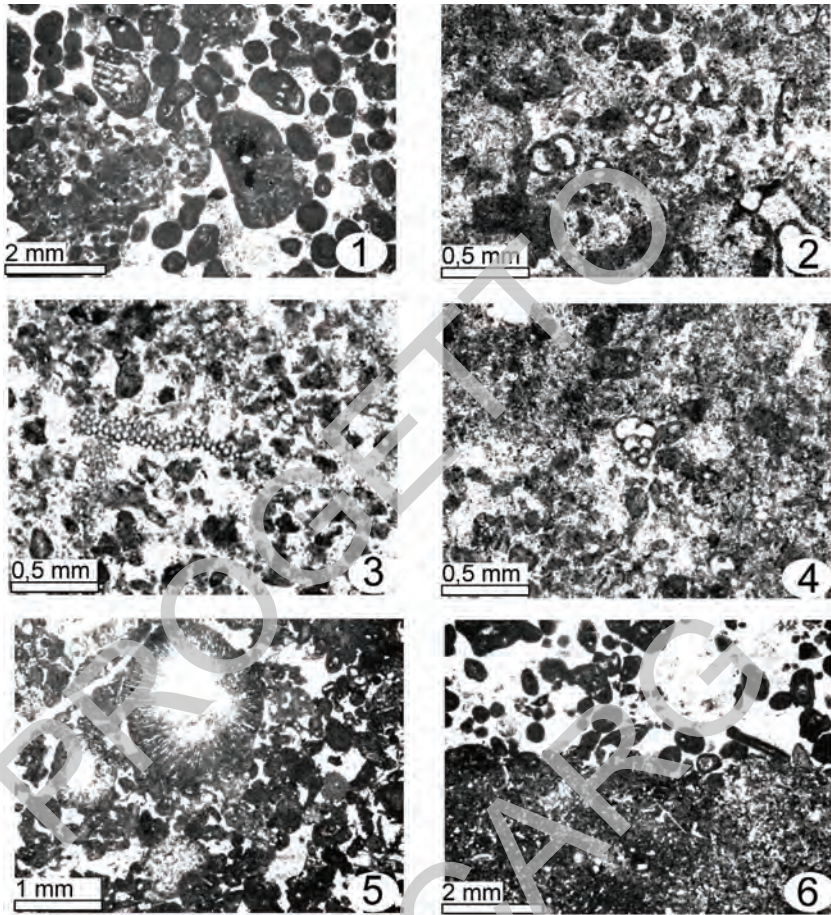


Fig. 19 - Microfacies dei calcari oolitici di Monte Genardo (GUD). 1) Grainstone bioclastico con ooidi micritizzati e botroidi. 2) Grainstone bioclastico con foraminiferi bentonici. Al centro Siphovalvulina gibraltarensis BOUDAGHER-FADEL, ROSE, BOSENCE & LORD. 3) Thaumatoporella parvovesiculifera (RAINERI). 4) Siphovalvulina gibraltarensis. 5) Grainstone oolitico con alghe dasicladali; in evidenza Palaeodasycladus mediterraneus (PIA). 6) Grainstone oolitico-bioclastico che si alterna a wackestone a radiolari e spicole di spugne.

(Fig. 20). Il limite superiore è un passaggio continuo, per alternanza, ai calcari di S. Maria del Bosco, in alcuni casi evidenziato da livelli non cartografabili di encriniti rossastre con brachiopodi rinconellidi e terebratulidi. I corpi encrinitici hanno geometrie molto irregolari, spesso lentiformi. Sono in genere granoclassate, più raramente gradate. La loro genesi è riconducibile alle variazioni registrate nelle adiacenti aree di piattaforma in via di annegamento, con la proliferazione di praterie di crinoidi in seguito ad una probabile crisi eutrofica.

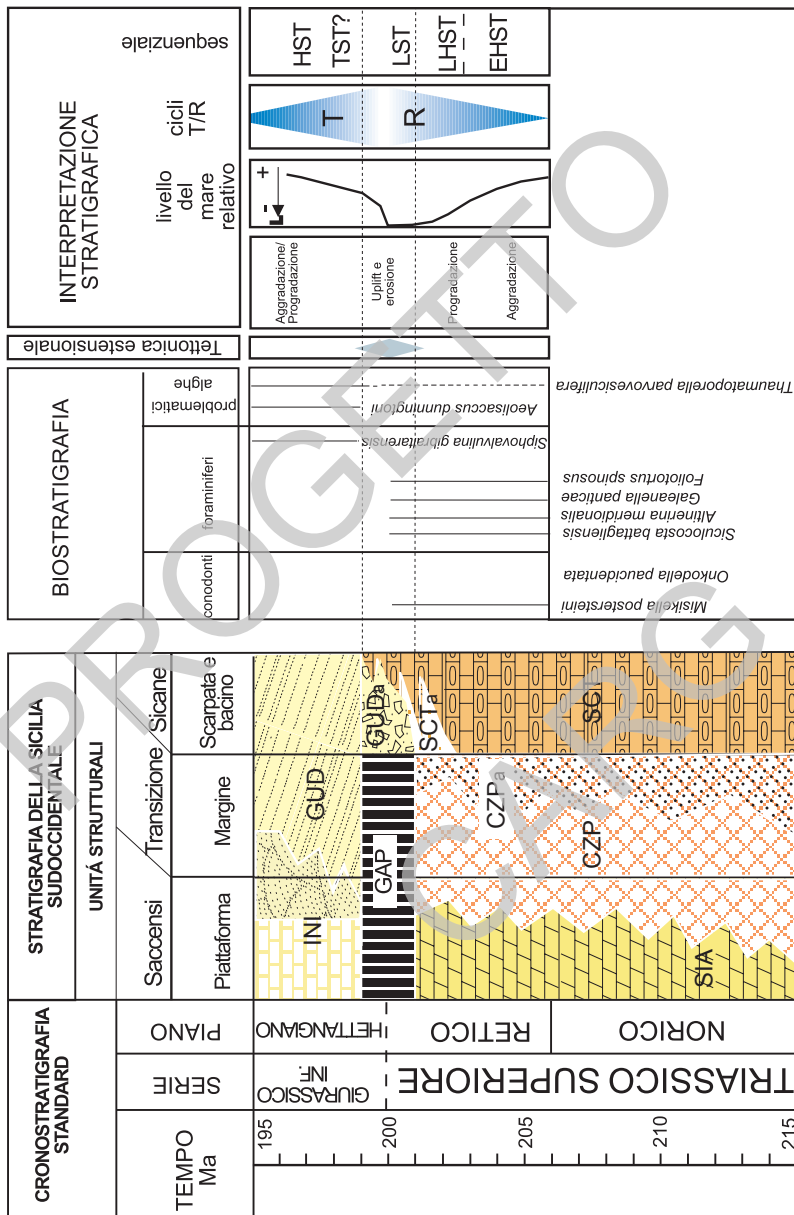


Fig. 20 - Quadro riassuntivo dell'organizzazione lito-biostratigrafica e stratigrafico-sequenziale delle successioni al passaggio Triassico-Giurassico nell'area del Foglio "Santa Margherita di Belice".

Lo spessore complessivo dell'unità è di circa 80 metri. Il limite inferiore è discordante sui carbonati della formazione Cozzo di Lupo. Sulla base delle associazioni rinvenute, a questa unità viene attribuita, nella successione di Monte Genuardo, un'età Hettangiano-Pliensbachiano inferiore.

2.2.3. - calcari di S. Maria del Bosco (BOO)

Calcolutiti selciferi bianco avana, a luoghi rosate e nodulari, in strati pian paralleli con spessore da 10 a 40 cm, con intercalazioni centimetriche e più raramente decimetriche di marne grigie o verdastre (Fig. 21). Intercalazioni di calcareniti encrinittiche e, nella porzione inferiore di occasionali banchi di calciruditi inversamente gradate con elementi derivanti carbonati di piattaforma (depositi da *debris-flow*). I fossili presenti sono nannofossili delle zone NJT 4 (*Similiscutum cruciulus*) ed NJT 5 (*Lotharingius hauffii*) (BUCEFALO PALLIANI *et alii*, 2002), foraminiferi (*Paralingulina* gr. *tenera* (BORNEMANN), *Marginulina prima* D'ORBIGY, *Glomospirella* sp., *Lenticulina* sp., lagenidi) rare belemniti, ammoniti (Figg. 22, 23).

Lo spessore si aggira intorno agli 80-100 m. Nella porzione sommitale o al passaggio fra questa unità e la soprastante formazione Barracù sono presenti intercalazioni di lave basaltiche a *pillow* e ialoclastiti con spessore massimo di 100 metri (BOO₃).

I dati biostratigrafici provenienti dalla sezione di Santa Maria del Bosco supportano un'età Pliensbachiano superiore - Toarciano (BUCEFALO PALLIANI *et alii*, 2002), tuttavia non si esclude, come per il settore sicano a Campofiorito, che l'unità possa estendersi al Bajociano inferiore. Come osservato a Monte Barracù, infatti, i livelli sommitali potrebbero essere stati asportati a causa di frane sinsedimentarie connesse al magmatismo tensile. Il limite inferiore è graduale sulle calcareniti oolitiche (GUD), marcato dalla progressiva scomparsa dei livelli risedimentati oolitico-bioclastici. L'ambiente è di scarpata deposizionale-bacino.

2.2.4. - formazione Barracù (BUU)

A Monte Genuardo questa formazione è ben osservabile nell'area del Bosco del Pomo, dove affiora estesamente. Si tratta di una successione di calcolutiti selciferi alternate a sottili livelli di marne silicizzate a radiolari ed a strati o gruppi di strati di selci. Occasionalmente sono presenti intercalazioni di livelli decimetrici di calciruditi con elementi centimetrici di piattaforma carbonatica del Giurassico Inferiore. Localmente si osservano pieghe sinsedimentarie



Fig. 21 - Calcarei di Santa Maria del Bosco, sezione affiorante lungo la strada che conduce all'omonima abbazia.

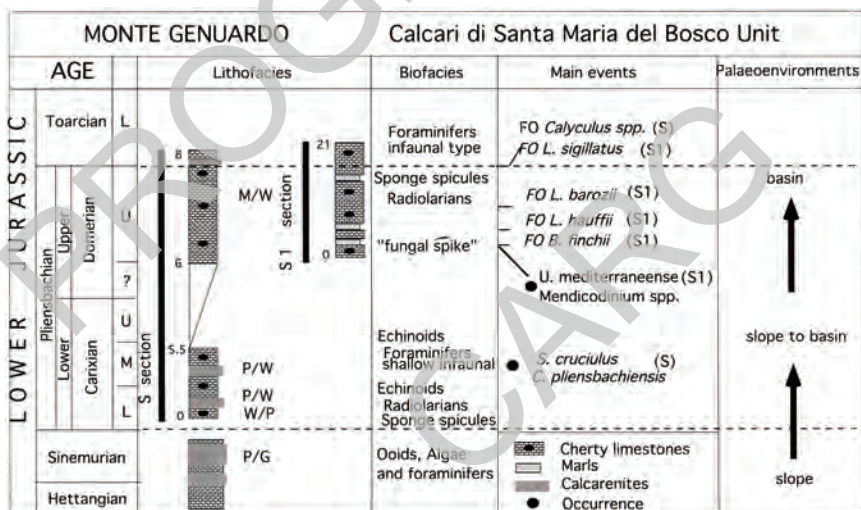


Fig. 22 - Schema lito-biostratigrafico del passaggio fra GUD e BOO nel settore di Santa Maria del Bosco (mod. da BUCEFALO PALLIANI et alii, 2002).

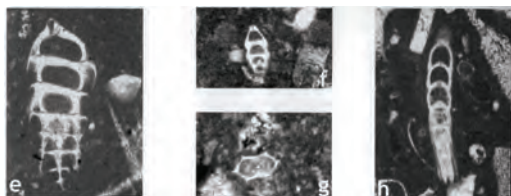


Fig. 23 - Foraminiferi che caratterizzano le associazioni bentoniche dei calcari di Santa Maria del Bosco: e) *Marginulina spinata* x35; f) *Lingulina* sp. x27; g) *Paralingulina* gr. *tenera* x27; h) *Dentalina* sp. (da BUCEFALO PALLIANI et alii, 2002).

da *slumping*. A Monte Gurgo, al contatto fra radiolariti e sottostanti basalti è presente un caratteristico strato di selce purissima di colore giallo senape di circa 15 cm di spessore che tuttavia non ha fornito valide indicazioni biostratigrafiche.

In questa località, lungo la strada che collega Sambuca di Sicilia all'Abbazia di Santa Maria del Bosco, è stata studiata una sezione di circa 8,5 m di spessore (CHIARI *et alii*, 2008) che interessa un pacco di strati debolmente deformati, con spessore medio di circa 10 centimetri, che immergono di circa 10° a nord.

Il contatto delle radiolariti con i sottostanti basalti, è coperto e la base della sezione studiata è stata stimata a circa 5 m (spessore stratigrafico) da tale contatto. Le associazioni a radiolari rinvenute nei campioni analizzati sono indicative del Bajociano superiore/Bathoniano inferiore (UAZ 4-5). L'analisi dei nannofossili calcarei mostra la presenza di *Watznaueria barnesae* (BLACK), la cui comparsa è indicativa della base del Bathoniano e di comuni *Discorhabdus* sp., la cui comune presenza è registrata nel Bathoniano del Bacino Umbro-Marchigiano (BUCEFALO PALLIANI *et alii*, 2002). Considerando che alla base della sezione studiata sono presenti circa 5 m di spessore stratigrafico non campionabili, prima del contatto con i sottostanti basalti, è ipotizzabile che l'età di questi depositi possa estendersi almeno a parte del Bajociano inferiore, confermando che, anche nelle zone di scarpata, l'instaurarsi della sedimentazione silicea avverrebbe durante il Bajociano inferiore, come nell'adiacente Bacino Sicano (Fig. 24).

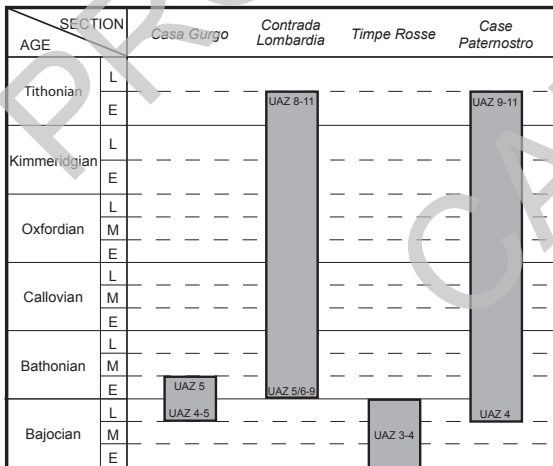


Fig. 24 - Distribuzione cronostatigrafica delle associazioni a radiolari della sezione di Casa Gurgo a Monte Genuardo e correlazione con le sezioni studiate nelle successioni sicane di Giuliana, Campofiorito e Monte Barracù. Unitary Association Zones (UAZ., Zones 95 scale) proposte da BAUMGARTNER *et alii* (1995b). DA CHIARI *et alii*, 2008.

I livelli sommitali dell'unità contengono abbondanti resti di *Saccocoma* sp., associati a radiolari, spicole di spugna, aptci, e gusci giovanili di ammoniti. La comune presenza di *Saccocoma* sp. consente di riferire questi livelli al Kimmeridgiano superiore - Titoniano inferiore.

La deposizione di questa unità è avvenuta su di una paleotopografia molto articolata, generata dalle effusioni basaltiche. Ciò è suggerito dalla presenza in alcuni settori (es. a sud di Case Gurgo) di livelli di calcilutiti rossastre in facies di Rosso Ammonitico, con spessore che non supera i 2-3 metri, poggianti al tetto di spessi accumuli di *pillow lavas* che verosimilmente costituivano aree positive, rispetto alle zone circostanti e dove il potenziale di preservazione dei radiolari era ridotto.

In tali depositi si osservano le classiche facies carbonatiche “condensate”, con *wackestone* ricchi in *filaments*, piccole ammoniti, protoglobigerinidi e radiolari.

Lo spessore complessivo dell’unità radiolaritica, a Monte Genuardo, si aggira sui 50 m. Il limite inferiore è brusco sui basalti e sulle calcilutiti della BOO. L’età complessiva è Bajociano inferiore - Titoniano inferiore.

2.2.5. - *Lattimusa* (LTM)

Calcilutiti bianche con frattura concoide, a volte rosate, con abbondanti noduli e liste di selce da nera a rossastra e sottili intercalazioni di marne grigio - verdastre. La stratificazione è pian parallela con strati da qualche centimetro a quattro decimetri di spessore. Alcuni livelli presentano struttura pseudonodulare. Sono frequenti strutture deformative da frane sinsedimentarie. Le microfacies sono comunemente *wackestone* e *mudstone* (biomicriti) a calpionelle con *Tintinnopsella* gr. *carpathica* (MURGEANU & FILIPESCU), *Calpionella alpina* (LORENZ), *Calpionella elliptica* CADISH, *Remaniella ferasini* (CATALANO) e con radiolari, spicole di spugna, rare belemniti, piccole ammoniti. Alla base si osservano livelli contenenti resti di *Saccocoma* sp. e *Globochaete* sp. risedimentati. Gli affioramenti più estesi sono a La Rocca Rossa, dove immergono a nord con deboli pendenze e blandi piegamenti, e nell’area di Bosco del Pomo e Contrada Vanera dove questi depositi sono estremamente tettonizzati. Il limite inferiore è graduale sulla sottostante unità. Lo spessore non supera i 50 m. L’ambiente deposizionale è pelagico. L’età, sulla base delle associazioni a calpionelle è riferibile al Titoniano superiore - Valanginiano.

2.2.6. - *Formazione Hybla* (HYB)

Marne ad aptici e calcilutiti selcifere in strati dai 4 ai 15 cm. Presenza di intercalazioni metriche di marne grigio scure ricche in sostanza organica. Questi depositi sono presenti nel settore di La Rocca Rossa, Monte Gurgo e Contrada Vanera. In quest’ultima località è evidente una intensa bioturbazione (*Chondrites*). Sono in genere subaffioranti ed estremamente tettonizzati. Le microfacies sono caratterizzate da *mudstone* e *wackestone* con radiolari e foraminiferi (*Spirillina neocomiensis* MOULLADE; *Dorothia hauteriviana* (MOULLADE), *Astacolus incurvata*

(RENS), *Dentalina communis* D'ORBIGNY, *Gavelinella sigmoicosta* (DAM), cui si associano *Lingulina trilobitomorfa* PATHY, *Rotalipora ticinensis* (GANDOLFI), *Ticinella roberti* (GANDOLFI), *Biticinella breggiensis* (GANDOLFI), *Globigerinelloides ferreolensis* (MOULLADE). Tra i nannofossili calcarei ricorrono *Nannoconus* spp. e *Lithraphidites* spp. Il limite inferiore è concordante sulla sottostante unità anche se localmente è interessato da scollamenti in seguito alle deformazioni terziarie. L'ambiente deposizionale è emipelagico. Lo spessore può variare da 0 a 50 m. L'età, definita sulla base dei foraminiferi planctonici è Hauteriviano - Albiano.

2.2.7. - formazione Amerillo (AMM)

Calcilutiti bianche o rosate ed, in subordine, rossastre, con liste e noduli di selce alternate a calcilutiti marnose e marne, anch'esse biancastre o rosate. Gli strati, con frattura da concoide a scheggiata, hanno spessori oscillanti dai 4 ai 20 cm. Le microfacies sono, in genere, monotone, con *wackestone* a radiolari, spicole di spugna e foraminiferi planctonici. Nella porzione superiore dell'unità si osservano rare intercalazioni decimetriche di biocalcareni grossolane risedimentate, contenenti macroforaminiferi con gusci abrasati o frammentati ed altro materiale bioclastico di derivazione neritica. In rari casi si osservano livelli di spessore centimetrico costituiti da *grainstone* a foraminiferi planctonici, selezionati e concentrati verosimilmente dal trasporto operato da correnti di fondo. Sono presenti abbondanti piste e gallerie che denotano una intensa bioturbazione del sedimento. In particolare è piuttosto comune *Zoophycos* sp. Oltre alle tracce fossili, nelle calcilutiti il contenuto paleontologico è rappresentato da radiolari, spicole di spugna, nannoplancton calcareo, abbondanti foraminiferi planctonici, rare belemniti ed ammoniti, rari frammenti di echinodermi. I dati biostratigrafici indicano la presenza di diverse lacune stratigrafiche che interessano principalmente la parte bassa del Cretacico Superiore e l'intervallo Paleocene-Eocene inferiore.

I terreni ascrivibili a questa unità affiorano diffusamente nell'area, in particolare nel settore orientale di Santa Maria del Bosco, lungo le propaggini occidentali di Monte Genuardo (Borgo la Castagnola), La Rocca Rossa, Monte Gurgo e Pizzo della Regina.

Come nella successione del Bacino Sicano, in quella di Monte Genuardo, alle calcilutiti della formazione Amerillo si associano potenti corpi di megabrecce carbonatiche (Fig. 25) costituite da banchi plurimetrici, raramente clinostratificati, contenenti per lo più clasti di calcari bianchi di piattaforma carbonatica del Triassico Superiore - Giurassico Inferiore (AMM_a). Questi depositi sono stati definiti come *Conglomerat calcaire maastrichtien* da MASCLE (1974a) e *Megabrecce carbonatiche* da CATALANO & D'ARGENIO (1982). I clasti delle megabrecce hanno dimensioni medie intorno al paio di decimetri, ma le loro dimensioni possono

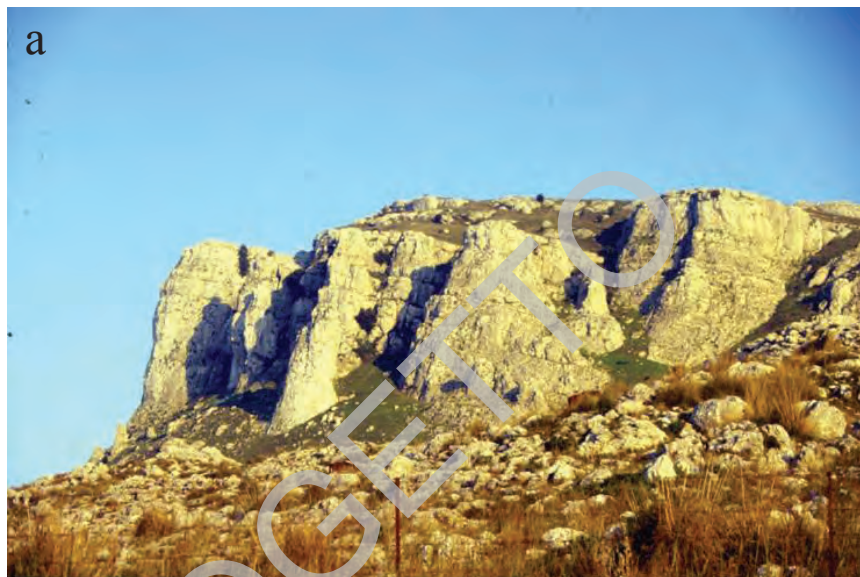


Fig. 25 - a) banchi di megabrecce carbonatiche intercalate alle calcilutiti della formazione Amerillo. Pizzo della Regina, Monte Genuardo; b) elementi della megabreccia cretacea costituiti per lo più da clasti eterometrici di carbonati neritici: fra gli elementi si riconoscono laminiti stromatolitiche; c) livelli sommitali di megabrecce caratterizzati da abbondante matrice.

andare da pochi centimetri ad alcuni metri (Fig. 25b). Presentano spigoli vivi e, in alcuni casi, un apparente arrotondamento causato da soluzione per pressione. Fra i clasti si osservano comunemente laminita stromatolitiche e loferitiche e calcari bianchi a molluschi ed alghe.

Si associano in subordine piccoli elementi rossastri di encriniti, di calcilutiti ad ammoniti ed, in rari casi di basalti. La matrice è in genere scarsa. Ove campionabile presenta microfacies di *wackestone* a foraminiferi planctonici del tutto confrontabili con le calcilutiti della formazione Amerillo. Affiorano estesamente ad ovest, in C.da Vanera, a Pizzo della Regina, ove si registra il massimo spessore, C.da Castagnola. Altri affioramenti significativi sono a nord nei pressi de La Rocca Rossa. La sezione rilevata in quest'area mostra un banco di megabrecce spesso circa 50 m che poggia su circa 10 m di calcilutiti rossastre con associazioni di foraminiferi planctonici della zona a *Globotruncanita calcarata*, del Campaniano superiore. La matrice delle megabrecce ha fornito associazioni a foraminiferi planctonici della biozona a *Globotruncanella havanensis* del Maastrichtiano inferiore. La sezione continua con circa 20 m di calcilutiti dell'Eocene medio-superiore, evidenziando l'assenza del Paleocene e dell'Eocene inferiore.

Nella sezione di Pizzo della Regina si osserva un banco di megabrecce dello spessore di circa 80-100 m che poggia direttamente sulle marne della Formazione Hybla. Il contatto è probabilmente tettonizzato. La matrice, rappresentata da marne rossastre, contiene foraminiferi planctonici della zona a *Globotruncanita elevata* del Campaniano inferiore. Seguono al di sopra circa 10 metri di calcilutiti biancastre o avana, con foraminiferi della zona a *Radotruncana calcarata* del Campaniano superiore, cui si sovrappone un secondo banco di megabrecce spesso circa 40 m con matrice riferibile al Maastrichtiano inferiore - medio (biozona a *Gansserina gansseri* e *Contusotruncana contusa*). In questo banco si osserva un progressivo incremento della matrice verso l'alto. Gli strati sommitali sono prevalentemente fangosostenuti. Seguono una trentina di metri di calcilutiti biancastre riferibili all'Eocene medio in base alla presenza di *Acarinina bullbrooki* (BOLLI) di *Orbulinoides beckmanni* (SAITO).

Sievidenzia quindi, anche in questa sezione, l'assenza del Paleocene e dell'Eocene inferiore. Lo spessore complessivo della formazione è di 100-200 m. L'ambiente deposizionale è pelagico, ma è interessato da deformazioni tettoniche trascorrenti legate alle fasi di contrazione della Tetide occidentale (CATALANO & D'ARGENIO, 1982; GULLO & VITALE, 1987), che hanno creato acclivi scarpate sottomarine instabili. Ripetuti crolli da queste scarpate hanno prodotto i cunei di megabrecce.

Nell'area di Monte Genuardo la formazione Amerillo, comprensiva delle megabrecce carbonatiche, poggia, con limite paraconforme, sulle marne della sottostante Formazione Hybla. L'età complessiva, definita sulla base delle associazioni a foraminiferi planctonici, è Cretacico Superiore - Eocene.

2.2.8. - marne di Cardellia (RDE)

Marne sabbiose grigio-verdastre, talora rossastre a foraminiferi planctonici (globigerinidi, globorotalidi) ed abbondanti icnofossili (*Zooophycos* sp.) passanti verso l'alto a marne sabbiose grigie con *Globorotalia opima opima* (BOLLI), *Globigerina angulisurealis* (BOLLI) e *Paragloborotalia kugleri* (BOLLI). Il loro contenuto in nannofossili ha indicato le biozone NP 24 *Sphenolithus distentus* e NP 25 *Sphenolithus ciperoensis*. Presenza, nella porzione mediana, di intercalazioni di areniti e ruditi fini ibride calcareo - quarzoso - glauconitiche gradate e con livelli a laminazione obliqua, con spessore fino a 20 m, contenenti nummulitidi, *Lepidocyclina* sp. ed alghe rosse (RDE). Questa formazione affiora lungo una fascia che circonda il nucleo mesozoico della struttura di Monte Genuardo. Le intercalazioni arenitico-ruditiche sono presenti nel settore occidentale (Cozzo Serrone) e, a sud, nell'area di Case Mangiaracina. Il limite inferiore è rappresentato da un brusco contatto, paraconforme, con la sottostante formazione Amerillo. Lo spessore complessivo è di circa 100 m. L'ambiente deposizionale è di piattaforma aperta-scarpata. L'età è riferibile all'Oligocene superiore - Aquitaniano inferiore.

2.2.9. - calcareniti di Corleone (CCR)

Biocalcareni ed arenarie quarzoso - glauconitiche, contenenti tenori variabili di bioclasti carbonatici, in strati pian paralleli e, in subordine, cuneiformi, a luoghi normalmente gradati, che si alternano a livelli di marne e marne sabbiose bruno-verdastre contenenti foraminiferi planctonici indicativi, nella porzione inferiore, della biozona a *Globoquadrina dehiscens dehiscens*, nella porzione superiore, della biozona a *Praeorbulina glomerosa* s.l. Le intercalazioni marnose tendono ad aumentare di spessore verso l'alto della successione. Nelle areniti oltre a foraminiferi planctonici si osservano amphistegine e rare lepidocycline, spesso abrase o frammentate cui si associano frammenti di molluschi, echinodermi e denti di squalo. Il materiale bioclastico in alcuni casi può raggiungere una taglia finemente ruditica. Affiorano estesamente lungo il versante settentrionale di Monte Genuardo nell'area di Serra Lunga, Portella del Pianetto, Bagnitelle Sottane, Castello di Calatamauro, Contessa Entellina e Vaccarizzotto. Altri affioramenti discontinui si estendono fino al margine settentrionale del Foglio (Monte Bruca) e ad ovest di Monte Genuardo. Nelle calcareniti è piuttosto comune la stratificazione incrociata. I *foreset* sono indicativi di progradazioni verso ovest-nord ovest (Serra Lunga) e nord (Contessa Entellina) (PEDLEY & RENDA, 1998). Il limite inferiore è paraconforme sulle marne di Cardellia. L'ambiente deposizionale è deltizio. Spessore 10 - 80 m. L'età, definita sulla base dei foraminiferi planctonici, è Aquitaniano superiore - Langhiano inferiore.

2.2.10. - marne di San Cipirello (CIP)

Marne grigio - azzurrognole con foraminiferi planctonici: *Praeorbulina glomerata circularis* (BLOW), *Globigerinoides trilobus* (REUSS), *Orbulina univversa* (D'ORBIGNY), *Orbulina suturalis* (BRONNIMANN), *Globigerinoides subquadratus* (BRONNIMANN), *G. quadrilobatus* (D'ORBIGNY), *Paragloborotalia mayeri* (CUSHMAN & ELLISOR), *Paragloborotalia peripheroronda* (BLOW & BANNER), *Paragloborotalia siakensis* (LEROY). In alcuni settori (es. area di Contessa Entellina) presenza, alla base dell'unità, di marne sabbiose bianche con foraminiferi planctonici. Rari rinvenimenti di nautiloidi (*Aturia* sp.). Il limite inferiore è graduale sulle calcareniti di Corleone, ma localmente (es. area del Torrente Senore) è discordante. L'ambiente deposizionale è di piattaforma aperta. Spessore 100-200 m. In base alle associazioni a plancton calcareo l'unità è riferibile al Langhiano superiore - Tortonianiano inferiore.

2.3. - SUCCESSIONE DELLA PIATTAFORMA CARBONATICA SACCENSE

La base delle successioni saccensi è costituita dai calcari dolomitici e dolomie della Formazione Sciacca (ANTONELLI *et alii*, 1992) del Norico-Retico. Questa unità si estende dal settore Ibleo (in quest'area era precedentemente indicata come formazione Gela, PATACCA *et alii*, 1979, o formazione Taormina, RIGO & BARBIERI, 1959), al canale di Sicilia ed al settore Trapanese, e costituisce uno dei *reservoir* più importanti per il sistema petrolifero siciliano. Recentemente è stato dimostrato come anche nel dominio Saccense la Formazione Sciacca passa a depositi di scogliera (CACCIATORE & DI STEFANO, 2008), qui accorpati nella formazione Cozzo di Lupo. Nell'area del Foglio la Formazione Sciacca non è cartografabile. Un piccolo affioramento è presente nella parte inferiore della Forra del Carboj, dove sono presenti dei calcari dolomitici con grandi megalodontidi, sormontati dai calcari bianchi della Formazione Inici. La presenza di questa formazione è comunque ipotizzata al di sotto di gran parte della struttura di Pizzo Telegrafo, con una eteropia laterale alla formazione Cozzo di Lupo nel settore orientale (v. sezioni geologiche).

Verso l'alto la successione saccense è caratterizzata dai calcari dolomitici peritidali della Formazione Inici (SCHMIDT DI FRIEDBERG, 1964-1965) dell'Hettangiano - Pliensbachiano inferiore. La Formazione Inici è attraversata da numerosi filoni sedimentari, sia paralleli, che obliqui e verticali alla stratificazione, talora di spessore metrico. Il fitto reticolo di fratture in alcune zone origina delle "breccie in situ" (*sensu* CASTELLARIN, 1982), con riempimenti polifasici di pelagiti appartenenti alle unità più recenti. La presenza della prima generazione di filoni è legata alle deformazioni tettoniche distensive giurassiche, associate

alla frammentazione in blocchi basculati della piattaforma ed al suo annegamento (WENDT, 1969, 1971; MASCLE, 1979; VITALE, 1990).

Verso l'alto seguono in discontinuità le pelagiti giurassiche, generalmente indicate come "Rosso Ammonitico" *s.l.* o come formazione Buccheri (PATACCA *et alii*, 1979), cui si intercalano lave basaltiche a *pillows*. La *drowning unconformity*, in alcuni casi marcata da una crosta ferromanganesifera, indica l'annegamento della piattaforma Inici. La formazione Buccheri è riferibile all'intervallo Pliensbachiano superiore - Titoniano inferiore tuttavia, lungo la successione, sono presenti significative lacune stratigrafiche. VITALE (1990) ha rilevato come i depositi pelagici siano interessati da numerose discordanze che caratterizzano unità a limiti inconformi di spessore metrico e non cartografabili individualmente. Anche alla base dell'unità la lacuna fra i depositi della Formazione Inici e le calciliti ad ammoniti ha ampiezza variabile. A Monte Magaggiaro la base dei depositi pelagici è attribuibile al Bathonian (DI STEFANO *et alii*, 2002a).

Al di sopra delle calciliti ad ammoniti seguono esigui spessori di calciliti a calpionelle (Lattimusa, eq. alla formazione Chiamonte di PATACCA *et alii*, 1979, del dominio Ibleo) che passano verso l'alto alle marne verdastre ad aptici e belemniti della Formazione Hybla (PATACCA *et alii*, 1979) del Valanginiano superiore-Albiano. Seguono le calciliti e marne a foraminiferi planctonici in facies di *scaglia* della formazione Amerillo (PATACCA *et alii*, 1979). Verso l'alto le calciliti passano a calcari marnosi e marne oligoceniche sulle quali poggiano in discordanza le calcareniti a *Miogypsina* del Miocene inferiore. Questi depositi, ascrivibili alla formazione Ragusa, passano lateralmente e verso l'alto, in rari casi, alle calcareniti di Corleone. La successione si conclude con sporadici livelli di marne di San Cipirello.

2.3.1. - formazione Cozzo di Lupo (CZF)

Dolomie e calcari dolomitici bianco-grigiastri, privi di stratificazione o in spessi banchi mal definiti, con evidenti macrofossili di spugne calcaree (Sphinctozoa e Inozoa), chetetidi e rari coralli. Fra le spugne è stato possibile determinare *Celyphia submarginata* (MÜNSTER), *Cheilosporites tirolensis* WÄHNER, *Colospongia catenulata* SENOWBARI-DARYAN & SCHÄFER, *Criptocoelia siciliana* SENOWBARI-DARYAN, *Uvanella norica* SENOWBARI-DARYAN & SCHÄFER. Presenza di croste microbialitiche, gusci di bivalvi, frammenti di crinoidi ed echinodermi. Si tratta di *boundstone* (Fig. 26), cui si associano *rudstone*, originati dall'accumulo di detrito bioclastico grossolano che circondava le zone di attiva biocostruzione. Questi depositi passano lateralmente a corpi lenticolari di calciruditi con elementi costituiti dalle stesse litofacies dei depositi biocostruiti, verosimilmente originatesi per smantellamento di orizzonti già interessati da diagenesi precoce. Le cavità intergranulari di tutti questi depositi sono colmati da areniti fini (*grainstone*) a

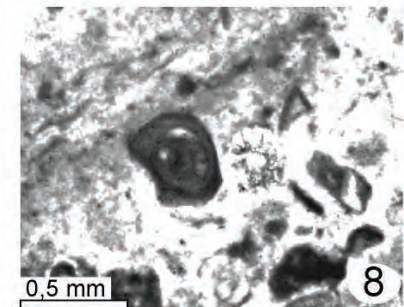
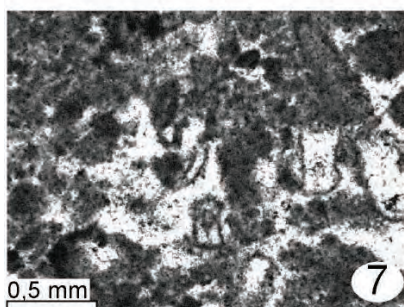
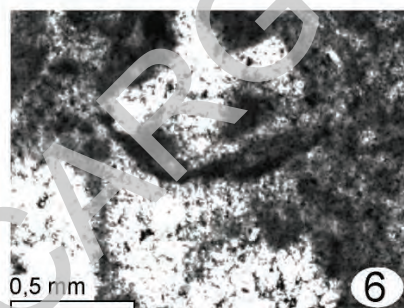
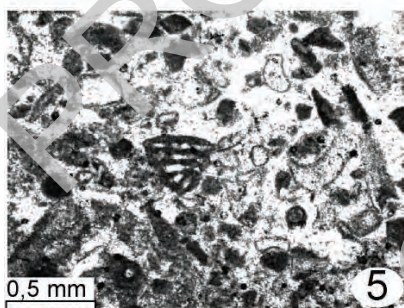
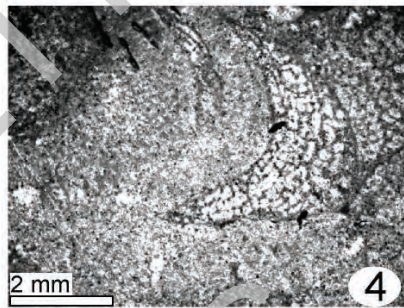
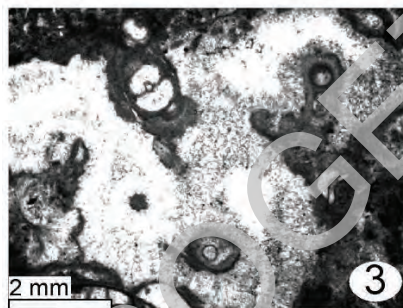
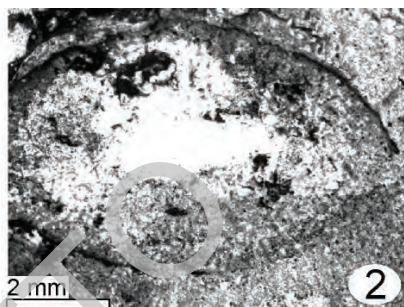
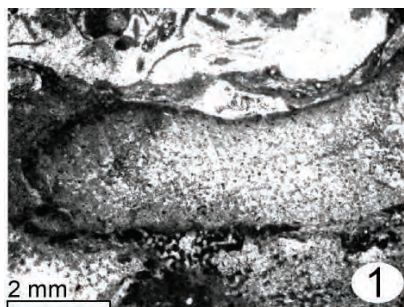


Fig. 26 - Boundstone a spugne calcaree che costituiscono una delle facies più comuni nella formazione Cozzo di Lupo (CZP). In particolare si osserva *Colospongia catenulata* SENOWBARI-DARYAN & SCHÄFER.

peloidi, granuli avvolti, foraminiferi incrostanti ed altre forme di foraminiferi bentonici tipici di ambienti di scogliera del Triassico Superiore quali: *Galeanella panticae* ZANINETTI & BRONNIMANN, *Galeanella laticarinata* AL-SHAIBANI, CARTE & ZANINETTI, *Siculocosta battagliaensis* (SENOWBARI-DARYAN), *Costifera cylindrica* SENOWBARI-DARYAN, *Foliotortus spinosus* PILLER & SENOWBARI-DARYAN e *Ophthalmidium* sp. (CACCIATORE & DI STEFANO, 2008; CACCIATORE, 2009; Fig. 27). Le cavità residue sono colmate da generazioni di cementi fibrosi e granulari. Nelle porzioni sommitali di questi depositi, sono presenti livelli tabulari di esacoralli (*Retiophyllia* sp.).

Lo spessore di questi depositi, la cui base non è osservabile, è stimato in circa 200 m. Il limite inferiore non è osservabile, anche se è presunto il passaggio alla Formazione Siccacca. Lateralmente sono eteropici ai cicli lagunari e peritidali della Formazione Siccacca, tuttavia nell'area, anche tale transizione non è osservabile. Il limite superiore è caratterizzato da una superficie brusca, irregolare, in genere paraconforme, con i soprastanti calcari bianchi della Formazione Inici. In alcuni settori (es. Cozzo Gelso) immediatamente al di sotto di tale superficie si osservano cavità paleocarsiche colmate da silt rossastri. A Cozzo Gelso il limite superiore è una superficie disconforme sulla quale poggiano, in debole *onlap*, i depositi della Formazione Inici. Questi depositi, mostrano le classiche facies dei margini biocostruiti di tipo *Dachstein* delle piattaforme tetidee del Triassico Superiore.

Fig. 27 (a lato) - Microfacies della formazione Cozzo di Lupo (sezione Cozzo Gelso): 1 - 2) *Spugna calcarea Inozoa*: *Peronidella* sp. in sezione longitudinale ed obliquo-trasversale. 3) Boundstone a spugne con *Cheilosporites tirolensis* WAHNER. 4) *Spugna calcarea Sphinctozoa*: *Cryptocoelia siciliana* SENOWBARI-DARYAN. 5) *Kaeveria fluegeli* (ZANINETTI, ALTINER, DAGER & DUCRET). 6) *Hirsutospirella pilosa* ZANINETTI CIARAPICA, CIRILLI & CADET. 7) Grainstone/packstone bioclastico con diversi esemplari di *Siculocosta battagliaensis* (SENOWBARI-DARYAN). 8) *Galeanella panticae* ZANINETTI & BRONNIMANN.



Per una dettagliata descrizione delle associazioni di facies si rimanda a CACCIATORE (2009). Essi sono del tutto confrontabili con i depositi di scogliera di Monte Genuardo, con quelli presenti a Rocca Busambra (Pizzo Marabito, DI STEFANO *et alii*, 1996) e con quelli ben noti del Dominio Panormide (ABATE *et alii*, 1977).

Sebbene la loro presenza nell'unità di Pizzo Telegrafo sia stata segnalata da VITALE (1995) e DI STEFANO *et alii* (1996) essi vengono qui cartografati per la prima volta. Sulla base della comune presenza di foraminiferi riferibili alla biozona a *Galeanella panticae* e *G. laticarinata* di KAMOUN *et alii* (1998) questa unità è riferibile al Triassico Superiore (Norico-Retico).

2.3.2. - Formazione Inici (INI)

La Formazione Inici è stata istituita da SCHMIDT DI FRIEDBERG (1964-65). Questa unità, nella letteratura più recente è stata estesa anche al dominio Ibleo, essendo del tutto confrontabile con la formazione Siracusa, nota nel sottosuolo di quel settore (FRIXA *et alii*, 2000). L'unità è stata formalizzata nel Quaderno 7, Fasc. 6 del Servizio Geologico d'Italia (PETTI, 2007).

Nell'area di Pizzo Telegrafo l'unità è costituita dai tipici calcari bianchi ad alghe e molluschi, ben stratificati in grossi banchi pian paralleli, di spessore metrico. Il colore può variare localmente al grigio o al nocciola. In alcune zone si nota una intensa dolomitizzazione fino a vere e proprie dolomie vacuolari. Il contenuto fossilifero è abbondante, ben visibile sulle superfici con dissoluzione differenziale, ed è costituito da alghe calcaree (*Thaumatoporella parvovesiculifera*, *Lithocodium aggregatum*, *Bacinella* sp., *Cayeuxia* sp. e, nella porzione superiore, *Palaeodasycladus mediterraneus* (PIA), foraminiferi (*Siphovalvulina gibraltarensis*, valvulinidi indet., *Textulariopsis* sp., *Aeolisaccus dunningtoni*), gasteropodi, in genere di piccole dimensioni, briozoi, brachiopodi, lamellibranchi, frammenti di echinodermi (Fig. 28). Fra i lamellibranchi è stata individuata la presenza *Megalodon leonardii* (RUGGIERI).

I depositi della Formazione Inici sono organizzati in cicli peritidali di tipo *shallowing upward*, con litofacies a molluschi che passano verso l'alto a livelli stromatolitici e loferitici, quest'ultimi con evidente *fabric* fenestrata e, a luoghi, a marne verdastre azoiche. Sono comuni orizzonti decimetrici di breccie a clasti piatti e di breccie nere. Nella porzione inferiore, nel settore di Muso di Vitella sono intercalate, calcareniti oolitico-bioclastiche contenenti alghe calcaree ed abbondanti foraminiferi bentonici, indicative di settori marginali della piattaforma carbonatica.

