



ISPR A

Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale

SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA

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

NOTE ILLUSTRATIVE

della

CARTA GEOLOGICA D'ITALIA

alla scala 1:50.000

foglio 641

AUGUSTA

a cura di

S. Carbone¹

con i contributi tematici e le collaborazioni degli Autori citati nell'introduzione:

M.S. Barbano¹, G.L. Cantarella², V. Ferrara¹, F. Lentini¹, S. Longhitano³,

R. Maniscalco¹, M.C. Marino¹, C. Martino¹, R. Ruggieri⁴, V. Scribano¹,

G. Sturiale¹, P. Tiralongo⁵, A. Zanini¹

¹ Dipartimento di Scienze Geologiche, Università di Catania

² Sicilia e Servizi S.p.A., Regione Siciliana

³ Dipartimento di Scienze Geologiche, Università della Basilicata

⁴ Centro Ibleo di Ricerche Speleo-Idrogeologiche (CIRS), Provincia di Ragusa

⁵ Soprintendenza ai Beni Culturali, Ambientali della P.I., Provincia di Siracusa

Ente realizzatore



Regione Siciliana

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

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

**Responsabile del Progetto CARG per la Regione Siciliana:
G. Arnone - Assessorato Territorio e Ambiente**

**Responsabile del Progetto CARG per l'Università degli Studi di Catania:
F. Lentini**

PER IL SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA - ISPRA:

Revisione scientifica:

R. Bonomo, E. La Posta, M. Rossi, V. Ricci, L. Vita

Coordinamento cartografico:

D. Tacchia (coordinatore), F. Pilato

Revisione informatizzazione dei dati geologici:

C. Cipolloni, M.P. Congi, M. Rossi (ASC)

Coordinamento editoriale e allestimento per la stampa:

D. Tacchia, F. Pilato

PER L'UNIVERSITÀ DI CATANIA:

Informatizzazione dei dati geologici (Banca Dati):

S.EL.CA. s.r.l., Firenze

Allestimento editoriale e cartografico:

S.EL.CA. s.r.l., Firenze

Informatizzazione e allestimento cartografico per la stampa dalla Banca Dati
a cura della **S.EL.CA. s.r.l., Firenze**

Gestione tecnico-amministrativa del Progetto CARG:

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

D. Greco (dal 2005) e **R. Giordano** (dal 2009) - Regione Siciliana

G. Alì (Università di Catania - Dipartimento di Scienze Geologiche)

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

Stampa: S.EL.CA. s.r.l., Firenze - 2011

PROGETTO
CARG

A Mario Grasso

*Amici da sempre,
Amici per sempre!*

PROGETTO
CARG

INDICE

I	- INTRODUZIONE	pag.	9
II	- STUDI PRECEDENTI	»	13
1.	- LA SERIE VULCANO–SEDIMENTARIA DELLA REGIONE IBLEA	»	14
1.1.	- VULCANITI	»	14
1.2.	- SEDIMENTI	»	15
III	- INQUADRAMENTO GEOLOGICO REGIONALE	»	19
1.	- DOMINI STRUTTURALI DEL MEDITERRANEO CENTRALE	»	19
2.	- IL DOMINIO DI AVAMPAESE IN SICILIA SUD-ORIENTALE	»	22
IV	- STRATIGRAFIA	»	25
1.	- INTRODUZIONE	»	25
2.	- SUCCESSIONE CRETACICO-QUATERNARIA DEL SETTORE ORIENTALE DEI MONTI IBLEI	»	26
2.1.	- SUCCESSIONE VULCANO-SEDIMENTARIA DEL CRETACICO SUPERIORE	»	26
2.1.1.	- <i>vulcaniti di Capo Passero</i>	»	26
2.1.2.	- <i>formazione Priolo</i>	»	28
2.2.	- SUCCESSIONE VULCANO-SEDIMENTARIA DEL MIOCENE-PLEISTOCENE INFERIORE	»	30
2.2.1.	- <i>gruppo di Sortino</i>	»	31
2.2.1.1.	- <i>formazione Monti Climiti</i>	»	31
2.2.1.2.	- <i>calcarei ad echinodermi e molluschi</i>	»	33
2.2.1.3.	- <i>formazione Carlentini</i>	»	34
2.2.1.4.	- <i>formazione Monte Carruba</i>	»	38
2.2.2.	- <i>gruppo di Palagonia</i>	»	41
2.2.2.1.	- <i>formazione Catalicciardo</i>	»	41
2.2.2.2.	- <i>brecce e sabbie di Valle Cupa</i>	»	43
2.2.2.3.	- <i>formazione Militello in Val di Catania</i>	»	44
2.2.2.4.	- <i>formazione S. Febronia</i>	»	47
2.3.	- DEPOSITI QUATERNARI	»	49
2.3.1.	- <i>supersintema Iblei settentrionali</i>	»	51

2.3.1.1.	- sistema Lentini	»	51
2.3.1.2.	- sistema Augusta	»	62
2.3.1.3.	- sistema Monte Tauro	»	63
2.3.2.	- <i>Depositi continentali e transizionali del Pliocene superiore-Olocene</i>	»	65
2.3.2.1.	- Depositi alluvionali terrazzati	»	66
2.3.2.2.	- Deposito palustre antico	»	67
2.3.2.3.	- Deposito alluvionale recente	»	67
2.3.2.4.	- Deposito eolico	»	68
2.3.2.5.	- Coltre eluvio-colluviale	»	69
2.3.2.6.	- Deposito di versante	»	69
2.3.2.7.	- Deposito di spiaggia	»	69
2.3.2.8.	- Deposito palustre attuale	»	71
2.3.2.9.	- Deposito alluvionale attuale	»	71
2.3.2.10.	- Deposito antropico	»	72
V	- PETROGRAFIA E GEOCHIMICA DEI PRODOTTI VULCANICI	»	73
1.	- INTRODUZIONE	»	73
2.	- METODOLOGIE ANALITICHE	»	75
3.	- CARATTERI GENERALI DELLE VULCANITI IBLEE ..	»	76
3.1.	- QUADRO RIASSUNTIVO DEI CARATTERI PETROCHIMICI DELLE VULCANITI IBLEE	»	77
3.2.	- I DIATREMI TORTONIANI E I LORO XENOLITI	»	79
4.	- DESCRIZIONE DELLE UNITÀ LITOSTRATIGRAFICHE»		81
4.1.	- LE LAVE DEL CRETACICO SUPERIORE (VULCANITI DI CAPO PASSERO)	»	82
4.2.	- VULCANITI DEL MIOCENE SUPERIORE (FORMAZIONE CARLENTINI) »		84
4.2.1.	- <i>Facies effusiva</i>	»	84
4.2.2.	- <i>Facies diatremica</i>	»	86
4.3.	- BASALTI THOLEITICI DEL PLIOCENE (FORMAZIONE DI MILITELLO IN VAL DI CATANIA)	»	87
4.4.	- LAVE ALCALINE QUATERNARIE (FORMAZIONE S. FEBRONIA) »		87
VI	- PALEO GEOGRAFIA ED EVOLUZIONE TETTONO-SEDIMENTARIA DELLA REGIONE IBLEA »		89
1.	- ASSETTO PALEO GEOGRAFICO	»	89
2.	- EVOLUZIONE TETTONO-SEDIMENTARIA	»	90
VII	- TETTONICA	»	97
1.	- CARATTERI STRUTTURALI DEL <i>PLATEAU</i> IBLEO .. »		97
1.1.	- LINEAMENTI TETTONICI DEL SETTORE SIRACUSANO	»	99
2.	- ETÀ E RUOLO DELLA SCARPATA IBLEO-MALTESE »		101