Il limite inferiore è una superficie di paraconcordanza sulla sottostante formazione Cozzo di Lupo. Localmente può risultare disconforme come ad esempio ad est di Cozzo Gelso. Il limite superiore dell'unità è, in genere, brusco e paraconforme. In alcuni settori è chiaramente erosivo ed associato a

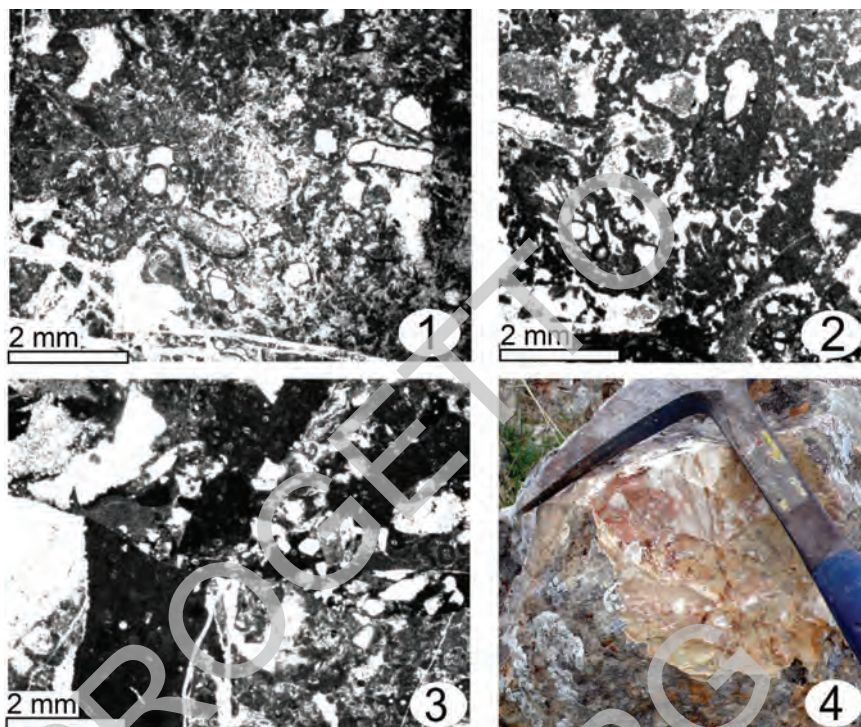


Fig. 28 - 1-2) Microfacies caratteristiche della formazione Inici: 1) packstone-grainstone a *Thaumatoporella parvovesiculifera* (RAINERI) e *valvulinidi*; 2) grainstone a *Paleodasycladus mediterraneus* (PIA). 3-4) Breccie in situ presenti lungo la terminazione orientale dell'unità Pizzo Telegrafo: 3) Matrici delle breccie che mostrano due diverse generazioni di riempimenti, la prima di calcilutiti a radiolari e filaments in facies di Rosso Ammonitico e la seconda di calcilutiti a calcipionelle; 4) Breccie con matrice calcilutitica rossastra nel settore di Monte Gibbinisi.

locali discordanze angolari prodotte da deformazioni tettoniche sinsedimentarie (es. Cava di Contrada Monzealese, a Monte Magaggiaro, immediatamente al di fuori del perimetro del Foglio, DI STEFANO *et alii*, 2002b, Fig. 29). Gli effetti delle deformazioni fragili, contemporanee o, immediatamente precedenti, alla deposizione dei soprastanti terreni giurassici, sono evidenti pressoché in tutto l'areale di affioramento della Formazione Inici a Pizzo Telegrafo. Si osservano infatti filoni sedimentari sia stratali che obliqui e verticali, con spessori che da qualche centimetro possono arrivare ad alcuni metri. Ad essi si associano zone cataclastiche con megaruditi (*sensu* CASTELLARIN, 1980), costituite dagli stessi depositi della Formazione Inici, frammentati e pervasi da matrici calcilutitiche più recenti. Una delle matrici più comuni, sia fra gli elementi delle megaruditi che nei filoni sedimentari è un calcilutite verdastra o grigia, ricca in *filaments* e

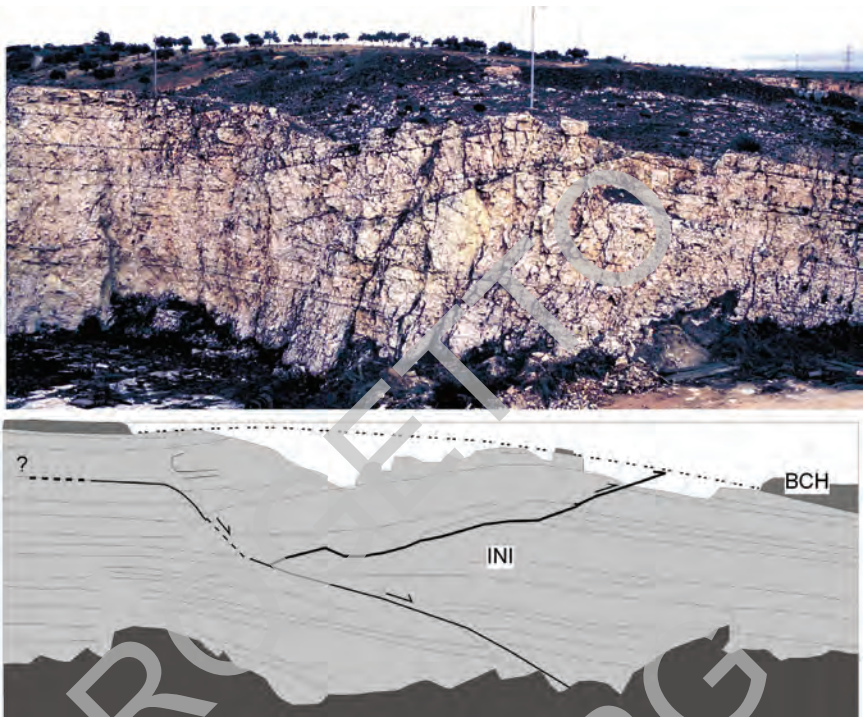


Fig. 29 - Deformazioni sinsedimentarie che interessano la porzione superiore della formazione Inici e predatano la deposizione della formazione Buccheri. Si osserva un thrust associato ad una faglia listrica estensionale. La struttura è presente in una parete di cava in contrada Monzealese, appena fuori dal margine sud occidentale del Foglio (da DI STEFANO et alii, 2002b).

piccole ammoniti, riferibile al Giurassico Medio-Superiore. La presenza in questo tipo di matrice di *Sowerbicerias* sp. (det. C. D'ARPA) in uno dei grandi filoni che attraversano la Fm. Inici di Cava Russo Aiello, in prossimità della terminazione orientale di Pizzo Telegrafo (Fig. 30), è indicativa dell'Oxfordiano. Altri eventi di deformazione fragile sono databili al Titoniano (piccoli filoni di calcilutiti a calpionelle), al Cretacico Superiore (calcilutiti a *Globotruncane*) ed al Miocene (calcarei a *Lepidocycline* della fm. Ragusa osservati a Cava San Giovanni, nei pressi di Sambuca di Sicilia).

Sulla base della presenza di *Siphovalvulina gilbaltarensis* ed *Aeolisaccus dunningtoni* nella parte bassa e di comuni *Paleodasycladus mediterraneus* nella porzione superiore questa unità è riferibile all'Hettangiano - Pliensbachiano inferiore.

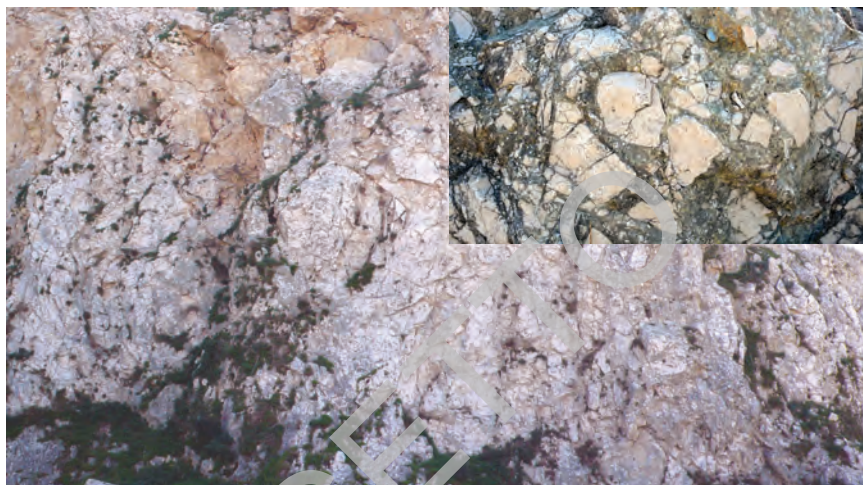


Fig. 30 - *Megaruditi* costituite da clasti di calcari bianchi della Fm. Inici immersi in matrice di calcilutiti verdastre con ammoniti. Cava Russo Aiello, in prossimità della terminazione orientale di Pizzo Telegrafo.

2.3.3. - formazione Buccheri (BCH)

Nell'area di Pizzo Telegrafo i depositi riferibili a questa unità affiorano in modo molto discontinuo, con spessori anormalmente ridotti (anche rispetto alla tipica "condensazione"). Il confronto con le aree adiacenti di Monte Magaggiaro, appena ad ovest del Foglio mostra un progressivo assottigliamento verso est, che raggiunge il massimo nell'area di Muso di Vitella. Poggiano in paraconformità sui terreni sottostanti.

Dal basso verso l'alto si possono differenziare:

- calcareniti a crinoidi, spesso fortemente ricristallizzate, formate quasi interamente da entrochi con un alto grado di selezione granulometrica; esse formano corpi lentiformi molto discontinui che raggiungono, occasionalmente, il paio di metri di spessore e che talora poggiano su di una spessa crosta ferromanganesifera. Questi depositi, riferibili al Pliensbachiano superiore, raggiungono spessori considerevoli in altri settori come ad esempio a Monte Kumeta dove è possibile differenziarli dalla formazione Buccheri e cartografarli (DI STEFANO *et alii* 2002a).
- calcari a *Bositra*, costituiti da calcilutiti e calcisiltiti a *Bositra buchi* (ROEMER), ammoniti, aptici, rare belemniti e brachiopodi; la stratificazione è, in genere, indistinta;
- calcari nodulari e pseudonodulari ad ammoniti, alternati a livelli decimetrici di calcisiltiti, più o meno marnose, ad ammoniti, aptici e brachiopodi,

spesso concentrati in livelli che si associano a *Saccocoma* sp. e spore di *Globochaete* sp.;

- calcari a *Pygope diphya* (COLONNA), costituiti da calcari bianchi, ripartiti in grossi banchi, con abbondante contenuto fossile costituito soprattutto da ammoniti, aptici, belemniti e lamellibranchi.

Lo spessore complessivo di questi depositi, nell'area, è di circa 15-20 m. Nell'area del Vallone San Vincenzo lo spessore raggiunge i 40 metri. L'età è complessivamente riferibile al Pliensbachiano superiore-Titoniano inferiore, anche se i depositi Pliensbachiano-Aaleniani sono rari e spesso ridotti a sottilissimi orizzonti condensati. L'ambiente deposizionale mostra i caratteri della classica *drowning sequence* con le calcareniti ad entrochi che segnano la crisi di produttività neritica della piattaforma Inici e le fasi incipienti di annegamento e le pelagiti ad ammoniti che, occasionalmente vengono preservate in paleodepressioni continuamente modificate dalle deformazioni sinsedimentarie. Il modello di SANTANTONIO (1993) per le zone marginali e di scarpata delle piattaforme carbonatiche pelagiche descrive, a nostro avviso, in modo esaustivo il quadro deposizionale della formazione Buccheri nell'area di Pizzo Telegrafo, costituita da plaghe di depositi pelagici con facies ed età diversa che drappeggiano paleoscarpate attive, soggette a crolli. Spostandosi ad ovest nella Montagna della Tardara, un affioramento che è stato oggetto di numerosi studi paleontologici per le faune ad ammoniti è quello del Carboj, sui fianchi della profonda forra scavata dall'omonimo fiume (nota anche come Stretta Arancio) prima che esso fosse sbarrato dalla diga del lago Arancio. In questa località studiata da GEMMELLARO (1919), RIGO DE RIGHI (1954), BRUNO (1956), WENDT (1964) ha descritto dettagliatamente una sezione di circa 6 metri di spessore che si trova fra i calcari bianchi di piattaforma (Formazione Inici) e la Lattimusa. Un'altra sezione studiata in dettaglio recentemente è quella di Vallone San Vincenzo.

In questa sezione, al di sopra dei calcari a *Bosira* e nodulari che sormontano la Formazione Inici, è presente una facies peculiare del Titoniano, con spessore complessivo di circa 18 m, costituita da una *lumachella* ad ammoniti, con gusci generalmente privi di riempimento, organizzata in banchi clinostratificati (Figg. 31, 32). Nel complesso questi depositi, con geometrie di tipo *mound*, sono interpretati come il risultato di ripetuti eventi deposizionali ad alta energia in zone interne del plateau pelagico (MURARO & SANTANTONIO, 2002).

Intercalati alle pelagiti o, alla loro base, poggianti direttamente sui calcari bianchi della Formazione Inici, si trovano spessi corpi cuneiformi di vulcaniti basiche molto alterate con evidente struttura a *pillow* che si associano ad ialoclastiti (BCH_4). Gli affioramenti più estesi di queste vulcaniti si trovano sul versante orientale di Pizzo Telegrafo, a Muso di Vitella, ove raggiungono uno spessore massimo di circa 60 m. In rari casi è possibile osservare, al di sopra,



Fig. 31 (in alto) - Porzione superiore della successione di calcilutiti giurassiche affioranti presso il Vallone San Vincenzo. Si nota la geometria mound dei calcari ammonitici massivi del Titoniano, che ricoprono i calcari nodulari.



Fig. 32 (a lato) - Particolare della lumachella ad ammoniti che caratterizza i depositi massivi del Titoniano. Campo verticale della foto 20 cm circa.

l'appoggio di sottili lembi di pelagiti con ammoniti del Calloviano-Oxfordiano.

Queste vulcaniti sono correlabili con quelle presenti nelle coeve successioni sicane e di Monte Genuardo e più in generale con il diffuso magmatismo medio-giurassico della Sicilia, associato alle deformazioni tensili della Tetide (LUCIDO *et alii*, 1978; PATACCA *et alii*, 1979; CATALANO *et alii*, 1984).

2.3.4. - Lattimusa (LTM)

Calcilutiti bianche, a frattura concoide, in strati pian paralleli di circa 10-20 cm di spessore, con abbondanti liste e noduli di selce. Sottili intercalazioni di marne grigio-verdastre. Le microfacies sono monotoni *mudstone* e *wackestone* con nannofossili calcarei, radiolari, spicole di spugna, *Globochaete* sp. e calpionelle (*Tintinnopsella carpathica* (MURGEANU & FILIPESCU), *Calpionella alpina* (LORENZ), *Calpionella elliptica* CADISH) oltre a belemniti ed ostracodi. Anche la Lattimusa, nell'area di Pizzo Telegrafo, forma piccoli affioramenti

discontinui, che possono trovarsi in continuità sulla sottostante formazione Buccheri, o discordanti sia su quest'unità o sulla Formazione Inici. Nell'area di Monte Gargalupo la Lattimusa si riduce a sottilissimi livelli non cartografabili. Le articolate relazioni stratigrafiche denotano, come per la formazione Buccheri, una decantazione di melme carbonatiche in aree di scarpata, dove, l'intensa attività tettonica sindeposizionale ha impedito lo sviluppo di successioni continue. Questo scenario deposizionale è supportato dalla presenza, in una delle generazioni di riempimenti dei filoni polifasati presenti nella sottostante Formazione Inici, delle calcilutiti a calpionelle. Maggiori spessori, ma che non superano i 30 m si riscontrano nel settore occidentale del foglio, nell'area del Carboj (Stretta Arancio) e nel Vallone San Vincenzo. Una sezione piuttosto completa è stata studiata recentemente nell'area di Contrada Diesi al di fuori del margine sud-occidentale del Foglio (Contrada Diesi, MARINO *et alii*, 2004) ed ha permesso di attribuire l'unità al Titoniano superiore - Valanginiano.

2.3.5. - *formazione Hybla (HYB)*

Un modesto lembo di marne verdastre e calcilutiti, riferibili a questa formazione, affiora lungo il versante occidentale di Cozzo Docchiara, a NE di Pizzo Telegrafo. Questi depositi, intensamente deformati, contengono associazioni a radiolari e nanoplankton calcareo indicative del Cretacico Inferiore. Lo spessore non supera la decina di metri. L'ambiente è emipelagico. Il limite inferiore non è osservabile. Verso l'alto sono ricoperte in discordanza da AMM e TRB.

2.3.6. - *formazione Amerillo (AMM)*

Questa unità affiora estesamente nell'area di Pizzo Telegrafo, formando una fascia pressochè continua lungo il versante settentrionale dalla forra del Fiume Carboj verso Casa Planeta, Cozzo del Serro, la Montagnola. Altri affioramenti si trovano lungo il versante orientale nei pressi di Case Cagnamastra. L'unità è prevalentemente costituita da calcilutiti bianche con liste e noduli di selce in strati da 5 a 30 cm, alternate a calcilutiti marnose e marne. Contiene abbondanti foraminiferi planctonici delle biozone a *Morozovella subbotinae*, *M. lehneri*, *Orbulinoides beckmanni* (SAITO) che supportano un'età eocenica della formazione in quest'area (CAMPISI, 1968; VITALE, 1990). Essi si associano a radiolari e spicole di spugna. Non sono quindi rappresentati i termini del Cretacico superiore-Paleogene. Ciò è evidenziato dall'appoggio, in discordanza, delle calcilutiti della formazione Amerillo sia sulle pelagiti giurassiche che sui terreni della Formazione Inici.

Sono presenti, inoltre, intercalazioni di megabrecce con clasti eterometrici di

piattaforma carbonatica triassico-giurassica (**AMM_a**). La scarsa matrice presente nei campioni prelevati non ha fornito valide indicazioni biostratigrafiche.

VITALE (1990) ha inquadrato il fenomeno delle megabrecce nella fase di inversione tettonica tardo-cretacica che ha portato all'individuazione di alti strutturali nell'area centro mediterranea. L'area di Pizzo Telegrafo ha certamente rappresentato uno degli alti strutturali dai quali, per ripetuti fenomeni di collasso da scarpate instabili, si sono generate le megabrecce. Molte delle geometrie osservate (*onlap* delle calcilutiti della formazione Amerillo su troncature che interessano principalmente la Formazione Inici e la formazione Buccheri), precedentemente attribuite a troncature erosive subaeree, possono essere ricondotte a collassi sindeposizionali lungo scarpate che hanno generato *stepped unconformities*. Lungo queste superfici non si osservano infatti, anche a scala microscopica, tracce di carsismo o di paleosuoli. Le troncature rappresentano quindi nicchie di distacco sottomarine che sono state colmate, subito dopo la loro individuazione, dalla decantazione del sedimento pelagico. Il limite inferiore di questi depositi è rappresentato da un contatto discordante sui terreni sottostanti. Gli spessori non superano gli 80-100 m. L'età, basata sulle associazioni a foraminiferi planctonici nelle calcilutiti è Eocene, mentre non si esclude il Cretacico Superiore per le megabrecce.

2.3.7. - formazione Ragusa (**RAG**)

I terreni dell'intervallo Oligocene-Miocene inferiore della successione Saccense sono stati descritti da RIGO DE RIGHI (1954), RUGGIERI (1959), MONTANARI (1961), SCHMIDT DI FRIEDBERG, (1964-65), CAMPISI (1968), MASCLE (1974a). Per questi terreni, indicati come calcari a *Cancellophycus* (MASCLE, 1979), non è stato proposto alcun nome formazionale. VITALE (1990) ha fornito dettagliate descrizioni della distribuzione e dei rapporti stratigrafici di questi terreni nell'area di Sciacca ed ha notato analogie della porzione oligocenica della successione con il membro Leonardo della formazione Ragusa (RIGO & BARBIERI, 1959). In accordo con l'autore, attribuiamo i depositi oligocenici al membro Leonardo della formazione Ragusa. Inoltre attribuiamo le soprastanti calcareniti a *Lepidocycline*, ampiamente affioranti nell'area di Pizzo Telegrafo al membro Irminio della stessa formazione (in accordo con MASCLE, 1979, p. 292).

2.3.7.1. - formazione Ragusa - membro Leonardo (**RAG₁**)

Calcari marnosi biancastri, in banchi di spessore metrico (da 0,5 a 2 m) che si alternano a marne bianche, a luoghi grigiastre. Presenza di intercalazioni di

biocalcareni nummulitiche e biocalciruditi risedimentate. Nell'area di Monte Magaggiaro nei livelli più alti sono presenti abbondanti ichnofossili (*Zoophycos* sp.).

La successione, potente fino a 60 m, si appoggia in leggera discordanza angolare sui termini eocenici della formazione Amerillo. Questi depositi affiorano limitatamente nel settore sud-occidentale del Foglio, presso l'incisione del Carboj e le propaggini di Monte Magaggiaro (Vallone San Vincenzo). L'ambiente deposizionale è emipelagico, con occasionali apporti detritico-bioclastici da aree neritiche contigue. Ad esempio nell'area del Monte San Calogero presso Sciacca sono presenti coeve biocostruzioni a coralli segnalate da MONTANARI (1961). Contengono abbondanti foraminiferi planctonici (*Globigerina venezuelana* (HEDBERG), *G. ciperoensis* (BOLLI), *G. ciperoensis angulisuturalis* (BOLLI), *Globorotalia opima* (BOLLI), *G. opima nana* (BOLLI), che consentono di attribuirli all'Oligocene medio - superiore. Rispetto all'area tipo della formazione Ragusa manca, in questo settore la porzione dell'Oligocene inferiore. Il limite inferiore è una superficie di debole discordanza sui terreni sottostanti.

2.3.7.2. - formazione Ragusa - membro Irminio (**RAG₂**)

Calcareni di colore variabile dal bianco al giallastro fino al grigiastro, con frattura irregolare. Si presentano in affioramento ripartiti in spessi banchi, da 0,5 a 1 m, con laminazioni decimetriche e centimetriche. Sono presenti abbondanti macroforaminiferi bentonici quali lepidocycline, heterostegine, amphistegine, operculine, rare miogypsine indicative del Miocene inferiore. Essi si associano a melobesie (*Archaeolithotamnium* sp., *Lithotamnium* sp., *Lithophillum* sp., *Mesophillum* sp.), molluschi fra i quali pectinidi, articoli e piastrene di crinoidi, echinidi e balani. Affiorano estesamente ai margini della forra del Carboj, per estendersi, ad est, verso Cozzo Maracoli. Altri affioramenti significativi sono nei dintorni di Cozzo Gibbinisi. Rappresentano tipici depositi di piattaforme carbonatiche temperate, impostatesi sugli alti strutturali del dominio Saccense. Questi depositi poggiano in discordanza sia sui terreni eo-oligocenici che sul substrato mesozoico. Lo spessore nell'area è di 20 - 50 m. L'età, basata sulla presenza di *Miogypsina* sp. è Miocene inferiore.

2.3.8. - calcareniti di Corleone (**CCR**)

Biocalcareni ed arenarie quarzoso - glauconitiche con tenori, crescenti verso l'alto, di bioclasti carbonatici. Presenza di sottili intercalazioni di marne e marne sabbiose bruno - verdastre contenenti nannofossili calcarei e foraminiferi planctonici (biozone a *Globigerinoides trilobus* e a *Praeorbulina*

glomerosa s.l.) indicativi del Burdigaliano superiore - Langhiano inferiore. Lo spessore complessivo non supera i 30 m. Anche questi depositi poggiano in discordanza sul substrato mesozoico-terziario profondamente eroso. Rappresentano depositi di ambiente deltizio. Affiorano fra Monte Gargalupo e Monte Gibbinisi e lungo le pendici orientali di Pizzo Telegrafo.

2.3.9. - *marne di San Cipirello* (CIP)

Lembi isolati di questa unità affiorano limitatamente lungo il versante settentrionale di Pizzo Telegrafo, nei pressi di Cozzo San Biagio, in prossimità della sommità del rilievo e ad ovest di Monte Arancio. Si tratta di marne grigio-brune, leggermente sabbiose con foraminiferi planctonici e nannofossili calcarei. Esse poggiano in discordanza sia sui depositi del Miocene inferiore che, direttamente, sul substrato mesozoico. Come per le altre formazioni terziarie anche in questo caso lo spessore di questa unità si riduce ad una trentina di metri. L'ambiente deposizionale è di piattaforma aperta. L'età, in base alle scarse associazioni a plancton calcareo, è attribuibile al Tortoniano inferiore (biozona a *Paragloborotalia siakensis*).

3. - DEPOSITI SIN-TARDOROGENI

3.1. - DEPOSITI MIOCENICI

3.1.1. - *formazione Terravecchia* (TRV)

Questa unità, istituita da SCHMIDT DI FRIEDBERG (1964-65), occupa una parte rilevante del settore centro-settentrionale del Foglio "S. Margherita di Belice". Viene descritta sulla base della suddivisione in membri adottata nel contiguo Foglio Corleone. Dal basso si osservano ortoconglomerati poligenici, passanti, in genere verso l'alto a paraconglomerati, con elementi arrotondati immersi in matrice sabbioso-argillosa di colore bruno-giallastro (membro conglomeratico, TRV₁). Questi depositi sono indicativi di un ambiente di piana alluvionale e raggiungono spessori di circa 50 m nell'area di Cozzo Bidocco, a nord di Campofiorito. Verso l'alto passano a sabbie quarzose, in genere bruno-giallastre, in alcuni casi rossastre, con tenori variabili in granuli litici, da incoerenti a debolmente cementate, cui si intercalano livelli pelitici e, in rari casi, banchi di spessore metrico di arenarie con simile composizione. In alcuni casi questi depositi mostrano una laminazione obliqua a basso angolo. Possono associarsi anche sottili lenti di conglomerati, con ciottoli appiattiti embriciati (membro sabbioso, TRV₂). Estesi affioramenti

di sabbie riconducibili a questo membro affiorano ad est di Contessa Entellina, alla base del versante settentrionale di Monte Genuardo. L'ambiente deposizionale è deltizio-marino prossimale. I depositi del membro sabbioso, il cui spessore massimo è di circa 150-200 m passano, lateralmente e verso l'alto, a marne e marne argillose con tenori variabili di sabbie prevalentemente quarzose (membro pelitico, TRV₃) il cui spessore massimo è valutabile in circa 450 m. Questi depositi sono tipici di ambienti di piattaforma aperta. Contengono foraminiferi planctonici delle biozone a *Globigerinoides obliquus extremus*, *Globorotalia suterae*, *Globorotalia conomiozea* e, verso l'alto, passano a marne sabbiose brune a *Turborotalita multiloba* (ROMEO) ed altri foraminiferi (*Neogloboquadrina acostaensis* dx (BLOW), *Bulimina echinata* D'ORBIGNY). L'età è Tortoniano superiore-Messiniano inferiore.

3.1.2. - formazione *Baucina* (BAU)

Di questa formazione, istituita da ARUTA & BUCCHERI (1971), affiorano soltanto esigui spessori in prossimità di Monte Giammaria, costituiti da calcareniti bioclastiche con stratificazione poco definita, di colore bianco giallastro, ricche di gusci di lamellibranchi e di piastre di echinodermi. Ricoprono il membro pelitico della formazione Terravecchia ma non si può escludere che essi possano trovarsi in rapporti di eteropia con quest'ultimo. Rappresentano zone di pendio deposizionale alimentate dallo smantellamento delle scogliere messiniane a *Porites* sp. che, tuttavia, non sono presenti nell'area del Foglio. Raggiungono uno spessore massimo di 5 m. L'ambiente deposizionale è, probabilmente, un pendio deposizionale alimentato da materiale bioclastico prodotto in zone neritiche di scogliera. La posizione stratigrafica di questi depositi, fra il membro pelitico della formazione Terravecchia e le evaporiti, consente di attribuire a questi depositi un'età Messiniano inferiore.

3.1.3. - *Depositi evaporitici l.s.*

La successione evaporitica occupa la porzione centro-settentrionale del Foglio "S. Margherita di Belice". I caratteri stratigrafici di questa successione la differenziano sia dalle successioni dei bacini marginali che da quelle della zona di Caltanissetta-Agrigento (OGNIBEN, 1957; DECIMA & WEZEL, 1971; RUGGIERI & SPROVIERI, 1976; CATALANO *et alii*, 1976). BOMMARITO & CATALANO (1973) hanno notato analogie fra le gessareniti di Gibellina e quelle presenti alla base della successione di Ciminna. I gessi di Gibellina sono stati oggetto di descrizioni da parte di BOMMARITO (1984), RUGGIERI & TORRE (1974) e VITALE (1990). Più recentemente ROVERI *et alii* (2006) hanno presentato una sezione schematica che raffigura le

evaporiti del Belice come un complesso caotico, costituito da una matrice argillosa contenente banchi di seleniti, calcari a *Porites* e breccie gessose, originato da fenomeni gravitativi intramessiniani controllati da movimenti compressivi che interessavano il substrato in via di contrazione. Le nostre osservazioni e i dati biostratigrafici raccolti, pur non escludendo la presenza di locali fenomeni di frane sinsedimentarie legate a deformazioni compressive (oltre a *thrust* evidenti che coinvolgono le stesse evaporiti), propendono tuttavia per un assetto stratigrafico piuttosto regolare della successione.

3.1.3.1. - formazione Ciminna (CII)

Nell'area del Foglio in questa formazione sono riconoscibili due membri. Quello inferiore (membro gessoso, CII₁) è costituito da marne tripolacee biancastre passanti a gessareniti laminate, con occasionali intercalazioni di gessoruditi e breccie con litoclasti di carbonati mesozoici (torbiditi gessose) con lenti di gessi selentici secondari e gessi alabastrini. Verso l'alto livelli di carbonati travertinosi, vucolari. Spessore fino a 60 m.

Gli affioramenti principali di questo membro sono nell'area di Monte Carrubba, nel settore centro settentrionale del Foglio (Fig. 33). A Case Carruba i depositi ascrivibili a questo membro mostrano, al di sopra dei depositi della formazione Terravecchia, circa 3 m di marne tripolacee, organizzate in ritmi di marne bruno rosse, che si alternano a marne bianche laminate con *Turborotalita multiloba*, cui segue un banco di circa 25 m di spessore costituito da gessareniti e gessopeliti laminate che passano lateralmente a lenti di gesso alabastrino, spesso con struttura *chicken-wire*, e gessi selentici secondari. In alcuni casi sono presenti intercalazioni di marne nere che suggeriscono episodiche condizioni anossiche nel bacino. Nella porzione sommitale del membro si osservano ancora marne biancastre sormontate da un banco di calcari travertinosi vucolari, con spessore complessivo di circa 2 m, con cavità colmate da seleniti secondarie cui seguono ancora marne laminate. Questi depositi sono ben esposti nel settore di Costiere. Nella porzione inferiore del banco di gessareniti sono presenti, a luoghi, clasti di carbonati mesozoici (segnalati anche nell'area di Gibellina da BERTINI & BOSI, 1973). La successione è molto regolare e si estende per diversi chilometri da Cozzo Le Grottazze a Monte Carrubba Nuova. Lungo la successione si osservano strutture deformative compressive descritte da VITALE (1990).

Questi depositi, sia nella zona di Monte San Vito, che in quella, più estesa, di Monte Carrubba sono ricoperti da spessori variabili (da 0 a 50 m) di marne e marne sabbiose brune con microfaune marine a foraminiferi (*Turborotalita multiloba*, *Bulimina echinata* D'ORBIGNY, *Neogloboquadrina acostaensis* dx). Questi depositi vengono qui differenziati ed accorpati nel membro pelitico dei gessi di Ciminna (CII₂).

La presenza di marne e marne sabbiose a *Turborotalita multiloba* sia al letto che al tetto consente di attribuire questi depositi al Messiniano.



Fig. 33 - Marne tripolacee biancastre presenti alla base del membro gessoso della formazione Ciminna affioranti in località Costiere. Questi depositi passano verso l'alto a gessareniti e, nell'area di Monte Carruba, sono scollati dalla sottostante formazione Terravecchia e deformati con geometrie duplex.

3.1.4. - Gruppo Gessoso-Solfifera (GS)

Questo gruppo è riportato tra le unità tradizionali formalizzate nel Quaderno 7, Fasc. 7 del Servizio Geologico d'Italia (ROVERI & MANZI, 2007). Di questo Gruppo, nell'area del Foglio affiorano i seguenti termini:

3.1.4.1. - formazione di Cattolica (GTL) - membro selenitico (GTL₂)

Gessi selenitici stratificati in grossi banchi di 1 - 3 m di spessore separati da sottili partimenti argillosi. In alcuni casi sono alternati a gessi microcristallini laminati (gessi balatini) (GTL_{2a}). I cristalli di selenite, pur trasparenti, hanno colore giallastro. Sono regolarmente geminati e formano palizzate. La loro altezza è in genere di 10-20 cm. Includono feltri algali-batterici che marciano stadi di accrescimento dei cristalli.

I banchi gessosi poggiano su brusche superfici erosive impostate sulle peliti

della formazione Terravecchia, in probabile discordanza angolare (difficile da accertare per l'assenza di stratificazione osservabile nelle peliti). Affiorano lungo la dorsale che dal vecchio centro di Poggioreale si sviluppa verso SE dove è incisa dal Fiume Belice Destro (Fig. 34). La dorsale continua fino a Pizzo di Gallo e Monte Carruba Vecchia. Fra queste due località un'altra profonda incisione trasversale è prodotta dal Fiume Belice Sinistro. Procedendo verso est un altro affioramento di grande rilevanza paesaggistica, oltre che geologica, è quello di Rocca d'Entella (Fig. 35). Ancora più ad est formano la sinclinale del Realbate e si estendono, a SE a Monte Giammaria. In località Grotta Nera i banchi di gesso selenitico passano lateralmente a gessi alabastrini (GTL_{2b}) derivanti dalla trasformazione diagenetica dei banchi selenitici. I gessi alabastrini di Grotta Nera sono ricchi in strutture carsiche (particolarmente evidenti i *karren* e le cavità carsiche che sono state successivamente antropizzate). Lungo i banchi di gesso alabastrino si osservano plaghe relitte di seleniti.

Lo spessore totale dei gessi di Cattolica in quest'area oscilla fra i 30 ed i 100 m. L'età è Messiniano.



Fig. 34 - La dorsale gessosa nei pressi di Poggioreale, tagliata in basso dal Fiume Belice Destro. Questa struttura si estende nel contiguo Foglio "Castelvetrano" e rappresenta il fianco meridionale verticalizzato e, in alcuni settori rovesciato, di una anticlinale di rampa che coinvolge anche i Trubi, al cui nucleo è presente la formazione Terravecchia. La struttura è sigillata dalle argille e calcareniti della formazione marnoso arenacea del Belice, anch'essi, a loro volta, deformati.



Fig. 35 - Panoramica del contatto fra le peliti della formazione Terravecchia ed i gessi di Rocca d'Entella. Sullo sfondo il Lago Garcia.

3.1.4.2. - formazione di Pasquasia (**GPQ**) - membro dei calcari a Congerie (**GPQ₃**)

Calcarei marnosi bianchi, a volte dolomitizzati, con ostracodi e gasteropodi di piccole dimensioni (Rissoidi). Assenza di foraminiferi e nanfossili calcarei. Localmente contengono intercalazioni di calciruditi grossolane, con clasti angolosi costituiti da marne calcaree gessose laminate. Poggiano in discordanza sul membro selenitico della formazione di Cattolica. Ove osservabile la superficie di contatto è piuttosto irregolare. Al tetto questi depositi sono ricoperti in discordanza dai Trubi. Gli affioramenti principali di questi calcari sono a Case Grandi di Giammaria ed alla sommità di Rocca d'Entella. Inoltre in alcuni casi (settore di Monte Carrubba) poggiano, in assenza dei gessi selenitici, direttamente sulle marne a *Turborotalita multiloba* che ricoprono i gessi appartenenti alla formazione di Ciminna. Escludiamo quindi, anche per il loro contenuto paleontologico, che questi carbonati possano essere lembi caotici di calcari a *Porites*, come sostenuto da ROVERI *et alii* (2006). L'ambiente deposizionale ipotizzabile per questi carbonati è quello di lagune costiere con acque schizoaline che hanno favorito lo sviluppo di faune oligotipiche. L'attribuzione di questi depositi ai Calcari a Congerie è basata sulle caratteristiche litologiche, il contenuto fossilifero e la posizione stratigrafica. Lo spessore massimo è di circa 25 m. Anche l'età è attribuita, per posizione stratigrafica, al Messiniano.

3.2. - DEPOSITI PLIOCENICI

3.2.1. - Trubi (**TRB**)

In letteratura sono stati indicati con termini cronostratigrafici (Pliocene, Zancleano) e, più raramente, litostratigrafici "tufi a Palombini" (MOTTURA, 1871) o formazione Palma (OGNIBEN, 1957) o membro Trubi della formazione Ribera (MARCHETTI, 1960; SCHMIDT DI FRIEDBERG, 1962; 1964-65).

Questa unità, riportata tra le unità tradizionali formalizzate nel Quaderno 7, Fasc. 7 del Servizio Geologico d'Italia - unità tradizionali (DELFRATI, 2007), è una delle formazioni più rappresentate nell'area del Foglio. I litotipi dominanti sono costituiti da ritmi di calcari marnosi e marne bianche a globigerine, in strati pian paralleli spessi da 30 cm ad oltre 1 m. Poggiano in discordanza angolare su molte delle formazioni pertinenti alle tre successioni precedentemente descritte. La loro base segna il ritorno di condizioni francamente marine nel Bacino del Mediterraneo dopo la crisi di salinità messiniana. L'ambiente deposizionale è pelagico. Spesso poggiano in *onlap* sull'articolata paleotopografia del Messiniano, ad esempio lungo i fronti attivi dei *thrust* in via di contrazione risultando, in

alcuni casi, coinvolti nelle deformazioni compressive (v. tettonica). L'attività tettonica sindeposizionale è evidenziata dalla presenza di numerosi *slumpings* e nicchie di distacco lungo la successione. La presenza di nicchie di distacco, con geometrie raramente osservabili direttamente sul terreno, è evidenziata dalle analisi biostratigrafiche che mostrano spesso l'assenza di una o più biozone alla base o lungo la successione.

Localmente sono presenti corpi di megabrecce con litoclasti di età triassico-miocenica, derivanti da fenomeni di crollo dai fianchi di scarpate a controllo tettonico (VITALE, 1990). Alcuni livelli, con marcata gradazione inversa ed abbondante matrice di Trubi indicano che, in alcuni casi, le breccie di *talus* sono state trasportate lungo pendii da *debris flow*. Le geometrie di questi corpi clastici sono riconducibili a conoidi o canali sottomarini (**TRB_a**). Questi depositi, che possono raggiungere uno spessore di 50 m, sono particolarmente abbondanti nell'area meridionale del Foglio, alla base e lungo i fianchi della struttura di Pizzo Telegrafo, a Muso di Vitella, e nell'area di Burgio.

Le abbondanti microfaune a foraminiferi planctonici consentono di attribuire la successione dei Trubi alle biozone MPI 1 - MPI 4b, indicative dello Zancleano - Piacenziano inferiore. Tale distribuzione è confermata anche dai nanofossili calcarei (dalla zona MNN12 alla zona MNN16a p.p.). Il loro spessore è di circa 40-50 m e può raggiungere il centinaio di metri quando sono presenti le megabrecce intercalate. L'ambiente deposizionale è pelagico, con occasionali apporti detritici da adiacenti scarpate.

3.2.2. - formazione marnoso-arenacea del Belice (**BLC**)

Questa unità è stata descritta da RUGGIERI & TORRE (1974) sulla base della sezione che da Case Tamburelli si sviluppa verso il nuovo centro di Poggioreale. Occupa una rilevante porzione del Foglio. Nel settore occidentale si estende dagli abitati di Poggioreale e Salaparuta verso sud, fino alla dorsale di Pizzo Telegrafo. Occupa la Valle del Torrente Rincione, fra Monte Genuardo e Pizzo Telegrafo, e si estende nella Valle del Landro e del Verdura nel territorio di Burgio. Un altro esteso affioramento è quello della Valle del Realbate, a nord est.

E' costituita prevalentemente da argille ed argille marnose grigio azzurre contenenti tenori variabili di sabbie prevalentemente quarzose, con nanofossili calcarei pertinenti alle biozone da MNN 16a p.p. ad MNN 19a e foraminiferi planctonici indicativi delle biozone da MPL 4b ad MPL 6. L'età è quindi complessivamente riferibile al Pliocene medio e superiore (Piacenziano-Gelasiano). Nella porzione inferiore sono presenti spesse intercalazioni di arenarie ibride torbiditiche (**BLC_a**). Questi depositi affiorano estesamente in

Contrada Cautali Grande, fra i due rami del Fiume Belice. Una buona sezione è esposta circa 500 m a ONO di Casa Trapani, alla base della parete che limita la sponda sinistra del Fiume Belice. In questa località sono presenti alternanze di arenarie in strati pian paralleli di 30-50 cm, con sottili intercalazioni di peliti grigio-bluastré. Le arenarie presentano gradazione normale, alla base, seguita da laminazione pian parallela e, raramente, incrociata verso l'alto. In alcuni casi gli strati sono smistati in una porzione inferiore prevalentemente quarzosa ed una superiore carbonatica. Alla base degli strati sono presenti abbondantissime controimpronte di piste fossili, in rari casi associate a *tool e flute casts*. Quest'ultimi indicano una direzione di trasporto verso sud-ovest. Il cemento delle arenarie è prevalentemente siliceo ed origina dei noduli a forma di "focaccia" che si trovano frequentemente isolati (RUGGIERI & TORRE, 1974). Verso l'alto nella stessa sezione aumenta progressivamente la componente carbonatico-litica e lo spessore delle intercalazioni pelitiche. La geometria complessiva di questa associazione di facies, di ambiente torbiditico, è quella di una conoide alimentata da quadranti nord-orientali, deposta alla base di una scarpata sottomarina. Lo spessore massimo è stimabile in circa 200 m con assottigliamento verso sud-ovest, fino a interdigitarsi con le peliti.

Nella porzione medio-superiore della formazione sono presenti intercalazioni di biocalcareniti e biocalciruditi a molluschi (**BLC_b**), organizzate in banchi spessi da 0.5 a circa 2 m, spesso gradati, contenenti abbondanti gusci di bivalvi disarticolati (pettinidi, ostreidi, etc.) che mostrano, in alcuni casi, una evidente isorientazione. Alla base dei banchi calcarenitici si osservano nel settore del Fiume Belice litosomi, lenticolari in sezione, di paraconglomerati a matrice arenitica, con clasti pelitici derivanti dalla stessa unità che si associano a calcari marnosi bianchi provenienti dai Trubi. Questi corpi lenticolari sono allungati in direzione SSE e sono riconducibili a frane sottomarine. Nel settore del Belice la geometria complessiva delle calcareniti è cuneiforme, con evidente assottigliamento verso sud. Oltre che nella Valle del Belice questi depositi calcarenitici si estendono anche nella valle del Torrente Realbate fino al settore di Ponte Alvano.

A sud, nell'area di Portella Misilbesi è presente una peculiare associazione di facies facilmente distinguibile da quelle precedentemente descritte.

È costituita da biocalcareniti ad *Amphistegina* (**BLC_a**) di colore da giallastro a bianco-avorio, stratificate in spessi banchi (1-2 m), spesso amalgamati, con prevalente clinostratificazione obliquo-tangenziale. Lungo la successione si alternano livelli detritici a livelli calcareo-organogeni, nei quali il trasporto è limitato o assente (VITALE, 1990). Contengono intercalazioni di peliti marnose laminate. Il contenuto fossilifero è costituito da rodoliti, foraminiferi bentonici e rari planctonici, coralli, molluschi, echinodermi, briozoi, balanidi, serpulidi. Lo spessore non supera i 50 m. Questa unità affiora nell'area di Portella Misilbesi,

ove è stata oggetto di una intensa attività estrattiva. Poggia in discordanza angolare direttamente sul substrato meso-cenozoico deformato. In particolare locali rapporti di *onlap* sul substrato mesozoico fagliato sono stati descritti da VITALE (1990) lungo l'incisione del Fiume Carboj. L'autore ha anche evidenziato la presenza di troncature erosive intraformazionali.

Complessivamente le associazioni di facies sono indicative di depositi di piattaforma carbonatica temperata prodotti in alti strutturali che costituivano il fianco esterno del bacino pliocenico del Belice. Essi, lateralmente, passavano ai termini pelitici della BLC. Superiormente questi terreni sono troncati da superfici di abrasione e sono ricoperti, in debole discordanza angolare, dai depositi della formazione Agrigento o dal sintema di Marsala.

Questi terreni sono stati descritti informalmente come MAB 4 (VITALE, 1990) o calcareniti ad *Amphistegina* (DI STEFANO & VITALE, 1993).

Nel settore del Belice, la porzione superiore della successione pliocenica è caratterizzata prevalentemente da argille marnose e marne azzurrognole, nelle quali si intercalano in modo sporadico lenti di sabbie giallo-rossastre e di calcareniti. RUGGIERI & TORRE (1974) hanno indicato questi depositi come "argille azzurre", non ritenendo di accorparli nella formazione marnoso arenacea del Belice. Gli stessi livelli sono stati descritti da VITALE (1997a) come "Senore *marls*". Nei campioni dell'area rilevata sono presenti ricche associazioni di nannofossili calcarei (biozone MNN 18, MNN 19a) e di foraminiferi planctonici (biozone MPL 5b, MPL 6), indicative del Gelasiano.

Considerando tuttavia i caratteri complessivi dei depositi del Piacenziano e Gelasiano nell'intero Foglio, riteniamo necessario accorpare anche questi depositi nella formazione marnoso arenacea del Belice che viene, quindi, emendata rispetto alla descrizione originale. Nei quadranti meridionali (es. la valle del Torrente Rincione e la Valle del Landro), che rappresentavano settori distali del bacino sintettonico, la successione della BLC è costituita soltanto da peliti interposte fra i sottostanti Trubi e le soprastanti calcareniti pleistoceniche. In questi settori la separazione fra peliti pertinenti alla BLC (*sensu* RUGGIERI & TORRE, 1974) e "argille azzurre" dovrebbe essere basata soltanto su criteri biostratigrafici.