VIII	- GEOMORFOLOGIA	»	103
1.	- DEPOSITI MARINI TERRAZZATI E SPIANATE DI ABRASIONE DEL PLEISTOCENE MEDIO E SUPERIORE.	»	103
2.	- MORFOLOGIA E SEDIMENTOLOGIA DELLA FASCIA COSTIERA.	»	107
2.1.	- PRINCIPALI SUB-SETTORI COSTIERI.	»	107
2.2.	- CARATTERISTICHE DEI SEDIMENTI COSTIERI.	»	108
2.3.	- CARATTERISTICHE DEI SISTEMI COSTIERI.	»	110
2.3.1.	- <i>Sub-settore settentrionale</i>	»	110
2.3.2.	- <i>Sub settore centrale</i>	»	110
2.3.3.	- <i>Sub settore meridionale</i>	»	112
IX	- CARSISMO E SPELEOGENESI DEL SETTORE NORD-ORIENTALE IBLEO	»	113
1.	- PREMESSA	»	113
2.	- LE MORFOLOGIE CARSICHE DEL SETTORE NORD-ORIENTALE IBLEO.	»	114
2.1.	- MORFOLOGIE SUPERFICIALI.	»	114
2.2.	- MORFOLOGIE IPOGEE	»	119
2.3.	- LE MORFOLOGIE CARSICHE MARINE	»	125
3.	- EVOLUZIONE SPELEOGENETICA DEL CARSISMO NEL SETTORE NORD-ORIENTALE IBLEO (<i>GRABEN</i> DI LENTINI E DI AUGUSTA)	»	130
3.1.	- CORRELAZIONI CARSISMO-TETTONICA-EUSTATISMO NEL <i>GRABEN</i> DI AUGUSTA	»	130
4.	- CONCLUSIONI.	»	132
X	- ANALISI DELLA SISMICITÀ E PERICOLOSITÀ SISMICA	»	135
1.	- SISMICITÀ E ZONE SISMOGENETICHE	»	135
2.	- STORIA SISMICA.	»	137
3.	- PERICOLOSITÀ SISMICA.	»	142
4.	- CONSIDERAZIONI CONCLUSIVE	»	144
XI	- GEOLOGIA APPLICATA	»	147
1.	- IDROGEOLOGIA	»	147
1.1.	- ELEMENTI GENERALI	»	147
1.2.	- PERMEABILITÀ DEI TERRENI	»	148
1.3.	- STRUTTURE IDROGEOLOGICHE E IDRODINAMICA DEGLI ACQUIFERI.	»	152
1.4.	- OPERE DI CAPTAZIONE.	»	155
1.5.	- CHIMISMO DELLE ACQUE SOTTERRANEE	»	155
1.6.	- VULNERABILITÀ ALL'INQUINAMENTO	»	156

2.	- ATTIVITÀ ESTRATTIVE	»	158
2.1.	- CAVE	»	158
XII	- RISCHI GEOLOGICI.	»	161
1.	- TIPOLOGIE DI RISCHIO	»	161
1.1.	- RISCHIO IDROGEOLOGICO.	»	161
1.2.	- RISCHIO DI INQUINAMENTO	»	162
	APPENDICE 1		
	STRATIGRAFIA E PALEOAMBIENTE DEI		
	DEPOSITI CRETACICI	»	167
	APPENDICE 2		
	LE VULCANITI DEL MIOCENE SUPERIORE:		
	FACIES E CENTRI ERUTTIVI	»	173
	APPENDICE 3		
	STRATIGRAFIA E PALEOAMBIENTI DEI DEPOSITI		
	PLEISTOCENICI	»	183
	APPENDICE 4		
	I SITI PALEONTOLOGICI A MAMMALOFAUNE		
	DEL TERRITORIO DI AUGUSTA	»	191
	APPENDICE 5		
	LE SALINE DI AUGUSTA	»	195
	APPENDICE 6		
	RISERVE, RISORSE ANTROPICHE E BENI		
	ARCHEOLOGICI	»	207
	EXTENDED ABSTRACT	»	215
1.	- REGIONAL GEOLOGICAL FRAMEWORK	»	215
2.	- STRATIGRAPHY	»	216
3.	- THE TECTONICS OF THE AREA AND OF THE		
	HYBLEAN-MALTESE ESCARPMENT	»	218
	LEGEND OF THE GEOLOGICAL MAP	»	221
	BIBLIOGRAFIA	»	228