I nannofossili calcarei ed i foraminiferi planctonici supportano complessivamente un'età Piacenziano *p.p.* - Gelasiano per l'unità così definita. RUGGIERI & UNTI (1979), attribuiscono alla base del Santerniano gli orizzonti pelitici sommitali nell'area di S. Margherita di Belice. Le analisi biostratigrafiche effettuate per la realizzazione del Foglio non hanno confermato questo dato, ma è da precisare che gli ultimi metri della successione, al di sotto delle soprastanti calcareniti, sono difficilmente campionabili per la presenza di estese coperture detritiche e frane. I pochi campioni prelevati non hanno fornito dati risolutivi (presenza di *Gephyrocapsa* spp. 4-5,5 mm).

I depositi pliocenici della Media Valle del Belice sono stati oggetto di studi di grande dettaglio da parte di VITALE (1990). L'autore ha differenziato alcune subunità (MAB) utilizzando sia criteri litologici che fisico-stratigrafici (superfici di discontinuità o continuità), sviluppando inoltre la loro interpretazione stratigrafico sequenziale (VITALE, 1997b; CATALANO *et alii* 1998). Questi depositi hanno rappresentato il riempimento di un bacino sintettonico in progressiva contrazione a causa della progressione, verso sud delle unità tettoniche presenti nel substrato (DI STEFANO & VITALE, 1994).

Verso sud (es. settore di Ribera nel Foglio Sciacca), i depositi della marnoso arenacea del Belice passano, lateralmente, ai coevi depositi della formazione Monte Narbone caratterizzati da argille marnose e marne grigio bluastre con intercalazioni di livelli sapropelitici. Il limite inferiore, nelle zone distali del bacino è graduale o, localmente, paraconforme sui Trubi. Lungo il margine settentrionale del bacino è discordante (es. Pizzo di Gallo, Fig. 36) così come in discordanza sono le calcareniti ad *Amphistegina* sul substrato mesozoico, a sud.



Fig. 36 - Appoggio in onlap delle peliti sabbiose della formazione marnoso arenacea del Belice sui Trubi, nei pressi di Pizzo di Gallo. Questo rapporto, descritto da VITALE (1990), è indicativo delle deformazioni compressive che hanno coinvolto i Trubi durante lo Zancleano superiore - Piacenziano inferiore. Lungo la superficie di contatto, più a sud, si osservano nicchie di distacco e grandi olistoliti di trubi imballati nelle peliti della BLC.

4. - DEPOSITI QUATERNARI

4.1. - DEPOSITI QUATERNARI MARINI

4.1.1. - *formazione Agrigento (AGG)*

Questa unità è stata definita nel Foglio Agrigento (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1972) per indicare i depositi calcarenitici che sormontano le argille della formazione Monte Narbone, nella spettacolare sezione della Valle dei Templi. Precedentemente la formazione Agrigento costituiva un membro della formazione Ribera, suddivisa in membro Arenazzolo, membro Trubi, membro Narbone e membro Agrigento (SCHIMDT DI FRIEDBERG, 1962, 1964-65).

L'affioramento più esteso di depositi attribuiti a questa unità nell'area del Foglio 619 è quello del pianoro di S. Margherita di Belice e Montevago. Lungo i margini del pianoro si osservano diverse sezioni dei banchi calcarenitici il cui contenuto fossilifero è stato descritto da TREVISAN & DI NAPOLI (1937) e da RUGGIERI & UNTI (1979). Sono costituiti da calcareniti gialle, in alcuni casi rossastre, con grandi pectinidi che si associano ad altri lamellibranchi, gasteropodi, rodoliti, echinodermi, briozoi. Sono organizzati in spessi banchi, frequentemente amalgamati. Presentano un contenuto variabile di quarzo, che aumenta verso i quadranti settentrionali. Alcuni banchi sono clinostratificati, con *foreset* progradanti verso ovest.

L'appoggio sui depositi sottostanti è di difficile osservazione poiché coperto da coltri detritiche e frane ma è da ritenersi graduale sulle peliti della formazione marnoso arenacea del Belice. Al tetto, in quest'area, è presente una troncatura erosiva cui si associano depositi di *glacis*, attribuiti al Pleistocene medio (RUGGIERI & UNTI, 1979, v. cap VI). Lateralmente i corpi calcarenitici passano ad argille più o meno sabbiose con nanfossili della biozona MNN19c (AGG_a), affioranti nella Valle del Carboj. In argille sabbiose presenti alla base di questi depositi viene segnalata da RUGGIERI & UNTI (1979) la presenza di *Arctica islandica* (LINNEO).

Altri affioramenti riconducibili alla formazione Agrigento sono a Sambuca di Sicilia (anche in questo caso il piastrone calcarenitico ha costituito il substrato del centro storico del Comune) e nei dintorni del centro abitato.

A sud-est depositi assimilabili a questa unità affiorano ad est di Burgio, in un settore caratterizzato da una morfologia complessa, con profonde incisioni vallive che si alternano a scarpate create dai depositi più coerenti. In quest'area si osserva un primo banco di calcareniti bioclastiche, riccamente fossilifere, con spessore di una decina di metri, che poggia, in debole discordanza, sulle peliti gelasiane della formazione marnoso arenacea del Belice. Tale limite è osservabile nella cava di argilla, all'interno del paese, utilizzata per la produzione della tipica ceramica di Burgio.

Seguono verso l'alto parasequenze *shallowing-upward*, confrontabili, nella porzione inferiore, con quelle presenti nella Valle dei Templi di Agrigento. Esse presentano, alla base, associazioni di litofacies costituite da peliti marine più o meno sabbiose ricche in molluschi (**AGG_a**) che passano verso l'alto a sabbie bioclastiche con frammenti di alghe calcaree, coralli, briozoi, echinodermi e molluschi, fra i quali grandi pettinidi (CHECCHIA RISPOLI, 1911b), sormontate a loro volta da calcareniti bioclastiche con contenuti variabili di quarzo detritico e litoclasti carbonatici e silicei (queste ultime due litofacies sono accorpate ed indicate come **AGG**). Alcuni banchi calcarenitici nella porzione mediana della successione mostrano, a luoghi, stratificazione incrociata *herringbone*, che suggerisce l'influsso di correnti tidali (Fig. 37). Verso l'alto si affermano



Fig. 37 - A destra intense bioturbazioni nel primo banco calcarenitico della formazione Agrigento a Burgio. A sinistra stratificazione incrociata *herringbone* in una delle parasequenze superiori.

caratteri deltizi evidenziati dalla presenza di sabbie quarzose sterili, con laminazione obliqua, associate a conglomerati con ciottoli di calcari mesozoici ben arrotondati, con forma a bastone ed evidente embriatura (**AGG_b**). In questa porzione della successione le direzioni di trasporto indicate dai *foreset* e dall'embriatura dei ciottoli sono orientate a sud-est.

Le parasequenze hanno spessori dell'ordine dei 20 m e sono organizzate a loro volta in gruppi, ciascuno di 4 -5 cicli, separati da intercalazioni di marne sabbiose particolarmente spesse (circa 50 - 80 m). Nei banchi calcarenitici delle parasequenze della porzione inferiore è evidente una intensa bioturbazione con icniti attribuibili a *Thalassinoides* sp. e *Skolicia* sp. (Fig. 37).

Lo spessore totale di questi depositi è stimabile in circa 600 m.

L'età è poco definita a causa di un intenso rimaneggiamento di microfossili e, al contempo, per la limitata presenza di forme indigene. I numerosi campioni prelevati nella porzione inferiore e media della formazione hanno fornito comunque indicazioni di presenza di nannofossili calcarei pertinenti le biozone MNN19b ed MNN19c. Trattasi di rari placoliti *Gephyrocapsa* spp., 4-5,5 mm

(*G. oceanica s.l.* KAMPTNER) in grado di testimoniare un'età non più antica del Pleistocene inferiore (Santerniano). Lungo la successione sono evidenti delle discordanze angolari che denotano una attiva tettonica sinsedimentaria che produce troncature erosive e, in alcuni casi, discordanza angolare, fra le diverse parasequenze. E' tuttavia evidente una forzante astronomica nella loro genesi che, pur non essendo supportata da sufficienti dati biostratigrafici, è probabilmente legata all'obliquità

La scarsa risoluzione biostratigrafica consente di avanzare, al momento, soltanto ipotesi sui fattori di controllo dell'evidente organizzazione ciclica. I dati finora raccolti pendono per un controllo astronomico legato all'obliquità.

4.1.2. - *sintema di Marsala (MRS)*

Questa unità è stata utilizzata nell'adiacente Foglio "Corleone" per accorpate i depositi calcarenitici, le sabbie ed i conglomerati descritti in Sicilia Occidentale da RUGGIERI *et alii* (1977) come Calcarenite di Marsala ed attribuiti all'intervallo che dalla parte superiore dell'Emiliano si estende al Siciliano (RUGGIERI, 1978).

Le litofacies prevalenti sono biocalcareni a molluschi passanti a biocalciruditi in spessi banchi, sovente amalgamati, separati in alcuni casi da sottili intercalazioni di marne. Contengono lenti di conglomerati e livelli di sabbie e originano depositi terrazzati in prossimità del Vallone San Vincenzo e sui fianchi della Valle del Carboj (**MRS**). Lateralmente e verso l'alto passano ad argille siltose a *Globorotalia truncatulinoides excelsa* SPROVIERI, RUGGIERI & UNTI (**MRS**_a). Il limite inferiore dell'unità nell'area considerata è una superficie inconforme sui depositi mio-pliocenici e, in piccole aree, direttamente sul substrato mesozoico. Lo spessore complessivo dei depositi ascrivibili a questa unità oscilla da 20 a 50 m. L'ambiente è prevalentemente costiero, passante a piattaforma aperta, come indicato dai depositi pelitici. L'età è complessivamente riferibile alla parte alta del Pleistocene inferiore (Emiliano *p.p.*- Siciliano).

4.2. - DEPOSITI QUATERNARI CONTINENTALI (Pleistocene medio-superiore)

4.2.1. - *sintema del Fiume Belice (SBE)*

Questo sintema comprende i depositi alluvionali del bacino idrografico del Fiume Belice di cui fanno parte, nell'area del Foglio, anche il Torrente Realbate ed il Torrente Sénore, oltre a corsi d'acqua minori. Tali depositi originano una serie di terrazzi, posti a varie altezze lungo le valli principali fino a circa 400 m di quota. I depositi sono prevalentemente ghiaie e sabbie con tenori variabili di

matrice limoso - argillosa, cui si associano localmente blocchi. In genere sono ricoperti da una coltre limoso - argillosa pedogenizzata.

In considerazione della gerarchizzazione effettuata nell'adiacente Foglio "Corleone" è stata utilizzata una differenziazione di questi depositi in tre diversi subsistemi ($SBE_{1,3}$). I depositi più antichi e di quota più elevata, costituiti da ghiaie e sabbie, sono attribuiti al **subsistema di Cozzo Rinuso (SBE_1)**. Si rinvergono, con estensione piuttosto limitata, lungo l'alveo del Torrente Batticano ove poggiano, con limite inconforme, sui terreni tortoniani.

Le ghiaie, sabbie e sabbie limose del **subsistema Torrazza (SBE_2)** si presentano come lembi isolati, in particolare lungo il corso dei torrenti Sénore e Batticano.

Infine i depositi ghiaiosi e ciottolosi, passanti verso l'alto a sabbie e limi pedogenizzati che si rinvergono lungo le sponde delle aste fluviali principali (Fiume Belice, Torrente Sénore, Torrente Realbate), sono raggruppati nel **subsistema di Piano del Campo (SBE_3)**.

Tutti questi depositi poggiano in evidente discordanza sui terreni cenozoici e la loro età potrebbe essere più giovane del Siciliano, contemporanea o, immediatamente successiva, alla genesi del *glacis* del pianoro di Santa Margherita di Belice (v. cap. VI). Essi vengono quindi riferiti al Pleistocene medio-superiore.

4.2.2. - *sistema del Fiume Carboj (SCJ)*

Comprende il sistema di depositi alluvionali, costituiti prevalentemente da conglomerati, ghiaie e sabbie limo-argillose, presenti nel bacino idrografico del Fiume Carboj del quale fanno parte anche, nell'area del Foglio, il Torrente Rincione ed i Valloni Gulfotta e Guaricciola. Questi depositi originano una serie di terrazzi, posti a varie altezze a Nord del Lago Arancio ed alla base del versante settentrionale di Pizzo Telegrafo. Un'altra ampia piana alluvionale è presente a sud, al margine del Foglio, laddove il Carboj, superata la stretta forra dell'Arancio, scorre sulle coperture pleistoceniche. Anche in questo caso è possibile utilizzare una differenziazione di questi depositi, in base all'ordine delle superfici terrazzate, in tre diversi subsistemi ($SCJ_{1,3}$).

Il **subsistema di Casa Sgarretto (SCJ_1)** accorpa conglomerati con matrice sabbioso-pelitica, coperti in genere da coltri sabbioso-limose pedogenizzate. Si estendono a quote di circa 250 m principalmente lungo i valloni Gulfotta e Guaricciola. Poggiano in discordanza sulle peliti sabbiose della formazione marnoso-arenacea del Belice.

Il **subsistema Castellazzo (SCJ_2)** comprende i depositi alluvionali che si sviluppano principalmente a quote di circa 200 m al margine settentrionale del

Lago Arancio. Si tratta prevalentemente di ortoconglomerati con elementi ben arrotondati e matrice limo-argillosa cui si intercalano livelli di sabbie limose e limi. Anch'essi poggiano in discordanza sui terreni del Pliocene medio-superiore.

Il terzo subsistema, qui indicato come **Ponte Carboj (SCJ)**, è presente principalmente lungo l'asta del Torrente Rincione, con limite inconforme sui terreni del substrato mesocenoico. Forma inoltre una vasta conoide alluvionale a quota di circa 120 m allo sbocco di Stretta Arancio, l'impervia forra che incide profondamente la dorsale carbonatica di Pizzo Telegrafo. La superficie di discordanza alla base è impostata, in questo caso, sui depositi pleistocenici.

4.2.3. - *sintema del Fiume Verdura (SVD)*

Il sintema comprende i depositi alluvionali di una modesta porzione del bacino idrografico del Fiume Sosio-Verdura, che si estende ampiamente al di fuori dell'area del Foglio. Anche in questo caso si tratta prevalentemente di accumuli di conglomerati, ghiaie e sabbie, più o meno cementate, con matrice limoso-argillosa. Particolarmente imponente è il sistema alluvionale terrazzato che si sviluppa in prossimità dell'abitato di San Carlo, alla terminazione della profonda forra creata dal Fiume Sosio nelle successioni permo-mesozoiche sicane. In questa località il Fiume Sosio confluisce con i Torrenti Landro e Valentino, che drenano l'ampia vallata fra Monte Genuardo e Giuliana prendendo il nome di Fiume Verdura. Anche in questo caso è possibile differenziare tre ordini di terrazzi (SVD_{1-3}) la cui correlazione con i sistemi dei precedenti bacini è problematica, anche in considerazione della particolare evoluzione pleistocenica del bacino di Burgio. Anche per i terreni pertinenti a questo sintema si può approssimare un'età Pleistocene medio-superiore.

Subsintema San Carlo (SVD₁): L'intero edificato del piccolo abitato di San Carlo insiste su questo subsintema. Comprende alluvioni cementate e reinceise, che si raccordano a fasce detritiche pedemontane. I depositi alluvionali sono costituiti da conglomerati grossolani, poligenici, eterometrici, generalmente mal classati, ben cementati, con scarsa matrice argilloso-arenacea, alternati a rari e sottili livelli di sabbie argillose. I clasti, molto elaborati, sono talvolta embriciati ed hanno granulometria assai variabile da pochi centimetri fino a blocchi di alcune decine di centimetri. La composizione dei ciottoli riflette le unità litologiche permo-mesozoiche sicane affioranti lungo il corso del Fiume Sosio. Sia i clasti che la matrice limoso-sabbiosa hanno un colore prevalentemente bianco-rosato (Fig. 38). Lo spessore di questi depositi arriva fino ad 80 metri.

subsintema Mandile (SVD₂): nell'area si sviluppa a quote intorno ai 200 m. E' caratterizzato da prevalenti ortoconglomerati con ciottoli di calcari mesozoici e matrice sabbioso-limosa di colore bruno rossastro. Circa 500 m a sud di Casa



Fig. 38 - In alto panoramica dell'abitato di San Carlo, che insiste sull'omonimo subsistema i cui depositi formano un vasto terrazzo alluvionale che si sviluppa, con debole pendenza verso sud (a sinistra), con quote da 230 a 200 m circa. Al di sotto degli alberi, a sinistra è possibile vedere una sezione del potente corpo alluvionale di colore biancastro (a lato un particolare).

Mandile si osserva come questi depositi siano incassati rispetto a quelli del subsistema San Carlo.

subsistema Valentino (SVD₃): rappresenta la spessa coltre alluvionale che borda l'attuale corso del fiume Verdura. E che si estende, a sud, in località S. Agata. I depositi alluvionali di questo subsistema sono costituiti da ciottoli carbonatici mal classati a modesto indice di arrotondamento, immersi in una matrice argillo-sabbiosa di colore bruno rossastro. In genere sono ricoperti da una coltre limoso - argillosa pedogenizzata.

4.3. - UNITÀ NON DISTINTE IN BASE AL BACINO DI APPARTENENZA

4.3.1. - Depositi di origine mista di debris flow e torrentizi (i)

Comprendono alcuni depositi ubicati nell'area di Borgo Cavaliere e di Bisacquino costituiti da ortoconglomerati e paraconglomerati con elevato indice di arrotondamento e matrice arenitico-siltosa (cfr. Cap. VI.1). I corpi sono stati messi in posto da flussi canalizzati che hanno inciso il substrato e presentano attualmente margini rialzati in seguito a processi di erosione selettiva. E' possibile osservare in alcuni casi una disposizione embriciata dei ciottoli, concorde allo sviluppo longitudinale dei corpi sedimentari. L'origine

del deposito appare legata a processi di *debris flow* di origine torrentizia.

L'età, per i rapporti stratigrafici è attribuibile al Pleistocene.

4.3.2. - *Travertini (f₁)*

Nel corso delle attività di rilevamento sono stati rinvenuti, per la prima volta, depositi di travertino nel settore sud-orientale del Foglio.

Un gruppo di piccoli affioramenti, dei quali soltanto due cartografabili, è concentrato nei dintorni del Santuario di S. Adriano. Si tratta di tipici travertini da acque fredde, molto porosi con associazioni di litofacies principalmente fitoclastiche e, in subordine, fitoermali (BUCCINO *et alii* 1978; FERRERI, 1985) che raggiungono uno spessore massimo di 2-3 m. Rappresentano depositi di pendio, chiaramente connessi al sistema di sorgenti che scaturiscono lungo il versante sinistro della Valle del Sosio. La loro origine è quindi, presumibilmente, molto recente. L'individuazione e la mappatura di questi affioramenti è scaturita dall'osservazione di numerosi conci di travertino fra le rovine del piccolo santuario rupestre.

Nel settore di Burgio, al tetto dei depositi pleistocenici della formazione Agrigento si trovano, in discordanza, altri depositi di travertino. Anche in questo caso lo spessore è modesto e non supera i 3-4 m. Rispetto a quelli precedentemente descritti, i caratteri tessiturali sono obliterati da una profonda alterazione. Tuttavia, è sempre possibile osservare una prevalente tessitura fitoclastica, cui si associano extraclasti di carbonati mesozoici. Il contesto tettono-stratigrafico è tipico dei depositi di conca intramontana.

Un terzo affioramento di travertino si trova nei pressi di Case Badia, lungo la strada che collega Chiusa Sclafani a S. Carlo. La geometria di questo singolo affioramento è cupoliforme, con spessore di circa 4 metri ed estensione di 15-20 metri (la copertura detritica circostante ed il taglio stradale impediscono una esatta valutazione dell'estensione originaria). Anche i caratteri tessiturali di questi travertini differiscono sostanzialmente da quelli precedentemente descritti. Gran parte dell'affioramento è infatti caratterizzato da un ammasso di travertino laminato, originato dalla sovrapposizione di croste cristalline di calcite, ciascuna con spessore regolare di un paio di millimetri. Questi travertini, indicati in letteratura come travertini stromatolitici, sono essenzialmente composti da cristalli dendritici di calcite intercalati a bande micritiche di spessore sub-millimetrico e sono interpretati come depositi da acque termali controllati dall'attività cianobatterica (CHAFETZ & FOLK, 1984; TAKASHIMA & KANO, 2008). Soltanto lateralmente, si osserva un passaggio dei travertini laminati a sottili livelli di travertini fitoclastici.

L'età di questi depositi è Pleistocene superiore-Olocene.

4.3.3. - *Depositi palustri e lacustri (e)*

Si tratta di depositi di natura limoso-argillosa, con sporadiche intercalazioni sabbiose e conglomeratiche, dal caratteristico colore grigio-scuro legato all'elevato contenuto di sostanza organica dei livelli pelitici. L'origine di questi depositi è legata al difficoltoso deflusso delle acque a causa di livelli di base fittizi, come nel caso dei depositi in località Roccella e alla testata del vallone Gulfa, o a depressioni naturali di probabile origine carsica come quelli di contrada Genovese. Il substrato sui quali si depositano è costituito da litologie cenozoiche impermeabili e lo spessore risulta piuttosto modesto (qualche metro).

Anche per questi depositi l'età è attribuibile al Pleistocene superiore-Olocene.

4.3.4. - *Depositi eluvio-colluviali (b₂)*

Vengono denominate così le coperture detritiche dovute ad alterazione *in situ* o depositi mobilizzati da processi di ruscellamento e di versante. Sono costituiti generalmente da clasti spigolosi eterometrici di varia litologia in matrice pelitica e/o sabbiosa. Spessori e facies variano in funzione del substrato o delle aree sorgenti: sedimenti fini con spessori considerevoli (non superiori al paio di metri) sono interessati da fenomeni di *creeping* superficiale lungo i versanti; nelle aree pianeggianti e sub pianeggianti, caratterizzate da un reticolo idrografico poco inciso, gran parte dello spessore è interessato da pedogenesi. Affiorano diffusamente in tutta l'area del Foglio.

Età Pleistocene superiore-Olocene.

4.3.5. - *Depositi alluvionali in evoluzione (b)*

Lungo le aste fluviali si accumulano depositi incoerenti di ghiaie e sabbie, passanti a lenti di limi in relazione dell'equilibrio idrodinamico del corso d'acqua. I clasti hanno spigoli arrotondati e composizione litologica diversa, in funzione delle unità geologiche affioranti nei rispettivi bacini idrografici. Lo spessore è variabile e dipende dall'inclinazione degli alvei fluviali nei vari tratti.

Età Olocene.

4.3.6. - *Detrito di falda (a₃)*

Costituiscono dei depositi distribuiti in modo discontinuo e altimetricamente variabile, alla base di pareti di rocce affioranti. Gli accumuli detritici si presentano

in forma di conoidi o prismi di sedimenti clinostratificati, con pezzatura e forma variabili a seconda dello stato di fratturazione dei litotipi di origine dei processi di disgregazione meccanica termo-crio-clastica e dell'azione della gravità. Gli elementi sono costituiti da ghiaie e blocchi, anche di grandi dimensioni, con tessitura granostenuta, scarsa matrice e grado di cementazione variabile.

Età Olocene.

4.3.7. - *Depositi di frana (a₁)*

Sono accumuli gravitativi caotici di materiali eterogenei ed eterometrici con o senza evidenze di movimenti in atto. Si tratta di depositi dovuti a fenomeni di crollo o ribaltamento di elementi litoidi, o di scorrimenti e colate di materiale di natura argillosa e argillo-marnosa.

Età Olocene.

4.3.8. - *Discariche ed accumuli di origine antropica (h₁)*

Sono ubicati principalmente in prossimità di centri urbani o in corrispondenza delle cave. Sono costituiti da resti di lavorazione, sfabbricidi e rifiuti solidi urbani.

Età Olocene.

PROGETTO

CARG

V - TETTONICA

1. - INTRODUZIONE

Il Foglio “S. Margherita di Belice” ricade nel settore occidentale dei Monti Sicani. Questi sono una porzione della Catena Appenninico-Maghrebide costituita da una sequenza di unità tettoniche derivanti dalla deformazione neogenica di successioni meso-cenozoiche sedimentate in diversi comparti paleogeografici di piattaforma carbonatica, di margine e di bacino. L'area rappresenta un settore chiave per la comprensione dell'evoluzione della Catena poichè affiorano sia il fronte delle coltri superficiali alloctone, sia le unità strutturalmente più profonde (successioni sicane e saccensi) deformate in ambiente compressivo e trascorrente. Relativamente meno importanti sono, nell'area, gli effetti delle deformazioni distensive.

I termini stratigrafici che hanno maggiormente influenzato l'evoluzione strutturale del settore sono rappresentati dalle argille e marne del complesso di Lercara e della Formazione Mufara che costituiscono i livelli di scollamento preferenziale nelle successioni sicane e, in subordine, le radiolariti giurassiche della formazione Barracù, le marne ad aptici della Formazione Hybla del Cretacico Inferiore e le calcilutiti e marne cretacico-eoceniche della formazione Amerillo.

Nel settore orientale dell'area l'architettura dell'edificio orogenico è piuttosto complessa e presenta una duplicità di motivi tettonici realizzatisi in momenti diversi. Le geometrie a gradinata delle superfici di sovrascorrimento si sono

propagate secondo traiettorie di tipo *ramp-flat* attraverso i livelli strutturali più pellicolari della catena. Mediante la propagazione di dette superfici si è realizzata la sovrapposizione, visibile a scala regionale, delle Unità Sicane, costituite dalle successioni calcaree e calcareo marnose mesozoiche e dalle sovrastanti successioni oligo-mioceniche, sulle marne di S. Cipirello, sui Trubi e sulle argille sabbiose della formazione marnoso-arenacea del Belice. Tali rapporti geometrici, originariamente semplici, sono stati complicati da sovrascorrimenti tardivi che, interessando livelli strutturali più profondi, hanno determinato locali fenomeni di reimbricazione (*breaching*) delle coltri alloctone.

Per contro, il quadrante occidentale e sud occidentale dell'area, che corrisponde al settore frontale della catena, è caratterizzato da un'architettura molto più semplice: in questo settore i sovrascorrimenti sono organizzati in sistemi e famiglie con stile strutturale a ventaglio embricato. Le principali successioni deformate in tale contesto ed affioranti al fronte della coltre, appartengono essenzialmente alla successione saccense ed al suo margine.

2. - LE UNITÀ TETTONICHE AFFIORANTI

Il rilevamento geologico ha evidenziato le principali strutture deformative che caratterizzano l'assetto tettonico dell'area che sono costituite da pieghe e sovrascorrimenti, il cui sviluppo è riferibile alle fasi tettoniche compressive avvenute tra il Miocene ed il Pleistocene inferiore. Le strutture riconosciute direttamente in affioramento, alla scala mesoscopica, sono generalmente coerenti con quelle ricostruite e dedotte a scala cartografica. Entrambe le classi di strutture, mesoscopiche e macroscopiche, cioè di dimensioni cartografabili, sono cinematicamente coerenti con un processo di regolare strutturazione e migrazione della catena maghrebide verso l'avampaese saccense (Fig. 39).

L'area è inoltre caratterizzata da significative deformazioni sia trascorrenti che distensive, alcune delle quali riferibili a fasi tettoniche mesozoiche e neogeniche, che hanno preceduto e/o accompagnato lo sviluppo delle pieghe e dei sovrascorrimenti. Sono altresì molto sviluppate strutture legate a fasce di deformazione con carattere cinematico trascorrente e, in subordine, distensive per lo più di età plio-pleistocenica. Esse si sono sovrapposte alle strutture di raccorciamento legate alla strutturazione della catena ed hanno profondamente modificato l'assetto tettonico originario.

Il Foglio "S. Margherita di Belice" dal punto di vista strutturale è scomponibile in tre grandi zone:

- zona orientale, ampiamente deformata, occupata da unità tettoniche derivanti dalla deformazione di successioni riferibili al dominio Sicano e dove i raccorciamenti, molto accentuati, hanno dato luogo a famiglie di sovrascorrimenti

a ventaglio embriciato, pieghe e faglie inverse; i sovrascorrimenti mostrano andamento arcuato e tendono a rastremarsi spostandosi verso occidente, lungo l'allineamento Bisacquino-T. Realbate;

- zona occidentale occupata, nella porzione settentrionale, da successioni silico-clastiche oligo-mioceniche e plio-pleistoceniche, costituenti le coperture deformate, in stile *duplex* del substrato carbonatico non affiorante. Nella porzione centrale (Monte Genuardo) affiorano le successioni carbonatiche meso-cenozoiche derivanti dalla deformazione del margine-scarpata della piattaforma carbonatica saccense.

- porzione meridionale, occupata da successioni della piattaforma carbonatica Saccense e del suo margine, deformate da raccorciamenti di entità minore, che danno luogo, in superficie, a blandi sovrascorrimenti, a pieghe asimmetriche a grande raggio di curvatura, a faglie inverse e sovrascorrimenti di ordine minore.

Queste tre zone sono separate da un'ampia fascia di deformazione, lineamento di Realbate-Burgio, che divide il settore orientale da quello occidentale, lungo il quale le unità sicane sono accostate e/o sormontano le unità di derivazione saccense. Questo lineamento, con direzione NNO-SSE, a settentrione mostra i caratteri tipici del sovrascorrimento, mentre tra l'abitato di Bisacquino e quello di Burgio assume i caratteri di trascorrenza destra e si articola in diverse superfici tettoniche assumendo i caratteri di un ventaglio embriciato. Secondo NIGRO & RENDA (2001, 2002) l'andamento arcuato dei sovrascorrimenti, che determina accostamenti laterali e sovrapposizioni tra unità tettoniche di diversa derivazione paleogeografica, può essere interpretato come l'effetto di sovrascorrimenti obliqui, controllati dall'assetto fisiografico del blocco Ibleo-Pelagiano. Secondo questi autori le unità della catena, dai Monti di Palermo fino ai Monti di Sciacca, sovrascorrono sulla piattaforma Ibleo-Pelagiana attraverso una rampa laterale di ampiezza regionale, lungo un fronte orientato NO-SE; inoltre durante la messa in posto delle unità si sarebbe sviluppata una coppia di taglio trascorrente destro, al cui interno gli sforzi avrebbero ruotato le strutture enucleatesi durante le prime fasi di trasporto tettonico. Come già riportato nei capitoli precedenti, anche i dati stratigrafici prodotti negli ultimi anni (DI STEFANO *et alii*, 2008; CACCIATORE, 2009) supportano la presenza di un lineamento paleotettonico corrispondente alla transizione fra il margine del vasto dominio di piattaforma Saccense e Trapanese con il Bacino Sicano, la cui orientazione è compatibile con il lineamento Realbate-Burgio.

Nell'area del Foglio sono presenti due sistemi di sovrascorrimenti che, in due distinti momenti della storia deformativa (Miocene superiore e Pliocene superiore), hanno determinato il raccorciamento delle successioni sedimentarie, l'impilamento delle diverse unità tettoniche ed hanno condizionato le geometrie delle successioni sinorogene. Le varie fasi tettoniche ed il progredire della deformazione viene scandita dai rapporti geometrici che si vengono a creare

all'interno delle successioni sedimentarie. Le discordanze angolari meglio registrate dalla più antica alla più recente sono date da: 1) appoggio dei conglomerati, arenarie e peliti della formazione Terravecchia sui terreni più antichi; 2) successione evaporitica limitata a tetto ed a letto da superfici di discordanza con accentuate tracce di processi di erosione; 3) discordanza di rilevanza regionale dei Trubi che poggiano indifferentemente sui depositi più antichi; 4) appoggio discordante della base della formazione marnoso-arenacea del Belice e troncature erosive a varie altezze stratigrafiche; 5) discordanza delle calcareniti pleistoceniche sulle successioni più antiche.

L'edificio strutturale del settore di catena ricadente nel Foglio "S. Margherita di Belice" è costituito da una serie di unità tettoniche. A partire da quella geometricamente più elevata è possibile riconoscere:

- Unità Tettonica di Monte Barracù: deriva dalla deformazione di successioni mesozoiche e terziarie riferibili al Dominio Sicano *Auct.* e di successioni silico-clastiche mioceniche;
- Unità Tettonica Monte Triona: deriva dalla deformazione di successioni mesozoiche e terziarie riferibili al Dominio Sicano *Auct.* e di successioni silico-clastiche mioceniche;
- Unità Tettonica Fiume Sosio-Monte Lucerto: deriva dalla deformazione di successioni mesozoiche e terziarie riferibili al Dominio Sicano *Auct.* e di successioni silico-clastiche mioceniche. L'unità è suddivisa in due sub-unità costituite da diversi elementi strutturali.
- Unità Tettonica Giuliana: deriva dalla deformazione di successioni mesozoiche e terziarie riferibili ad aree peribacinali del Dominio Sicano *auct.* e di successioni silico-clastiche mioceniche;
- Unità Tettonica Monte Genuardo: deriva dalla deformazione di successioni mesozoiche e terziarie riferibili alle aree di raccordo tra il Dominio Saccense e il Dominio Sicano *Auct.* e di successioni silico-clastiche mioceniche;
- Unità Tettonica Pizzo Telegrafo: deriva dalla deformazione di successioni mesozoiche e terziarie riferibili al Dominio Saccense ed al suo margine e di successioni silico-clastiche e carbonatiche mioceniche.

2.1. - UNITÀ DERIVANTI DALLA DEFORMAZIONE DEL DOMINIO SICANO

2.1.1. - *Unità tettonica Monte Barracù*

Costituisce l'unità geometricamente più elevata dell'edificio strutturale presente nel Foglio. Affiora, parzialmente, nell'estremità nord-orientale, ma si sviluppa, verso oriente, nell'adiacente "Foglio Lercara", originando un vasto massiccio montuoso circondato da depressioni che generalmente ospitano terreni neogenici.

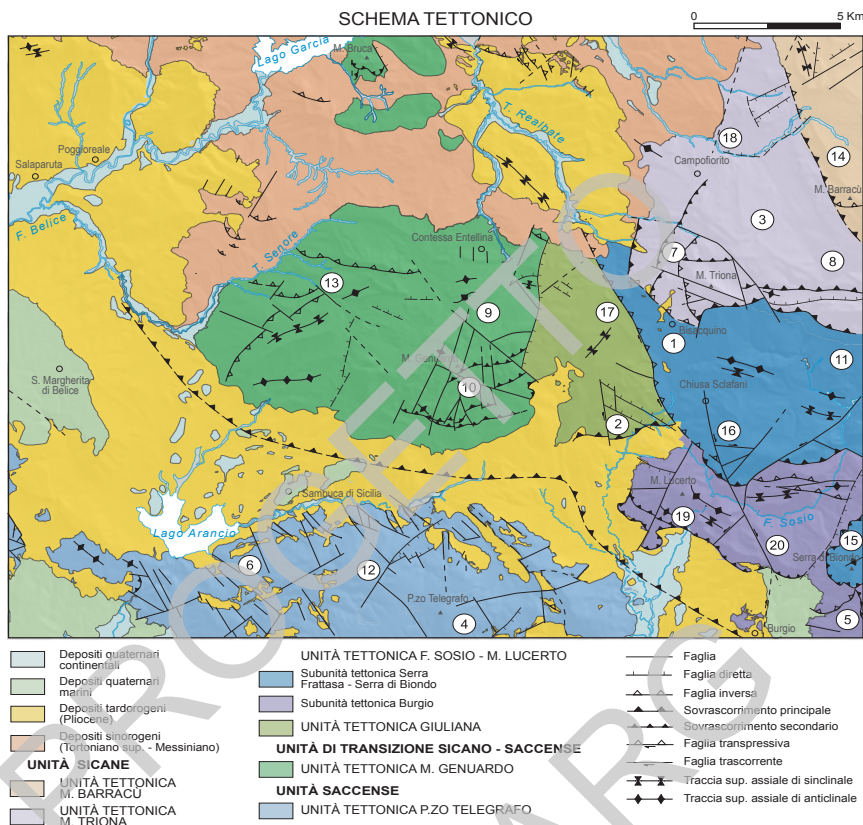


Fig. 39 - Schema Tettonico del Foglio 619: i numeri indicano l'ubicazione delle stazioni strutturali delle Figg. 44 e 45.

Nel settore di affioramento appare come una monoclinale, variamente dissecata da faglie, immergente verso i quadranti settentrionali. Ad occidente è delimitata da un lineamento tettonico orientato NNO-SSE, che verso sud assume i caratteri di un sovrascorrimento arcuato, disponendosi progressivamente in direzione O-E. Verso est, di poco all'esterno del settore in studio, sovrappone i calcari con selce della formazione Scillato alle marne di San Cipirello che costituiscono la porzione sommitale della sottostante unità di Monte Triona.

L'unità Monte Barracù ha i caratteri di una blanda sinclinale che coinvolge nel piegamento sia la successione carbonatica sicana che i sovrastanti depositi argillosi delle marne di S. Cipirello. L'asse della sinclinale si estende per qualche chilometro in direzione NNO-SSE e, verso sud, in prossimità del sovrascorrimento, tende ad assumere la geometria di una monoclinale immergente verso NE.

Il sovrascorrimento ha direzione media NNO-SSE ed immerge verso i quadranti nord-orientali con valori di inclinazione che aumentano verso nord. Questa superficie è ben esposta lungo il fronte meridionale, fuori dal foglio, mentre lungo il versante occidentale è mascherata da una spessa coltre di detrito.

Pieghe di ordine minore mesoscopiche interessano i depositi miocenici e sono disposte in direzione NNO-SSE e NE-SO mentre faglie per lo più con caratteri cinematici estensionali, orientate NE-SO ed E-O dislocano le strutture compressive.

2.1.2. - *Unità tettonica Monte Triona*

L'Unità Tettonica Monte Triona si estende dall'abitato di Campofiorito a quello di Bisacquino e si dispone in direzione O-E fino al margine orientale del Foglio, sviluppandosi lungo direttrici ad andamento E-O e NO-SE. Su tale unità poggia l'Unità Tettonica di Monte Barracù. Inferiormente è delimitata da una superficie di sovrascorrimento di importanza regionale che la sovrappone all'Unità Tettonica Fiume Sosio-Monte Lucerto.

Il sovrascorrimento, caratterizzato da una prominente geometria arcuata, si estende con direzione variabile da NO-SE a E-O. La sua traccia cartografica è ben visibile in affioramento per circa 10 km dall'abitato di Bisacquino fino al margine orientale del Foglio decorrendo lungo il versante settentrionale della Valle del Sosio, alla base di Monte Colomba e, verso nord, fino al lineamento Realbate-Burgio.

La superficie di sovrascorrimento immerge debolmente verso i quadranti nord-orientali, determinando la sovrapposizione tettonica dei calcari con selce della formazione Scillato sui terreni terziari (Fig. 40).

Il livello di scollamento è generalmente localizzato nelle calcilutiti e marne della Formazione Mufara e nei calcari con selce della formazione Scillato.

Al letto del sovrascorrimento è possibile rinvenire i termini terziari della successione sicana (marne di Cardellia, calcareniti glauconitiche e marne di San Cipirello e, in alcuni casi, anche lembi scollati della formazione Amerillo) appartenenti all'unità sottostante.

La loro giacitura risulta essere rovesciata o, più raramente, verticalizzata. Questo permette di ricostruire a grande scala una sinclinale asimmetrica, con fianco settentrionale rovesciato, vergente verso SSO con piano assiale orientato E-O e ONO-ESE, immergente verso quadranti settentrionali. Il fianco meridionale della sinclinale presenta, invece, caratteri abbastanza regolari con debole inclinazione verso quadranti settentrionali.

Al tetto del sovrascorrimento i terreni dell'Unità Monte Triona danno luogo ad una struttura anticlinale di importanza regionale, che nel Foglio "S. Margherita

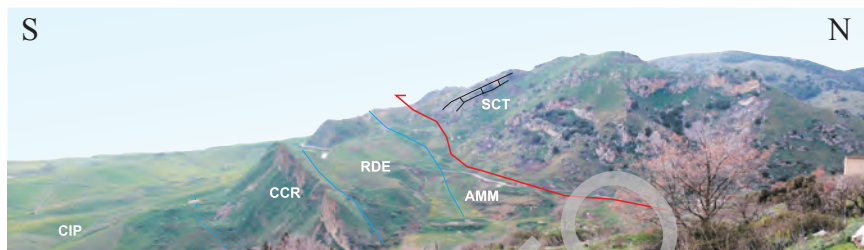


Fig. 40 - Fronte del sovrascorrimento dell'unità Monte Triona osservabile nel settore di Pupo d'Edera, nella Valle del Sosio. In questa località è possibile osservare il sovrascorrimento dei calcari con selce triassici (SCT) sul fianco rovesciato di una sinclinale asimmetrica costituita da calcilutiti tipo "Scaglia" (AMM), marne oligoceniche (RDE), calcareniti di Corleone (CCR) e da marne di San Cipirello (CIP) che formano il nucleo della piega.

di Belice" si estende per una decina di chilometri e prosegue nell'adiacente Foglio Lercara. Essa si estende in direzione E-O e NO-SE, con vergenza verso i quadranti meridionali ed una blanda inclinazione assiale verso i quadranti nord-orientali. A questa macrostruttura si associano strutture plicative mesoscopiche, faglie inverse, sovrascorrimenti di ordine minore che, a luoghi, sono disseccate da faglie trascorrenti e distensive. I sovrascorrimenti di ordine minore mostrano andamento arcuato, si seguono sul terreno per qualche centinaio di metri o per qualche chilometro, immergono verso i quadranti settentrionali e, generalmente, si enucleano dal sovrascorrimento principale.

Le pieghe mesoscopiche sono coerenti con l'andamento della macrostruttura cui appartengono. Alcuni dati, riguardanti per lo più le calcilutiti della formazione Amerillo, mostrano che l'orientamento degli assi delle pieghe minori varia tra E-O e NNO-ESE.

La superficie di sovrascorrimento che delimita inferiormente l'Unità Tettonica Monte Triona è riferibile al Miocene superiore.

Questa struttura è stata in parte riattivata ed in parte troncata, durante il Pliocene superiore-Pleistocene. Tali strutture, in superficie, sono interpretabili come un effetto di fenomeni di reimbricazione (*breaching*), visibili nei dintorni dell'abitato di Bisacquino. In questo settore affiorano due lembi di calcari marnosi a globigerine (Trubi), uno dei quali coinvolto nella deformazione compressiva. La posizione di questo lembo di depositi pliocenici ed i rapporti che esso realizza con la superficie di sovrascorrimento permette di porre un importante vincolo alla datazione della messa in posto delle unità tettoniche dell'area e alla definizione della cronologia degli eventi deformativi.

2.1.3. - Unità tettonica Fiume Sosio-Monte Lucerto

Tra le unità sicane è quella geometricamente più profonda ed è costituita da tutti i termini mesozoico-terziari della successione di bacino ed a luoghi è ricoperta in disconformità dalle marne e calcari marnosi (Trubi) del Pliocene inferiore.

L'unità tettonica occupa la porzione sud-orientale dell'area ed affiora lungo il corso dell'omonimo fiume, dalle pendici di Monte Lucerto fino al margine del Foglio. Il sovrascorrimento frontale di questa unità ha forma arcuata, immerge verso i quadranti nord-orientali, sovrapponendo le unità alloctone sicane ai Trubi che poggiano con contatto stratigrafico disconforme sull'unità carbonatica sassense di Pizzo Telegrafo.

L'unità tettonica Fiume Sosio - Monte Lucerto presenta all'interno vari elementi tettonici sovrapposti tramite superfici di sovrascorrimento con inclinazione compresa tra pochi gradi e circa 40°, immersione verso i quadranti settentrionali e direzione di allungamento che varia da NO-SE a NE-SO. Queste superfici individuano delle sub-unità di estensione e significato minore rispetto a quella principale: la sub-unità Serra Frattasa-Serra di Biondo e la sub-unità Burgio.

La sub-unità superiore, Serra Frattasa-Serra di Biondo, ha forma arcuata, affiora dall'abitato di Bisacquino a quello di Chiusa Sclafani e in direzione est-ovest, verso il margine orientale del Foglio. Ad occidente è in contatto transpressivo con l'unità di Giuliana. Spostandosi verso sud-est, il rilievo di Serra di Biondo, invece, costituisce un lembo isolato (*klippe*) che giace con contatto tettonico suborizzontale sulle calcilutiti cretacico-eoceniche della formazione Amerillo della sottostante sub-unità Burgio.

I terreni della sub-unità Serra Frattasa-Serra di Biondo sono deformati secondo un sistema plicativo multiarmonico con assi orientati E-O. In particolare nella valle tra Monte Colomba, a nord e Serra Frattasa, a sud, è possibile individuare assi di pieghe anticlinali e sinclinali che interessano le coperture oligo-mioceniche e i sottostanti carbonati della formazione Amerillo. I rapporti di sovrapposizione geometrica della sub-unità Serra Frattasa-Serra di Biondo sulla sub-unità Burgio sono osservabili presso Contrada Muscola (Fig. 41) dove i calcari con selce della formazione Scillato (SCT) si sovrappongono alle radiolariti della formazione Barracù (BUU) della sub-unità Burgio tramite una superficie orientata circa E-O, immergente verso i quadranti settentrionali.

La sub-unità Burgio si sviluppa, da Monte Lucerto ad ovest, fino a Cozzo Scorsone ad est, e Serrone Nero a sud. Il suo sovrascorrimento basale è bene esposto lungo il versante meridionale di Monte Lucerto, di Portella Rossa e Portella Fontanelle, mentre tra quest'ultima località e l'abitato di Burgio viene sigillato dai depositi pleistocenici.

Nel suo insieme è caratterizzata da una struttura a pieghe (Fig. 42) variamente dissecata da superfici di sovrascorrimento di ordine minore, faglie inverse, faglie dirette e faglie trascorrenti.