I - INTRODUZIONE

Il Foglio 641 “Augusta” della Carta Geologica d’Italia in scala 1:50.000 è stato realizzato nell’ambito del Progetto CARG (Legge 226/99) tramite Convenzione tra APAT (ora ISPRA) (Agenzia per la Protezione dell’Ambiente e per i Servizi Tecnici – Dipartimento Difesa del Suolo) e la Regione Siciliana (Assessorato Territorio e Ambiente) – Università degli Studi di Catania (Dipartimento di Scienze Geologiche).

Il Foglio è ubicato nella Sicilia sud-orientale, ricade quasi interamente nella provincia di Siracusa e comprende quattro capoluoghi comunali: Lentini *p.p.*, Carlentini, Villasmundo e Augusta; solo il margine settentrionale rientra nella provincia di Catania.

Il territorio del Foglio si colloca al limite tra il margine settentrionale del *Plateau* Ibleo e l’adiacente Avanfossa Catania-Gela, ed è bordato ad est dal sistema di faglie della Scarpata Ibleo-Maltese. Questo sistema si estende per circa 300 km con rigetti cumulati di oltre 2 km; sulla sua terminazione settentrionale mostra evidenze di attività registrata da terremoti storici e attuali, tra i quali si ricorda, oltre quello più famoso della Val di Noto (1693), considerato tra i più disastrosi eventi della storia sismica nazionale, il terremoto di S. Lucia (13.11.1990) con epicentro proprio nell’*offshore* di Augusta: ciò colloca l’area tra le zone soggette ad altissimo rischio sismico.

L’area in oggetto è critica oltre che dal punto di vista sismotettonico, quale del resto è tutta la Sicilia orientale, anche per i problemi legati all’antropizzazione di aree bonificate (entroterra di Augusta), al suo notevole sviluppo demografico e industriale, alla carenza di risorse idriche specialmente nel settore della Piana di Catania, e per la presenza, al limite dei fogli “Augusta”–“Siracusa”, del polo petrolchimico più importante di tutta l’isola.

Revisioni e rilevamenti geologici eseguiti *ex-novo* sono stati condotti negli anni 2006-2008, alla scala 1:10.000, utilizzando le sezioni C.T.R. della Carta Tecnica Regionale edita nel 2001 dall'Assessorato Territorio e Ambiente della Regione Siciliana. Essi hanno interessato un'area estremamente eterogenea dal punto di vista litologico e morfologico-strutturale, essendo rappresentate una notevole varietà di forme: piana alluvionale e litorale; duneti e spiagge intensamente urbanizzati da insediamenti industriali nell'immediato entroterra e balneari lungo il litorale; coste da basse e sabbiose ad alte e frastagliate calcaree o laviche; bassopiani che da circa 500 m a quota mare costituiscono *plateau* basaltici con ingenti volumi di espandimenti lavici, ma con scarso insediamento antropico a causa della natura aspra del territorio; da ultimo i ripidi costoni rocciosi delle dorsali calcaree.

Nessuna limitazione si è verificata all'accessibilità dei vari luoghi del territorio essendo attraversato dalla SS 114, da una fitta rete viaria comunale e provinciale che collega la costa con i centri di Lentini, Carlentini e Villasmundo posti all'interno, e dall'Autostrada 18 Catania-Siracusa. Qualche ostacolo all'osservazione diretta di terreno si è posto per le aree urbane, ad esso si è sopperito, ove possibile, con i dati di sottosuolo.

Il quadro geologico proposto deriva dall'integrazione dei dati di superficie, basato sul rilevamento geologico e ricostruzione delle geometrie dei corpi vulcanici e sedimentari, analisi di foto aeree, biostratigrafia, analisi geochimico-petrografiche delle vulcaniti, con quelli di sottosuolo ricavati dai numerosi carotaggi, pubblici e non, messi a disposizione da Enti comunali, provinciali e da Studi geologici privati.