Il contatto tettonico che sovrappone l'unità ai Trubi, affiora per qualche chilometro a nord dell'abitato di S. Carlo. Esso è particolarmente evidente lungo l'incisione del fiume Sosio dove i calcari con selce triassici, verticalizzati ed a

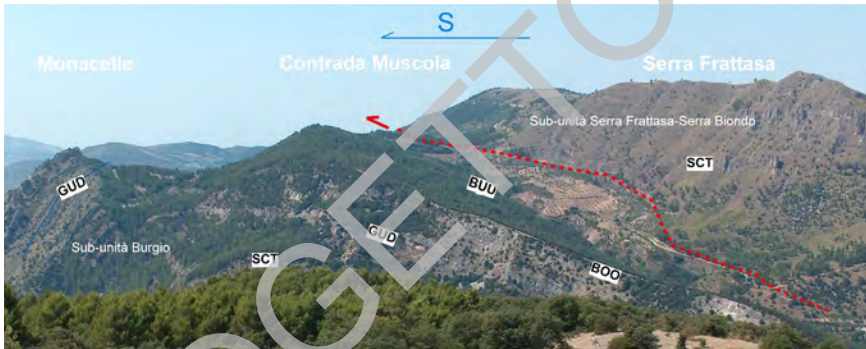


Fig. 41 - Panoramica della sovrapposizione tettonica della sub-unità Serra Frattasa - Serra di Biondo sulla sub-unità Burgio che in quest'area forma una grande anticlinale asimmetrica con asse E-O.



Fig. 42 - Valle del Sosio: grande piega anticlinale con asse E-O profondamente incisa dalla forra del fiume. Al nucleo i calcari con selce della formazione Scillato.

volte rovesciati, si sovrappongono alle marne a globigerine plioceniche.

La struttura di tetto del sovrascorrimento è costituita da un'anticlinale da rampa di estensione chilometrica, al cui nucleo affiorano a luoghi le argilliti ed arenarie del complesso di Lercara. Essa si estende in direzione E-O e NO-SE, con vergenza verso i quadranti meridionali ed inclinazione assiale verso i quadranti nord-orientali e settentrionali, da Monte Lucerto, a Portella Fontanelle sino al Santuario di S. Adriano.

Al letto del sovrascorrimento la stratificazione all'interno dei depositi pliocenici rende evidente una sinclinale asimmetrica vergente verso i quadranti sud occidentali, che si estende per alcuni chilometri in direzione NO-SE con una blanda immersione assiale verso NE. Sul fianco orientale della sinclinale le superfici di stratificazione dei terreni pliocenici, in prossimità del sovrascorrimento, sono in genere molto inclinate e possono localmente assumere una giacitura verticale. Il fianco occidentale della sinclinale presenta invece i caratteri di una monoclinale con debole immersione verso i quadranti nord-orientali.

La superficie di sovrascorrimento che delimita inferiormente l'Unità, il cui sviluppo è verosimilmente riferibile agli eventi deformativi del Pliocene medio, è stata in parte riattivata durante il Pliocene superiore - Pleistocene ad opera di strutture trascorrenti e compressive, probabilmente enucleate nella unità sottostante derivante dalla piattaforma Saccense (VITALE, 1996), che hanno prodotto in superficie un importante controllo sulla sedimentazione dei depositi pleistocenici del bacino di Burgio. Questo bacino (Fig. 43) è rappresentato da un lembo di circa 4 km² di calcareniti e peliti della formazione Agrigento (AGG) del Santerniano, che appaiono sigillare la superficie di sovrascorrimento. Un lembo di depositi analoghi sono presenti anche al tetto del sovrascorrimento. La presenza di questi depositi ed i rapporti che essi realizzano con la superficie tettonica pongono importanti vincoli alla datazione della strutturazione del settore di catena ricadente nell'area e quindi alla definizione della cronologia relativa degli eventi deformativi.

2.1.4. - *Unità tettonica Giuliana*

Le successioni mesozoiche e terziarie che caratterizzano quest'unità sono caratteristiche di ambienti peribacinali riferibili al Bacino Sicano. In particolare esse possono essere ricondotte ad un'area di raccordo paleotettonico fra il margine della piattaforma e la scarpata, rappresentati nell'Unità tettonica Monte Genuardo, ed il bacino pelagico. L'unità affiora nell'abitato di Giuliana estendendosi, verso ovest, fino al versante orientale di Monte Genuardo e, ad est, fino a Cozzo Agliara. Verso nord-ovest si sviluppa fino a Contrada Carrubelle per poi immergersi sotto le successioni arenacee ed argillose mioceniche.



Fig. 43 - Burgio: *parasequenze calcarenitico-pelitiche della formazione Agrigento, ad est del centro abitato. E' evidente la discordanza angolare fra i gruppi di parasequenze della successione.*

Il contatto tettonico principale che la limita inferiormente affiora per qualche chilometro a sud dell'abitato di Giuliana. Esso è particolarmente evidente lungo un'incisione fluviale che scorre in direzione ENE-OSO lungo la quale i calcari con selce triassici, verticalizzati ed a volte rovesciati si sovrappongono alle marne a globigerine plioceniche (Trubi).

I terreni al tetto del sovrascorrimento originano un'anticlinale da rampa, di estensione chilometrica con, al nucleo, i calcari dolomitici e le dolomie a liste e noduli di selce della formazione Scillato. L'asse della piega è orientato in senso E-O, e immerge verso il quadrante nord-occidentale.

Questa unità tettonica è delimitata, nel settore orientale, dal lineamento tettonico Realbate-Burgio mentre ad ovest e nord-ovest è separata dall'unità Monte Genuardo da un lineamento tettonico orientato NNE-SSO.

Tra l'abitato di Giuliana e S. Maria del Bosco la successione è interessata da una piega sinclinale disposta in senso NNE-SSO con, al nucleo, i terreni del Miocene inferiore (CCR). L'asse di questa piega si immerge al di sotto dei depositi miocenici della formazione Terravecchia e pliocenici della formazione marnoso arenacea del Belice che colmano la depressione del Torrente Realbate.

2.2. - UNITÀ DERIVANTI DALLA DEFORMAZIONE DEL MARGINE DELLA PIATTAFORMA (UNITÀ DI TRANSIZIONE)

2.2.1. - *Unità tettonica Monte Genuardo*

E' una delle più importanti strutture di sovrascorrimento che coinvolge le successioni riferibili al margine ed alla scarpata triassica della Piattaforma Saccense (DI STEFANO *et alii*, 1996). La superficie di sovrascorrimento che sovrappone questa unità all'unità Pizzo Telegrafo non è direttamente osservabile in affioramento, poichè sepolta sotto la Valle del Torrente Rincione. L'interpretazione di profili sismici a riflessione ha permesso di descriverla come una superficie che immerge, con debole inclinazione, verso i quadranti settentrionali determinando la sovrapposizione tettonica dell'Unità di Monte Genuardo sulle argille plioceniche (BLC). Lo sviluppo di questo importante sovrascorrimento è riferibile al Pliocene superiore in quanto la superficie tettonica coinvolge i termini del Piacenziano (MASCLE, 1979; VITALE, 1995) e viene sigillato da quelli del Gelasiano.

Quest'unità affiora nel settore centrale e settentrionale dell'area. E' costituita da successioni mesozoiche deposte lungo le aree di raccordo tra il Dominio Saccense e quello Sicano, ricoperte da depositi oligo-miocenici silico-clastici ed in disconformità dalle successioni tardorogene.

Si tratta di una grande struttura positiva, che dà luogo ad una anticlinale asimmetrica, orientata NE-SO, vergente verso i quadranti meridionali, intensamente dissecata da faglie inverse, dirette e trascorrenti.

Nel settore meridionale di Monte Genuardo sono presenti sovrascorrimenti di ordine inferiore che determinano la sovrapposizione tettonica sui depositi del Pliocene inferiore (Trubi). Queste superfici probabilmente si enucleano da una comune superficie di sovrascorrimento basale, dando luogo ad un sistema coerente con i caratteri geometrici di un ventaglio embricato.

Un sovrascorrimento di ordine minore è presente subito a sud della cima di Monte Genuardo. Questa struttura assume geometria arcuata, è disposto in direzione ENE-OSO, determina il raddoppio della successione mesozoica e, verso est, si anastomizza lungo il lineamento tettonico che margina l'unità.

La struttura anticlinale di Monte Genuardo prosegue verso nord con una sinclinale a largo raggio di curvatura disposta anch'essa in senso NE-SO.

Sistemi di pieghe minori coerenti con la struttura principale sono evidenti entro le successioni calcilutitiche e marnose giurassico-cretacee. Questi sistemi di pieghe mostrano andamento variabile da E-O a NE-SO.

Strutture contrazionali (faglie inverse e sovrascorrimenti a scala metrica) determinano lo scollamento di porzioni di successioni per lo più lungo livelli argillosi o marnosi. In particolare i terreni di copertura oligo-miocenici risultano organizzati in strutture deformative tipo *duplex* al di sopra del substrato

carbonatico. Nei settori di Calatamauro e Bagnitelle Sottane è possibile osservare delle superfici di sovrascorrimento, immergenti verso nord e nord-est, che sovrappongono le marne oligoceniche della formazione Cardellia e le calcareniti di Corleone alle marne di San Cipirello. Al contrario, in località Serra Lunga, si osserva la presenza di una sinclinale orientata NE-SO, il cui fianco settentrionale risulta sovrascorrere in retrovergenza sui terreni sottostanti. Questa geometria, tipo *triangle zone*, è prodotta dalla differente risposta della successione alla deformazione con orizzonti di scollamento preferenziali originatisi all'interno delle marne oligoceniche (marne di Cardellia). Complessivamente è possibile riconoscere, per l'area, un modello tipo *passive-roof duplex*, originatosi durante la deformazione in seguito all'ispessimento, verso sud, del substrato carbonatico (cfr. § 3.1.4).

Nel settore orientale la struttura è delimitata da un importante lineamento tettonico orientato NNE-SSO, lungo il quale si interrompono tutte le strutture dell'unità. Questo lineamento, visibile sul terreno per una decina di chilometri, margina la struttura anticlinale, mostra giacitura sub-verticale e pone a contatto le successioni triassico-giurassiche di Monte Genuardo con i depositi cretacei ed oligo-miocenici dell'Unità Tettonica Giuliana. Verso nord questa struttura si interrompe, in affioramento, con le calcilutiti della formazione Amerillo a seguito di un sistema di faglie, disposte con geometrie a ventaglio (*horsetail splay*).

Tre sistemi di faglie interessano l'Unità Monte Genuardo. Il sistema più antico è costituito per lo più da faglie inverse e sovrascorrimenti orientati ONO-ESE e ENE-OSO. Queste faglie sono particolarmente diffuse lungo il versante meridionale ed orientale del rilievo. Le superfici delle faglie immergono verso i quadranti settentrionali sia verso NO che verso NE con inclinazioni che variano da pochi gradi a circa 60° e a luoghi danno luogo a locali culminazioni anticlinaliche orientate per lo più in direzione NO-SE e NE-SO.

Il secondo sistema, orientato NO-SE e N-S, trasversale alla struttura principale, è costituito da faglie dirette. Questi lineamenti interrompono quelle del sistema cronologicamente precedente e controllano l'andamento e lo sviluppo delle valli che, specialmente lungo il fronte meridionale, incidono le successioni carbonatiche mesozoiche.

Il terzo sistema è dato da faglie normali e trascorrenti orientate NE-SO e NNE-SSO. Queste strutture sono caratterizzate da rigetti che variano da pochi metri a parecchie centinaia di metri.

2.3. - UNITÀ DERIVANTI DALLA DEFORMAZIONE DELLA PIATTAFORMA SACCENSE

2.3.1. - *Unità tettonica Pizzo Telegrafo*

L'unità tettonica geometricamente più profonda è quella di Pizzo Telegrafo, che comprende successioni costituite da depositi carbonatici, calcareo-clastici e silico-clastici meso-cenozoici del Domino Saccense ed è ricoperta in discordanza angolare dai depositi pliocenici dei Trubi e della formazione marnosa-arenacea del Belice.

Quest'unità costituisce l'allineamento montuoso meridionale e dà luogo ad una grande struttura positiva allungata in senso O-E per circa 15 km dal Lago Arancio fino al Fiume Verdura. A sud (subito al di fuori del margine meridionale del Foglio "S. Margherita di Belice") poggia tettonicamente sui depositi del Pliocene inferiore, dando luogo ad una anticlinale asimmetrica con vergenza meridionale.

Il limite orientale è sepolto, al di sotto dei depositi pliocenici lungo la valle del Fiume Verdura. Ad occidente l'unità è connessa alla grande anticlinale di rampa di Monte Magaggiaro, che si estende nell'adiacente Foglio Castelvetro.

La struttura antiforale in alcuni punti si appiattisce, essendo segmentata e ruotata da faglie trasversali. Nei pressi del Lago Arancio, essa dà luogo a pieghe antiforali e sinforali orientate NO-SE ed E-O a largo raggio di curvatura. Nella porzione settentrionale della struttura principale gli strati mostrano un andamento più regolare con pendenze comprese tra 20° e 40° ed immersione generale verso i quadranti settentrionali. In quest'area le strutture a pieghe appaiono appena abbozzate.

I sistemi di faglie che dislocano quest'unità sono orientati secondo due direttrici preferenziali impostate prevalentemente su lineamenti paleotettonici. Il primo ha una direzione NO-SE ed è costituito da faglie trastensive e faglie dirette che interrompono l'andamento della struttura e a luoghi danno luogo a strutture a fiore positive alternate a depressioni morfostutturali colme di depositi della formazione marnoso-arenacea del Belice.

Il secondo sistema è costituito per lo più da sistemi di faglie orientate NE-SO. Si tratta di faglie dirette che interrompono l'andamento della strutture a pieghe e la continuità delle faglie del primo sistema.

Molto diffuse sono le faglie a piccolo rigetto ed i *joints* legati per lo più al generale piegamento degli strati. Faglie e *joints* con geometrie variabili X, Y K (*sensu* HANCOCK, 1985) sono osservabili lungo tutta la struttura, tra l'incisione del fiume Carboj (a valle della diga Arancio) e Pizzo Telegrafo. La distribuzione di queste strutture è strettamente collegata al fianco delle pieghe su cui si sono sviluppate.

Strutture di accomodamento, faglie inverse e scollamenti interstratali sono

diffuse lungo la parte meridionale di Pizzo Telegrafo dove, a luoghi, è possibile seguire sul terreno queste superfici e notare sui fronti ventagli embriciati di faglie inverse minori. Faglie listriche a basso angolo, orientate E-O, assottigliano la struttura lungo il versante settentrionale, determinando il collasso della struttura stessa, con il conseguente sviluppo della depressione morfostrutturale del Torrente Rincione e del Carboj e controllando, peraltro, la sedimentazione pliocenica della formazione marnoso-arenacea del Belice.

3. - ASSETTO STRUTTURALE

Il contesto geologico del Foglio “S. Margherita di Belice” è dato da strutture di tipo prevalentemente compressivo, espresse da unità tettoniche a prevalente vergenza meridionale e sud-occidentale.

Le più diffuse strutture mesoscopiche sono pieghe minori, faglie inverse, superfici di clivaggio stilolitico e di taglio più o meno pervasive.

I complessi rapporti geometrici tra le unità tettoniche affioranti, la modesta entità degli spessori coinvolti nella deformazione, la presenza di geometrie di tipo *duplex* e di superfici di scollamento permette di ricondurre l'assetto strutturale riconosciuto ad un modello di tettonica pellicolare.

Le geometrie dei sovrascorrimenti sono caratterizzate da uno stile *ramp-flat*. La diversa reologia delle formazioni stratigrafiche si evidenzia per la presenza di deformazioni prevalentemente duttili all'interno delle successioni pelagiche e terrigene, con genesi di diverse famiglie di pieghe, mentre le successioni di piattaforma carbonatica e di raccordo hanno registrato in prevalenza geometrie fragili, con conseguente deformazione secondo piani di taglio.

Attraverso la realizzazione di alcune sezioni geologiche è stato ricostruito l'assetto geometrico mentre, attraverso l'analisi delle mesostrutture, è stato possibile determinare la cronologia delle deformazioni. Essa è caratterizzata da un primo raccorciamento che ha determinato i sovrascorrimenti delle diverse unità tettoniche, cui è seguita una deformazione neotettonica rappresentata da sistemi di faglie a diversa orientazione e a componente trascorrente del rigetto.

Al fine di definire l'orientazione statistica delle principali strutture duttili e fragili che hanno coinvolto nella deformazione le successioni affioranti, sono state realizzate 20 stazioni di misura mesostrutturale, ubicate in relazione alla qualità ed estensione degli affioramenti (Fig. 39).

Nelle stazioni di misura sono stati prelevati gli orientamenti spaziali di diversi elementi planari e lineari, quali assi di pieghe (Fig. 44), superfici di faglia (Fig. 45), stratificazione, etc.

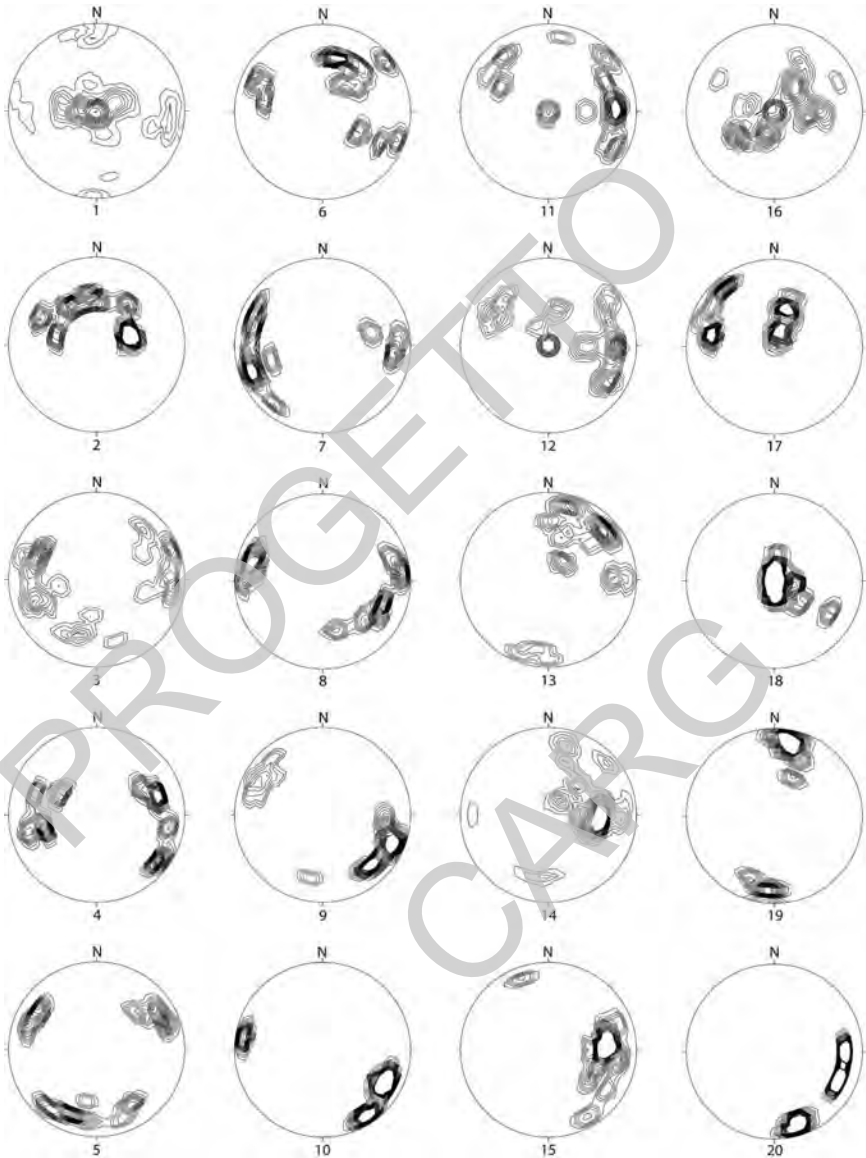


Fig. 44 - Proiezione stereografica degli assi dei principali sistemi di pieghe presenti nel foglio "S. Margherita Belice" (reticolo di SCHMIDT-LAMBERT, emisfero inferiore). Per l'ubicazione si veda Fig. 39.

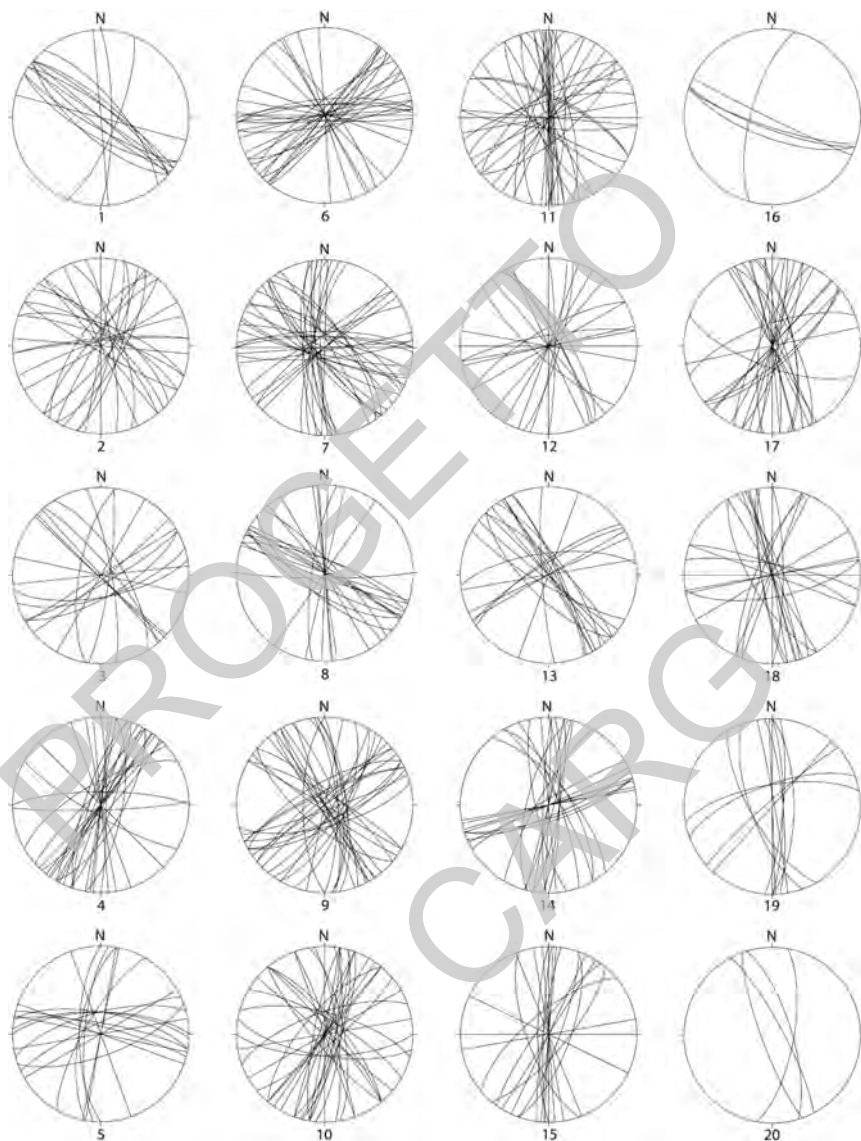


Fig. 45 - Proiezione stereografica delle principali faglie dirette e trascorrenti presenti nel foglio "S. Margherita Belice" (reticolo di SCHMIDT-LAMBERT, emisfero inferiore). Per l'ubicazione si veda Fig. 39.

3.1. - LE STRUTTURE COMPRESSIVE

Le strutture compressive mesoscopiche connesse all'individuazione delle pieghe e dei sovrascorimenti sono abbastanza evidenti specialmente nei settori lungo i quali sono visibili i contatti di sovrapposizione tettonica delle varie unità presenti nel Foglio. Le più diffuse strutture mesoscopiche sono pieghe minori, faglie inverse, superfici di clivaggio stilolitico e di taglio più o meno pervasive.

3.1.1. - Sistemi di pieghe

Le unità litologiche affioranti si presentano deformate secondo diversi tipi di pieghe. Le geometrie che descrivono queste strutture sono, in parte, l'espressione di meccanismi di taglio che caratterizzano le deformazioni di questo settore di catena.

Le pieghe minori sono diffuse in tutte le formazioni ben stratificate ed in particolar modo in quelle della formazione Amerillo (*scaglia Auct.*), nelle marne ad aptici, nelle calcilutiti e marne della formazione Scillato ed in subordine nei Trubi e nelle calcareniti del Pleistocene inferiore. Si tratta per lo più di pieghe parassite, la cui vergenza è in genere coerente con quella delle pieghe macroscopiche che le contengono.

Relativamente alla distinzione sulla base dell'angolo di interlembo, sono state osservate diverse classi. Le successioni pelagiche mesozoico-terziarie sono deformate secondo sistemi di pieghe prevalentemente chiuse, serrate o isoclinaliche (Fig. 46), mentre le successioni di piattaforma carbonatica triassico-giurassiche si presentano deformate secondo sistemi prevalentemente aperti.

La curvatura delle cerniere è anch'essa variabile; all'interno delle successioni di piattaforma carbonatica sono mediamente blande, mentre nei sistemi presenti all'interno delle successioni pelagiche esse possiedono delle geometrie variabili ma, in ogni caso, comprese tra forme da appuntite a molto curve.

La curvatura dei fianchi è blanda nelle pieghe presenti nelle successioni pelagiche, mentre i fianchi delle pieghe entro le successioni di piattaforma carbonatica sono generalmente curvi e più raramente molto curvi.

Sulla base della forma del loro profilo, sono state riconosciute, soprattutto all'interno delle successioni di bacino, diverse geometrie, quali isoclinali, *chevron* e *box* (Fig. 47), mentre i sistemi di pieghe presenti all'interno delle successioni di piattaforma carbonatica sono spesso parallele con spessori più o meno costanti degli strati e, meno frequentemente, concentriche.

Anche le geometrie dei sistemi di pieghe osservati all'interno delle diverse porzioni di successioni litologiche presentano delle differenze: infatti, pieghe simmetriche sono visibili all'interno delle successioni di piattaforma carbonatica,



Fig. 46 - La spettacolare anticlinale di Sant'Antonino, uno dei geositi all'interno della R.N.O. "Monti di Palazzo Adriano e Valle del Sosio" (Di STEFANO & ZARCO, 2005), esempio delle strutture plicative che coinvolgono la formazione Scillato in questo settore.

mentre all'interno delle successioni pelagiche soprastanti i sistemi sono molto spesso asimmetrici, con locali differenze osservabili all'interno delle singole unità litologiche. La presenza di queste differenti geometrie a varie altezze stratigrafiche, suggerisce uno stile di piegamento multiarmonico.

Le geometrie delle mesopieghie rivelano i correlati meccanismi cinematici, che appaiono diversificati in relazione alle caratteristiche litologiche delle successioni stratigrafiche affioranti. Le successioni di piattaforma carbonatica del Triassico Superiore-Giurassico Inferiore registrano pieghe che, nel loro complesso, appaiono il risultato di meccanismi plicativi di tipo *buckling*, soprattutto in relazione alle anticlinali da rampa.

Sistemi di pieghe minori e, localmente, pieghe parassite, possono invece essere riferite a meccanismi di tipo scivolamento flessurale lungo strato. Questi meccanismi, in particolare, sono accompagnati dalla formazione di locali sistemi di faglie inverse di entità limitata, generate per favorire l'accomodamento di volumi di roccia durante la compressione del multistrato. Difatti, le superfici inverse sono spesso a basso angolo e si raccordano lungo le superfici di interstrato nelle quali avviene lo scivolamento flessurale.



Fig. 47 - Pieghe minori, di tipo chevron, nei calcari con selce di Cozzo Morina.

All'interno delle successioni pelagiche e talvolta terrigene, invece, i meccanismi di piegamento sono preferenzialmente di tipo *flexural slip*, *kinking* e, a luoghi, per taglio obliquo. Il *kinking* ha prodotto pieghe *chevron* e *box*, soprattutto all'interno delle successioni pelagiche, mentre pieghe simili sono presenti un poco ovunque, anche all'interno delle successioni terrigene.

L'orientazione delle pieghe mesoscopiche varia da E-O a NO-SE; la prima direttrice è geneticamente connessa con la strutturazione del sistema orogenico, mentre la seconda deriva probabilmente dalla riorientazione delle pieghe minori ad opera della sovrimpronta impressa dalle più tardive deformazioni trascorrenti e transpressive.

3.1.2. - Sistemi di faglie inverse a basso ed alto angolo

Le faglie inverse mesoscopiche sono diffuse in quasi tutte le formazioni affioranti e sono particolarmente concentrate in prossimità dei sovrascorrimenti principali dove determinano rigetti variabili. I valori di inclinazione di queste faglie tendono a diminuire avvicinandosi alla superficie di sovrascorrimento principale; sembra quindi verosimile che faglie inverse mesoscopiche e sovrascorrimenti facciano parte di un unico sistema cinematicamente coerente. Spesso le faglie

inverse sono associate alle pieghe mesoscopiche e sono frequenti i casi in cui le faglie, diramandosi da un orizzonte di scollamento parallelo alla stratificazione, si esauriscano terminando verso l'alto con una coppia di mesopieghe asimmetriche (fronte di Monte Colomba).

Le strutture associate alle zone di faglia sono di diversi tipi. All'interno delle successioni di piattaforma carbonatica, le strutture tipiche sono rappresentate da strie e gradini, mentre *gouge fabric* si nota soprattutto quando vengono coinvolte nel fagliamento le successioni di bacino. Queste ultime inoltre, quando sono sovrascorse, si presentano a tratti micropieghettate con sistemi isorientati e spesso attraversate da fitte superfici di clivaggio del tipo *slaty cleavage* o, a tratti, di crenulazione.

La migrazione dei fluidi durante la formazione di faglie, produce fenomeni di dissoluzione e riprecipitazione dei carbonati sia all'interno delle successioni di piattaforma carbonatica che di bacino. Di fatto le porzioni di successioni bacinali prossime a superfici di sovrascorrimento si presentano più marnose rispetto alle porzioni sottostanti. Queste fasce generalmente hanno uno spessore di una decina di metri. Se il fenomeno prevalente all'interno delle successioni litologiche di bacino appare quello della dissoluzione, le successioni di piattaforma carbonatica appaiono interessate da fenomeni di sostituzione (dolomitizzazione) in prossimità delle zone di taglio. Infatti, anche se la dolomitizzazione delle successioni di piattaforma carbonatica è generalmente da riferire a processi diagenetici, sono però state osservate fasce di spessori decametrici regolarmente associate a superfici di scollamento o sovrascorrimento.

Le unità tettoniche sono a luoghi delimitate lateralmente da faglie da strappo (*tear faults*).

3.1.3. - *Il clivaggio*

In prossimità delle superfici di sovrascorrimento, dove la deformazione è più intensa, le strutture mesoscopiche di taglio assumono un carattere più pervasivo; in questo caso esse sono costituite dall'associazione di clivaggio stilolitico e di superfici di taglio che definiscono un *fabric* di tipo S-C.

Il sistema di clivaggio riferibile alle deformazioni plicative è generalmente meno spaziato e con una minore persistenza. Risulta subparallelo alle superfici assiali delle pieghe coniugate e mostra un'ondulazione dovuta alla combinazione tra fenomeni di rifrazione all'interno di multilivelli a diversa competenza. Queste superfici non presentano spaziatura tra le pareti e hanno un decorso sub-parallelo.

Nell'area sono state inoltre osservate numerose geometrie duttili-fragili, quali sigmoidi e fratture di dilatazione a decorso *en-échelon*. Esse si localizzano nei pressi delle principali superfici di sovrascorrimento ed evidenziano generalmente

direzioni di trasporto circa N-S o NE-SO e senso di movimento verso i quadranti meridionali. Sono stati osservati locali scostamenti da tale direzione principale, a causa delle deformazioni neotettoniche che hanno determinato il piegamento e la riorganizzazione spaziale delle strutture a *thrust* e di quelle ad esse associate.

3.1.4. - *Le superfici di scollamento*

Le superfici di scollamento presenti all'interno della successione stratigrafica, riconoscibili spesso a scala regionale, sono ben visibili alla scala degli affioramenti, sia per la presenza di piani di scorrimento meccanico che separano le diverse unità litologiche, che per l'apparente elisione locale di porzioni di successioni sedimentarie. Le superfici di scorrimento meccanico sono inoltre evidenziate sia dalla presenza di zone di *shear* (a luoghi spesse anche svariati metri), che dalla presenza di famiglie di vene colmate da calcite spatica.

Le superfici di scollamento più significative sono quelle che separano i carbonati di piattaforma e di margine del Triassico Superiore-Giurassico Inferiore dalle successioni pelagiche cretacico-eoceniche (es. Sub-unità Serra Frattasa-Serra di Biondo, unità Monte Genuardo). Un'altra importante superficie di scollamento è presente al tetto delle successioni pelagiche cretacico-eoceniche.

A queste zone di scollamento si associa un clivaggio penetrativo oltre a bande cataclastiche. Le bande cataclastiche caratterizzano le porzioni stratigraficamente più basse delle successioni di piattaforma carbonatica. Inoltre, la base delle successioni pelagiche cretacico-eoceniche presenta, a luoghi, strutture sigmoidali che indicano deformazioni semirigide. Il *gouge fabric* presente in queste fasce appare spesso corrispondere a piani con dissoluzione per pressione.

All'interno di queste zone di *shear* si osservano anche intense deformazioni rotazionali.

La geometria delle vene riempite da calcite spatica è indicativa del senso di movimento determinato dal campo di sforzi che ha portato alla deformazione delle diverse unità litologiche.

Alle superfici di scollamento di estensione regionale se ne associano altre, ad andamento locale, all'interno di quasi tutte le unità litologiche affioranti. Queste superfici possiedono una densità tale che possono essere definite, a volte, come degli scollamenti interstratali, attivati nel contesto di un piegamento di tipo *flexural slip*. Le geometrie derivanti da queste deformazioni sono di vario tipo.

Le differenti caratteristiche meccaniche delle unità litologiche sicane hanno contribuito in modo determinante al tipo di risposta che hanno fornito durante la loro deformazione contrazionale.

Il diverso raccorciamento delle successioni litologiche affioranti, determinato dall'attivazione iniziale di superfici di scollamento, dai sovrascorrimenti e dal

piegamento multiarmonico, ha determinato anche la formazione di geometrie duplex (Fig. 48).

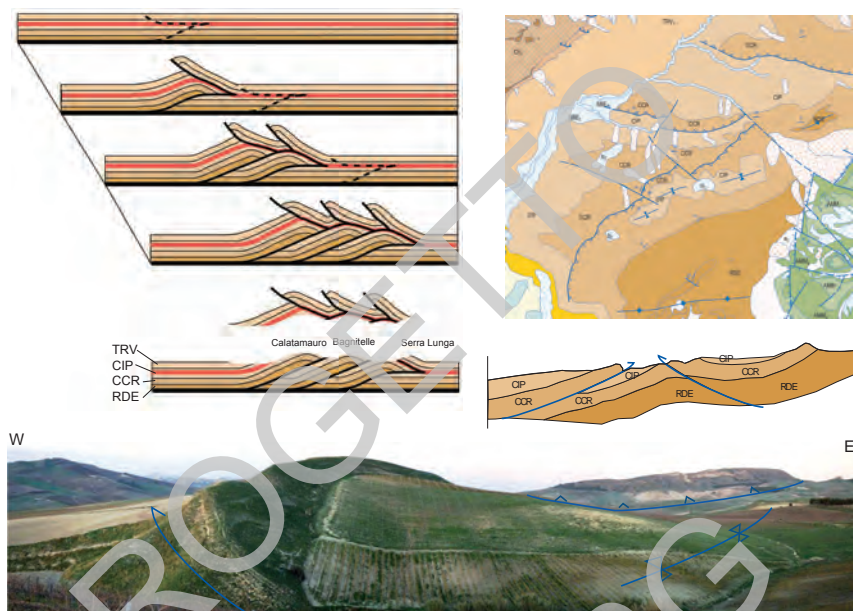


Fig. 48 - Deformazioni delle coperture cenozoiche nell'area NO di Monte Genauardo: in alto a destra particolare cartografico e sezione geologica dell'area di Baghitelle Sottane-Serra Lunga che evidenziano la presenza di una triangle-zone. In basso il back-thrust originato dalle calcareniti di Corleone (CCR) nei pressi di Masseria Ciaccio. In alto a sinistra modello evolutivo di un passive-roof duplex (mod. da COUZENS-SCHULTZ et alii, 2003)

3.2. - SISTEMI DI FAGLIE DIRETTE E TRASCORRENTI

L'assetto tettonico dell'area è caratterizzato, oltre che dalle strutture compressive descritte, anche da faglie trascorrenti e/o dirette che interessano sia le successioni mesozoiche e terziarie che le successioni plio-pleistoceniche. Queste strutture possono essere raggruppate, sulla base della loro orientazione, in due sistemi principali a cui si associano dei sistemi di ordine minore.

Un primo sistema, orientato con direzione circa NO-SE, è rappresentato principalmente da faglie ad alto angolo con un'importante componente orizzontale di movimento, associate a faglie inverse che immergono in genere verso i quadranti settentrionali. Si tratta di strutture che si seguono con continuità per diversi chilometri e che producono rigetti dell'ordine delle centinaia di metri di orizzonti-guida riconoscibili sul terreno.

Nelle diverse zone di faglia sono state riconosciute strutture di vario ordine, sia con componenti transpressive che transtensive del rigetto. Di queste, le faglie transpressive possiedono generalmente delle inclinazioni medie di circa 60° e, comunque, spesso inferiori a 75°, mentre quelle con componente transtensiva possiedono un intervallo di inclinazioni molto più ampio, essendo state riconosciute superfici comprese tra 70°-90°, 50°-60° e 35°-50°. Questi sistemi si trovano quasi sempre a formare strutture discrete di tipo *Riedel* associati di vario ordine. Le faglie transpressive appaiono costituire elementi coniugati di tipo P, P', P* (secondo il modello proposto da SWANSON, 1988), le faglie transtensive appaiono costituire elementi coniugati di tipo X e X', mentre le trascorrenti *s.s.* appaiono identificabili come elementi di tipo R ed R'.

Una delle strutture più importanti è la faglia trascorrente destra Realbate-Burgio, che si sviluppa in direzione NO-SE. Questa faglia è caratterizzata da settori nei quali la direzione di inviluppo subisce deboli variazioni, dando origine a strutture associate di tipo *pull-apart* (bacino di Realbate, bacino di Burgio) e *restraining bands* (alto di Giuliana). Queste ultime sono evidenziate dall'associazione di strutture transpressive, quali pieghe e faglie inverse-oblique, che delimitano geometrie positive di tipo *push-up*.

Un'altra struttura di un certo rilievo è quella che si sviluppa in senso NE-SO (Faglia del Sosio di MONACO *et alii*, 2000), tagliando i sovraccorrimenti e le strutture compressive preesistenti. Si tratta di una faglia a prevalente componente di movimento orizzontale sinistro che disloca anche i depositi del Pliocene inferiore (Fig. 49). A questa zona di deformazione sono associate altre strutture coniugate, sia sintetiche che antitetiche.

Un secondo sistema di faglie, meno evidente, è orientato circa NE-SO e ENE-OSO, in senso trasversale alle strutture, ed è rappresentato per lo più da faglie dirette e/o da faglie con componente orizzontale di movimento.

Le faglie trascorrenti destre del settore sicano potrebbero rappresentare l'espressione superficiale di una fascia di taglio transpressiva di importanza regionale, situata al limite tra il blocco saccense e la catena magrebide ed attivatasi nel Pleistocene dopo la strutturazione compressiva della catena.

La rotazione dei blocchi, in accordo con la deformazione di taglio destro, insieme con fenomeni di *step-over* in corrispondenza di *releasing bands*, possono giustificare la formazione di importanti bacini intermontani di tipo *pull-apart*, quali quello di Bisacquino (ad est del Foglio), della valle di Burgio, della valle di Sambuca.

MONACO *et alii* (2000) sostengono che nel settore meridionale dei Monti Sicani la parte frontale del sistema a *thrust* orientato circa OSO-ENE è deformato da strutture trascorrenti legate a due zone di taglio principali, il sistema del Sosio ed il sistema di Burgio, che delimitano una vasta area caratterizzata dallo sviluppo di strutture contrazionali orientate N-S che accomodano le deformazioni trascorrenti. Ancora secondo gli Autori queste faglie trascorrenti delimitano un cuneo che si



Fig. 49 - Portella Rossa (Burgio): faglia trascorrente sinistra del Sosio orientata NE-SO.

enuclea dalla parte frontale del sistema a *thrust* tra Sciacca e Caltabellotta e si allarga, ad est, estendendosi verso il Bacino di Caltanissetta. La deformazione trascorrente sarebbe avvenuta durante il Pliocene superiore - Pleistocene medio contemporaneamente alla messa in posto dei *thrust* frontali della catena nell'area di Sciacca. Questo processo è associabile all'indentazione di una porzione più rigida del margine continentale africano (corrispondente alla piattaforma carbonatica di Sciacca) che penetrando nel sistema di sovrascorrimenti ha causato l'estrusione laterale del settore meridionale dei Monti Sicani verso l'adiacente "Bacino di Caltanissetta".

4. - SINTESI SULL'EVOLUZIONE TETTONICA

I risultati del rilevamento geologico e dell'analisi strutturale condotti nell'area indicano che il segmento di catena ivi ricadente è costituito da un insieme di unità tettoniche di derivazione sicana, completamente scollate dal loro substrato, impilate dalle fasi tettoniche mioceniche e plio-pleistoceniche, e sovrascorse sui depositi plio-pleistocenici che costituiscono la sommità delle successioni saccensi. Le successioni di questi domini paleogeografici adiacenti hanno registrato i segni di una evoluzione paleotettonica che ha interessato il margine

piattaforma carbonatica-bacino nel corso di tutto il Mesozoico e Cenozoico Inferiore (v. Cap. Stratigrafia). I lineamenti paleotettonici hanno esercitato un significativo controllo nella tetto-genesi.

Lo studio condotto mostra che l'evoluzione tettonica della catena nell'area del Foglio è avvenuta in due stadi differenti. Il primo, riferibile al Miocene medio-superiore, è responsabile dell'impilamento delle Unità Sicane più interne sulle Unità Sicane più esterne la cui sommità era chiusa dalle marni di S. Cipirello (di età Langhiano superiore-Tortoniano inferiore), e di queste ultime sulle Unità Saccensi la cui sommità era invece costituita dai Trubi di età Pliocene inferiore e dalle peliti e sabbie della formazione marnoso-arenacea del Belice di età Piacenziano-Gelasiano. Durante il secondo stadio, riferibile all'intervallo Pliocene-Pleistocene, le coltri alloctone sono sovrascorse sulla sommità della Piattaforma Saccense; con il progredire della deformazione compressiva, le porzioni più interne della Piattaforma Saccense e le aree di raccordo con il Bacino Sicano sono state interessate da sovrascorrimenti profondi, che propagandosi verso l'alto hanno determinato lo sviluppo di strutture sepolte con geometria di tipo *duplex*, ed importanti fenomeni di reimbricazione (*breaching*) ad opera di sovrascorrimenti emergenti, complicando l'assetto, altrimenti relativamente semplice, delle coltri alloctone più superficiali e determinando locali processi di riattivazione. Nel corso del Pleistocene, in seguito al progressivo rallentamento del processo orogenico ed all'instaurarsi di un regime deformativo di taglio di importanza regionale, tutte le strutture compressive superficiali e profonde sono state troncate da sistemi di faglie con carattere cinematico trascorrente sia destro che sinistro. Nelle zone caratterizzate da variazioni di direzione delle faglie trascorrenti, la protratta attività tettonica ha generato una complessa redistribuzione degli sforzi, che ha condotto allo sviluppo di strutture recenti con carattere cinematico obliquo, transtensivo e, localmente, distensivo.

L'età delle diverse fasi deformative è stata dedotta dallo studio delle strutture prodotte durante i singoli eventi e dei rapporti che esse realizzano con i depositi sintettonici. I depositi del Pliocene inferiore-Pleistocene inferiore, hanno consentito di datare l'attività delle strutture più recenti presenti nel settore più interno, nord-occidentale dell'area.

I depositi del Pliocene inferiore rinvenuti nell'area di Bisacquino consentono di attribuire ai processi di re-imbricazione un'età più recente del Pliocene inferiore.

I depositi pliocenici della formazione marnoso-arenacea del Belice tendono a ringiovanire verso il fronte della catena. Essi si ritrovano talvolta isolati dall'avanfossa, mentre più frequentemente rappresentano il prodotto della sedimentazione avvenuta sul margine interno della avanfossa. Tali depositi sono presenti nel sottosuolo, dove risultano interposti tra la coltre alloctona frontale e la Piattaforma Saccense sepolta.

5. - RAPPORTI PALEOGEOGRAFICI FRA LE DIVERSE SUCCESSIONI DURANTE IL MESOZOICO

Le analisi stratigrafiche e sedimentologiche sviluppate parallelamente alla realizzazione del Foglio hanno consentito di identificare e caratterizzare un margine triassico biocostruito di tipo *Dachstein* nel settore orientale dell'unità di Pizzo Telegrafo (Di STEFANO *et alii*, 2008; CACCIATORE, 2009) pertinente al Dominio Saccense *Auct.* L'analisi delle associazioni e sequenze di macro e microfacies di questi depositi ha permesso di evidenziare depositi sommitali, attribuibili al Retico, dominati da coralli scleractinidi, non individuati negli analoghi terreni della Sicilia settentrionale. È stato anche possibile documentare una rapida progradazione delle facies lagunari su quelle di margine nel Retico superiore, correlabile ad una intensificazione degli apporti di materiale biodetritico nell'antistante bacino Sicano. Tracce di carsismo al tetto di questi strati terminali della piattaforma triassica e la considerazione che la crisi di produttività carbonatica del limite T/G avrebbe causato un annegamento della piattaforma controllato dalla subsidenza, concorrono a ritenere plausibile un abbassamento del livello del mare alla fine del Triassico, come registrato in altri settori tetidei (HALLAM, 2001).

Lo studio dei depositi gravitativi accumulatisi in prossimità del limite T/G nelle successioni di mare profondo del bacino Sicano, ha confermato la presenza di estesi *apron* carbonatici alimentati quasi esclusivamente dai carbonati biocostruiti del margine della piattaforma. Unità strutturali sicane quali quella di Campofiorito e del Fiume Sosio-Monte Lucerto, considerate da alcuni autori come rappresentative di settori distali del Bacino, dovevano essere contigue, durante il Mesozoico, al margine della piattaforma carbonatica formata dai comparti Panormide, Trapanese, Saccense ed Ibleo (Fig. 50). Le sequenze di facies analizzate e ricostruite in questi *apron*, indicano variazioni composizionali fra carbonati intrabacinali ed extrabacinali controllate, principalmente, da oscillazioni del livello del mare e di produttività carbonatica della adiacente piattaforma (CACCIATORE, 2009).

I dati sulla estensione verticale e laterale delle facies osservate, consente di ritenere che l'attuale disposizione delle unità strutturali che vedono una transizione da ovest verso est, da unità della piattaforma Saccense (unità tettonica di Pizzo Telegrafo) ad unità del bacino Sicano, rifletta, pur con raccorciamenti e dislocazioni *strike-slip*, una originaria contiguità paleogeografica.

Queste osservazioni lasciano propendere quindi, fra i diversi modelli di deformazione neogenica disponibili per l'area, quelli che implicano raccorciamenti modesti fra unità derivanti dalla piattaforma carbonatica e di mare profondo, indotti essenzialmente da rampe laterali orientate, pressappoco, lungo le direttrici del margine triassico (NNO-SSE).

Basandosi su questa ipotesi e con la consapevolezza delle limitazioni imposte

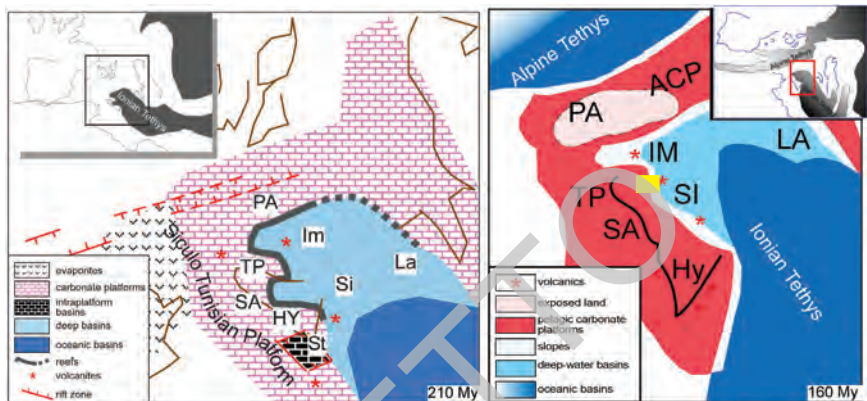


Fig. 50 - Ricostruzioni paleogeografiche dell'area centro-mediterranea durante il Triassico Superiore (210 Ma) e la fine del Giurassico Medio (160 Ma). Piattaforme carbonatiche: PA Panormide; TP Trapanese, SA Saccense, Hy Iblea. Bacini: IM Imerese, SI Sicano, LA Lagonegro. Bacini intrapiattaforma: ST Streppenosa (mod. da ZARCONI & DI STEFANO, 2010; ZARCONI et alii, 2010). Il rettangolo giallo nella figura a destra indica la collocazione paleogeografica delle unità affioranti nel Foglio.

dalla scarsa risoluzione biostratigrafica, soprattutto nei depositi neritici di questo intervallo, la correlazione delle sequenze di facies osservate in piattaforma e nelle successioni di scarpata, ha consentito di definire un modello 3D dell'architettura deposizionale di tale margine. Il modello ricavato evidenzia come il drastico cambio composizionale al margine della piattaforma, da biocostruito nel Triassico Superiore a sabbioso-oolitico (*Bahamian-type*) nel Giurassico Inferiore, sia riflesso, in modo altrettanto brusco, nelle successioni di scarpata-bacino e che questa variazione approssimi, nelle successioni di mare profondo, il limite T/G.

L'evoluzione medio e tardo-mesozoica di quest'area continua a contenere evidenze, a nostro avviso inconfutabili, della presenza di questa importante struttura crostale. I depositi giurassici post-annegamento della Piattaforma Inici continuano ad indicare che il settore di Pizzo Telegrafo e dell'adiacente Monte Magaggiaro, formano un esteso *plateaux* pelagico (piattaforma carbonatica pelagica, *sensu* SANTANTONIO, 1993) che ha il suo margine nel settore orientale (Muso di Vitella). In quest'ultima area i rapporti stratigrafici di questi depositi con il substrato sono tipici dei settori pelagici di scarpata, con plaghe di depositi di diversa facies ed età che drappeggiano direttamente *stepped unconformities* multiple impostate sul substrato carbonatico delle formazioni Inici e Cozzo di Lupo. Ad essi si associa un imponente reticolo di filoni sedimentari che, in alcuni casi (es. Cava Taja e Cava Russo Ajello, nella terminazione nord-orientale di Pizzo Telegrafo) origina degli imponenti corpi di breccie *in situ*. La matrice di queste breccie è formata da micriti verdastre infiltratesi nel corso di ripetuti eventi di fratturazione, dei quali, il principale è riferibile all'Oxfordiano come testimoniato

dalle associazioni di ammoniti (*Sowerbicerias* spp.) rinvenute, in queste breccie a Cava Russo Aiello. Nelle adiacenti unità sicane ed a Monte Genuardo i coevi depositi giurassici (calcarei di Santa Maria del Bosco) sono di tipo *corniola*, non condensati, con spessori che raggiungono il centinaio di metri, e contengono occasionali livelli di detriti, con litoclasti carbonatici che derivano da successioni di piattaforma.

La presenza di questo importante svincolo crostale è evidenziata anche dalla particolare concentrazione, nell'area dei prodotti del magmatismo tensile medio-giurassico, con le imponenti effusioni basaltiche che affiorano lungo il versante orientale di Pizzo Telegrafo, a Giuliana, a Monte Genuardo e, nelle unità Sicane, a Burgio ed al Santuario di Rifesi, quest'ultima località ad est, appena fuori del Foglio.

L'attività tettonica lungo il margine è documentata, anche durante il Titonico ed il Cretacico Inferiore, da generazioni di filoni sedimentari colmati da calcilutiti a calpionelle e marne verdi della Formazione Hybla. Durante il Cretacico Superiore, la genesi di estese nicchie di distacco e la produzione di enormi volumi di megabreccie (Monte Genuardo e Giuliana) evidenzia, ancora una volta, come questo settore sia stato particolarmente soggetto ai fenomeni di inversione dei bacini, già descritti in Sicilia da numerosi Autori (CATALANO *et alii*, 1996; NIGRO & RENDA, 2002).

Alla luce dei dati paleomagnetici che indicano una sostanziale assenza di rotazioni dell'unità Pizzo Telegrafo rispetto all'Africa (SPERANZA *et alii*, 2000), si può affermare che questo margine rappresenti il bordo della piattaforma Saccense verso est e, più in generale, un segmento del più vasto orlo della Piattaforma carbonatica triassica Siculo-Tunisina (*sensu* DI STEFANO *et alii*, 1996).

Gli affioramenti del margine da Pizzo Telegrafo a Monte Genuardo delineano, nel complesso, un allineamento NNO-SSE, più o meno coincidente con una zona di taglio crostale, parallela alla Scarpata di Malta (Faglia di Segesta di CASERO & ROURE, 1994). Lungo questa struttura, che alla luce dei dati prodotti è da ritenersi ereditata dalla fisiografia mesozoica, si sono prodotte significative dislocazioni laterali destre e rotazioni durante il Miocene superiore-Pliocene nel corso della tettonogenesi della catena Appenninico-Maghrebide. Le principali tappe evolutive del paleomargine sono schematizzate in Fig. 51 (DI STEFANO *et alii*, 2008; CACCIATORE, 2009).

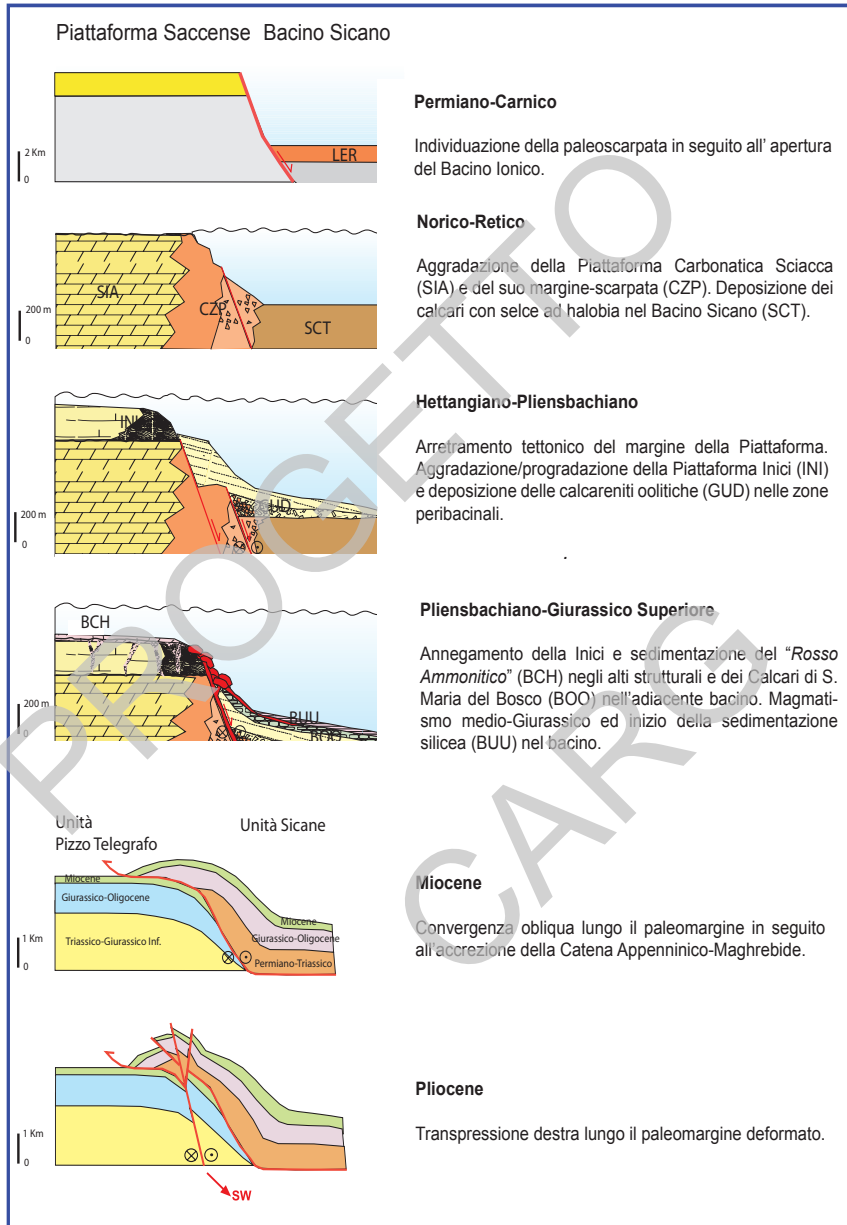


Fig. 51 - Ricostruzione dell'architettura stratigrafica e dell'evoluzione del paleomargine di Sciacca.

VI - ELEMENTI DI GEOLOGIA TECNICA E APPLICATA

1. - CARATTERISTICHE GEOMORFOLOGICHE GENERALI E DISSESTO IDROGEOLOGICO

L'area ricadente nel Foglio 619 "S. Margherita di Belice" è caratterizzata da un paesaggio fortemente condizionato dall'assetto stratigrafico-strutturale; in particolare, una morfologia di tipo collinare si riscontra in corrispondenza degli affioramenti terrigeni di natura argillosa, argillo-marnosa e calcarenitica. Versanti acclivi, morfologie aspre, valli strette ed incassate caratterizzano, invece, i settori in cui affiorano i depositi carbonatici, a loro volta interessati da microforme e macroforme carsiche; le quote maggiori si raggiungono a Monte Triona (1215 m slm), Monte Genuardo (1180 m slm), Montagna Vecchia (1080 m slm) e Pizzo Telegrafo (952 m slm).

Anche l'assetto idrografico e, quindi, il deflusso delle acque superficiali, viene influenzato dalle litologie affioranti, dai loro rapporti stratigrafici, nonché dalle dislocazioni tettoniche ivi presenti; in corrispondenza dei terreni più erodibili i maggiori corsi d'acqua, quali i fiumi Sosio e Belice ed i torrenti Senore, Realbate e Rincione creano un fondovalle ampio caratterizzato dalla presenza di depositi alluvionali terrazzati. Nel caso in cui, invece, attraversano terreni a comportamento competente, essi originano profonde e strette forre la cui formazione è da ricondurre a fenomeni di epigenesi (MONTELEONE *et alii*, 2004).

In tal senso, la valle del Fiume Carboj rappresenta uno spettacolare esempio di antecedenza; i fianchi vallivi, impostati sulla successione mesozoica saccense, presentano pendenze quasi subverticali e, localmente, evolvono per fenomeni di crollo; lungo la stessa valle, soprattutto lungo il versante sudorientale di Monte Arancio, numerose sono le scarpate strutturali la cui origine è da mettere in relazione con la presenza di un sistema di faglie con orientazione NO-SE.

Il regime dei corsi d'acqua è principalmente influenzato dall'andamento delle precipitazioni meteoriche durante l'anno; in generale è di tipo semiperenne, con portate massime concentrate durante il periodo invernale, mentre il regime degli affluenti secondari è spesso di tipo torrentizio.

Alla confluenza con i corsi d'acqua principali si riscontrano, in alcuni settori, delle conoidi di deiezione; si tratta di caratteristiche forme di accumulo, lobate e convesse, costituite prevalentemente da depositi di natura limo - sabbiosa, come quello parzialmente sommerso dalle acque del Lago Arancio, nei pressi dei ruderi di Mazzallakkar.

Lungo gli impluvi dei corsi d'acqua principali sono presenti, invece, le alluvioni tuttora in fase di rielaborazione costituite, prevalentemente, da ciottoli di medie dimensioni immersi in una matrice di natura sabbioso - limosa (MONTELEONE *et alii*, 2006).

Per quanto riguarda le forme fluviali relitte, si possono distinguere diversi ordini di terrazzi fluviali da ricondurre all'evoluzione dell'intera rete idrografica dal Pleistocene all'Attuale; ne sono un esempio i lembi di depositi alluvionali, posti a diverse quote dal fondovalle, costituiti da ciottoli ben arrotondati e di dimensioni anche pluridecimetriche, immersi in una matrice di natura prevalentemente arenacea; essi affiorano a C.da Galia (280 m slm), Poggio Dovico (220 m slm), Masseria Cavallaro (180 m slm). In particolare, per quanto riguarda l'evoluzione del F. Belice, sono stati riconosciuti fino a tre ordini di terrazzi lungo il versante occidentale di M. Carruba Vecchia; qui i depositi alluvionali terrazzati sono di natura prevalentemente limo - sabbiosa con scarsi elementi litici mediamente arrotondati.

Anche lungo il corso del Fiume Sosio sono stati individuati fino a tre ordini di terrazzi di cui il più antico risulta essere quello in corrispondenza di San Carlo (230 m slm).

Un altro esteso affioramento caratterizzato da elementi ben arrotondati di natura prevalentemente carbonatica affiora nella C.da Piana Grande di Misilifurme, un vasto pianoro bordato da una scarpata di erosione selettiva in continuo arretramento sia per frane complesse di tipo scorrimento - colata che, localmente, per fenomeni di crollo; la sua genesi va messa in relazione con l'evoluzione del Fiume Carboj.

Altri lembi di alluvioni terrazzate, caratterizzate da elementi litici arrotondati, immersi in abbondante matrice di natura argilloso - arenacea con moderato grado

di cementazione, sono presenti nelle aree adiacenti il Lago Arancio.

Tra i processi morfoevolutivi che assumono particolare rilevanza nel delineare il paesaggio si riscontrano quelli di versante dovuti alla gravità, soprattutto nelle aree dove affiorano litotipi a prevalente componente argillosa; in questo caso i fenomeni franosi operano il ruolo di agente morfogenetico primario nel modellamento del territorio. I movimenti franosi che determinano l'instabilità dei versanti si differenziano principalmente per la complessità della loro genesi, l'ampiezza dell'area che coinvolgono e, quindi, il volume di materiale interessato, nonché per la velocità con cui essi stessi evolvono. Pertanto, si possono distinguere le Deformazioni Gravitative Profonde di Versante (D.G.P.V.), le frane la cui superficie di rottura coinvolge il substrato ed i dissesti che, invece, interessano soltanto le coperture regolitiche.

La prima tipologia di frana la si può osservare nell'area centrale e sudorientale del Foglio; uno degli esempi più rappresentativi di tale fenomenologia di dissesto è quello che interessa il rilievo montuoso di Monte Genuardo; esso presenta nel complesso un assetto morfologico particolarmente tormentato, risultato di un modellamento ad opera di imponenti movimenti in massa e di intensi processi erosivi che ne hanno interessato e ne interessano tutt'ora i versanti. Il rilievo si presenta smembrato in una serie di grossi blocchi che appaiono in larga parte disarticolati e separati da profondi canali e numerosi *trench* variamente orientati e spesso in connessione con le linee tettoniche (AGNESI *et alii*, 1984).

Anche nel settore occidentale del massiccio di Adranone, ove sorge l'omonimo sito archeologico, l'assetto morfologico denota l'esistenza di movimenti gravitativi profondi tipo espansioni laterali che interessano le successioni carbonatiche; in particolare, la continuità morfologica del rilievo appare interrotta ed il versante si presenta frammentato in blocchi di dimensioni variabili. Si possono distinguere due corpi franosi di dimensioni davvero eccezionali che nel loro complesso possono considerarsi quiescenti; il primo appare il risultato di più movimenti succedutisi in tempi diversi con modalità di tipo scorrimento rotazionale - colata, mentre l'altro è ubicato a SE di Adranone (AGNESI *et alii*, 1987).

In corrispondenza del rilievo di Monte Gurgo si osservano caratteristiche morfologiche simili a quelle appena descritte per l'esistenza di fenomeni franosi che coinvolgono interi versanti e spessori considerevoli di terreni; altri esempi si riscontrano da C.da Gurra a Serra Uomo Morto, nel settore sudoccidentale del Foglio (MONTELEONE *et alii*, 2004).

Numerosi sono, poi, i movimenti in massa, sia attivi che quiescenti, di diversa tipologia quali colamenti, scorrimenti rotazionali e traslativi e frane di tipo complesso che interessano i terreni a prevalente componente argillosa.

Le diffuse linee di dislocazione tettonica che coinvolgono le successioni carbonatiche e gessose generano scarpate le cui altezze variano soprattutto in relazione all'entità dei rigetti ed ai processi di natura fisica e chimica che vi si

instaurano (MONTELEONE *et alii*, 2008); è proprio lungo tali scarpate che si possono osservare fenomeni franosi di tipo crollo che determinano la formazione di falde di detrito più o meno ampie alla loro base, nonchè l'arretramento delle scarpate stesse.

La presenza di estese coltri di natura eluvio-colluviale determina, invece, in occasione di eventi meteorici di forte intensità l'innescio di frane superficiali di tipo *soil slip*, la cui diffusione areale compromette, spesso, una ottimale fruizione del territorio nonchè la interruzione di alcune vie di comunicazione. Tali dissesti si manifestano come scivolamenti traslativi che evolvono in colate; in quest'ultimo caso, incanalandosi nelle incisioni torrentizie, determinano un incremento notevole di apporto solido degli impluvi con conseguente formazione di conoidi di deiezione più o meno ampie alla confluenza con i corsi d'acqua principali.

Un assetto geomorfologico differente si osserva nell'altopiano sul quale insiste il centro abitato di S. Margherita di Belice; tale pianoro si può identificare come una superficie di spianamento prodottasi durante il Pleistocene medio (RUGGIERI & UNTI, 1979; AGNESI & MONTELEONE, 1990). La trasgressione che ha portato al deposito dei sedimenti marini del Pleistocene inferiore è stata seguita da una successiva azione di spianamento continentale (con episodi marini), che ha prodotto sia erosione che sedimentazione, e che è stata ricondotta al modello subtropicale dei *glacis* (RUGGIERI & UNTI, 1979), precedentemente interpretato anche come *pediment* (MASCLE, 1969). I rapporti stratigrafici dimostrano che è certamente post-siciliana la fase di quiete orogenica durante la quale si è realizzata la morfologia a *glacis*. La distribuzione areale di questi depositi, ben osservabili soltanto lungo tagli stradali, non è valutabile per la presenza di estese coperture vegetali ed antropiche. RUGGIERI & UNTI (1979) hanno descritto alcune piccole sezioni che mostrano sedimenti caratteristici, presenti in tutta la Sicilia sud-occidentale, costituiti da sabbie o limi argillosi bruni contenenti ciottoli arrotondati verniciati da una caratteristica patina ferruginosa quasi nera. Tali sedimenti tendono ovviamente ad accumularsi dove il substrato è costituito da rocce più erodibili, mentre mancano, lasciando il posto ad un *glacis di erosione*, là dove il substrato è costituito da rocce sufficientemente dure. E' questo il caso delle superfici sub-pianeggianti a quota di circa 350 m che da Case Cannitello si estendono verso Portella Misilbesi e sulla dorsale che collega Portella Misilbesi a Monte Arancio fino a Case Guarnotta. La superficie di abrasione interessa, in quest'area, prevalentemente le calcareniti ad *Amphistegina* del Pliocene medio-superiore.

Il margine settentrionale del pianoro di S. Margherita di Belice rappresenta una scarpata di erosione selettiva rimodellata da processi di versante dovuti alla gravità, quali crolli diffusi, ribaltamenti per erosione dei sottostanti terreni argillo - marnosi e frane per scorrimento rotazionale e colamento.

Differente è la genesi che ha prodotto un altro ampio pianoro, quello di Piano del Cavaliere, nel settore centrale del Foglio; esso ha una lunghezza

complessiva di circa 3,5 Km in cui è possibile distinguere una prima superficie, debolmente inclinata (poco più di 2°) ed un'altra topograficamente più irregolare e con inclinazione media di circa 5°. La geometria di tale corpo deposizionale (cfr. par. 4.3.1.), a grande scala, è di tipo cuneiforme, con spessore maggiore nel settore sudorientale; la giacitura, particolarmente evidente nell'area ad est di Borgo Cavaliere, risulta essere pressochè suborizzontale. Tali depositi sono prevalentemente ortoconglomerati con ciottoli calcarei e, subordinamente silicei, in genere ben arrotondati, cui si associa una matrice limoso-sabbiosa. Occasionalmente inglobano blocchi plurimetrici di carbonati mesozoici e lembi di marne mioceniche presenti nel substrato. Sono stati oggetto, nel tempo, di diverse interpretazioni (BALDACCI, 1886; MASOLE, 1974; DI STEFANO & VITALE, 1993); sulla base dei rilevamenti diretti e delle analisi fotogeologiche, tale corpo può però essere reinterpretato come un deposito gravitativo di origine mista prodotto da processi di trasporto in massa, quali *debris flow*. La geometria complessiva del corpo sedimentario è riconducibile ad un deposito canalizzato, con provenienza del flusso gravitativo dai quadranti sudorientali. Di analoga genesi possono essere considerati i corpi sedimentari che si trovano nell'area di Bisacquino in località Belvedere ed in località Contrada Quaranta.

Aree morfologicamente depresse poste in prossimità di linee di deflusso superficiale hanno favorito, infine, l'accumulo di depositi palustri costituiti da limi dal caratteristico colore nerastro per l'abbondante presenza di sostanza organica (*terre nere*); le più estese sono quelle delle contrade Gulfa e Roccella.

2 - CONDIZIONI DI INSTABILITÀ DEI CENTRI ABITATI

Molti dei centri abitati ricadenti nel Foglio presentano delle condizioni di rischio geomorfologico da mettere in relazione direttamente con l'instabilità dei versanti per fenomeni franosi di diversa tipologia e grado di attività; per alcuni di tali dissesti, grazie a diverse fonti storiche, è stato possibile conoscerne anche l'evoluzione spazio-temporale.

In particolare, nell'estremo settore nord-occidentale ricadono i nuovi centri abitati di **Poggioreale** e **Salaparuta** edificati a poca distanza dai siti originari dopo che questi ultimi furono completamente distrutti dal sisma che nel 1968 ha colpito l'intera Valle del Belice. Allo stato attuale porzioni significative di versanti sui quali sorgono i nuovi centri abitati sono coinvolti da movimenti in massa, responsabili dei danni rilevati negli edifici e lungo la rete viaria. Le indagini geomorfologiche, condotte su foto aeree anteriori all'urbanizzazione e le notizie bibliografiche raccolte, hanno permesso di accertare che la maggior parte dei movimenti franosi oggi in atto erano già preesistenti all'urbanizzazione (MONTELEONE *et alii*, 2000). La loro evoluzione, seppur lenta, perdura nel tempo

provocando l'apertura di lesioni nelle murature e infrastrutture che vi ricadono (COLLALTI *et alii*, 2002).

I fenomeni franosi che interessano il centro urbano di **Contessa Entellina** sono di tipo complesso; contraddistinti da scarpate secondarie, aree in contropendenza e fenomeni di ruscigliamento concentrato, interessano i terreni del substrato per profondità relativamente modeste, sviluppandosi anche all'esterno del perimetro urbano. Uno di essi ha coinvolto la periferia nord-orientale del paese nel 1921, manifestando delle riattivazioni parziali negli anni 1991 e 1992 in seguito ad abbondanti precipitazioni meteoriche.

Anche il centro abitato di **Bisacquino** è interessato da movimenti franosi di stile complesso (scivolamento rotazionale - colamento) con scarpate secondarie e fenomeni di ruscigliamento concentrato al loro interno; in particolare, per quanto riguarda la frana che interessa la zona sudorientale dell'abitato, il suo innesco viene fatto risalire al 1870 (AGNESI *et alii*, 2004).

I fenomeni di instabilità che hanno interessato e continuano tutt'oggi ad interessare il centro urbano di **Chiusa Sclafani** sono, invece, rappresentati da frane di colamento. I principali eventi di instabilità risalgono al 1300, periodo nel quale si ha notizia dei primi eventi franosi. Dopo l'abbandono dell'antico abitato di Chiusa Sclafani, denominato Chiusa la Vecchia e ubicato nei pressi di Cozzo Agliara, perché spesso coinvolto da movimenti in massa, intorno al 1300 venne ricostruito l'attuale nucleo dal Conte Matteo Sclafani. Tuttavia non mancarono eventi calamitosi. Dall'analisi di diversi documenti storici è emerso come già intorno al 1600 una frana investì il quartiere Vallone; il 2 ottobre 1667 venne inoltrata la richiesta di contributi per la riparazione della sacrestia della Chiesa Madre perché danneggiata dalla frana; nella seconda metà del XVIII secolo venne iniziata la ricostruzione della Chiesa Madre completata nel 1816; seguirono piccoli interventi di ristrutturazione ricollegabili con una nuova riattivazione dell'evento franoso. Così vengono descritte le condizioni di stabilità "... *Chiusa Sclafani è da tempo danneggiato da una frana manifestatasi nella parte sovrastante all'abitato aperta a forma di valletta e successivamente estesasi fino a travolgere già molti anni addietro alcune case; e la zona franosa permane tuttora in condizioni assai allarmanti e le case improvvisamente riedificatesi presentano di nuovo tracce manifeste di danneggiamenti*" (CRINÒ, 1921). Un altro settore dell'area urbana interessato da dissesti è il Quartiere San Vito; la storia evolutiva di questo fenomeno franoso riguarda però solo l'ultimo secolo e, soprattutto, gli ultimi sessanta anni. Alcune riattivazioni che si verificarono dopo il terremoto del gennaio 1968 decretarono il definitivo trasferimento del quartiere (MONTELEONE *et alii*, 2004).

A seguito del terremoto del 1968, anche il centro urbano di **Sambuca di Sicilia** subì danni gravissimi; si procedette, quindi, al parziale trasferimento del centro abitato in un'area posta poco più a nord, proprio sulla porzione terminale

del grande corpo di frana che si sviluppa a SE di Adranone, dalla quota 950 metri fino alla quota di 350 metri, circa. La presenza di abbondante *talus* sopra il corpo di frana in prossimità delle pareti carbonatiche da cui ha origine, permette di considerarlo come una paleofrana (AGNESI *et alii*, 1987).

Infine, nei centri abitati di **Burgio, S. Margherita di Belice e Campofiorito**, grazie al loro assetto geologico-strutturale e geomorfologico, non sono presenti condizioni di pericolosità legata a fenomeni franosi.

3. - GEOLOGIA ANTROPICA

Se si escludono i manufatti di tipo rurale, i centri abitati e le relative vie di comunicazione, l'intervento antropico prevalente in quest'area è da mettere in relazione, esclusivamente, all'utilizzo dei materiali lapidei che hanno portato, soprattutto nei decenni passati, all'apertura di numerose cave a cielo aperto.

Alcune di queste, ed in particolare quelle coltivate nella calcarenite pliocenica affiorante nei pressi di C.da Portella Misilbesi, sono state sfruttate già a partire dal V secolo a. C. per fornire materiale da destinare alla realizzazione di metope e frontoni per i maggiori templi della città di Selinunte.

Nelle zone di cava gli elementi morfologici più evidenti sono dati da piazzali più o meno estesi in funzione della grandezza e importanza dell'attività stessa; a questi si associano aree degradate più o meno ampie, generalmente denudate e ubicate nelle immediate vicinanze, che hanno risentito indirettamente dell'attività estrattiva. Si tratta, prevalentemente, di quelle aree interessate da un intreccio più o meno fitto di strade di servizio utilizzate esclusivamente per lo svolgimento dell'attività estrattiva. Diffusi sono, poi, i cumuli di materiale di scarto proveniente dalle lavorazioni dei materiali lapidei estratti e le discariche di sfabbricidi nelle aree colpite dal sisma del 1968, prodottisi con la ricostruzione post terremoto. Nessuna delle cave abbandonate è stata oggetto di alcun piano di risistemazione e/o ripristino.

Apprezzabile è anche lo sbarramento artificiale lungo il corso del Fiume Carboj realizzato negli anni cinquanta del secolo scorso che ha portato alla formazione del bacino idrico del Lago Arancio. Proprio in seguito alla formazione del lago sono state cancellate quasi del tutto le rovine di Mazzallakkar, recinto fortificato a pianta rettangolare con dei torrioni circolari posti agli angoli, di oscura origine ma da molti attribuite al periodo arabo (SCHMIDT, 1972).

Legata, invece, all'attività agricola è la nuova configurazione fisiografica assunta sia dalle aree collinari che da quelle di fondovalle negli ultimi decenni; infatti, prima del catastrofico terremoto del 1968 gli ordinamenti colturali prevalenti dell'intera Valle del Belice erano di tipo cerealicolo-zootecnico. Dopo il terremoto, l'economia venne trasformata da una politica agricola finalizzata ad incentivare la viticoltura.

4. - LA SISMICITÀ STORICA DELLA SICILIA OCCIDENTALE

Violenti e remotissimi fenomeni tellurici in Sicilia hanno sollecitato la fantasiosa creazione del mito d'Encèlodo di cui vi è traccia nelle opere di molti poeti antichi sia greci che latini; così racconta Virgilio nel III libro dell'Eneide: "... sotto a questa mole (l'Etna) giace il corpo d'Encèlodo superbo; e che quando per duolo e per lassezza ei si travolve, o sospirando anela, si scuote il monte e la Trinacria tutta. ”.

Indipendentemente da queste fantasie epiche, basta esaminare una carta geologica della Sicilia per avere un'idea dell'intensa attività tettonica, antica e recente.

Quest'ultima, in particolare, è testimoniata dagli eventi sismici catastrofici avvenuti nei secoli precedenti o tuttora in atto; fonti storiche riferiscono di terremoti molto forti che colpirono nel 1259 la città di Trapani e nel 1593 l'abitato di Corleone e gran parte della Sicilia occidentale; nel 1726 un altro violentissimo sisma interessò Trapani e Monte S. Giuliano, mentre nel maggio del 1727 a Palermo, Partanna, S. Ninfa, S. Margherita di Belice, Villafranca Sicula e Agrigento fu avvertito un sisma che fu seguito da numerose scosse di assestamento fino all'agosto dello stesso anno. Nell'area del corleonese forti scosse sismiche si susseguirono dal 18 al 22 aprile 1845 e da aprile a dicembre 1876; le più intense furono quelle del 25 maggio e 10 giugno 1876 che furono avvertite anche a Bisacchino, Campofiorito, Roccamena, Piana degli Albanesi, Marineo, Mezzojuso, Prizzi e Palazzo Adriano. Nel maggio del 1957 un sisma di V grado interessò l'area di S. Margherita di Belice, Sambuca di Sicilia, Caltabellotta, Sciacca, Menfi, Montevago, Salaparuta e Gibellina.

Fino al terremoto del 1968, l'area del Belice faceva parte delle cosiddette "aree asismiche", come si evince dalla carta della sismicità della Sicilia redatta da BARATTA nel 1934 sulla base degli effetti macrosismici causati dai terremoti storici (Fig. 52).

5. - SISMICITÀ DELLA VALLE DEL BELICE

Il rischio sismico nell'area contenuta nel Foglio 619 è strettamente dipendente dalla distribuzione della sismicità di un'ampia zona circostante. Eventi sismici con *Magnitudo Locale* (M_L) maggiore di 5.5, ed epicentro in un'area che si estende in longitudine dalle isole Egadi al settore più occidentale delle Madonie, e in latitudine dal Canale di Sicilia all'*offshore* tirrenico, possono produrre effetti macrosismici rilevanti nell'area di interesse. La distribuzione della sismicità strumentale degli ultimi 20 anni, ha permesso di distinguere nella Sicilia occidentale alcune subzone con differenti caratteristiche sismo-tettoniche e tipologie di rilascio sismico. Queste differenze sono evidenziate da una elevata eterogeneità dei meccanismi

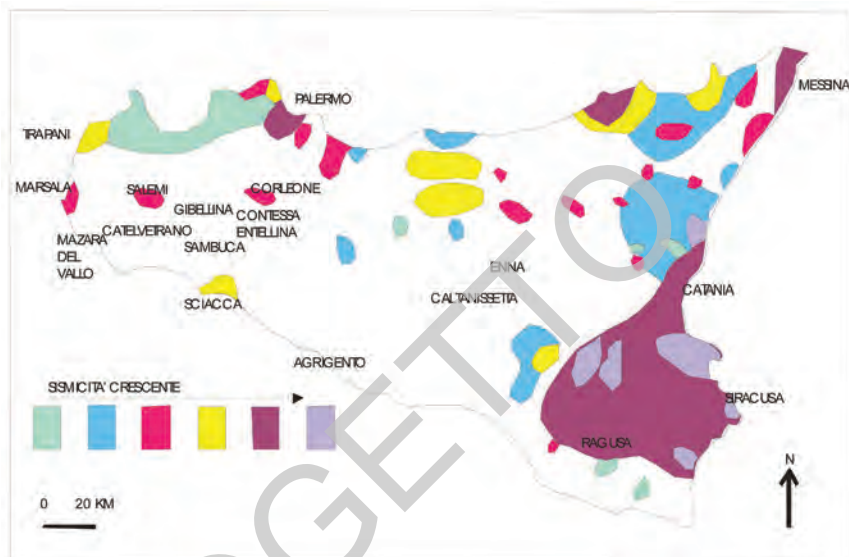


Fig. 52 - Sismicità della Sicilia secondo BARATTA (1934).

focali, che mostrano significative componenti inverse nella parte tirrenica fino alle isole Egadi e trascorrono nell'entroterra siciliano (Fig. 53, GIUNTA *et alii*, 2009).

La sismicità strumentale è caratterizzata da eventi di magnitudo moderata ($M_L < 5,6$), localizzati prevalentemente nell'area tirrenica fino alla costa settentrionale siciliana e in minor misura nel Canale di Sicilia. Ad eccezione della sequenza sismica della valle del Belice del 1968, la sismicità dell'entroterra nella Sicilia occidentale è costituita da frequenti eventi che, per la loro bassa energia, spesso non sono localizzabili con l'attuale configurazione della Rete Sismica Nazionale dell'INGV.

La sismicità del Tirreno sud-occidentale, l'unica studiabile statisticamente per l'elevato numero di eventi registrati, è caratterizzata da una *Magnitudo Locale Media* pari a circa 2.2 e da un rilascio medio annuo di energia di circa $2 \cdot 10^{12}$ J/a (ADELFIO *et alii*, 2006). La profondità ipocentrale media degli eventi tirrenici è di circa 10 km sebbene, all'interno di numerosi *clusters* (gruppi di eventi che per la loro piccola interdistanza spazio-temporale devono essere considerati casualmente dipendenti) gli ipocentri si distribuiscano quasi omogeneamente nell'intero spessore crostale. I volumi occupati dagli ipocentri dei *clusters* approssimativamente delineano l'andamento e l'estensione della zona di frattura in cui è avvenuto il rilascio sismico che ha prodotto la sequenza osservata. L'elevata tendenza di questa area a rilasciare energia di deformazione mediante *clusters* di eventi è stata analizzata determinando la dimensione frattale di correlazione della

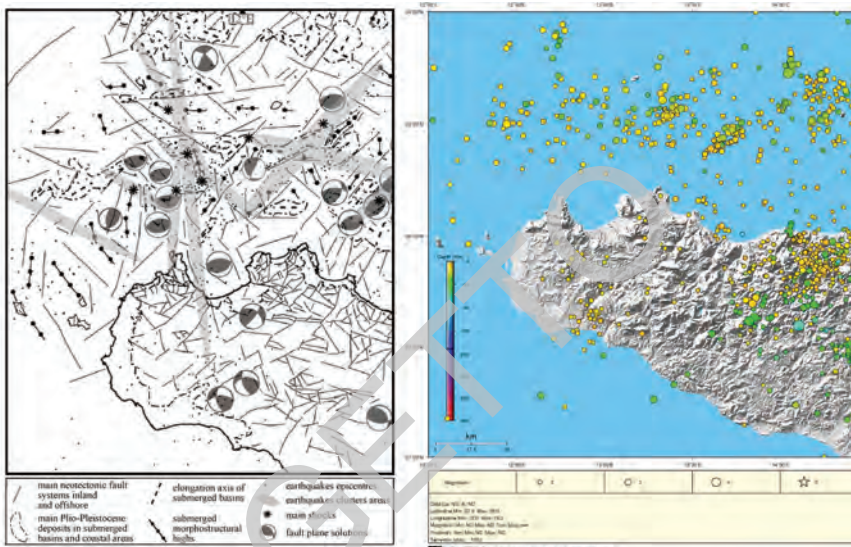


Fig. 53 - Meccanismi focali e clusters degli eventi recenti nell'area sud-tirrenica e della Sicilia occidentale (da GIUSTI et alii, 2009) e distribuzione degli epicentri dei terremoti localizzati dalla rete sismica nazionale INGV dal 2005 al 2010.

distribuzione sia spaziale che temporale degli ipocentri (ADELFINO et alii, 2006).

A causa del basso tasso di rilascio di energia sismica, mediante eventi di magnitudo maggiore di 2, non è attualmente possibile caratterizzare statisticamente la sismicità della porzione centro-meridionale della Sicilia occidentale. Tuttavia, l'elevata magnitudo di alcuni eventi sismici con epicentro nella Valle del Belice, fanno di questa una delle aree siciliane a più elevato rischio sismico.

La storia sismologica di quest'area inizia attorno al 4° secolo a.C. grazie alle informazioni raccolte da dati archeologici. La Fig. 54 mostra la distribuzione degli epicentri dei forti terremoti che hanno interessato la Sicilia occidentale in tempi storici (STUCCHI et alii, 2007 ; BOSCHI et alii, 1995, 1997, 2000).

Il primo terremoto, avvenuto tra il IV e il III secolo a.C., colpì l'area dell'antica colonia greca di "Selinus" che sorgeva nell'odierno sito archeologico di Selinunte, situato nella Sicilia sud-occidentale, nel comune di Castelvetrano (provincia di Trapani). Tra l'VIII e il XII secolo d.C., un secondo terremoto colpì la medesima area. Quest'ultimo di *Magnitudo Locale* approssimativamente 5.8 ed *Intensità Macrosismica Epicentrale* del X grado, ebbe un effetto devastante distruggendo la quasi totalità dei templi di Selinunte (GUIDOBONI et alii 2002).

In epoche più recenti l'area del Belice è stata interessata da un'importante sequenza sismica avvenuta tra il gennaio e il giugno del 1968. Tale sequenza ebbe inizio nel pomeriggio del 14 gennaio 1968, e fu caratterizzata da una serie di scosse

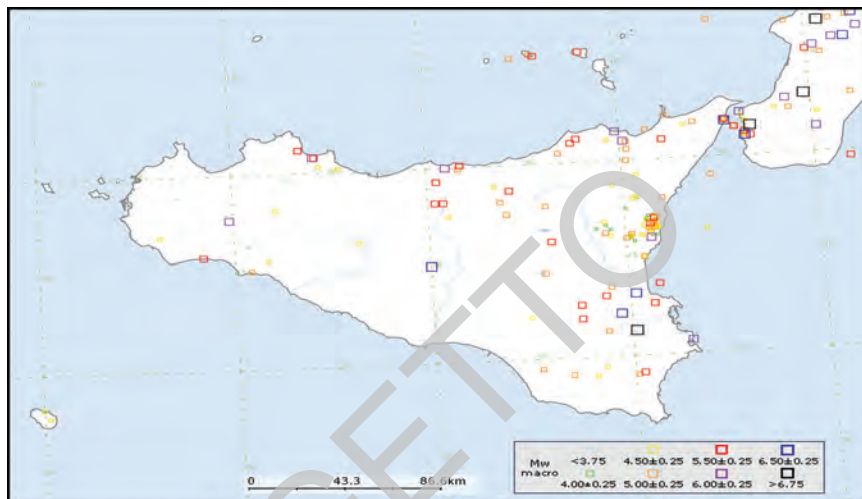


Fig. 54 - Distribuzione degli epicentri dei forti terremoti che hanno interessato la Sicilia in tempi storici (Strucchi et alii, 2007; Boschi et alii, 1995, 1997, 2000).

molto violente che causarono estesi effetti macrosismici (Fig. 55). Le numerose scosse di terremoto (le sei principali di Magnitudo Momento (M_w) compresa tra 5 e 6.4) portarono alla distruzione, pressoché totale dei centri di Poggioreale, Montevago, Santa Ninfa, Gibellina e Salaparuta (I=IX), e provocarono notevoli danni in numerosi altri centri siciliani (fra i quali S. Margherita di Belice e Partanna). La crisi sismica del 1968 causò quasi 400 morti, un migliaio di feriti e circa 100.000 persone rimasero senza abitazione.

Tra la notte del 14 e del 15 gennaio, a sole 13 ore dalla prima scossa, ebbe luogo l'evento maggiore dell'intera sequenza ($M_w=6.4$).



Fig. 55 - Chiesa annessa all'Abbazia di S. Maria del Bosco, sul versante orientale di Monte Genuardo. L'edificio trecentesco, con rifacimenti postumi, è stato gravemente danneggiato dal sisma del Belice del 1968 e da successivi crolli.

Quasi tutta la zona altimetrica di collina della Sicilia occidentale (6.200 km² secondo l'ISTAT) subì effetti permanenti dal terremoto. L'area dei massimi effetti si localizzò nel medio e basso bacino del fiume Belice e comprese 14 centri abitati, compresi in un'area di 1.100 km² con una popolazione residente, al 31 gennaio 1967, di 96.951 abitanti (Fig. 56).

La scossa principale fu seguita da una serie di repliche, alcune delle quali rovinose, che si protrassero sino al febbraio del 1969. Dopo la scossa principale l'attività sismica, generalmente caratterizzata da una continua diminuzione della frequenza e della intensità delle scosse subì brusche riprese in occasione di *aftershocks* caratterizzati da elevata magnitudo come quello del 12 febbraio. Dal 7 al 22 maggio la rete sismica non registrò eventi sismici localizzabili all'interno del volume sorgente; le scosse ripresero il 29 maggio e il giorno 31 dello stesso mese si ebbe un'ulteriore forte replica. In seguito si verificarono solo rare scosse di lieve intensità. Tra il 14 gennaio 1968 e il 10 giugno successivo, furono registrati complessivamente 345 eventi di cui oltre 80 con M_L superiore a 3. In molti dei comuni ricadenti nella Valle del Belice sono stati stimati valori di I_{max} maggiori o uguali a X. La Fig. 57 mostra la mappa delle massime intensità macrosismiche osservate nei comuni della Sicilia occidentale (MOLIN *et alii*, 1996).

In tutte le zone interessate dalle scosse, gli effetti

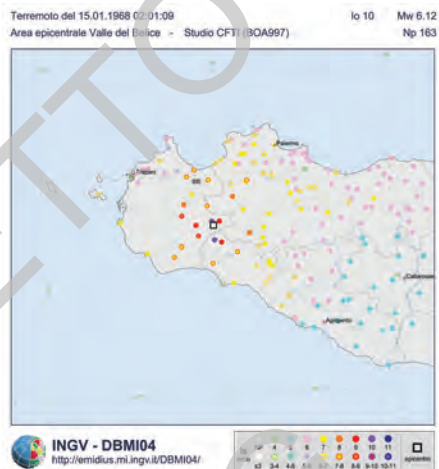


Fig. 56 - Mappa delle intensità macrosismiche risentite a seguito dell'evento del 1968 estratta dal catalogo DBMI04 (Stucchi *et alii*, 2007).