Per la caratterizzazione delle successioni vulcano-sedimentarie cretacicoterziarie è stato utilizzato il criterio litostratigrafico; per i depositi pleistocenici marini e continentali quello sintemico. L'età delle formazioni pleistoceniche è stata ricavata tramite analisi micropaleontologiche dei foraminiferi, su campioni raccolti sia lungo sezioni stratigrafiche che in maniera sparsa. Spesso le analisi biostratigrafiche sono risultate difficoltose a causa della tessitura prevalentemente clastica grossolana di questi depositi, e dello scarso contenuto di microfossili significativo, essendo spesso ricchi di malacofauna finemente triturrata.

Per la datazione delle unità sedimentarie del Quaternario (Pleistocene inferiore) e del Pliocene (in particolare del Pliocene superiore, compreso attualmente nel Pleistocene inferiore) è stata adottata la vecchia scala cronostratigrafica e non quella attuale, approvata nel 2009.

Per le coperture laviche sono state effettuate campionature sparse e relative analisi macro-microscopiche e chimiche, in modo da garantire la caratterizzazione di tutte le unità vulcaniche affioranti nel Foglio, considerando anche la gran mole di dati pubblicati e inediti.

Per le aree alluvionali della Piana di Catania le informazioni morfo- e litologiche sono state determinate direttamente sul terreno; per il non affiorante si è fatto riferimento a linee sismiche ad alta risoluzione e a dati di pozzi e di sondaggi di dettaglio a carotaggio continuo.

Il coordinamento, la revisione generale del testo e l'*editing* delle Note Illustrative del Foglio "Augusta" sono stati curati da S. CARBONE.

Alla stesura delle Note Illustrative hanno partecipato gli Autori seguenti:

contributi

- Introduzione (**Titolo I**), Studi precedenti (**Titolo II**), Inquadramento geologico regionale (**Titolo III, Cap. 2**), Stratigrafia (**Titolo IV**), Paleogeografia ed Evoluzione tettono-sedimentaria della Regione Iblea (**Titolo VI**), Tettonica (**Titolo VII**), Geomorfologia (**Titolo VIII, Cap. 1**), Stratigrafia e Paleoambienti dei depositi pleistocenici (**Appendice 3 p.p.**), Riserve, Risorse antropiche e Beni archeologici (**Appendice 6**): S. CARBONE;

- Stratigrafia (**Titolo IV, Cap. 2, paragrafi 2.2. e 2.3. p.p.**): G. STURIALE;

- Petrografia e Geochimica dei prodotti vulcanici (**Titolo V**): V. SCRIBANO;

- Morfologia e Sedimentologia della fascia costiera (**Titolo VIII, Cap. 2**): S. LONGHITANO, A. ZANINI;

- Carsismo e Speleogenesi del settore nord-orientale ibleo (**Titolo IX**): R. RUGGERI;

- Sismicità e Pericolosità sismica (**Titolo X**): M.S. BARBANO;

- Geologia Applicata (**Titolo XI**), Rischi geologici (**Titolo XII**): V. FERRARA.

collaborazioni

- Inquadramento geologico regionale (**Titolo III, Cap. 1**): F. LENTINI;

- Stratigrafia e paleoambiente dei depositi cretaci (**Appendice 1**): M.C. MARINO;

- Le vulcaniti del Miocene superiore: facies e centri eruttivi (**Appendice 2**):

G.L. CANTARELLA;

- Stratigrafia e paleoambienti dei depositi pleistocenici (**Appendice 3 p.p.**):

R. MANISCALCO;

- I siti paleontologici a mammalofaune del territorio di Augusta (**Appendice 4**): P. TIRALONGO;

- Le saline di Augusta (**Appendice 5**): C. MARTINO, G. STURIALE, A. ZANINI;

- Analisi mineralogiche delle vulcaniti: F. MANUELLA¹;

- Elaborazione di iconografie e di immagini digitali: G. BARRECA²,

D.G. BONGIOVANNI³, S. MAUGERI³

¹ Dottorando, ² Assegnista, ³ Contrattista, Dipartimento di Scienze Geologiche, Università di Catania.