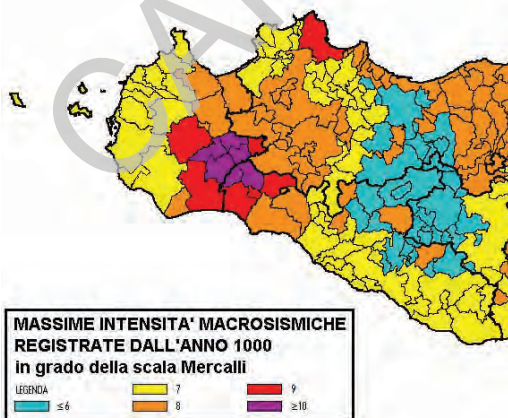


Fig. 57 - Mappa delle massime intensità macrosismiche osservate nei comuni della Sicilia occidentale (MOLIN *et alii*, 1996).

osservati sui suoli furono di limitata estensione. In generale le scosse succedutesi dal 14 gennaio 1968 attivarono movimenti franosi, aperture di fenditure accompagnate da fuoriuscita di fango e acque termali (sorgente Acqua Pia di Montevago, AG) e, in taluni casi, esalazioni gassose e variazioni nel regime delle acque sotterranee. La successione ravvicinata di numerose scosse di portata distruttiva rese quasi impossibile la valutazione degli effetti dei singoli eventi, difficoltà accentuata dall'assenza di una indagine macrosismica, precedente la rovinosa replica del 25 gennaio.

5.1. - LA SEQUENZA SISMICA DEL 1968 E LA SISMICITÀ STRUMENTALE ATTUALE

L'evento principale del 15 gennaio venne localizzato a circa 35 km di profondità (BOTTARI, 1973; ANDERSON E JACKSON, 1987). I meccanismi focali determinati per questo evento (MCKENZIE, 1972; RIUSCETTI & SCHICK, 1975; GASPARINI *et alii*, 1982; ANDERSON & JACKSON, 1987) non hanno fornito soluzioni univoche, mostrando soluzioni variabili da trascorrenti pure a traspressive, a inverse pure, e questo sia per il ridotto numero di osservazioni di polarità che per l'incertezza sui modelli di velocità.

Gli epicentri dei terremoti con magnitudo superiore a 4, descrivono un'area di forma ellittica allungata nella direzione ENE-OSO, che si estende per circa 35 km (MONACO *et alii*, 1996). Nella parte più settentrionale di quest'area gli ipocentri tendono ad allinearsi lungo una superficie immergente a Nord, caratterizzata da un'inclinazione di circa 60°.

Ad esclusione dei terremoti distruttivi del Belice (1968), la sismicità di quest'area è stata caratterizzata da sequenze sismiche di moderata intensità. La probabile microsismicità presente risulta scarsamente caratterizzata a causa della insufficiente copertura della rete sismica nazionale in quest'area (D'ALESSANDRO *et alii*, 2010).

Allo stato attuale delle conoscenze non è possibile associare gli eventi sismici a strutture sismogenetiche ben definite anche perché, in nessun caso, sono stati osservati fenomeni di fagliazione superficiale cosismica a causa delle basse magnitudo degli eventi o della elevata profondità ipocentrale.

Tuttavia, in seguito a studi di paleosismicità, MICHETTI *et alii* (1995) ipotizzarono una connessione tra la faglia di Monte Porcello, un elemento tettonico di secondo ordine della Sicilia sud-occidentale, e il volume sismogenico dei terremoti del 1968.

Prima della crisi sismica del 1968, la Valle del Belice era considerata un'area asismica. Per tale ragione molti dei centri urbani di quest'area erano costituiti da edifici non antisismici e quindi incapaci di resistere alle sollecitazioni meccaniche indotte da un forte terremoto.

La nuova normativa antisismica del 2003 pone tutti i comuni ricadenti nella Valle del Belice tra la 1^a e la 2^a zona, cioè aree caratterizzate dalla probabilità

del 10% che in 50 anni venga superata almeno una volta l'accelerazione di picco del suolo di 0.35 g e 0.25 g, rispettivamente (Fig. 58).

La Fig. 59 mostra la mappa della pericolosità sismica espressa in termini di accelerazione massima al suolo con probabilità di eccedenza del 10% in 50 anni (PGA, Peak Ground Acceleration) riferita a suoli rigidi ($V_s > 800/m$), Ordinanza PCM del 28 aprile 2006 n. 3519, All.1b; estratta da: <http://zonesismiche.mi.ingv.it>.

Questa mostra come i comuni ricadenti nella Valle del Belice abbiano tutti elevata pericolosità sismica con valori di PGA prossimi a 0.2 g.

Al fine di avere un quadro preciso della pericolosità sismica dei comuni della Sicilia occidentale con oltre 40.000 abitanti, in Tab. 3 sono stati riportati i valori di PGA medi attesi per diversi livelli di probabilità di accadimento in 50 anni, o equivalentemente per i corrispondenti periodi di ritorno. I dati riportati in Tab. 3 sono stati estratti dalle mappe digitali della pericolosità sismica disponibili su <http://esse1.mi.ingv.it/>. I valori di PGA riportati sono stati stimati con la tecnica proposta da Cornell (CORNELL, 1968; BENDER & PERKINS, 1987; Gruppo di Lavoro MPS, 2004). Per ogni valore di PGA stimato, sono stati determinati tre intervalli di confidenza in termini di percentili.

Poiché le caratteristiche geologiche locali possono avere un'importante influenza sulla previsione del danneggiamento prodotto da un terremoto, data l'elevata pericolosità sismica di quest'area, una micro-zonazione, ad oggi

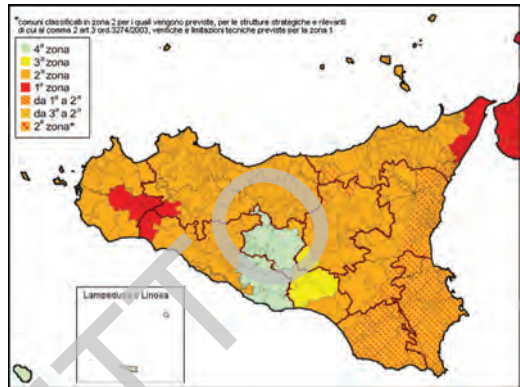


Fig. 58 - Classificazione sismica dei comuni della Sicilia (Ordinanza P.C.M. n. 3274 del 20 marzo 2003, aggiornata al 16/01/2006).

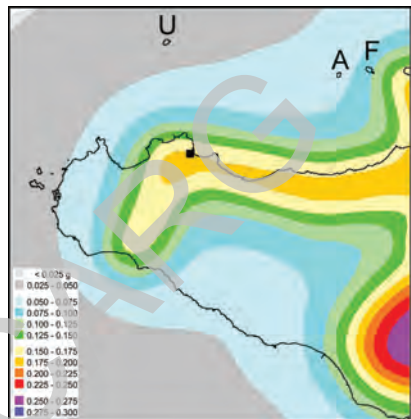


Fig. 59 - Mappa della pericolosità sismica espressa in termini di accelerazione massima al suolo con probabilità di eccedenza del 10% in 50 anni riferita a suoli rigidi ($V_s > 800/m$), (Ordinanza n. 3519 PCM del 28 aprile 2006, All.1b; estratta da: <http://zonesismiche.mi.ingv.it>.)

mancante, permetterebbe una valutazione del rischio sismico utilizzabile per la pianificazione degli interventi necessari per mettere in sicurezza i fabbricati dei comuni ivi ricadenti.

Tab. 3 - Valori di PGA medi attesi per i comuni della Sicilia occidentale con oltre 40.000 abitanti, per diversi livelli di probabilità, o equivalentemente per i corrispondenti periodi di ritorno, e percentile, determinati dalle mappe digitali della pericolosità sismica disponibili su <http://esse1.mi.ingv.it/>.

Comune	Valori di PGA	2% (2475a)	5% (975a)	10% (475a)	22% (201a)	30% (140a)
Palermo	16	0,274	0,201	0,154	0,106	0,087
	50	0,308	0,225	0,174	0,122	0,103
	84	0,357	0,249	0,186	0,127	0,107
Marsala	16	0,045	0,033	0,024	0,015	0,012
	50	0,078	0,059	0,047	0,034	0,030
	84	0,086	0,064	0,051	0,037	0,032
Trapani	16	0,050	0,038	0,029	0,019	0,015
	50	0,086	0,066	0,053	0,039	0,034
	84	0,097	0,073	0,057	0,041	0,036
Agrigento	16	0,064	0,048	0,037	0,026	0,021
	50	0,092	0,073	0,060	0,045	0,040
	84	0,105	0,083	0,067	0,051	0,044
Mazara del Vallo	16	0,068	0,049	0,037	0,025	0,020
	50	0,111	0,080	0,062	0,045	0,039
	84	0,122	0,090	0,070	0,050	0,043
Alcamo	16	0,192	0,135	0,098	0,064	0,052
	50	0,233	0,165	0,123	0,084	0,071
	84	0,271	0,187	0,140	0,095	0,079
Sciacca	16	0,233	0,164	0,119	0,074	0,058
	50	0,273	0,188	0,138	0,090	0,074
	84	0,324	0,218	0,159	0,099	0,080

6. - SFRUTTAMENTO ANTROPICO DELLE RISORSE

6.1. - IDROLOGIA

I corsi d'acqua principali, ricadenti in parte nel Foglio "S. Margherita di Belice" (Fig. 60) defluiscono per lo più verso meridione, finendo per sboccare nel Canale di Sicilia (Fogli alla scala 1:50000 "Castelvetrano", "Selinunte" e "Sciacca"). Nella suddivisione dei bacini imbriferi che ricadono in parte nel Foglio, qui di seguito descritti nel dettaglio, si è seguita la loro recente riclassificazione e codificazione (REGIONE SICILIA, 2005).

6.1.1. - *Fiume Belice* (codice bacino R19057)

Il bacino idrografico del fiume Belice (codice R19057CA001) ha una superficie di circa 955 km² e ricade nel versante meridionale della Sicilia, confinando a N con i bacini dello Jato e dell'Oreto, ad E con il S. Bartolomeo ed a SO con il Modione. Nel Foglio rientra la porzione terminale del Belice Destro e del Belice Sinistro (codice R19057CA002) in prossimità della loro confluenza nei pressi dell'abitato di Poggioreale.

6.1.1.1. - Lago di Garcia (codice R19057LA001)

Il lago artificiale di Garcia sul Belice Sinistro, in provincia di Palermo, ha una capacità massima di 80 Mm³, capacità utile di 63 Mm³: il 15% dei volumi disponibili sono destinati a uso civile, mentre l'85% è impiegato per uso irriguo. Il bacino che sottende l'omonima opera di sbarramento è di 362 km². Tramite condotte di adduzione, l'invaso è collegato al potabilizzatore di Sambuca di Sicilia e, da questo, con gli acquedotti di Montescuro ovest e della Favara di Burgio. Il volume medio idrico che l'invaso fornisce al comparto civile ammonta a circa 9,0 Mm³/anno.

6.1.2. - *Fiume Carboj* (codice bacino R19059)

Il bacino idrografico del fiume Carboj (codice R19059CA001) ha una superficie di circa 208 km² e rientra nel versante meridionale della Sicilia, confinando ad E con il bacino del Verdura ed a O con quello del Belice. Nel Foglio ricade soprattutto il settore che è sotteso dal lago Arancio.

6.1.2.1. - Lago Arancio (codice R19059LA001)

Il lago artificiale Arancio sul fiume Carboj, in provincia di Agrigento, ha una capacità d'invaso di 32,8 Mm³ (capacità utile 30,8 Mm³) ed occupa una superficie di 3,7 Km² circa. Raccoglie le acque fluenti da un bacino imbrifero esteso circa 136 km², con una quota massima d'invaso di 179 m s. l. m. ed una quota minima d'invaso utile di 160 m s. l. m. Esso rientra nello schema idrico Garcia-Arancio e sottende l'omonimo bacino artificiale, realizzato negli anni '50 dall'Ente di Riforma Agraria in Sicilia (E.R.A.S.) poi divenuto Ente di Sviluppo Agricolo (E.S.A.). La diga è provvista di stazione PTIREA (pluviometro, termometro, idrometro, misuratore di radiazione solare totale o piranometro, evaporimetro ed anemometro).

Lo schema idrico Garcia - Arancio interconnette i due invasi di "Garcia" ed "Arancio". Il Garcia è integrato dagli apporti del Belice Destro (tramite condotta intubata), mentre l'Arancio lo è dal Torrente Sènore (con canale a pelo libero). I due invasi assicurano l'alimentazione di comprensori irrigui nei territori relativi a tre consorzi di bonifica (1-Trapani, 2-Palermo, 3-Agrigento) e, in particolare, dei territori comunali di: Contessa Entellina, Monreale e Roccamena in provincia di Palermo; Castelvetro, Campobello di Mazara, Gibellina, Mazara del Vallo, Partanna, Poggioreale e Salaparuta in provincia di Trapani; Menfi, Montevago, Sambuca di Sicilia, S. Margherita Belice e Sciacca nella provincia di Agrigento.

Lo schema realizzato è costituito da un adduttore principale, della lunghezza di oltre 26 km, che inizia dalla diga di Garcia, con diametri variabili da 2500 a 2300 mm, mentre a sud-est dell'abitato di Castelvetro, si dipartono due diramazioni (designate rispettivamente diramazione est ed ovest). La diramazione est, della lunghezza di 17,3 km e del diametro costante di 1600 mm, serve alcuni distretti del comprensorio Garcia-Arancio e trasferisce le disponibilità idriche nel bacino del lago Arancio. La diramazione ovest, che si sviluppa per una lunghezza di circa 7 km, con diametri variabili tra 2000 e 900 mm, serve la rimanente parte del comprensorio Garcia-Arancio ed altri settori del Consorzio di Bonifica 1 - Trapani non ancora irrigate. Lo schema è completato da una vasca di compenso, sita al termine dell'adduttore principale, con la capacità di 30.000 m³, due vasche nella diramazione est (rispettivamente da 12.200 m³ e 28.200 m³), ed altre due in quella ovest (rispettivamente di 90700 m³ e 58500 m³). Per consentire una maggiore disponibilità idrica del serbatoio Arancio, è stato riadattato l'impianto di sollevamento del Basso Belice, che consente di convogliare nello stesso invaso le fluenze del fiume Belice (MINISTERO DELLE INFRASTRUTTURE E DEI TRASPORTI, 2001).

6.1.3. - *Fiume Verdura e bacini tra Verdura e Magazzolo* (codice bacino R19061)

Il bacino idrografico del Fiume Verdura (codice R19061CA001) si estende per circa 448 km² ricadendo nel versante meridionale della Sicilia. Il bacino imbriferò ad E confina con il Magazzolo ed a O con il Carboj. Nel Foglio ricade soprattutto il settore iniziale del corso d'acqua che prende il nome di Fiume Sosio.

6.2. - PLUVIOMETRIA E TERMOMETRIA

Il fattore più importante che condiziona la piovosità, a parità di regime pluviometrico e termometrico, è rappresentato dall'altitudine, a cui si aggiunge, in subordine, l'esposizione dei versanti. I valori di temperatura diminuiscono con la quota, mentre le precipitazioni tendono ad essere generalmente più abbondanti ad altitudini più elevate: per questa relazione è possibile ricavare la piovosità P e la temperatura T determinando la funzione di correlazione con la quota (Figg. 61 e 62). Diversi autori (CIVITA *et alii*, 1991, 1994; CIVITA & REGIBUS, 1995), per elaborazioni che consentano di ottenere funzioni piovosità-quota e temperatura-quota, suggeriscono una procedura che utilizza le correlazioni lineari, ottenute applicando il metodo dei minimi quadrati ai dati di P media e di T media delle stazioni pluviometriche (o termometriche) e la loro quota.

Nell'area di studio e nelle zone limitrofe insistono 14 stazioni pluviometriche e termometriche (Gibellina, Roccamena, Corleone, Belice, Montevago, Contessa Entellina, S. Margherita di Belice, Bisacquino, Chiusa Sclafani, Palazzo Adriano, Menfi, Diga Arancio, Sosio a S. Carlo, Caltabellotta).

I valori delle precipitazioni e delle temperature medie, registrate nelle diverse stazioni, sono riportati nei diagrammi delle Figg. 63 e 64. La presenza di molte stazioni, localizzate in aree diverse, può determinare una discrepanza nelle relazioni altimetriche; un esempio è dato dalla stazione di Caltabellotta, a 949 m di altitudine, che mostra un comportamento pluviometrico peculiare, verosimilmente dovuto alla presenza di una sottozona climatica, con caratteristiche decisamente "continentali" (REGIONE SICILIA, 1999).

Per quanto riguarda le temperature registrate nelle stazioni precitate non si riscontrano, al contrario, distribuzioni particolari. Una volta trovate le relazioni che legano i parametri di precipitazione e temperatura, è possibile associare i valori relativi ad una griglia di punti quotati che deriva dall'elaborazione del modello digitale del terreno (DEM *Digital Elevation Model*) dell'area in esame.

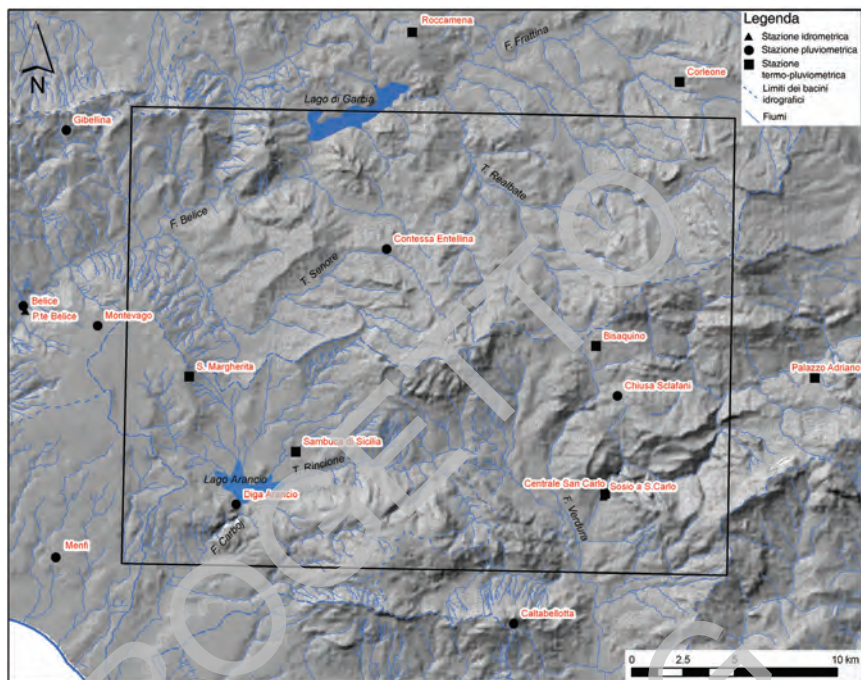


Fig. 60 - Reticolo idrografico dell'area del Foglio "S. Margherita di Belice".

6.3. - IDROGEOLOGIA

Nel Foglio "S. Margherita di Belice" sono presenti complessi carbonatici e carbonatico-silicoclastici, fratturati e più o meno carsificati, che ospitano importanti acquiferi, alcuni dei quali di una certa rilevanza. Il complesso assetto tettonico del settore dei Monti Sicani ha delle evidenti implicazioni sulla circolazione idrica all'interno delle strutture idrogeologiche individuate. La circolazione idrica nelle idrostrutture principali è fortemente condizionata dai principali lineamenti strutturali, quali i fronti di accavallamento, che spesso coinvolgono le coperture terrigene impermeabili, e dalla presenza di forme carsiche epigee ed ipogee. Alcune risorse sono state vincolate in base al nuovo Piano Regolatore Generale degli Acquedotti (ASSESSORATO DEI LAVORI PUBBLICI, 2006).

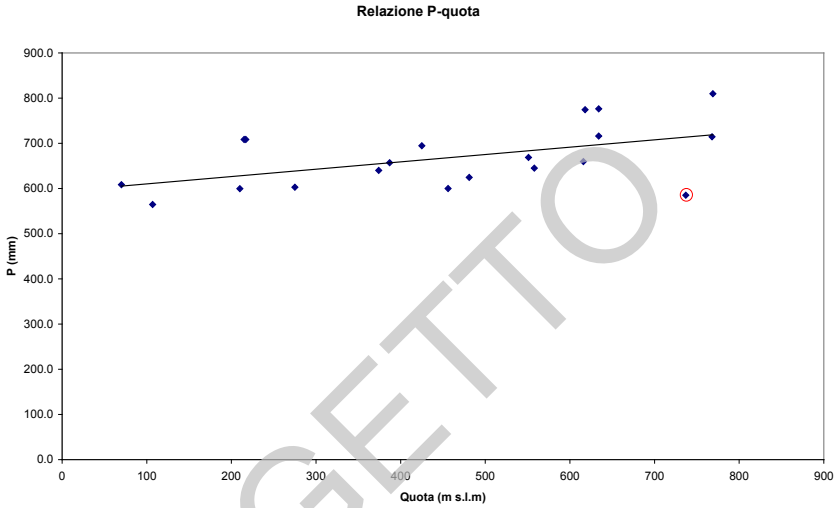


Fig. 61 - Relazioni fra precipitazioni e quota.

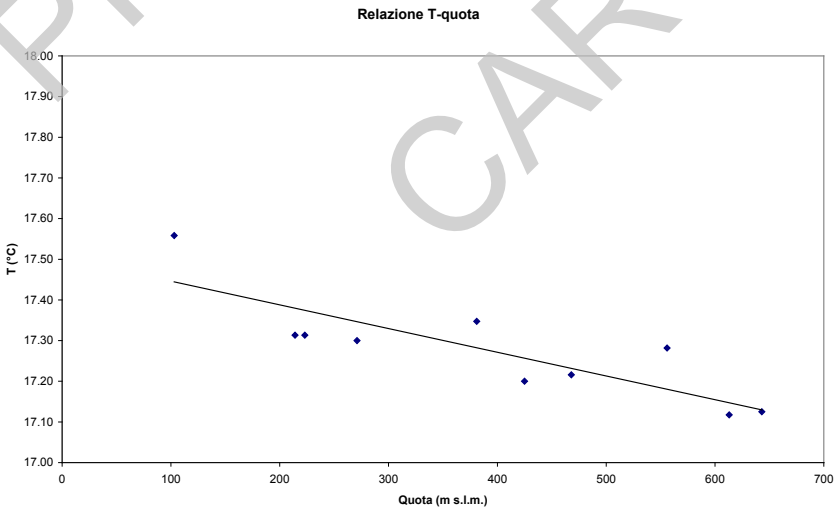


Fig. 62 - Relazioni fra temperature e quota.

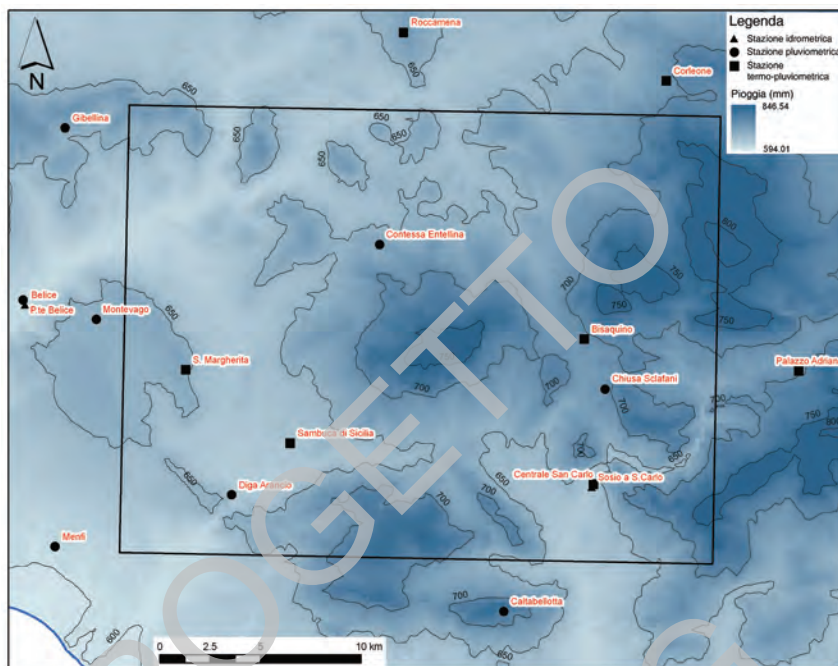


Fig. 63 - Distribuzione delle precipitazioni dell'area del Foglio 619.

6.3.1. - Idrostrutture carbonatiche dei Monti Sicani

All'interno della grande unità idrogeologica dei Monti Sicani (codice corpo idrico R19MS), è possibile distinguere unità di rango minore che, dal punto di vista idrogeologico, possono essere considerate sostanzialmente autonome. Per ogni corpo idrico, laddove presenti, sono riportati i codici ufficiali già definiti (REGIONE SICILIA, 2004).

6.3.1.1. - Unità Idrogeologica Monte Genuardo (codice corpo idrico R19MSCS04)

Essa rientra interamente nel settore centrale del Foglio ed è data da una grande struttura anticlinale di rampa. Le poche sorgenti presenti, spesso collocate in corrispondenza o prossimità di lineamenti strutturali (ad es. Sorgente del Pomo, Abbeveratoio del Re), hanno modesta portata (complessivamente si aggira sui 30 l/s), mentre perforazioni per ricerche idriche, spintesi sino a circa 400 m di profondità, non hanno dato esito positivo. La risorsa attualmente sfruttata è, quindi, di gran lunga inferiore rispetto alle potenzialità del corpo idrico (BAMBINA *et alii*, 1998). Il corpo idrico è attualmente sfruttato a scopo idropotabile e per uso irriguo.

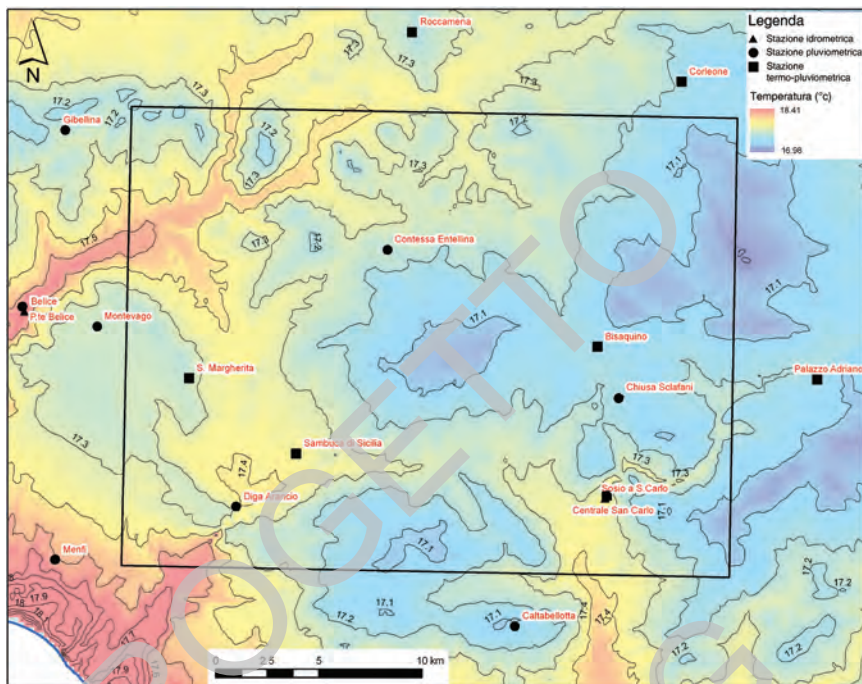


Fig. 64 - Valori delle temperature relative all'area del Foglio 619.

6.3.1.2. - Unità Idrogeologica Monte Magaggiaro (codice corpo idrico R19MSCS09)

Questa unità si estende maggiormente nel contiguo Foglio “Castelvetrano”, mentre solo una piccola porzione di essa affiora al margine occidentale del Foglio “S. Margherita di Belice”.

6.3.1.3. - Unità Idrogeologica Sicani settentrionali (codice corpo idrico R19MSCS08)

Nel Foglio affiorano le sub-idrostrutture denominate di Monte Triona e di Monte Barracù, che affiorano parzialmente nel settore nord-orientale, proseguendo nel contiguo Foglio “Lercara Friddi”. Manifestazioni sorgentizie, relativamente modeste, ricadono soprattutto nella sub-idrostruttura di Monte Triona e sono sfruttate per uso idropotabile ed irriguo. Sono pure presenti pozzi idrici (ad es. Vaccarizzotto, portata 8 l/s circa, che approvvigiona il comune di Bisacchino) utilizzati a scopo idropotabile e/o irriguo.

6.3.1.4. - Unità Idrogeologica Sicani meridionali (codice corpo idrico R19MSC06)

Nel Foglio ricadono le sub-idrostrutture Giuliana, Monte Lucerto, Serre Uomo Morto, Cozzo Scorzone e Serra di Biondo-Pizzo Gallinaro. Le manifestazioni sorgentizie, generalmente modeste, sono per lo più allineate lungo discontinuità tettoniche ed alcune di esse sono sfruttate per uso idropotabile e/o irriguo.

6.3.1.5. - Unità Idrogeologica Saccense meridionale (codice corpo idrico R19MSCS03)

Nel settore meridionale del Foglio affiora la porzione settentrionale della sub-idrostruttura Pizzo Telegrafo-Monte Cirami che prosegue nel contiguo Foglio “Sciacca”. La sub-idrostruttura possiede alcune manifestazioni sorgentizie, relativamente modeste, che vengono sfruttate per uso idropotabile e/o irriguo.

6.3.1.6. - Unità Idrogeologica Bacino del Belice

I depositi sintettonici, prevalentemente mio-pliocenici, attorniano spesso le principali idrostrutture ed ospitano al loro interno diversi acquiferi, talvolta multifalda, separati da orizzonti impermeabili o semi permeabili. Gli acquiferi presenti negli intervalli conglomeratico-arenacei della formazione Terravecchia, ed in quelli prevalentemente arenacei della formazione marnoso-arenacea del Belice, presentano manifestazioni sorgentizie relativamente modeste. Le rocce evaporitiche messiniane mostrano ridotta estensione areale e le sorgenti che sgorgano da queste litofacies sono seleniose e, quindi, di nessun interesse idropotabile. Le sabbie, ed i livelli arenaceo-conglomeratici e/o calcarenitici plio-pleistocenici, ospitano una o più falde, che sono sfruttate da pozzi idrici di privati.

6.3.1.7. - Multifalda in depositi alluvionali

Soprattutto lungo il corso del Belice sinistro sono presenti depositi alluvionali, che ospitano acquiferi multifalda sfruttati attraverso captazioni per pozzi.

6.3.2. - *Calcolo del bilancio idrico*

Per il corpo idrico di Monte Genuardo è stato eseguito un bilancio idrico per il periodo 1996-2003, periodo nel quale non sono state registrate interruzioni nelle misure di temperatura e precipitazione. Per l'intero affioramento è stata calcolata la quota media ed i parametri dell'equazione del bilancio idrico, utilizzando il metodo di THORNTHWAITE (1948) e THORNTHWAITE & MATHER (1957). Il bilancio idrico è stato eseguito con cadenza mensile e per l'intero periodo considerato.

Per il calcolo della quota media del corpo idrico si è utilizzata la tecnologia GIS per l'elaborazione del DEM al fine di ricavarne il valore topografico medio.

Il calcolo della quantità di pioggia caduta è stato eseguito in base al rapporto tra i dati di quantità di pioggia e alla quota topografica delle diverse stazioni pluviometriche per ciascuna area di ricarica in cui è stato scomposto il corpo idrico dalle aree di influenza delle stazioni pluviometriche.

Per ogni mese e per ogni area di ricarica è stata calcolata la retta di regressione pioggia mensile-quota topografica: ciò ha permesso di attribuire un'aliquota di pioggia in base alla quota topografica media dell'area di ricarica considerata. Analogo metodo è stato adottato per il calcolo della temperatura media mensile.

Il valore della riserva idrica del suolo (R_i) è stato fissato in 50 mm, tipico dei suoli di ambiente mediterraneo. È opportuno segnalare che, in alcune zone del corpo idrico, il suolo può mancare o presentarsi frammisto a frazione detritica.

Pertanto, in assenza di suolo, le precipitazioni possono infiltrarsi direttamente nella roccia, data la presenza di discontinuità e di forme carsiche, per cui aliquote di deflusso superficiale possono contribuire all'alimentazione della falda idrica sotterranea.

Precedenti studi, condotti in diverse aree carbonatiche della Sicilia occidentale, hanno permesso di estrapolare delle relazioni matematiche che consentono di relazionare le precipitazioni con il deflusso superficiale per $P < 600$ mm e per $P > 600$ mm (cf: Tab. 4).

Il bilancio idrico mensile è stato eseguito confrontando la pioggia (P) e la riserva idrica (R_i) con la ETP.

Se $ETP < P \Rightarrow ETR = ETP$, con la riserva piena si produce deflusso superficiale (D_s), per cui l'infiltrazione in falda (W) risulta: $W = P - ETR - D_s$.

Nel caso in cui $ETP > P \Rightarrow ETR = P + R_i$, non si realizza né deflusso superficiale né infiltrazione in falda.

Per ogni mese è stata calcolata la ETR, il D_s e la W . Da quanto esposto si desume che, per il calcolo eseguito, i valori d'infiltrazione-deflusso superficiale potrebbero risultare inferiori alla realtà, mentre quelli di ETR superiori. In Tab. 4 sono riportati i risultati del bilancio tenendo conto della eventualità della quantità di pioggia che si realizza in un ambiente carbonatico con $600 < P > 600$ mm.

Tab. 4 - Bilancio idrico mensile.

Monte Genuardo

Area (km ²)	36.51
Quota media (m s.l.m.)	805

Ds in rocce carbonatiche:	Ds = 139,1 ln P - 800,01	P < 600 mm
	Ds = 0,191 P - 27,252	P > 600 mm

Anno	P (mm)	ETR (mm)	Ds (mm)	Inf. (mm)	P (l/s)	ETR (l/s)	Ds (l/s)	Inf. (l/s)	Inf.(Hm ³ /anno)	% ETR	% Ds	% Inf
1996	1316.2	535.5	224.1	556.6	1524	620	259	644	20.32	40.7	17.0	42.3
1997	947.6	405.4	153.7	388.5	1097	469	178	450	14.18	42.8	16.2	41.0
1998	913.3	493.9	147.2	272.2	1057	572	170	315	9.94	54.1	16.1	29.8
1999	762.7	313.1	118.4	331.2	883	362	137	383	12.09	41.1	15.5	43.4
2000	561.6	387.9	80.6	93.1	650	449	93	108	3.40	69.1	14.4	16.6
2001	612.9	309.1	89.8	214.0	710	358	104	248	7.81	50.4	14.7	34.9
2002	806.1	389.3	126.7	290.1	933	451	147	336	10.59	48.3	15.7	36.0
2003	1141.1	449.1	190.7	501.3	1321	520	221	580	18.30	39.4	16.7	43.9

7. RISORSE MINERARIE

Tra le pietre dure siciliane, ampiamente utilizzate a scopo ornamentale nei secoli XVII e XVIII sono noti i “diaspri di Giuliana” ed i “diaspri fioriti di Giuliana” (MORTILLARO, 1853; PENSABENE & ALVAREZ PÉREZ, 1998). Particolarmente rinomate erano le varietà verde, gialla, rossa e nera, molto ricercate per la realizzazione di tarsie policrome, impiegate generalmente nelle balaustrate di alcuni edifici religiosi manieristici e barocchi di Palermo e di Trapani (MONTANA & GAGLIARDO-BRIUCCIA 1998; SAVALLI, 2003), nonché in alcune residenze nobiliari fiorentine e campane. DE BORCH (1782) rammenta ben 46 varietà di diaspri che venivano estratti dal territorio di Giuliana. In ricordo di questa antica attività estrattiva verrà istituito il “museo delle pietre dure” che sarà collocato in alcune sale del Castello federiciano di Giuliana.

Ancora nei dintorni dell’abitato di Giuliana diverse varietà di agate si rinvencono *in situ*, sotto forma di mineralizzazioni formatesi nei vuoti delle effusioni sottomarine delle vulcaniti alcalibasaltiche giurassiche, oppure fluite lungo il greto dei corsi d’acqua. Queste mineralizzazioni sono state segnalate sin dal secolo XIX da PAGET JERVIS (1881) e BOMBICCI (1862) riferisce, inoltre, della presenza, nei dintorni di Chiusa Sclafani, di diaspri a bande giallo chiare e giallo

scure. Mineralizzazioni a solfuri, prevalentemente a marcasite, sono note ancora nei dintorni di Giuliana (BOMBICCI, 1862).

La coltivazione dei livelli gessosi messiniani è ben documentata nel settore di Rocca di Entella, sin dall'età classica ed ellenistica, mentre decadde del tutto nel periodo medievale.

L'attività estrattiva di materiali lapidei è incentrata sullo sfruttamento di cave a cielo aperto, oggi in buona parte dismesse, che risultano censite nello "Schema di Piano dei Materiali di Cava" a cura della Regione Siciliana.

Nella struttura di Pizzo Telegrafo, vi sono cave attive che estraggono materiali litici carbonatici (calcari e calcari mesozoici di piattaforma, megabrecce carbonatiche *etc.*).

Le calcilutiti a liste e noduli di selce (Dominio Sicano) erano un tempo cavate nell'area di Monte Triona.

Nei dintorni di Campofiorito vengono cavate calcilutiti cretaceo-eoceniche per essere impiegate come materiale di pregio per la realizzazione di rivestimenti murari in facciavista.

Le calcareniti mioceniche (RAG) affioranti negli immediati dintorni dell'abitato di Burgio, erano cavate per ricavarne conci lapidei, anche se si aveva un'alta percentuale di materiali di scarto per la presenza di sottili livelli o filoncelli marnosi.

Nella zona di Ponte Carboj (dintorni di Casa Bertolino) sono ancora attive alcune cave d'argille del Pleistocene inferiore, mentre le calcareniti erano un tempo cavate in località Portella Misilbesi e Poggio Frumento, nel settore occidentale del Foglio.

VII - EXTENDED ABSTRACT

The geological map of the Sheet n. 619 "S. Margherita di Belice", here presented at the scale 1:50.000, was investigated and surveyed on a map at the scale 1:10.000.

1 - STRATIGRAPHY

The Quaternary succession consists both of continental and marine deposits. The former are, gravity driven deposits, alluvial and colluvial clastics and small patches of calcareous tufa. Active mass movements are common. They have been considered as ubiquitous units, while the alluvial systems of the Belice, Carboj and Verdura rivers have been grouped in synthem. The marine deposits are mostly lower Pleistocene calcarenites and clays grouped in the Agrigento formation and in the Marsala synthem.

The underlying Tortonian to Pliocene and Lower Pleistocene deposits are mostly syntectonic terrigenous clastics and evaporites. They represent the fill of a foredeep basin (Terravecchia formation) later converted, during the Maghrebic contraction, into thrust-top basins (e.g. Marnoso Arenacea del Belice formation). The Messinian evaporites are mostly selenitic and clastic gypsum associated to tripolaceous marls. They are sealed by lower Pliocene *Globigerina* marls (trubi).

The underlying substratum displays a pile of south-verging thrust sheets that consist of three different stratigraphic successions.

Sicanian succession: this succession mostly consists of deep-water sedimentary rocks of Permian to Miocene ages. They are largely exposed in the eastern part of the Sheet. Their base shows Permian to Middle Triassic siliciclastic and clastic carbonates (grouped into the Lercara complex) passing upward to Carnian marls and calcilitites with thin intercalations of alkali-basaltic pillow lavas. Both the Permian-Triassic and Carnian rocks are strongly deformed and detached from the overlying upper Carnian to Miocene strata. The latter mostly are cherty limestones of latest Carnian to Eocene ages containing several intercalations of clastic carbonates, megabreccias and Middle Jurassic basaltic pillow lavas. The Oligo-Miocene deposits are deep-water marls and clays with occasional intercalations of skeletal turbidites. They are capped by glauconitic sandstones of upper Aquitanian-Langhian age passing in turn to open shelf *Orbulina* marls (San Cipirello formation).

Saccense succession: it consists of thick (up to 4000 m) Triassic and Lower Jurassic peritidal and reef carbonates (Sciacca, Cozzo di Lupo and Inici formations) that are unconformably covered by Jurassic pelagic limestones (*Rosso Ammonitico l.s.*), calpionellid limestones and by Cretaceous to Eocene *scaglia*-type cherty calcilitites. The Oligocene and Miocene deposits are mostly open shelf marls and limestones and nummulitic limestones.

Monte Genuardo succession: this succession shows transitional characters between the Sicanian and Saccense ones as it consists of Upper Triassic platform limestones and dolostones, unconformably covered by Lower Jurassic oolitic-skeletal turbidites. They are followed in turn by Middle Jurassic to Miocene strata well comparable to the Sicanian ones.

Looking at the Mesozoic paleogeographic relationships, the Saccense succession is considered to belong to a large Triassic carbonate platform shelf (Saccense Domain or Siculo-Tunisian Platform *Auct.*), facing a deep water basin (Sicanian basin). The Monte Genuardo succession records the early drowning of a sector of the margin of the Saccense platform.

2. - STRUCTURAL SETTING AND TECTONIC EVOLUTION

The field survey has underlined the main tectonic features that characterize the area. They are represented by folds and thrusts developed between the Miocene and the Early Pleistocene. The orientation and pattern of the map-scale structures are coherent with the minor structures and suggest a progressive thrust emplacement forelandwards during the chain growth.

Extensional and strike-slip deformations also affect the area, some of which are referable to Mesozoic and Tertiary tectonics, that have preceded and/or accompanied the Neogene folding and thrusting. Plio-Pleistocene transcurrent

faults overprinting the previous structural setting, are also widely developed.

From the structural point of view the Sheet 619 “S. Margherita di Belice” can be subdivided in two main sectors:

eastern zone, broadly shortened, where Sicanian-derived thrust sheets crop out to form embriate fan geometries. The thrust faults form horsetail-like geometries in map-view, converging westwards and tipping along the Bisacquino-Realbate alignment;

western zone, less deformed, where Miocene-Pleistocene siliciclastic deposits widely crop out, unconformably overlying the Meso-Cenozoic carbonate platform-derived bedrock that crop out in the southern sector displaying less shortened thrust sheets and gentle folds.

These two zones are separate from a wide deformation band NNW-SSE striking (Realbate-Bisacquino alignment) along which the Sicanian-derived thrust sheets have been dragged and/or obliquely overthrust the Saccense-derived ones.

Northwards, the Realbate-Bisacquino alignment shows right-hand transcurrent motion and, between Bisacquino and Burgio towns, thrusting features.

Two thrust sets have been recognized, acting during the Late Miocene and the Middle-Late Pliocene, as suggested by the sin-tectonic sedimentary signal, which allow to reconstruct the timing of deformations.

The outcropping thrust system is made by:

- Sicanian-derived Mt. Barracù tectonic unit;
- Sicanian-derived Mt. Triona tectonic unit;
- Sicanian-derived Sosio River-Mt. Lucerto tectonic unit (formed by the Frattasa-Serra di Biondo subunit and the Burgio subunit)
- Sicanian-derived Giuliana tectonic unit;
- Sicanian-Saccense boundary-derived Mt. Genuardo tectonic unit;
- Saccense-derived Pizzo Telegrafo tectonic unit.

Miocene siliciclastic foredeep deformed deposits overlay all the thrust sheets.

The geologic context of the Sheet “S. Margherita di Belice” is primarily given by contractional structures, expressed by south to south-western vergent thrust-reverse faults.

Fold and thrust-related minor structures are evident enough near the shear zones. Small folds, reverse faults, stylolitic and shear cleavage are the widespread recognized minor structures.

The geometric relationships among the outcropping thrust sheets, their thickness, the presence of ramp-flat and duplex geometries and detachments suggest thin-skinned deformation as the shortening forces driving this sector of the Sicilian Chain.

A lot of geological cross-sections have been carried out and the integrated mesostructural analysis allow to define the deformation chronology

as in-sequence thrusting followed by neotectonic strike-slip faulting.

With the purpose to define the statistic orientation of the main ductile and fragile structures recorded in the outcropping rocks, 20 sites of mesostructural sampling have been realized (*see* Figs. 46 and 47). In these stations, the 3D orientations of different kinds of planar and linear features have been sampled, like folds axes, fault surfaces, bedding, etc.

Summarizing the typology of minor structures: minor folds are recorded in all the formations, represented by drag systems, whose vergence is generally consistent with that of the ramp anticlines. Reverse faults widely affect the shear zones around the main thrust faults. The shear structures are systematically associated to the main thrust surfaces and they are confined, generally, in zones of varying thickness from the decimetre to the decametre, where simple shear deformations prevail.

Near the thrust surfaces, the shear minor structures are more pervasive and represented by the association of stylolitic cleavage and shear surfaces that define a S-C like fabric.

3. - S. MARGHERITA DI BELICE SHEET MAP LEGEND

QUATERNARY DEPOSITS

CONTINENTAL DEPOSITS

Landslides (a₁)

Chaotic gravitative bodies of heterogeneous deposits with or without evidence of movements.

HOLOCENE

Slope debris (a₃)

Gravitative deposits, made by uncemented, poorly sorted, angular clasts generally free of matrix. In places presence of large blocks accumulated at the base of the slopes.

HOLOCENE

Alluvial deposits (b)

Gravels, sands and silts deposited along major rivers or creeks, subject to fluvial evolutionary processes.

HOLOCENE

Eluvial and colluvial deposits (b₂)

Sheet debris consisting of clasts of different lithology in pelitic and/or sandy matrix, as result of *in situ* alteration and/or mobilization of deposits by runoff processes.

UPPER PLEISTOCENE - HOLOCENE

Palustrine and lake deposits (e)

Blackish silt and sandy silt with abundant polygenic pebbles and organic fraction.

UPPER PLEISTOCENE - HOLOCENE

Travertine (f₁)

Phytohermal and phytoclastic travertines and, locally, stromatolitic travertines.

UPPER PLEISTOCENE - HOLOCENE

Clastic deposits of mixed origin and debris-flow (i)

Ortho- and paraconglomerates with a sandy-silty matrix. Their origin is related to channelized debris-flows.

PLEISTOCENE

Verdura River synthem (SVD)

Alluvial deposits related to the Sosio-Verdura idrologic basin, mostly conglomerates, gravels and sands, with a variable amount of muddy-clayey matrix.

MIDDLE - UPPER PLEISTOCENE

Valentino sub-synthem (SVD₃)

Poorly sorted and subangular gravels, with a brown or reddish clayey-sandy matrix. They are locally overlain by silty-clayey pedogenic covers. Their occurrence is along the present day river and southwards in the S. Agata locality.

Mandile sub-synthem (SVD₂)

Orthoconglomerates consisting of mostly Mesozoic limestone with a variable content of reddish silty-clayey matrix. They occur in terraces at an altitude of about 200 m.

San Carlo sub-synthem (SVD₁)

Coarse and poorly-sorted polygenic conglomerates, with a low to medium content of clayey-sandy matrix. Intercalations of sands and clays. The overall color is white to pink. They overlain unconformably the Pliocene deposits in the Burgio area. Thickness up to 80 m.

Carboj River Synthem (SCJ)

Alluvial conglomerates, gravels and sands. Presence of blocks in places. They give rise to several terraces north of lake Arancio and along the northern slope of Pizzo Telegrafo (thickness up to 10 m).

MIDDLE-UPPER PLEISTOCENE

Ponte Carboj sub-synthem (SCJ₃)

Well rounded conglomerates consisting of Mesozoic limestone pebbles, gravels and brown to reddish silts. They give rise to the alluvial fan close to the Stretta Arancio gorge.

Castellazzo sub-synthem (SCJ₂)

Orthoconglomerates with a scarce silty-clayey matrix and intercalations of silty sands. They occur at an altitude of about 200 m along the northern margin of lake Arancio.

Casa Sgarretto sub-synthem (SCJ₁)

Conglomerates with a sandy-silty matrix, passing upward to soils. They occur along the creek Gulfotta and Guaricciola. Lower unconformity on BLC.

Belice River Synthem (SBE)

Polygenic conglomerates, gravels and sands, locally cemented, usually covered by silty - clay soils.

MIDDLE-UPPER PLEISTOCENE

Piano del Campo sub-synthem (SBE₃)

Conglomerates and gravels transitional upward to sands and soils. They occur along the river Belice and the creeks Sénore and Realbate.

Torrazza sub-synthem (SBE₂)

Gravels, sands and silty-sands with rare blocks forming small outcrops along the valleys of the creeks Sénore and Batticano.

Cozzo Rinuso sub-synthem (SBE₁)

Coarse conglomerates, gravels and sands outcropping along the creek Batticano. The lower unconformity cuts the Terravecchia fm., while their upper limit consists of soils.

Marsala synthem (MRS)

Bio-calcarenites with bivalves alternating to thick beds of bio-calcirudites. Intercalations of marls, conglomerates and sands (MRSc). Laterally these deposits are transitional to silty clays with planktic foraminifera (*G. truncatulinoides excelsa*) (MRSa). Thickness 20 to 50 m.

EMILIAN *p.p.* - SICILIAN

Agrigento formation (AGG)

Calcareous sandstones and biocalcirudites with abundant molluscs (AGG), laterally transitional to brown mudstones with levels of terrigenous sands (AGG_a). In the topmost beds of this succession at Burgio, presence of conglomerates and terrigenous sands with oblique lamination (AGG_b). Thickness 30 to 60 m up to 600 m at Burgio.

SANTERNIAN

SIN-LATE OROGENIC SUCCESSION

Marnoso Arenacea del Belice formation (BLC)

Blue-gray clays and clay marls with planktic foraminifera; presence of hybrid turbidites in the lower portion (BLCa), maximum thickness 200 m and of biocalcarenites and biocalcirudites with molluscs in the mid-upper portion (BLCb, thicknesses up to 50 m, coastal environment). Near Portella Misilbesi presence of *Amphistegina* calcarenites (BLCc, up to 50 m thick, carbonate platform environment).

PIACENZIAN - GELASIAN.

Trubi (TRB)

Marls and white marly limestones with abundant planktic foraminifera (biozone MPI 1 to MPI 4b) locally containing megabreccia bodies consisting of lithoclasts of Triassic-Miocene carbonates (TRBa). Thickness 40-50 m. Pelagic

environment. The lower boundary is an unconformity.
ZANCLEAN - LOWER PIACENZIAN

Gessoso-Solfifera group (GS)

Pasquasia formation (GPQ)

Calcarei a Congerie member (GPQ₃)

White marly limestones with ostracods and small gastropods (Rissoids), and local intercalations of calcirudites consisting of angular clasts of marly limestones. The lower boundary is an unconformity surface. Maximum thickness about 25 m.

MESSINIAN

Cattolica formation (GTL)

Selenitic member (GTL₂)

Selenitic gypsum displaying beds up 1 - 3 m thick, alternating with laminated gypsum (GTL_{2a}). Thickness from 30 to 100 m. Laterally the selenitic gypsum is replaced by alabastrine gypsum (GTL_{2b}).

MESSINIAN

Ciminna formation (CII)

Pelitic member (CII₂)

Brown marls and sandy marls with foraminifera (*Turborotalita multiloba*, *Bulimina echinata*, *Neogloboquadrina acostaensis* right). Thickness up to 50 m. Lower boundary conformable on CII₁).

LOWER MESSINIAN

Gypsiferous member (CII₁)

Whitish tripolaceous marls with intercalations of gessarenites and/or gessorudites and coarse elements of Mesozoic carbonates (gypsum turbidites) with lenses of selenitic and alabastrine secondary gypsum. Upward presence of

tuffaceous limestones (well observable along the Costiere section). Thickness up to 60 m. Evaporitic environment.

LOWER MESSINIAN

Baucina formation (BAU)

Poorly bedded yellowish-white bioclastic calcarenites, with bivalve fragments. Maximum thickness 5 m. Slope depositional environment.

LOWER MESSINIAN

Terravecchia formation (TRV)

Clays, sandy clays and brown marls with planktic foraminifera passing laterally to yellow to gray sands and sandstones. Presence in the lower portion of lenticular conglomerate bodies with a sandy matrix (thickness up to 600 m). Lower boundary unconformable on the underlying formations.

UPPER TORTONIAN - LOWER MESSINIAN

Clayey member (TRV₃)

Marls and clayey sands with predominant quartz grains (thickness up to 450 m) containing planktic foraminifera (*Globigerinoides obliquus extremus*, *Gt. coniomiozea* biozone) upward transitional to brown marls and sandy marls with abundant foraminifera (*Turborotalita multiloba*, *Bolivina echinata*, *Neogloboquadrina acostaensis* right). Open platform environment.

Sandy member (TRV₂)

Yellowish to reddish brown quartz sands, usually uncemented or poorly cemented, with rare intercalations of quartz sandstone beds and thin conglomerate layers with flattened and imbricated pebbles. Thickness 150-200 m. Deltaic and nearshore marine environments.

Conglomeratic member (TRV₁)

Polygenic conglomerates consisting of well rounded elements of mostly

Mesozoic rocks with a variable matrix content of yellowish-brown sandy clay. Thickness 50 m. Floodplain environment.

SICANIAN BASIN SUCCESSION

San Cipirello marls (CIP)

Gray-blueish marls with an upward increasing content of quartz sands. Presence of planktic foraminifera pertaining to the *Orbulina suturalis*/*Paragloborotalia peripheroronda* (MMI 5) to the *Neogloboquadrina acostaensis* (MMI 11) biozones and of calcareous nannofossils (biozones MNN 5b to MNN 9). Thickness of about 200 m. Open shelf environment. Lower boundary gradual. UPPER LANGHIAN - LOWER TORTONIAN

Corleone calcarenites (CCR)

Bio-calcarenites and quartz - glauconitic sandstones with a variable skeletal fraction, alternating to brown - greenish marls and sandy marls yielding planktic foraminifera pertaining to *Globoquadrina dehiscens dehiscens* biozone in the lower part and to the *Praeorbulina glomerosa* s.l. biozone in the upper part. Thickness 10-80 m. Deltaic environments. Lower boundary conformable. UPPER AQUITANIAN - LOWER LANGHIAN

Ragusa formation (RAG)

Irminio member (RAG₂)

Bioclastic calcarenites ranging in color from white to yellowish. They are organized in metre-thick beds, with abundant *Lepidocyclina*, rare *Miogyopsina*, red algae and echinoderm fragments. They outcrop in the Burgio area reaching a maximum thickness of about 20-50 m. Carbonate platform environment. The lower boundary is an unconformity surface. LOWER MIOCENE

Cardellia marls (RDE)

Greenish gray sandy marls, sometimes reddish, with planktic foraminifera and abundant ichnofossils. Upward they are transitional to gray sandy marls. Thickness ranging from 150 to 250 m. At the base and in the middle zone presence of litho-bioclastic calcirudites and calcarenites with rare glauconite grains and nummulitids, *Lepidocyclina*, red algae (*Subterraneaniphyllyum thomasi*), pelecypods and gastropods (RDEa, thickness up to 60 m). Open platform to depositional slope environment. Lower boundary paraconformable on AMM.

UPPER OLIGOCENE - LOWER AQUITANIAN

Amerillo formation (AMM)

White to reddish cherty calcilutites alternating with marly limestones and marls with foraminifera. Rare intercalations of thin layers of resedimented calcarenites. Presence of thick megabreccia intercalations mostly consisting of heterometric elements of Mesozoic platform carbonates and subordinate pelagites (AMMa, 80-100 m thick). Total thickness 100-200 m. Lower boundary paraconformable. Slope and pelagic depositional environments.

UPPER CRETACEOUS - EOCENE

Hybla formation (HYB)

Aptychus marls alternating to cherty calcilutites with radiolarians, foraminifera, belemnites and rare ammonites. Metre-scale intercalations of dark gray marls rich in organic matter. The planktic foraminifera associations are indicative of the *Globuligerina hoterivica*, *Globigerinelloides blowi*, *Biticinella breggiensis*, *Rotalipora ticinensis* biozones. Thickness up to 80 m. Hemipelagic environment. Lower boundary conformable on LTM.

HAUTERIVIAN - ALBIAN

Lattimusa (LTM)

White or pinkish cherty calcilutites with thin intercalations of gray and greenish marls. The fossil content consists of radiolarians, and calpionellids. Thickness about 50 m. Pelagic environment. Lower boundary conformable on BUU.

UPPER TITHONIAN - VALANGINIAN

***Barracù formation* (BUU)**

Alternations of cherty calcilutites and thin layers of silicified marls and bedded cherts. The rich radiolarian content is typical of the UAZ 3-5 in the lower part and of the UAZ 9-11, in association to *Saccocoma* sp. in the uppermost strata. Thickness ranging from 20 to 50 m. Depositional slope to basin environment. Sharp lower boundary on basalts and calcilutites of BOO formation.

LOWER BAJOCIAN - LOWER TITHONIAN

***Santa Maria del Bosco limestones* (BOO)**

Whitish or light brown pelagic calcilutites, in places pink and nodulars, in centimetre/decimetre thick beds, with intercalations of greenish-gray marls containing ammonites, foraminifera (*Paralingulina* gr. *tenera*, *Marginulina prima*, *Glomospirella* sp., *Lenticulina* sp., lagenids, protoglobigerinids in the topmost zone). Thickness 30 - 100 m. Thick intercalations of basaltic pillow lavas and hyaloclastites (up to 100 meters), are present in the upper zone of this unit or at its upper boundary with the Barracù formation (BOO_a). Lower boundary gradual on the oolitic calcarenites GUD. Depositional slope to basin environment.

UPPER PLIENSBACHIAN - LOWER BAJOCIAN

***Monte Genuardo oolitic limestones* (GUD)**

White oolitic-skeletal turbiditic calcarenites assuming in places a gray or light-brown color. They consist of abundant ooids, botroids, micritic intraclasts associated to an abundant skeletal fraction of calcareous algae, foraminifera, molluscs, and echinoderms. Greyish and reddish encrinites with brachiopods occur in the topmost beds. Thick beds of graded calcirudites with Norian-Rhaetian reef-derived elements occur at the base of this unit (GUD_a, thickness up to 40 m). Total thickness ranging from 20 to 100 m. Slope to toe-of-slope environment. The lower boundary is gradual or, in places, erosional on SCT.

UPPER RHAETIAN - LOWER PLIENSBACHIAN

***Scillato formation* (SCT)**

Gray cherty calcilutites containing pelagic pelecypods (Halobids), radiolarians, calcispheres, conodonts. Intercalations of thin levels of brown marls are common. In the upper zone intercalations of bioclastic turbiditic calcarenites are frequent.

Maximum thickness about 450 m. Distal slope and pelagic environment. The lower boundary is gradual on MUF.

UPPER CARNIAN - LOWER RHAETIAN.

Mufara formation (MUF)

Dark gray, in places dolomitized, calcilutites alternating with yellowish-brown marls with pelagic pelecypods (halobids). Presence of altered basaltic pillow lavas (MUF_a). Thickness of about 50-100 m. Hemipelagic environment. MIDDLE -UPPER CARNIAN.

Lercara complex (LER)

Red clays with intercalations of mixed siliciclastic and carbonate turbiditic sandstones (LER_c). The fossil content consists of ostracods, conodonts and benthic foraminifera. Thickness is not evaluable. Slope depositional environment. UPPER PERMIAN

SACCENSE PLATFORM TO SICANIAN BASIN TRANSITIONAL SUCCESSION

San Cipirello marls (CIP)

White marls grading-up to blue-gray marls, containing an upward increasing fraction of quartz sands. Occurrence of planktic foraminifera associations which indicate from the *Orbulina suturalis* / *Paragloborotalia peripheroronda* MMI 5 to the *P. siakensis* MMI 9 biozones. Rare concentrations of *Aturia aturi* shells. Thickness about 100-200 m. Open shelf environment. Lower boundary gradual on CCR or locally unconformable on RDE.

UPPER LANGHIAN- LOWER TORTONIAN

Corleone calcarenites (CCR)

Bio-calcarenites and quartz - glauconitic sandstones with a variable skeletal fraction, alternating to brown - greenish marls and sandy marls. The biomarkers are planktic foraminifera which indicate, the *Globoquadrina dehiscens dehiscens* biozone in the lower part and, the *Praeorbulina glomerosa* sl. biozone in the upper

part. Thickness 10-80 m. Deltaic environment. Lower boundary paraconformable on RDE.

UPPER AQUITANIAN - LOWER LANGHIAN

***Cardellia marls* (RDE)**

Greenish gray sandy marls, locally reddish, containing planktic foraminifera (globigerinids, globorotalids) and abundant ichnofossils. They are upward transitional to gray sandy marls with *Globorotalia opima opima*, *Gt. angulisurealis* and *Gt. kugleri*. Thickness about 100 m. In the middle zone intercalations of hybrid sandstones consisting of quartz grains, glauconites and skeletal grains such as nummulitids, *Lepidocyclina* sp. and red algae (thickness up to 20 m, RDE_a). Open platform to depositional slope environments. Lower boundary paraconformable on AMM.

UPPER OLIGOCENE - LOWER AQUITANIAN

***Amerillo formation* (AMM)**

White and reddish cherty calcilutites alternating with marly calcilutites and marls with planktic foraminifera (*Globotruncanita calcarata* to *Orbulinoides beckmanni* biozones). Rare intercalations of thin layers of turbiditic calcarenites with nummulites. Thick intercalations of coarse megabreccias mostly consisting of platform-derived carbonate clasts with a minor component of pelagites (AMM_a). Thickness ranging from 100 to 200 m. Slope and pelagic environment. Lower boundary paraconformable on HYB.

UPPER CRETACEOUS - EOCENE

***Hybla formation* (HYB)**

Aptychus marls and cherty calcilutites yielding radiolarians and foraminifera (*Lingulina trilobitomorfa*, *Rotalipora ticinensis*, *Ticinella roberti*, *Biticinella breggiensis*). Presence of metre-scale intercalations of dark-gray marls rich in organic matter. Thickness from up to 50 m. Hemipelagic environment. Lower boundary conformable on LTM.

HAUTERIVIAN - ALBIAN

Lattimusa formation (LTM)

White or pink cherty calcilutites, with thin intercalations of greenish marls containing radiolarians and calpionellids (*Tintinnopsella carpathica*, *Calpionella alpina*, *Remaniella ferasini*, *Calpionella elliptica*). Thickness about 50 m. Pelagic environment. Lower boundary transitional on BUU.

UPPER TITHONIAN - VALANGINIAN

Barracu' formation (BUU)

Cherty calcilutites alternating to thin layers of siliceous marls or to bedded cherts. Rare intercalations of platform-derived calciruditic beds. Thickness from 20 to 50 m. Presence of radiolarians and of nannofossils (*Watznaueria barnesae* associated to *Discorhabdus*) in the lower portion and of *Saccocoma* sp. in the upper portion. Slope to basin depositional environment. Sharp lower boundary on basalts and calcilutites of BOO.

LOWER BAJOCIAN - LOWER TITHONIAN

Santa Maria del Bosco limestones (BOO)

Whitish pelagic calcilutites, locally light-brown or pink and nodular in places. They are organized in centimetre to decimetre beds, with intercalations of gray or greenish marls. The fossil content consists of ammonites, foraminifera (*Paralingulina gr. tenera*, *Marginulina prima*, *Glomospirella* sp., *Lenticulina* sp., lagenids, protoglobigerinids in the topmost zone). The nannofossils belong to the NJT 4 (*S. cruciulus*) and NJT 5 (*L. hauffii*) biozones; thickness ranging from 80 to 100 m. Presence of rare debrite beds made of coarse platform-derived elements of Upper Triassic-Lower Jurassic limestones. Presence of intercalations of basaltic pillow lavas and hyaloclastites up to 100 metre thick in the upper zone or at the boundary with the overlying Barracu' formation (BOO_a). Depositional slope to basin environment. Lower boundary continuous on the oolitic calcarenites GUD.

UPPER PLIENSBACHIAN - LOWER BAJOCIAN

Monte Genuardo oolitic limestones (GUD)

White oolitic-skeletal turbiditic calcarenites, alternating with thin layers of calcilutites with radiolarians. The skeletal content consists of calcareous algae, foraminifera, molluscs, and echinoderms. Total thickness about 80 m.

Slope to toe-of-slope depositional environment. The lower boundary is an angular unconformity on CZP.

HETTANGIAN - LOWER PLIENSBACHIAN

Cozzo di Lupo formation (CZP)

Whitish massive dolostones or dolomitic limestones, consisting of predominantly biolithites (boundstones) and breccias with calcareous sponges, rare corals and foraminifera (*Galeanella panticae*, *G. laticarinata*, *Siculocosta battagliensis*). Lateral and upward transition to thick bedded dolostones (CZP_a). Thickness in outcrop up to 200 m. Reef, fore-reef and slope environments. Lower boundary not outcropping.

NORIAN - RHAETIAN

SACCENSE CARBONATE PLATFORM SUCCESSION

San Cipirello marls (CIP)

Gray to light-brown sandy marls with planktic foraminifera (*Paragloborotalia siakensis* biozone). Thickness up to 30 m. Open shelf environment. Lower boundary unconformable on the eroded Mesozoic substrate.

LOWER TORTONIAN

Corleone calcarenites (CCR)

Biocalcarenites and glauconitic quartz sandstones with a variable skeletal fraction, alternating with brown-greenish marls and sandy marls. The fossil content mostly consists of calcareous nannofossils and planktic foraminifera (*Globigerinoides trilobus*, *Praeorbulina glomerata* s.l. biozones). Thicknesses up to 30 m. Deltaic environment. Disconformable lower boundary on the Mesozoic substrate.

UPPER BURDIGALIAN - LOWER LANGHIAN.

Ragusa formation (RAG)***Irminio member*** (RAG₂)

White to yellowish or grayish calcarenites in metre thick parallel beds. The fossil content consists of *Lepidocyclina* and rare *Miogypsina*, red algae and crinoid ossicles, associated to pelecypods and echinids. Thickness ranging from 20 to 50 m. Carbonate platform environment. Lower boundary unconformable on the underlying Meso-Cenozoic substrate.

LOWER MIOCENE.

Leonardo member (RAG₁)

Thick bedded whitish marly limestones, alternating with white or grayish marls. Presence of intercalations of nummulitic biocalcarenes and resedimented biocalcirudites. Thickness up to 60 m. Emipelagic environment. Lower boundary unconformable on the substrate.

MIDDLE-UPPER OLIGOCENE

Amerillo formation (AMM)

White cherty calcilutites, alternating with marly calcilutites and marls with planktic foraminifera. Rare intercalations of thin beds of resedimented calcarenites. Intercalations of carbonate megabreccias consisting of predominantly Triassic-Liassic carbonate platform-derived clasts (AMM). Thickness up to 80-100 m. Slope and pelagic environments. Lower boundary unconformable on the underlying units.

UPPER CRETACEOUS - EOCENE

Hybla formation (HYB)

Greenish marls yielding radiolarians and calcareous nannoplankton. Thickness up to 10 m. Hemipelagic environment. Lower boundary not outcropping.

LOWER CRETACEOUS

Lattimusa formation (LTM)

White or, in places, pinkish cherty calcilutites with thin gray-greenish marls

intercalations. The fossil content consists of radiolarians and calpionellids (*Tintinnopsella carpathica*, *Calpionella alpina*). Thickness about 30 m. Slope and pelagic environment. Lower boundary gradual on BCH.

UPPER TITHONIAN - VALANGINIAN

***Buccheri formation* (BCH)**

Nodular or massive reddish to brown or locally greenish calcilutites. The fossil content consists of rich ammonite assemblages, aptychus, belemnites, brachiopods and echinoderms. Lenticular beds of reddish to brown coarse encrinites at the base. Thickness ranging from a few meters up to 40 meters. Intercalations of pillow basalts up to 60 m thick (BCH_a). Slope and pelagic environment. Lower boundary generally paraconformable on INI.

UPPER PLEIENSACHIAN - LOWER TITHONIAN

***Inici formation* (INI)**

Well bedded white limestones with *Palaeodasycladus mediterraneus*, calcareous algae (*Thaumatoporella parvovesiculifera*, *Lithocodium aggregatum*, *Cayeuxia* sp.) foraminifera (valvulinids, textularids), small gastropods, bryozoans, brachiopods, pelecypods (*Megalodus leonardii*). They are cyclically arranged with stromatolitic levels and greenish marls (peritidal cycles). In places intercalations of oolitic-skeletal calcarenites with algae and abundant benthic foraminifers. Thickness up to 200-300 m. Carbonate platform environment. Lower boundary paraconformable and locally unconformable on CZP.

HETTANGIAN - LOWER PLEIENSACHIAN

***Cozzo di Lupo formation* (CZP)**

Poorly bedded or massive whitish dolostones or dolomitic limestones, consisting of predominantly biolithites and breccias with calcareous sponges, chetetids, corals (*Retiophyllia paraclathrata* and foraminifera among which *Galeanella panticae*, *Siculocosta battagliaensis*, *Foliotortus spinosus*). Observable thickness about 200 m. Reef and back-reef environment. Lower boundary not exposed.

NORIAN - RHAETIAN

BIBLIOGRAFIA

- ABATE B., CALANDRA D., CATALANO R., D'ARGENIO B., DI STEFANO E., DI STEFANO P., ESTEBAN CERDÀ M., GAITO L., LO CICERO G., MONTELEONE S., PECORARO C., PESCATORE T. & RENDA P. (1982) - *Guida alle escursioni*. In: CATALANO R. & D'ARGENIO B. (Eds.), *Guida alla Geologia della Sicilia Occidentale*: 53-81. Palermo.
- ABATE B., CATALANO R., D'ARGENIO B., DI STEFANO P. & RICCOBONO R. (1977) - *Relationships of algae with depositional environments and faunal assemblages of the Panormide Carbonate Platform, Upper Triassic, Northwestern Sicily*. In: FLÜGEL E. (Ed), *Fossil Algae*: 301-313, Springer-Verlag, Berlin.
- ADELFO G., CHIODI M., DE LUCA L., LUZIO D. & VITALE M. (2006) - *Southern-Tyrrhenian seismicity in space-time-magnitude domain*. *Annals of Geophysics*, **49** (6): 1245-1257.
- AGATE M., BASILONE L., CATALANO R., DI STEFANO P., FRANCHINO A., MERLINI S. & SULLI A. (1998) - *Stop 9. Valle del Colomba. Panoramica sui rapporti tettonici tra le unità Sicane nei Monti di Palazzo Adriano*. Guida alle escursioni 79° Congresso Nazionale della Soc. Geol. It.: 91-93.
- AGNESI V., ALARIO D., COLLALTI M. & SABATINO M. (2004) - *Atlante dei centri abitati instabili della Regione Sicilia: la provincia di Palermo*. Pubblicazione n° 2855 del GNDICI - CNR - Linea 2: Previsione e prevenzione eventi franosi a grande rischio.
- AGNESI V., MACALUSO T., MONTELEONE S. & PIPITONE G. (1984) - *Fenomeni di deformazione gravitativa profonda (deep-seated gravitational slope deformations) osservati nella Sicilia occidentale*. *Boll. Soc. Geol. It.*: **103**, 671-679.
- AGNESI V., MACALUSO T., MONTELEONE S., PIPITONE G. & SORRISO-VALVO M. (1987) - *Tipi e dinamica delle deformazioni gravitative profonde in relazione alle strutture geologiche. I casi di M.te Genardo e di Scopello (Sicilia occidentale)*. *Boll. Soc. Geol. It.*: **108**, 379-389.
- AGNESI V. & MONTELEONE S. (1990) - *Aspetti geologici e geomorfologici dei siti archeologici di C.da Callota e di Rocca d'Entella (Valle del Belice - Sicilia Sudoccidentale)*. Atti del Convegno Nazionale "Dagli scavi di Montevago e di Rocca d'Entella un contributo di conoscenze per la storia dei Musulmani della Valle del Belice dal X al XIII secolo": 95-104.
- ANDERSON H. & JACKSON J. (1987) - *Active tectonics of the Adriatic Region*. *Geophys. J.R. Astr. Soc.*: **91**, 937-983.
- ANDREINI G., CARACUEL J.E. & PARISI G. (2007) - *Calpionellid biostratigraphy of the Upper Tithonian-Upper Valanginian interval in Western Sicily (Italy)*. *Swiss Journal of Geosciences*. **100** (2): 179-198.
- ANTONELLI M., FRANCIOSI R., PEZZI G., QUERCI A., RONCO G.P. & VEZZANI F. (1992) - *Paleogeographic evolution and structural setting of the northern side of the Sicily Channel*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **41**: 141-157.
- ARUTA L. & BUCCHERI G. (1971) - *Il Miocene preevaporitico in facies carbonatico-detritica dei dintorni di Baucina, Ventimiglia di Sicilia, Calatafimi (Sicilia)*. *Riv. Min. Sic.*, **130-132**: 188-194.
- ASSESSORATO DEI LAVORI PUBBLICI (2006) - *Aggiornamento e revisione del piano regolatore generale degli acquedotti*. *Gazzetta Ufficiale della Regione Siciliana*, anno 60 n. 32, 355 pp.
- BALDACCI L. (1886) - *Descrizione geologica dell'Isola di Sicilia*. *Mem. Descr. Carta Geol. d'It.*, **1**: 3-403. Roma.
- BAMBINA A., BURGIO C., MONTELEONE S., PIPITONE G. & SABATINO M. (1998) - *Lineamenti idrostrutturali del settore centromeridionale dei Monti Sicani (Sicilia occidentale)*. Atti del 79° Congresso Nazionale della Società Geologica Italiana, Palermo 21-23 settembre 1998: 123-124.
- BARATTA M. (1934) - *Nuovo abbozzo di carta sismica d'Italia*. Commissione Italiana per la prevenzione delle grandi calamità. Reale Accademia Nazionale dei Lincei, Roma.

- BARATTOLO F. & R. ROMANO (2005) - *Shallow carbonate platform bioevents during the Upper Triassic-Lower Jurassic: an evolutive interpretation*. Boll. Soc. Geol. It.: **124**, 123-142.
- BARTOLINI A. & BAUMGARTNER P.O. (1999) - *Calcareous to biosiliceous sedimentation in the Umbria-Marche basin during the Middle-Late Jurassic: palaeoecology and palaeoenvironment based on radiolarian and carbon isotope stratigraphy*. Palaeopelagos, Special Publication **3**: 101-106.
- BARTOLINI A., BAUMGARTNER P.O. & GUEX J. (1999) - *Middle and Late Jurassic radiolarian palaeoecology versus carbon-isotope stratigraphy*. Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology **145**: 43-60.
- BARTOLINI A. & LARSON R.L. (2001) - *Pacific microplate and the Pangea supercontinent in the Early to Middle Jurassic*. Geology **29** (8): 735-738.
- BASSOUILLET J.P., BOUTAKIOUT M. & ECHARFAOUI H. (1999) - *Two new genera, Palaeocyclamina n. gen. and Ijdranella n. gen., foraminiferida (Textulariina) from a Orbitopsella praecursor (Gumbel) Liassic bed from Middle Atlas (Morocco)*. Revue de Micropaléontologie. **42**: 213-230.
- BAUMGARTNER P.O., BARTOLINI A.C., CARTER E.S., CONTI M., CORTESE G., DANIELIAN T., DE WEVER P., DUMITRICA P., DUMITRICA-JUD R., GORICAN S., GUEX J., HULL D.M., KITO N., MARCUCCI M., MATSUOKA A., MURCHEY B., O'DOGHERTY L., SAVARY J., VISHNEVSKAYA V., WIDZ D. & YAO A. (1995) - *Middle Jurassic to Early Cretaceous Radiolarian Biochronology of Tethys based on Unitary Associations*. In: Baumgartner, P.O. et alii (Eds.), Mémoires de Géologie (Lausanne) **23**: 1013-1048.
- BEAUMONT V., BARTOLINI A., MAS R., GARDIN S., GAILLARDET J., CHETELAT B., O'DOGHERTY L., SANDOVAL J. & CECCA F. (2005) - *Bajocian sedimentary crisis in Western Tethys: a geochemical sight*. Earth System Processes **2** (8-11 August 2005).
- BENDER B. & PERKINS D.M. (1987) - *Seisrisk III: A computer program for seismic hazard estimation*. U.S. Geological Survey Bulletin, **1772**: 48 pp.
- BELLANCA A., DI STEFANO E., DI STEFANO P., ERBA E., NERI R., & PIRINI RADDRIZZANI C. (1993) - *Ritrovamento di calcisfere e nannofossili calcarei in terreni carnici della Sicilia*. Paleopelagos, **3**: 91-96.
- BELLANCA A., DI STEFANO P. & NERI R. (1995) - *Sedimentology and isotope geochemistry of Carnian deep-water marl/limestone deposits from the Sicani Mountains, Sicily: Environmental implications and evidence for a planktonic source of lime mud*. Palaeog., Palaeocl., Palaeoecol., **114**: 111-129, Elsevier, Amsterdam.
- BERTINI T. & BOSI C. (1973) - *Segnalazione di inclusi cretaciici nella serie Gessoso-Solfifera di Gibellina*. Boll. Soc. Geol. It.: **92**, 25-32.
- BIOLZI M. (1985) - *The Oligocene-Miocene boundary in selected Atlantic, Mediterranean and Parathetyan sections based on biostratigraphic and stable isotope evidence*. Mem. Soc. Geol., **37**: 303-378.
- BOCCALETTI M., NICOLICH R. & TORTORICI L. (1990) - *New data and hypothesis on the development of the Tyrrhenian Basin*. Paleogeo. Paleoclim. Paleoecol.: **77**, 15-40.
- BOLLI H.M. & SAUNDERS J.B. (1985) - *Oligocene to Holocene low latitude planktic foraminifera*. In: BOLLI H.M., SAUNDERS J.B. & PERCH-NIELSEN K., (Eds.), *Plankton Stratigraphy*. Cambridge: Cambridge University Press.: 175-262.
- BOMBICCI L. (1862) - *Corso di mineralogia*. G. Monti, 1862: pp. 803.
- BOMMARITO S. (1984) - *La successione Miocene superiore-Pliocene nella zona di Gibellina (Trapani)*. Naturalista Siciliano, ser. IV, **8** (1-2): 49-62.
- BOMMARITO S. & CATALANO R. (1973) - *Facies analysis of an evaporitic Messinian sequence near Cimmina (Palermo Sicily)*. In: Drooger C.W. (Ed.), *Messinian Events in the Mediterranean*. Geodyn. Sci. Rep. **7**. North Holland, Amsterdam: 172-177.
- BOMMARITO S. & DI PIETRO R. (2000) - *Considerazioni stratigrafico strutturali dell'area ricadente all'interno della Tavolaletta "Gibellina" (F. 258 III N.E.)* Geologi di Sicilia.

- BOMMARITO S. & DI PIETRO R. (2001) - *Carta geologica della Tavola Corleone, Foglio n°258, II, N.O. Caltanissetta.*
- BOSCHI E., FERRARI G., GASPERINI P., GUIDOBONI E., SMRIGLIO G. & VALENSISE G. (Eds) (1995) - *Catalogo dei Forti Terremoti in Italia dal 461 a.C. al 1980* (ING, Roma - SGA, Bologna), pp. 973, con database su CD-ROM.
- BOSCHI E., GUIDOBONI E., FERRARI G., VALENSISE G. & GASPERINI P. (Eds) (1997) - *Catalogo dei Forti Terremoti in Italia dal 461 A.C. al 1990* (ING, Roma - SGA, Bologna), pp. 644, con database su CD-ROM.
- BOSCHI E., GUIDOBONI E., FERRARI G., MARIOTTI D., VALENSISE G. & GASPERINI P. (Eds) (2000) - *Catalogue of Strong Italian Earthquakes*, Ann. Geofis., **43** (4): 1-268, con database su CD-ROM.
- BOSI C., CAVALLO R. & FRANCAVIGLIA V. (1973) - *Aspetti geologici e geologico-tecnici del terremoto della Valle del Belice del 1968*. Mem. Soc. Geol. It., **12**: 81-130.
- BOTTARI A. (1973) - *Attività sismica e neotettonica della Valle del Belice*. Ann. Geof., **26** (1): 55-83.
- BOU-DAGHER FADEL M.K. & BOSENCE D. (2007) - *Early Jurassic benthic foraminiferal diversification and biozones in shallow-marine carbonates of western Tethys*. Senckenbergiana lethaea, **81** (1): 1-39.
- BOU-DAGHER FADEL M.K., ROSE E.P.F., BOSENCE D.W. & LORD A.R. (2001) - *Lower Jurassic foraminifera and calcified microfora from Gibraltar, western Mediterranean*. Paleontology, **44**: 601-621.
- BROQUET P., CAIRE A. & MASCLE G. (1966) - *Structure et évolution de la Sicile occidentale (Madonies et Sicani)*. Boll. Soc. Geol. France, s. 7: 994-1013.
- BRUNO F. (1956) - *Su alcuni cefalopodi del Malm di Stretta Arancio (Sambuca)*. Riv. Min. Sic. **25**: 20-30.
- BUCCINO G., D'ARGENIO B., FERRERI V., BRANCACCIO L., FERRERI M., PANICHI C. & STANZIONE D. (1978) - *I travertini della bassa valle del Tanagro (Campania) studio geomorfologico, sedimentologico e geochimico*. Boll. Soc. Geol. It., **97**: 617-646.
- BUCEFALO PALLIANI R., BARTOLINI A., CHIARI M., DI STEFANO P., MATTIOLI E. & PARISI G. (2002) - *Subtop 9.2. Santa Maria del Bosco: Integrated biostratigraphy (calcareous nannofossils, palynology and radiolarians) from an Early-Middle Jurassic peribasin area in the Sicilian Basin*. In: SANTANTONIO M. (Ed.), General Field Trip Guidebook, International Symposium on the Jurassic System: 77-84.
- CACCIATORE M.S. (2009) - *Architettura ed evoluzione delle facies sedimentarie di una zona di raccordo piattaforma carbonatica-bacino al passaggio Triassico-Giurassico: area di Sciacca-Monti Sicani (Sicilia)*. Tesi di dottorato. Dipartimento di Geologia e Geodesia dell'Università di Palermo.
- CACCIATORE M.S. & DI STEFANO P. (2008) - *Triassic-Jurassic carbonates from Western Sicily: Their facies and implications for the end-Triassic biotic crisis*. Rend. online Boll. Soc. Geol. It., **2** (2008): 49-52.
- CACCIATORE M.S., DI STEFANO P. & RETTORI R. (2006) - *Carbonate Platform-Basin systems in Sicily around the Triassic/Jurassic boundary: new data from the Campofiorito area (Sicilian Mountains, Western Sicily)* - In: DI STEFANO P. & BUCCHERI G. (Eds.), Quaderni del Museo Geologico "G.G. Gemmellaro", **9**: 41-54.
- CAFIERO B. & DE CAPOA BONARDI P. (1982) - *Biostratigrafia del Trias pelagico della Sicilia*. - Boll. Soc. Paleont. It., **21** (1): 35-71.
- CAMPISI B. (1968) - *Microfossili e stratigrafia del Miocene inferiore e medio dei Sicani sudoccidentali*. Atti Acc. Gioenia Sc. Nat. Catania, ser.VI, **20**: 223-234.
- CAPELLINI G. (1893) - *Resti di Mastodonti nei depositi marini pliocenici della provincia di Bologna*. Memorie della Regia Accademia delle Scienze dell'Istituto di Bologna, serie V, tom. III.
- CARIMATI R., GOSSENBERG P., MARINI A. & POTENZA R. (1981) - *Catalogo delle unità formazionali italiane*. Boll. Serv. Geol. d'Italia, **101** (1980): 343-542, Roma.
- CARIOU E. & HANTZPERGUE P. (1997) - *Biostratigraphie du Jurassique ouest-européen et méditerranéen: zonations parallèles et distribution des invertébrés et microfossiles*. In Groupe Français Etude Jurassique. Bull. Centre Rech. Elf E.P., Mém. **17**: 1-421.

- 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.
- CASERO P. & ROURE F. (1994) - *Neogene Deformations at the Sicilian-North Africa Plate Boundary*. In: Roure F. (Ed.), *Peri-Tethyan Platforms: 27-45*, Ed. Technip, Paris.
- CASTANY G. (1956) - *Essai de synthèse géologique du territoire Tunisie-Sicile*. Ann. Mines et Géol., **16**: 1-101.
- CASTELLARIN A. (1982) - *Tettonica sinsedimentaria ed associazioni di facies carbonatiche (con principali riferimenti al Giurassico Sudalpino)*. In: CASTELLARIN A. & VAI G.B. (Eds), Guida alla Geologia del Sudalpino Centro-orientale. Guide Geologiche Regionali, Mem. Soc. Geol. It., Suppl. C al Vol **XXIV** delle Mem Soc. Geol. It.: 79-95.
- CATALANO R. & D'ARGENIO B. (1978) - *An essay of palinspastic restoration across the Western Sicily*. Geol. Romana., **17**: 145-159.
- CATALANO R. & D'ARGENIO B. (1982) - *Schema geologico della Sicilia*. In: CATALANO R. & D'ARGENIO B. (Eds), Guida alla Geologia della Sicilia Occidentale, Guide Geologiche Regionali, Memorie Società Geologica Italiana, **24**: 9-41.
- CATALANO R., D'ARGENIO B., GREGOR C.B., NAIRN A.E.M. & NARDI G. (1984) - *The Mesozoic volcanics of western Sicily*. Geol. Rund., **73**: 577-598.
- 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 Sicilia occidentale I) il profilo Palermo-Sciaccia*. Mem. Soc. Geol. It., **19**: 485-493.
- CATALANO R., DI STEFANO E., INFUSO S., SULLI A., VAIL P.R. & VITALE F.P. (1998) - *Sequence and systems tracts calibrations on high-resolution bio-chronostratigraphic scheme: the Central Mediterranean Plio-Pleistocene record*. In: DE GRACIANSKY *et alii* (Eds), *Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of Western European Basins*. Soc. Econ. Paleontol. Mineral., Spec. Publ., 1998.
- CATALANO R., DI STEFANO P. & KOZUR H. (1988) - *New result in the Permian and Triassic stratigraphy of Sicily with special reference to the section at Torrente San Calogero SW of the Pietra di Salomone (Sosio Valley)*. Atti 74 Congr. Soc. Geol. It., Sorrento, A: 126-135.
- CATALANO R., DI STEFANO P. & KOZUR H. (1991) - *Permian circum-pacific deep-water faunas from the Western Tethys (Sicily, Italy) - New evidences for the position of the Permian Tethys*. In: CHANNEL J.E.T., WINTERER E.L. & JANS A L.F. (Eds), *Paleogeography and Paleoenogeography of Tethys (spec. vol.) Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **87**: 75-108 Elsevier, Amsterdam.
- 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., FRANCHINO A., MERLINI S. & SULLI A. (2000) - *Central western Sicily structural setting interpreted from seismic reflection profiles*. Mem. Soc. Geol. It., **55**: 5-16.
- CATALANO R. & LIGUORI V. (1971) - *Facies a calpionelle della Sicilia occidentale*. In: Proceedings Planktonic Conference, **2**(1): 167-199.
- CATALANO R., RENDA P. & SLACZKA A. (1976) - *Redeposited gypsum in the evaporitic sequence of the Ciminna basin (Sicily)*. Mem. Soc. Geol. Ital. **16** (1978): 83-93.
- CHAFETZ H.S. & FOLK R.L. (1984) - *Travertines: depositional morphology and the bacterially constructed constituents*. J. Sediment. Petrol. **54**: 289-316.
- CHECCHIA RISPOLI G. (1911a) - *Sull'Oligocene dei dintorni di Campofiorito in Provincia di Palermo*. Giorn. Sc. Nat. Econ, **28**: 281-304.
- CHECCHIA-RISPOLI G. (1911b) - *Sul Miocene medio di alcune regioni delle provincie di Palermo e di Girgenti*. Giorn. Sc. Nat. Econ, **28**: 305-315.
- CHECCHIA-RISPOLI G. (1914) - *Sul "Mastodon angustidens" Cuvier dei dintorni di Burgio in provincia di Girgenti*. Giornale di Scienze Naturali ed Economiche di Palermo, **30**: 285-296.
- CHECCHIA-RISPOLI G. (1918) - *L'Ecocene e il Miocene di Sciaccia*. Atti Rend. Cl. Sc. Fis. Mat. Nat., s. 5, **27**: 252-255.

- CHIARI M., DI STEFANO P. & PARISI G. (2008) - *New stratigraphical data on the Middle-Late Jurassic biosiliceous sediments from the Sicilian basin, Western Sicily (Italy)*. Swiss J. Geosci. **101**: 415-429.
- 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)*. In: MANCINELLI A. (Ed.) «Biostratigrafia dell'Italia centrale» Studi Geologici Camerti, vol. spec. (1994): 9-128.
- 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.
- CIVITA M., MANZONE L., OLIVERO G. & VIGNA B. (1991) - *Approcci sinergici nelle ricerche sui sistemi idrogeologici carbonatici del Piemonte meridionale*. Atti del Convegno "Ricerca e protezione delle risorse idriche sotterranee nelle Aree Montuose". Brescia: 53-86.
- CIVITA M., PERNA G. & TURI B. (1994) - *Idrogeologia*. In: FEDDA A., OTTELLI L., PERNA G. (Eds), "Il bacino carbonifero del Sulcis. Geologia, Idrogeologia, Miniere", EDISAR (Cagliari), 73-110.
- CIVITA M. & REGIBUS C. (1995) - *Sperimentazione di alcune metodologie per la valutazione della vulnerabilità degli acquiferi*. Atti del 2° Convegno Nazionale "Protezione e gestione delle acque sotterranee, metodologie, tecnologie e obiettivi". Nonantola (Modena), **3**: 63-71.
- COLLALTI M., MONTELEONE S. & PIPITONE G. (2002) - *Atlante dei centri abitati instabili della provincia di Trapani*, **1** - Pubblicazione n° 2509 del GNDCI - CNR - Linea 2: Previsione e prevenzione eventi franosi a grande rischio.
- CORNELL C. ALLIN (1968) - *Engineering seismic risk analysis*. Bulletin of the Seismological Society of America October, **58** (5): 1583-1606.
- CRINÒ S. (1921) - *Distribuzione geografica delle frane in Sicilia e periodi di maggiore frequenza dei frammenti*. L'Universo, **6**: 442-443.
- DAINA A. (1965) - *La serie mesozoico-terziaria del Monte Barracù (Sicilia centro-occidentale)*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., s.A. **72**: 3-19.
- D'ALESSANDRO A., LUZIO D., D'ANNA G. & MANGANO G. (2010) - *Valutazione della performance di localizzazione della RSNC-INGV tramite simulazione numerica*, Quaderni di Geofisica, **83**, pp. 33.
- D'ARPA C. & MELÉNDEZ G. (2004) - *Oxfordian biostratigraphy and ammonite associations from west Sicily: biostratigraphic succession of genus Gregoryceras and correlation with Tethyan Perisphinctid scale*. Riv. It. Paleont. E Strat. **110** (1): 255-267.
- DE BORCH M.J. (1782) - *Lettres sur la Sicile et sur l'Île de malte écrites en 1777 pour servir de supplément au voyage de Monsieur Brydone*. **2**. Turin.
- DE CAPOA BONARDI P. (1984) - *Halobia zones in the pelagic Late Triassic sequences of the Central Mediterranean area (Greece, Yugoslavia, Southern Apennines, Sicily)*. Boll. Soc. Paleont. It., **23**: 91-102.
- DE CASTRO P. (1991) - *Jurassic*. In 5th International Symposium on Fossil Algae. Capri, 7-12 april 1991. Field-Trip Guide book.
- DECIMA A. & WEZEL F.C. (1971) - *Osservazioni sulle evaporiti messiniane della Sicilia centro-meridionale*. Riv. Min. Sic., **130-132**: 172-187.
- DELFRATI L. (2005) - *Formazione Lercara - Carta Geologica d'Italia 1:50.000. Catalogo delle formazioni - Unità da riclassificare*. Quad.Serv.Geol.d'It., fascicolo IV.
- DELFRATI L. (2007) - *Trubi* - in CITA M.B., ABBATE E., BALINI M., CONTI M.A., FALORNI P., GERMANI D., GROPELLI G., MANETTI P. & PETTI F.M. - *Carta Geologica d'Italia 1:50.000. Catalogo delle formazioni - Unità tradizionali (1)*. Quad.Serv.Geol.d'It., ser.III, 7 (VII): 352-354.
- DELFRATI L., FALORNI P., IZZO P. & PETTI F.M. (2006) - *Formazione Mufara - Carta Geologica d'Italia 1:50.000. Catalogo delle formazioni - Unità validate*. Quad. Serv. Geol. d'It., ser. III, 7 (III): pp. 207, Roma.
- DELFRATI L., FALORNI P., IZZO P. & PETTI F.M. (2006) - *Formazione Sciacca - Carta Geologica d'Italia 1:50.000. Catalogo delle formazioni - Unità validate*. Quad. Serv. Geol. d'It., ser. III, 7 (III): pp. 207, Roma.