PROGETTO
CARG

II – STUDI PRECEDENTI

L'area del Foglio "Augusta" è coperta da cartografia geologica ufficiale (Foglio 274 Siracusa, R. UFFICIO GEOLOGICO, 1885), pur con tutti i limiti di un Foglio al 100.000 rilevato nella seconda metà dell'800 e quindi ormai datato. Carte geologiche non ufficiali nelle quali il Foglio ricade sono la Carta Geologica della Sicilia sud-orientale alla scala 1:100.000 (LENTINI *et alii*, 1984), e la Carta Geologica del settore nord-orientale degli Iblei alla scala 1:50.000 (CARBONE *et alii*, 1986): in esse non rientra la zona compresa tra Agnone e la foce del F. Simeto. Carte tematiche sul complesso eruttivo ibleo sono quelle di VILLARI (1973), di BECCALUVA *et alii* (1993), e in parte le più recenti di GRASSO *et alii* (2004a, 2004b).

Ben diverso è l'interesse sotto il profilo paleontologico-stratigrafico, vulcanologico e persino sismologico (DE FIORE, 1920) che l'area iblea ha suscitato sin dai primi decenni del XIX secolo. La peculiarità scientifica le deriva dalle ricostruzioni paleogeografiche e strutturali (OGNIBEN, 1969; CONSIGLIO NAZIONALE DELLE RICERCHE, 1974) in quanto essa rappresenta un'area di avampaese interessata da vistose discontinuità tettoniche recenti che la delimitano sia verso ovest ("Frattura di Comiso-Chiaramonte" di BALDACCI, 1886 e RAGUSA, 1903, o "Linea Comiso-Messina" di OGNIBEN, 1969) che verso est ("Frattura di Ispica" di BALDACCI, 1886 e RAGUSA, 1903), differenziandola da tutte le altre unità strutturali dell'orogene siculo-maghrebide.

Dal punto di vista minerario, invece, l'area iblea è nota in letteratura a partire da KAFKA & KIRKBRIDE (1959) in quanto vi ricade il giacimento di Ragusa, scoperto nel 1954 e il giacimento di Gela, scoperto nel 1956. Il campo di Ragusa costituisce la prima importante scoperta petrolifera italiana: le riserve accertate sono dell'ordine di oltre 25 milioni di tonnellate, e rappresenta a tutt'oggi la struttura petrolifera *on-shore* più produttiva di tutta l'isola.

1. – LA SERIE VULCANO–SEDIMENTARIA DELLA REGIONE IBLEA

La successione dell'Avampaese Ibleo, conosciuta in sottosuolo dai pozzi petroliferi, e dal Cretacico superiore in poi anche in affioramento, è costituita da carbonati e vulcaniti mesozoico-quadernari; lo spessore investigato supera i 5.500 m, di cui 4.800 m appartengono al Triassico (sondaggio Vizzini 1). La serie vulcano-sedimentaria affiorante non supera i mille metri.

1.1. - VULCANITI

L'attività ignea nel settore ibleo può essere distinta in quattro principali fasi: 1) dal Triassico superiore all'Hettangiano, 2) del Giurassico medio-superiore, 3) del Cretacico superiore-Paleocene, 4) dal Miocene superiore al Pleistocene inferiore. I prodotti della prima e seconda fase sono presenti in sottosuolo sotto una spessa coltre di sedimenti cenozoici; quelli della terza e quarta fase si trovano sia in sottosuolo che in affioramento. Le vulcaniti affioranti ricoprono un'area di circa 350 km²; quelle cretacico-paleoceniche occupano le parti orientale e sud-orientale del *plateau*; quelle neogenico-quadernarie si trovano nella sua parte settentrionale, intercalate a vari livelli in una successione sedimentaria estesa dal Miocene superiore al Pleistocene inferiore, e sono distribuite in due fasce orientate NE-SO separate dalla copertura quadernaria del *Graben* di Lentini (v. Fig. 2).