- DI NAPOLI ALLIATA E. (1937) - *Sui Foraminiferi delle argille mioceniche dell'alta valle del Belice (Palermo)*. In: BORGHİ P. (1938) - Fauna miocenica della Valle alta del Belice Destro (Palermo). Giorn. Sc. Nat. Econ., **39** (9): 25 pp., Palermo.
- DI NOCERA S. & SCANDONE P. (1977) - *Triassic nannoplankton limestones of deep basin origin in the Central Mediterranean Region*. Paleogeogr. Paleoclimatol. Paleoecol. **21**: 101-111.
- DI STEFANO E. (1998) - *Calcareous nannofossil quantitative biostratigraphy of holes 969 E and 963 B (eastern Mediterranean)*. Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, **160**: 99-111.
- DI STEFANO E., INFUSO S., & SCARANTINO S. (1993) - *Plio-Pleistocene sequence stratigraphy of south western offshore Sicily from well-logs and seismic sections in a high resolution calcareous plankton biostratigraphic framework*. In : MAX M.D. & COLANTONI P. (Eds.), Unesco Report in Marine Science, **58**: 105-110.
- DI STEFANO E. & VITALE F.P. (1988) - *Sedimentazione e tettonica nel Plio-Pleistocene della Valle del Belice (Sicilia Sud-occidentale)*. 74° Congr. Naz. Soc. Geol. It., Salerno, Volume A dei riassunti: 271-272.
- DI STEFANO P. (1988) - *Il Trias della Sicilia e dell'Appennino meridionale : una rassegna*. Atti 70° Congr. Soc. Geol. It., Vol. A: 263-270.
- DI STEFANO P., ALESSI A. & GULLO M. (1996) - *Mesozoic and Paleogene megabreccias in Southern Sicily: new data on the Triassic paleomargin of the Siculo-Tunisian Platform*. Facies, **34**: 101-122.
- DI STEFANO P., ANDREINI G., BARTOLINI A., *et alii* (2002a) - *An introduction to the Jurassic Geology of Western Sicily*. In: SANTANTONIO M. (Ed.), General Field Trip Guidebook, VI International Symposium on Jurassic System. Palermo, Italy: 29-121.
- DI STEFANO P., CACCIATORE S., CHIARI M., LENA G., MALLARINO G. & VIRGA D. (2004) - *Multiple submarine unconformities in basinal settings as result of large-scale synsedimentary slidings: an example from the Sicilian Basin (Sicily)* - 32° International Geological Congress, Abstract: 300.
- DI STEFANO P., CACCIATORE M.S. & ZARCONI G. (2008) - *A Triassic carbonate platform edge in the Sciacca zone: implications for the accretion of the Maghrebain chain in southwestern Sicily*. Rend. Online Boll. Soc. Geol. It., **2** (2008): 71-74.
- DI STEFANO P. & GULLO M. (1987) - *Late Triassic-Early Jurassic sedimentation and tectonics in the Monte Genuardo unit. (Saccense domain - Western Sicily)*. Rend. Soc. Geol. It., **9**: 179-188.
- DI STEFANO P. & GULLO M. (1997a) - *Permian deposits of Sicily: A review*. Geodiversitas, **19** (2): 193-202.
- DI STEFANO P. & GULLO M. (1997b) - *Late Paleozoic-Early Mesozoic stratigraphy and paleogeography of Sicily*, In: CATALANO R. (Ed.), Time scales and basin dynamics. Sicily, the adjacent Mediterranean and other natural laboratories. Field workshop in western Sicily, 8th Workshop of the ILP Task Force "Origin of Sedimentary Basins", Palermo, 7-13 June 1997: 87-99.
- DI STEFANO P., GULLO M. & MUTTONI G. (1998) - *Stop 11. Pizzo Mondello. Stratigrafia della successione carnico-retica*. Guida alle escursioni 79° Congresso Nazionale della Soc. Geol. It.: 121- 128.
- DI STEFANO P., GULLO, M. & SENOWBARI-DARYAN, B. (1990) - *The Upper Triassic reef of Monte Genuardo (Southwestern Sicily)*. Boll. Soc. Geol. It., **109**: 103-114.
- DI STEFANO P., MALLARINO G., MARINO M., MARIOTTI N., MURARO C., NICOSIA U., PALLINI G. & SANTANTONIO M. (2002b) - *New stratigraphic data from the Jurassic of Contrada Monzealese (Saccense domain, SW Sicily)*. Boll. Soc. Geol. It., **121**: 121-137.
- DI STEFANO P. & VITALE F. (1993) - *Carta geologica dei Monti Sicani Occidentali - Scala 1:50.000*. Dipartimento di Geologia e Geodesia, Palermo 1993.
- DI STEFANO P. & VITALE F. (1994) - *Propagazione dei thrust e dinamica dei bacini sintettonici: esempi dai monti Sicani, Sicilia*. In: "Geologia delle aree di avampaese", 77° Congresso della Società Geologica Italiana, Bari, settembre 1994, Abstr. Volume: **75 - 79**.
- DI STEFANO P. & ZARCONI G. (2005) - *Principali Geositi della Riserva Naturale Orientata Monti di Palazzo Adriano e Valle del Fiume Sosio*. Azienda Regionale Foreste Demaniali. Palermo, p. 1-16.

- DROXLER A.W. & SCHLAGER W. (1985) - *Glacial versus interglacial sedimentation rates and turbidity frequency in the Bahamas*. *Geology*, **13**: 799-802.
- FABIANI R. (1926) - *Scoperta di un apparato eruttivo nel Giurese medio in Sicilia*. *Boll. Ass. Min Sic.*, **2** (9): 52-61.
- FABIANI R. (1928) - *Vestigia di vulcanismo e movimenti tettonici nel Giurese di Sicilia*. *Boll. Soc. Geol. Ital.* **47**: 294-299.
- FABIANI R. (1929) - *Eruzioni sottomarine in Sicilia durante il Giurese*. *15 Congr. Geol. Intern.*: 507-510.
- FERLA P., CENSI P., MELI C. & SPEZIALE S. (2002) - *Substop 9.3. - Pillow lava at Monte Genuardo, and the Jurassic magmatism in western Sicily*. In: SANTANTONIO M. (Ed), *General Field Trip Guidebook*, International Symposium on the Jurassic System: 84-87.
- FERRERI V. (1985) - *Criteri di analisi di facies e classificazione dei traveruni pleistocenici dell'Italia meridionale*. *Rend. Acc. Scienze Fisiche e Matematiche*; Napoli, **52**: 1-47.
- FINETTI I., 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 (Ed.) *CROP Project deep seismic exploration of the Central Mediterranean and Italy*. *Atlas in Geoscience 1*: 319-375, Elsevier.
- FINNEY S.C. (2010) - *Formal definition of the Quaternary System/Period and redefinition of the Pleistocene Series/Epoch*. *Episodes*, **33** (3): 159-163.
- FLORIDIA G.B. (1954) - *A proposito di alcuni nuovi ritrovamenti di manifestazioni eruttive nella Sicilia occidentale*. *Plinia*, **5**: 10 pp.
- FLÜGEL E. (1981) - *Paleoecology and facies of upper Triassic Reefs in the northern Calcareous Alps*. *SEPM Special Publication n. 30*: 291-359.
- FLÜGEL E. (2002) - *Triassic Reef Patterns*. In: *Phanerozoic Reef Patterns SEPM Special Publication n. 72*: 391-463.
- FLÜGEL E., DI STEFANO P. & SENOWBARI-DARYAN B. (1991) - *Microfacies and depositional structure of allochthonous carbonate base-of-slope deposits: the late Permian Pietra di Salomone Megablock, Sosio Valley (Western Sicily)*. *Facies*, **25**: 147-186.
- FORESI L.M., BONOMO S., CARUSO A., DI STEFANO E., SALVATORINI G. & SPROVIERI R. (2002) - *Calcareous plankton high resolution biostratigraphy (foraminifera and nannofossils) of the uppermost Langhian - lower Serravallian Ras Il-Pellegrin section (Malta)*. In: IACCARINO S. (Ed.), *Integrated stratigraphy and paleoceanography of the Mediterranean Middle Miocene*. *Riv. Ital. Paleont. Strat.*, **108** (2): 195-210.
- FORNACIARI E., DI STEFANO A., RIO D. & NEGRI A. (1996) - *Middle Miocene quantitative calcareous nannofossil biostratigraphy in the Mediterranean region*. *Micropaleontology*, **42**: 37-63.
- FORNACIARI E. & RIO D. (1996) - *Latest Oligocene to early middle Miocene quantitative calcareous nannofossil biostratigraphy in the Mediterranean region*. *Micropaleontology*, **42**: 1-36.
- FRIXA A., BERTAMONI M., CATRULLO D., TRINCIANTI E. & MIUCCIO G. (2000) - *Late Norian-Hettangian paleogeography in the area between wells Noto 1 and Polpo 1 (S-E Sicily)*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **55**: 279-284.
- FUGAGNOLI A. (2004) - *Trophic regimes of benthic foraminiferal assemblages in Lower Jurassic shallow water carbonates from northeastern Italy (Calcarei Grigi, Trento Platform, Venetian Prealps)*. *Palaeog. Palaeocl. Palaeoec.*, **205**: 111-130.
- GASPARINI C., IANACCONE G., SCANDONE P. & SCARPA R. (1982) - *Seismotectonics of the Calabrian Arc*. *Tectonophysics*, **84**: 267-286.
- GEMMELLARO G.G. (1887) - *La fauna dei calcari con fusulina della Valle del fiume Sosio nella provoncia di Palermo*. *Giorn. Sc. Nat. Econ.*, **20**: 26 pp.
- GEMMELLARO G.G. (1904) - *I Cefalopodi del Trias superiore della regione occidentale della Sicilia*. *Giorn. Sc. Nat. Econ.*, **24**: 1-319.
- GEMMELLARO M. (1912) - *Ittiodontoliti del Miocene medio di alcune regioni della provincia di Palermo e di Girgenti*. *Giorn. Sc. Nat. Econ.*, **29**: 117-156.

- GEMMELLARO M. (1919) - *Sulla presenza del Kelloviano inferiore (Zona con Macrocephalites macrocephalus SCHLOTH) nella Montagna della Tardara presso Menfi in Sicilia*. Boll. Soc. Sc. Nat. Econ.: **29** - **31**.
- GIBBARD P., HEAD M.J., WALKER M.J.C. & THE SUBCOMMISSION ON QUATERNARY STRATIGRAPHY (2010) - *Formal ratification of the Quaternary System/Period and the Pleistocene Series/Epoch with a base at 2.58 Ma*. Journal of Quaternary Science, **25**, 96-102.
- GIUNTA G., LUZIO D., AGOSTA F., CALÒ M., DI TRAPANI F., GIORGIANNI A., OLIVERI E., ORIOLI S., PERNICIARO M., VITALE M., CHIODI M. & ADELFO G. (2009) - *An integrated approach to investigate the seismotectonics of northern Sicily and southern Tyrrhenian*, Tectonophysics, **476**: 13-21.
- GIUNTA G., NIGRO F. & RENDA P. (2000a) - *Extensional tectonics during Maghrebides chain building since late Miocene: examples from Northern Sicily*. Ann. Soc. Geol. Pol., **70**: 81-98.
- GIUNTA G., NIGRO F., RENDA P. & GIORGIANNI A. (2000b) - *The Sicilian- Maghrebides Tyrrhenian Margin: a neotectonic evolutionary model*. Boll. Soc. Geol. It., **119**: 553-565.
- GRADSTEIN F.M., OGG J.G., SMITH A.G., AGTERBERG F.P., BLEEKER W., COOPER R.A., DAVYDOV V., GIBBARD P., HINNOV L., HOUSE M.R. (†), LOURENS L., LUTERBACHER H-P., MCARTHUR J., MELCHIN M.J., ROBB L.J., SHERGOLD J., VILLENEUVE M., WARDLAW B.R., ALI J., BRINKHUIS H., HILGEN F.J., HOOKER J., HOWARTH R.J., KNOLL A.H., LASKAR J., MONECHI S., PLUMB K.A., POWELL J., RAFFI I., RÖHL U., SANFILIPPO A., SCHMITZ B., SHACKLETON N.J., SHIELDS G.A., STRAUSS H., VAN DAM J., VAN KOLFSCHOTEN T., VEIZER J & WILSON D. (2004) - *A Geologic Time Scale 2004*. Cambridge University Press: 500 pp.
- GRASSO M. & REUTHER C.D. (1988) - *The western margin of the Hyblean Plateau: a neotectonic transform system on the SE Sicilian foreland*. Annales Tectonicae, **2**: 107-120.
- GRASSO M., LENTINI F. & VEZANI L. (1978) - *Lineamenti stratigrafico-strutturali delle Madonie (Sicilia centro-setentrionale)*. Geologica Rom., **17**: 45-69.
- GUIDOBONI E., MUGGIA A., MARCONI C. & BOSCHI E. (2002) - *A case study in archaeoseismology. The collapses of the Selinunte temples (southwestern Sicily): two earthquakes identified*. In: Bulletin of the Seismological Society of America, **92**: 2961-2982.
- GULLO M. & KOZUR H. (1992) - *Conodonts from the pelagic deep-water Permian of central-western Sicily (Italy)*. N. Jb. Geol. Palaont. Abh., **184** (2): 203-234.
- GULLO M. & VITALE F.P. (1987) - *The "Megabreccia Event" in the upper Cretaceous-Eocene "scaglia" of Western Sicily*. Rend. Soc. Geol. It., **9**: 195-202.
- HALLAM A. (2001) - *A review of the broad pattern of Jurassic sea-level changes and their possible causes in the light of current knowledge*. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology **167**: 23-37.
- HANCOCK P. (1985) - *Brittle microtectonics: principles and practice*. Journ. Struct. Geol., **7**: 437-457.
- 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.
- KAMOUN F., PEYBERNES B., MARTINI R., ZANINETTI L., VILA J.M., TRIGUI A & RIGANE A. (1998)- *Associations de foraminifères benthiques dans les séquences de dépôt du Trias Moyen?-Supérieur de l'Atlas Tunisien central et méridional*. Geobios, **31** (6): 703-714.
- KOZUR H. (1989a) - *Significance of events in conodont evolution from the Permian and Triassic stratigraphy*. Cour. Forsch.-Inst. Senckenberger, **117**: 385-408.
- KOZUR H. (1989b) - *The taxonomy of the Gondolellid conodonts in the Permian and Triassic*. Cour. Forsch.-Inst. Senckenberger, **117**: 409-460.
- KOZUR H. (1991) - *Permian deep water ostracods from Sicily (Italy). Part 1: Taxonomy*. Geol. Palaont. Mitt. Innsbruck, **3**: 1-24.
- KOZUR H. (2003) - *Integrated ammonoid-, conodont and radiolarian zonation of the Triassic*. Hallesches Jahrb. Geowiss., **25**: 49-79.

- KOZUR H. & MOCK R. (1991) - *New Middle Carnian and Rhaetian conodonts from Hungary and the Alps. Stratigraphic importance and tectonic implications for the Buda Mountains and adjacent areas.* *Jahrb. Geol. Bundesanst.*, **134**: 271-297.
- KRYSZYN L., BOUQUEREL H., KEUERSCHNER W., RICHOSZ S. & GALLET Y. (2007) - *Proposal for a candidate GSSP for the base of the Rhaetian stage.* LUCAS S.G. & SPIELMANN J.A., (Eds), 2007, *The Global Triassic.* New Mexico Museum of Natural History and Science Bulletin **41**: 189-199.
- KRYSZYN L., GALLET Y., BESSE J. & MARCOUX J. (2002) - *Integrated Upper Carnian to Lower Norian biochronology and implications for the Upper Triassic magnetic polarity time scale.* *Earth and Planetary Science Letters*, **203**: 343-351, doi: 10.1016/S0012-821X(02)00858-0.
- LENTINI F., CATALANO S. & CARBONE S. (1996) - *The external thrust system in southern Italy: a target for petroleum exploration.* *Petroleum Geosciences*, **2**: 333-342.
- LEVERA M. & McROBERTS C.A. (2008) - *Carnian/Norian Haloboids from Pizzo Mondello succession (Sicani Mountains, Sicily).* *Berichte Geol. B.-A.*, **76** - Upper Triassic Bad Gaisern.
- LO CICERO G. & PRATINI P. (1981) - *Early Miocene deliatic glauconitic carbonates.* In: *Palaeogeographic evolution of a continental margin in Sicily. Penrose Conference on controls of carbonate platform evolution*, Field trip guide book, Palermo: 103-104.
- LUCIDO G., NUCCIO P.M., VALENZA M. & GIUNTA G. (1978) - *Magmatism in the Sicano Basin (Sicily) related to Meso-Cenozoic Tectonics of the North-African Paleomargin.* *Min. Petr. Acta*, **22**: 55-69.
- MALINVERNO A. & RYAN W.B.F. (1986) - *Extension in the Tyrrhenian Sea and shortening in the Apennines as a result of arc migration driven by sinking of the lithosphere.* *Tectonics*, **5**: 227-245.
- MALLARINO G. (2003) - *Crisi delle piattaforme carbonatiche e dinamica deposizionale delle piattaforme pelagiche nel Giurassico della Sicilia occidentale*, 200 pp., tesi di dottorato inedita.
- MARCHETTI M.P. (1960) - *Summary introduction to geology of Sicily.* In: *Excursion in Sicily.* Appendix 1. *Petr. Expl. Soc. Lybia*: 47-60.
- MARINO M.C., ANDREINI G., BALDANZA A., D'ARPA C., MARIOTTI M., PALLINI G., PARISI G. & PETTI F.M. (2004) - *Middle Jurassic- Early Cretaceous integrated biostratigraphy (ammonites, calcareous nannofossils and calpionellids) of the Contrada Diesi section (south-western Sicily, Italy).* *Riv. Ital. Paleont. Strat.* **110** (1): 357-372.
- MARTINI E. (1971) - *Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation.* *Proceed. II Planctonic Conference*, **2**: 739-777.
- MASCLE G. (1969) - *Structure e morphologie de la région de Montevago (Sicile occidentale).* *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), **10**: 653-657.
- MASCLE G. (1970) - *Geological sketch of Western Sicily.* In: *Geology and History of Sicily.* *Petr. Expl. Soc. Lybia*, 201-243.
- MASCLE G. (1974a) - *Étude géologique des Monts Sicani.* - Thèse de Doctorat, Paris.
- MASCLE G. (1974b) - *Les grands traits de l'évolution géologique des monts Sicani (Sicile).* *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), **16**: 161-170.
- MASCLE G. (1979) - *Étude géologique des Monts Sicani.* - *Riv. It. Paleont. e Strat.*, Mem. **16**: Milano, 1-431.
- MATTIOLI E. & ERBA E. (1999) - *Synthesis of calcareous nannofossil events in Tethyan Lower and Middle Jurassic successions.* *Riv. It. di Paleont. Strat.*, **105**: 343-376.
- MCKENZIE D. (1972) - *Active Tectonics of the Mediterranean Region.* *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **30**: 109-185.
- MICHETTI A.M., BRUNAMONTE F. & SERVA L. (1995) - *Paleoseismological evidence in the epicentral area of the January 1968 earthquakes, Belice, Southwestern Sicily.* In: SERVA L. & SLEMMONS D.B. MILLER K.G., KOMINZ M.A., BROWNING J.V., WRIGHT J.D., MOUNTAIN G.S., KATZ M.E., SUGARMAN P.J. CRAMER B.S., CHRISTIE-BLICK N. & PEKAR S.F. (2005) - *The Phanerozoic Record of Global Sea-Level Change.* *Science*, **310**: 1293-1298.
- MINISTERO DELLE INFRASTRUTTURE E DEI TRASPORTI (2001) - *Sicilia. Il sistema idrico.* Quaderno n. 8 a cura di VICECONTE G., Programma Operativo Nazionale di Assistenza Tecnica e Azioni di Sistema (PON -ATAS) 2000-2006 Progetto Operativo "Risorse Idriche"- II stralcio funzionale. 86.

- 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.
- MONACO C., TORTORICI L. & CATALANO S. (2000) - *Tectonic escape in the Sicilian mountains (western Sicily)*. Mem. Soc. Geol. It., **55**: 17-25.
- MONTANA G. & GAGLIARDO-BRIUCCIA V. (1998) - *I marmi ed i diaspri nell'architettura ornamentale barocca in Sicilia*. F. Flaccovio (Ed.), Palermo: 135 pp.
- MONTANARI L. (1961) - *Das Nummulitikum von Sciacca (Sizilien)*. Ecl. Geol. Helv., **54**: 570-579. *neamenti stratigrafico-paleogeografici della Sicilia durante il Ciclo Alpino*. Mem. Soc. Geol. It., **38**: 361-406.
- MONTANARI L. (1991) - *Paleogeography of Sicily: Importance of stratigraphy*. Mem. Soc. Geol. It., **55**: 211-217.
- MONTANARI L. & RENDA P. (1976) - *Biostratigrafia del Trias del Monte Triona (Sicani)*. Boll. Soc. Geol. It., **95** (3-4): 725-744.
- MONTELEONE S., PIPTONE G. & SABATINO M. (2000) - *Environmental hazard of the new sites in the earthquake Belice valley reconstruction*. Mem. Soc. Geol. It., **55**: 449-455.
- MONTELEONE S., PIPTONE G. & SABATINO M. (2004) - *Lineamenti geomorfologici dell'area di Chiusa Sclafani (Sicilia occidentale)*. Naturalista Siciliano, S. IV, **XXVIII** (1-2): 361-369.
- MONTELEONE S., M. SABATINO & BAMBINA A. (2006) - *Carta geomorfologica della tavoletta S. Margherita Belice e note illustrative (Sicilia occidentale)*. Il Natur. Sic., **30**: 445-458
- MONTELEONE S., M. SABATINO & BAMBINA A. (2008) - *Carta geomorfologica della Tavoletta Menfi (Sicilia occidentale)*. Nota preliminare. Il Natur. Sic., **32**: 389-391.
- MOLIN D., STUCCHI M. & VALENSISE G. (1996) - *Massime intensità macrosismiche osservate nei comuni italiani*. Servizio Sismico Nazionale.
- MORTILLARO V. (1853) - *Nuovo dizionario siciliano-italiano*, 2a edizione, P. PENNANTE, Palermo: 976 pp. (s. v. *diaspru*).
- MOUSSAT E., REHAULT J.-P., FABBRI A., & MASCLE G. (1985) - *Evolution géologique de la Mer Tyrrhénienne*. C.R. Acad. Sci. Ser. A 301: 491-496.
- MOFFA S. (1871) - *Sulla formazione terziaria della zona solfifera della Sicilia*. Mem. Descr. Carta Geol. Italia, **1**: 50-140.
- MULLINS H.T. & COOK H.E. (1986) - *Carbonate apron models: alternatives to submarine fan model for paleoenvironmental analysis and hydrocarbon exploration*. Sedim. Geology, **48**: 851-854.
- MURARO C. & SANTANTONIO M. (2002) - *Stop 4 "Mound Geometries and High-energy deposits in a Jurassic succession at Vallone San Vincenzo"*. In: SANTANTONIO M. (Ed), *General Field Trip Guidebook*, International Symposium on the Jurassic System: 185-196.
- MUTTONI G., ERBA E., KENT D.V. & BACHTADSE V. (2005) - *Mesozoic Alpine Facies deposition as a result of past latitudinal plate motion*. Nature, **434**: 59-63.
- MUTTONI G., KENT D.V., OLSEN P.E., DI STEFANO P., LOWRIE W., BERNASCONI S.M., & HERNÁNDEZ F.M. (2004) - *Tethyan magnetostratigraphy from Pizzo Mondello (Sicily) and correlation to the Late Triassic Newark astrochronological polarity time scale*. GSA Bulletin, **116**: 1043-1058.
- NICORA A., BALINI M., BELLANCA A., BERTINELLI A., BOWRING S.A., DI STEFANO P., DUMITRICA P., GUAIUMI C., GULLO M., HUNGERBUEHLER A., LEVERA M., MAZZA M., MCROBERTS C.A., MUTTONI G., PRETO N. & RIGO M. (2007) - *The Carnian/Norian boundary interval at Pizzo Mondello (Sicani Mountains, Sicily) and its bearing for the definition of the GSSP of the Norian Stage*. Albertiana, **36**: 102-129.
- NIGRO F. (1998) - *Neotectonic events and kinematic of rhegmatic-like basins in Sicily and adjacent areas. Implications for a structural model of the Tyrrhenian opening*. Ann. Soc. Geol. Poloniae, **68**: 1-21.
- NIGRO F. & RENDA P. (1999) - *Evoluzione geologica ed assetto strutturale della Sicilia centro-settentrionale*. Boll. Soc. Geol. It., **118**: 375-388.
- NIGRO F. & RENDA P. (2000) - *Un modello di evoluzione tettono-sedimentaria dell'avanfossa neogenica siciliana*. Boll. Soc. Geol. It., **119**: 667-686.

- NIGRO F. & RENDA P. (2001) - *Oblique-slip thrusting in the Magrebidic chain of Sicily*. Boll. Soc. Geol. It., **120**: 187-200.
- NIGRO F. & RENDA P. (2002) - *Forced mode dictated by foreland fault-indentor shape during oblique convergence: the Western Sicily mainland*. Boll. Soc. Geol. It., **121**: 151-162.
- NIGRO F. & RENDA P. (2004). *The contribution of the pre-existing structures in mountain belt evolution: the example of the negative inversion in the Northern Sicily*. Boll. Soc. Geol. It., **123**: 175-187.
- NOCCHI M. (1992) - *Associazioni a foraminiferi bentonici del bacino umbromarchigiano (Appennino centrale) durante il Lias*. Palaeopelagos, **2**: 37-53.
- OGNIBEN L. (1957) - *Petrografia della Serie Solfifera Siciliana e considerazioni geologiche relative*. Mem. Descr. Carta Geologica d'Italia, **22**: 275 pp.
- OGNIBEN L. (1960) - *Nota illustrativa dello schema geologico della Sicilia nord-orientale*. Riv. Min. Sic., **64-65**: 184-212.
- OGNIBEN L. (1970) - *Paleotectonic history of Sicily*. In: *Geology and History of Sicily*. Petr. Expl. Soc. Libya: 133-143.
- OKADA H. & BUKRY D. (1980) - *Supplementary modification and introduction of code numbers to the low latitude coccolith biostratigraphic zonation*. 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**: 661-681.
- PAGET JERVIS W. (1881) - *Tesori sotterranei dell'Italia*, parte terza, Regione delle Isole Sardegna e Sicilia, Loescher.
- PASQUARÉ G., ABBATE E., CASTIGLIONI G.B., MERENDA L., MUTTI E., OROMBELLI G., ORTOLANI F., PAROTTO M., PIGNONE R., POLINO R., PREMOLI SILVA I. & SASSI F. (1992) - *Carta Geologica d'Italia - 1:50.000. Guida al rilevamento*. Quaderni del S.G.N., ser. III, **1**, Istituto Poligrafico e Zecca dello Stato: 1-206.
- PATACCA E., SCANDONE P., GIUNTA G. & LIGUORI V. (1979) - *Mesozoic paleotectonic evolution of the Ragusa zone (southeastern Sicily)*. Geol. Rom. **18**: 331- 369.
- PEDLEY 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.
- PENSABENE P. & ALVAREZ PÉREZ A. (1998) - *Marmi antichi II: cave e tecnica di lavorazione*, L'Erma di Bretschneider, Roma, **31**: 460 pp.
- PERCH-NIELSEN K. (1985a) - *Cenozoic calcareous nannofossils*. In: BOLLI H.M., SANDERS J.B. & PERCH-NIELSEN K. (Eds.), *Plankton Stratigraphy*. Cambridge: Cambridge University Press: 329-426.
- PERCH-NIELSEN K. (1985b) - *Mesozoic calcareous nannofossils*. In: BOLLI H.M., SAUNDERS J.B. & PERCH-NIELSEN K., (Eds.), *Plankton Stratigraphy*. Cambridge: Cambridge University Press: 427-554.
- PETTI F.M. (2007) - *Formazione Inici* - in CITA M.B., ABBATE E., ALDIGHIERI B., BALINI M., CONTI M.A., FALORNI P., GERMANI D., GROPELLI G., MANETTI P. & PETTI F.M. - *Carta Geologica d'Italia 1:50.000. Catalogo delle formazioni - Unità tradizionali (1)*. Quad.Serv.Geol.d'It., ser. III, **7** (VI): 259-270.
- PETTI F.M. (2007) - *Formazione Hybla* - in CITA M.B., ABBATE E., ALDIGHIERI B., BALINI M., CONTI M.A., FALORNI P., GERMANI D., GROPELLI G., MANETTI P. & PETTI F.M. - *Carta Geologica d'Italia 1:50.000. Catalogo delle formazioni - Unità tradizionali (1)*. Quad.Serv.Geol.d'It., ser. III, **7** (VI): 282-290.
- PETTI F.M. (2007) - *Lattimusa* - in CITA M.B., ABBATE E., ALDIGHIERI B., BALINI M., CONTI M.A., FALORNI P., GERMANI D., GROPELLI G., MANETTI P. & PETTI F.M. - *Carta Geologica d'Italia 1:50.000. Catalogo delle formazioni - Unità tradizionali (1)*. Quad.Serv.Geol.d'It., ser. III, **7** (VI): 271-281.
- PREMOLI SILVA I., RETTORI R. & VERGA D. (2003) - *Practical manual of Paleocene and Eocene planktonic foraminifera*. Eds. RETTORI R. & VERGA D., Dpt. Scienze della Terra, University of Perugia (Italy): 1-152, 53 pl.
- PREMOLI SILVA I. & SLITER W.V. (2002)- *Practical manual of Cretaceous planktonic foraminifera*, Dipartimento di Scienze della Terra, University of Perugia (2002): 462 pp.

- REGIONE SICILIA (1999) - *Climatologia della Sicilia*. Assessorato Agricoltura e Foreste. Gruppo IV - Servizi allo Sviluppo Unità di Agrometeorologia: 1-643.
- REGIONE SICILIA (2004) - *Prima caratterizzazione delle acque sotterranee finalizzata alla redazione del "Piano di Tutela delle Acque della Regione Sicilia"* - Corpi idrici significativi - Rete di Monitoraggio. Istituto Nazionale Geofisica e Vulcanologia - Sezione di Palermo, Università degli Studi di Palermo, Dipartimento di Geologia e Geodesia, Ufficio del Commissario Delegato per l'Emergenza Rifiuti e la Tutela delle Acque, Presidenza del Consiglio dei Ministri Dipartimento della Protezione Civile.
- REGIONE SICILIA (2005) - *Documenti per il Piano di Tutela delle Acque in Sicilia*. Sogesid S. P. A., Ufficio del Commissario Delegato per l'Emergenza Rifiuti e la Tutela delle Acque, Presidenza del Consiglio dei Ministri Dipartimento della Protezione Civile.
- REHAULT J.P., MOUSSAT E. & FABBRI A. (1987) - *Structural evolution of the Tyrrhenian back-arc basin*. Mar. Geol., **74**: 123-150.
- REUTHER C.D. (1989) - *Extensional tectonics within the Central Mediterranean segment of the Afro-European zone of convergent*. Mem. Soc. Geol. It., **38** (1987): 69-80.
- REUTHER C.D. & EISBACHER G.H. (1985) - *Pantelleria rift - Crustal extension in a convergent intraplate setting*. Geol. Rund. **74**(3): 585-597.
- RIGO DE RIGHI F. (1954) - *Notizie sulla geologia di una zona a Nord di Menfi (Sicilia sud-occidentale)*. Riv. Min. Sic. **26** (V): 73-77.
- RIGO M. & BARBIERI F. (1959) - *Stratigrafia pratica applicata in Sicilia*. Boll. Serv. Geol. It. **80**: 351-441
- 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.
- RIUSCETTI M. & SCHICK R. (1975) - *Earthquakes and Tectonics in southern Italy*. Boll. Geof. Teor. Appl., **17**: 59-78.
- ROVERI M. & MANZI V. (2007) - *Gessoso-Solfifera*. In: CITA M.B., ABBATE E., BALINI M., CONTI M.A., FALORNI P., GERMANI D., GROPELLI G., MANETTI P. & PETTI F.M.: *Carta geologica d'Italia 1:50.000 - Catalogo delle formazioni - Unità Tradizionali (2). Quad. Serv. Geol. d'It.*, ser. III, 7 (VII): 303-310.
- ROVERI M., MANZI V., LUGLI S., SCHREIBER B.C., CARUSO A., ROUCHY J.M., IACCARINO S.M., GENNARI R. & VITALE F.P. (2006) - *Clastic vs. primary precipitated evaporites in the Messinian sicilian basins*. Post-congress field trip. Acta Naturalia de "L'Ateneo Parmense" **42**(3): 1-68.
- RUGGERI G. (1959) - *Osservazioni preliminari sulla stratigrafia della zona di Sciacca*. Riv. Min. Sic. **58-59**, anno X, 189-195.
- RUGGERI G. (1966) - *Appunti sul Miocene della Sicilia Occidentale*. Riv. Min. Sic., **17** (97-99): 18-24.
- RUGGERI G. (1978) - *Una trasgressione del Pleistocene inferiore nella Sicilia Occidentale*. Il Naturalista Siciliano, s. IV, **1-2**: 159-171.
- RUGGERI G. & SPROVIERI R. (1970) - *Marne di S. Cipirello*. Studi illustrativi della Carta Geologica d'Italia. Formazioni Geologiche, **4**: 1-12.
- RUGGERI G. & SPROVIERI R. (1976) - *Messinian salinity crisis and its paleogeographical implications*. Palaeogeogr. Palaeoclimatol., Palaeoecol., **20**: 13-21.
- RUGGERI G. & TORRE G. (1974) - *Geologia delle zone investite dal Terremoto del Belice*. 1) La Tavoletta Gibellina. Riv. Min. Sic. **139-147**(1973): 27-48.
- RUGGERI G. & UNTI M. (1979) - *Il Quaternario del Pianoro di S. Margherita di Belice (Sicilia)*. Boll. Soc. Geol. It., **96** (1977): 803-812.
- RUGGERI G., UNTI A., UNTI M. & MORONI M.A. (1977) - *La calcarenite di Marsala ed i terreni contermini*. Boll. Soc. Geol. It., **94**: 1623-1657.
- SALVADOR A. (1994) - *International Stratigraphic Guide. A Guide to stratigraphic classification, terminology and procedure*. The International Union of Geological Sciences and the Geological Society of America (Eds.): 214 pp.

- SANTANTONIO M. (1993) - *Facies associations and evolution of pelagic carbonate platforms/basin systems: examples from the Italian Jurassic*. *Sedimentology*, **40**: 1039-1067.
- SAVALLI A. (2003) - *Le pietre ornamentali del Barocco a Trapani*. Tesi di Laurea inedita in Storia e Conservazione dei Beni Architettonici e Ambientali, Università IUAV di Venezia, relatore: L. Lazzarini, AA. 2002-2003.
- SCARANTINO S. (1993) - *Stratigrafia integrata di successioni plio-pleistoceniche del settore sud-occidentale della Sicilia e dell'antistante offshore*. Tesi di dottorato, Palermo, 1-160.
- SCHERILLO A. (1935) - *I basalti di Giuliana e Contessa Entellina e la loro alterazione*. Studio petrografico. *Per. Miner.* **6**: 61-84.
- SCHMIDT A.M. (1972) - *La Fortezza di Mazzalakkar*. *Bollettino d'Arte*, **2**: 32-39.
- SCHMIDT DI FRIEDBERG P. (1962) - *Introduction à la géologie pétrolière de la Sicile*. *Rev. Inst. Franc. Pêtr.*, **17**: 635-668.
- SCHMIDT DI FRIEDBERG P. (1964-65) - *Litostratigrafia petrolifera della Sicilia*. *Riv. Min. Sic.*, **88-90, 91-93**: 1- 80.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1884) - *Carta Geologica d'Italia: Foglio 258 Corleone, alla scala 1: 100.000*.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1885) - *Carta Geologica d'Italia: Foglio 266 Sciacca, alla scala 1: 100.000*.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1972) - *Carta Geologica d'Italia: Foglio 636 Agrigento, alla scala 1: 50.000*.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (2000) - *Carta Geologica d'Italia 1:50.000. Catalogo delle formazioni - Unità Validate*. *Quad. Serv. Geol. d'It., ser. III, 7 (I)*: 228 pp.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (2002 A) - *Carta Geologica d'Italia 1:50.000. Catalogo delle formazioni - Unità non Validate (Unità da riclassificare e/o da abbandonare)*. *Quad. Serv. Geol. d'It., ser. III, 7 (II)*: 281 pp.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (2002 B) - *Carta Geologica d'Italia 1:50.000. Catalogo delle formazioni - Unità Validate*. *Quad. Serv. Geol. d'It., ser. III, 7 (III)*: 207 pp.
- SCHREIBER B.C. & EL TABAKH M. (2000) - *Deposition and early alteration of evaporites*. *Sedimentology*, **47(1)**: 215-238.
- SENOWBARI-DARYAN B., SCHAFER P. & ABATE B. (1982) - *Obertriadische Riffe und Rifforanismen in sizilien*. *Facies*, **6**: 165-184.
- SISSINGH W. (1977) - *Biostratigraphy of Cretaceous calcareous nannoplankton*. *Geol. Mijnbouw.*, **56** (1): 37-65.
- SLEMMONS (ED.), *Perspectives in Paleoseismology*, *Ass. Eng. Geologists, Spec. Publ.*, **6**: 127-139.
- SPERANZA F., MANISCALCO R., MATTEI M. & FUNICIELLO R. (2000) - *Paleomagnetism in the Sicilian-Maghrebides review of the data and implications for the tectonic styles and shortening estimates*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **55**: 95-102.
- SPEZIALE S. (1997) - *Il magmatismo mesozoico-paleogenico della Sicilia Occidentale*. PhD Thesis, Università di Catania: 1-256.
- 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. Stratigr.*, **102** (1): 77-104.
- STAMPFLI G.M. & MOSAR J. (1999) - *The making and becoming of Apulia*. *Mem. Sci. Geol.* **51**: 141-154.
- STEINIGER F.F., AUBRY M.P., BERGGREN W.A., BIOLZI M., BORSETTI A.M., CARLIDGE J.E., CATI F., CORFIELD R., GELATI R., IACCARINO S., NAPOLEONE C., OTTNER F., ROGL F., ROETZEL R., SPEZZAFERRI S., TATEO F., VILLA G. & ZEVENBOOM D. (1997) - *The Global Stratotype Section and Point (GSSP) for the base of the Neogene*. *Episodes*, **20/1**: 23-28.

- STUCCHI *et alii.* (2007) - *DBMI04, il database delle osservazioni macrosismiche dei terremoti italiani utilizzate per la compilazione del catalogo parametrico CPTI04*. Quaderni di Geofisica, **49**: 38; [HTTP://EMIDIUS.MI.INGV.IT/DBMI04/](http://emidius.mi.ingv.it/DBMI04/).
- SWANSON M.T. (1988) - *Pseudotachlyite bearing strike-slip duplex structures in the Fort Foster Brittle Zone, S. Maine*. Journal of Structural Geology, **10** (8): 813-828.
- TAKASHIMA C. & KANO A. (2008) - *Microbial processes forming daily lamination in a stromatolitic travertine*. Sedimentary Geology **208** (2008): 114-119.
- THEODORIDIS S. (1984) - *Calcareous nannofossil biozonation of the Miocene and revision of the Helicoliths and Discoasters*. Utrecht Micropal. Bull., **32**: 3-271.
- THORNTHWAITE C.W. (1948) - *An approach towards a rational classification of climate*. Geogr. Rev. American Geoph. Soc., **38** (1): 55-94.
- THORNTHWAITE C.W. & MATHER J.R. (1957) - *Instruction and tables for computing potential evapotranspiration and the water balance*. Climatology, **10** (3).
- TOUMARKINE M. & LUTERBACHER H. (1985) - *Paleocene and Eocene planktic foraminifera*. In: BOLLI H.M., SAUNDERS J.B. & PERCH-NIELSEN K. (Eds.). *Plankton Stratigraphy*, Cambridge Univ. Press., **1**: 87-154.
- TREVISAN L. (1934) - *Cenni preliminari su alcuni caratteri tettonici e morfologici dei dintorni di Giuliana (Palermo)*. Boll. Ass. Min. Sicil., **3-9**.
- TREVISAN L. (1935) - *Studio geologico del centro eruttivo giurese di Giuliana in provincia di Palermo*. Periodico di Mineralogia, **6** (1): 1-65.
- TREVISAN L. & DI NAPOLI (1937) - *Tirrentano, Siciliano e Calabriano nella Sicilia sud-occidentale*. Note di stratigrafia, paleontologia e morfologia. Giorn. Sc. Nat. Econ. **39** (8): 1-39.
- VIANELLI G. (1964) - *Le manifestazioni effusive della Sicilia centro-occidentale*. Atti Acc. Sc. Lett. Arti, s. 4, **24**: 157-187.
- VIANELLI G. (1970) - *Le manifestazioni eruttive della Sicilia centro-occidentale*. Riv. Min. Sic., **121-123**: 3-31.
- VISSCHER H. & KRYSLYN (1978) - *Aspects of Late Triassic Palynology 4. A palynological assemblage from Ammonoid-controlled Late Karnian (Tuvalian) sediments of Sicily*. Rev. Paleobot. Palynol., **26**: 93-112.
- VITALE F.P. (1990) - *Studi sulla Valle del medio Belice (Sicilia Centro Occidentale) L'avanfossa plio-pleistocenica nel quadro dell'evoluzione paleotettonica dell'area*. PhD Thesis, Università degli Studi di Palermo - Dipartimento di Geologia e Geodesia: 1-201.
- VITALE F.P. (1995) - *Il segmento sicano della catena sud-tirrenica: bacini neogenici e deformazione attiva*. Studi Geologici Camerti, vol. spec.: 491-507.
- VITALE F.P. (1996) - *Sezioni Geologiche attraverso i Monti Sicani Centro-occidentali (Sicilia)*. Dipartimento di Geologia e Geodesia dell'Università di Palermo.
- VITALE F.P. (1997a) - *The Belice and the Menfi Basin: sequence stratigraphy and evolution during the Pliocene and the Early Pleistocene*. In: CATALANO R. (Ed.). *Time scales and basin dynamics. Sicily, the adjacent Mediterranean and other natural laboratories*. Field workshop in western Sicily, 8th Workshop of the ILP Task Force "Origin of Sedimentary Basins", Palermo, 7-13 June 1997: 48-58.
- VITALE F.P. (1997b) - *Stacking patten and tectonics: Field evidences from Pliocene growth folds od Sicily (Central Mediterranean)*. In: CATALANO R. (Ed.). *Time scales and basin dynamics. Sicily, the adjacent Mediterranean and other natural laboratories*. Field workshop in western Sicily, 8th Workshop of the ILP Task Force "Origin of Sedimentary Basins", Palermo 7-13 June 1997: 133-151.
- WENDT J. (1964) - *Stratigraphisch-palaeontologische Untersuchungen im Dogger Westsizilien*. Boll. Soc. Paleont. Ital., **2** (1963): 57-145.
- WENDT J. (1969) - *Die stratigraphisch-Paläogeographische Entwicklung des jura in Westsizilien*. Geol. Rundsch., **58/3**: 735-755.

- WENDT J. (1971) - *Genese und Fauna submariner sedimentärer Spaltenfüllungen im Mediterranen Jura*. *Palaeontographica, A*, **136**: 122-192.
- ZACHOS J., PAGANI M., SLOAN L., THOMAS E. & BILLUPS K. (2001) - *Trends, Rythms and Aberrations in Global Climate 65 Ma to present*. *Science*, **292**: 686-693.
- ZARCONE G. & DI STEFANO P. (2010) - *La Piattaforma Carbonatica Panormide: un caso anomalo nell'evoluzione dei bacini della Tetide giurassica*. *Italian Journal of Geoscience (Boll. Soc. Geol. It.)*, Vol. **129**, No. 2. pp 188-194 DOI: 10.3301/IJG.2010.01.
- ZARCONE G., PETTI F.M., CILLARI A., DI STEFANO P., GUZZETTA D. & NICOSIA U. (2010) - *A possible bridge between Adria and Africa: New palaeobiogeographic and stratigraphic constraints on the Mesozoic palaeogeography of the Central Mediterranean area*. *Earth-Science Reviews*. **103** (3-4): 154-162.