Dopo le prime pubblicazioni volte all'esame dei rapporti tettono-stratigrafici tra sedimenti e vulcaniti (DI GIACOMO, 1824; GEMMELLARO, 1827; CAFICI, 1880; TRAVAGLIA 1880a, 1880b; BALDACCI, 1886; ALEMAGNA, 1920; DE FIORE, 1937; BALBONI & BRUGNER, 1956), i successivi lavori hanno mirato, prioritariamente, all'analisi stratigrafica delle successioni vulcano-sedimentarie plio-pleistoceniche del margine settentrionale ibleo (DI GRANDE, 1967, 1969, 1972) e, in subordine, alla distinzione dei caratteri tessiturali di tutto il complesso di vulcaniti (CARAPEZZA & MORANDI, 1966a, 1966b; CUCUZZA SILVESTRI, 1961, 1963; GOTTINI, 1961; ROMANO & VILLARI, 1973). All'interpretazione genetica e al carattere petrografico-vulcanologico delle magmatiti sono state dedicate le ricerche di CUCUZZA SILVESTRI (1954, 1961, 1962, 1963), RITTMANN (1958), HONNOREZ (1962), CRISTOFOLINI (1967a, 1967b), CRISTOFOLINI *et alii* (1973).

Escludendo i prodotti non affioranti del Triassico-Hettangiano, intercalati nelle dolomie e nelle *black-shales* (Formazioni Noto e Streppenosa di PATACCA *et alii*, 1979), e quelli del Giurassico medio-superiore (Formazione Buccheri di PATACCA *et alii*, 1979), le vulcaniti più antiche affioranti negli Iblei sono rappresentate da limitati corpi lavici submarini, da ialoclastiti e da dicchi ad affinità moderatamente alcalina, presenti a Priolo (ALLISON, 1955), a Pachino (COLACICCHI, 1963; AMORE *et alii*, 1988) e a Cozzo Telegrafo (DI GRANDE, 1972; GRASSO *et alii*, 1979). I dati geocronologici misurati con il metodo K-Ar (BARBERI *et alii*, 1974; CARTER, 1976; CARTER & CIVETTA, 1977) indicano per i dicchi e le colate di Capo Passero un'età

compresa tra 70.2 ± 2 e 84.1 ± 2.4 Ma, e per le lave alcali-basaltiche sottomarine affioranti tra Siracusa ed Agnone un'età tra 76.6 ± 2.4 e 81.1 ± 2.5 Ma; datazioni paleomagnetiche assegnano alle vulcaniti di Punta Bònico (a nord-ovest di Brucoli) un'età di 67 Ma (GRASSO *et alii*, 1983).

Dopo un lungo periodo di stasi, l'attività effusiva è ripresa nel Miocene superiore lungo il margine settentrionale dell'altopiano ed è perdurata sino al Pleistocene inferiore. I prodotti del Miocene superiore sono costituiti da rare colate basaltiche e da prevalenti vulcanoclastiti di origine freato-magmatica messi in posto in ambiente subaereo o marino di acque basse con meccanismi di *base-surge*, e sono connessi a variazioni del livello del mare che hanno condizionato lo stile eruttivo delle manifestazioni (CARBONE & LENTINI, 1981a).

La fase eruttiva del Pliocene-Pleistocene inferiore è caratterizzata da prodotti sia sottomarini che subaerei ad affinità da alcalina a subalcalina (CARVENI *et alii*, 1991; SCHMINCKE *et alii*, 1997); affiorano estesamente lungo il bordo settentrionale dell'altopiano, e mostrano una leggera migrazione verso nord rispetto a quelli del Miocene superiore (LENTINI *et alii*, 1987). Le vulcaniti plioceniche del settore occidentale formano una potente successione costituita da ialoclastiti, breccie vulcanoclastiche e colate a *pillow*; lungo il bordo orientale sono prevalenti colate subaeree di età tra 5.3 e 1.74 Ma (BARBERI *et alii*, 1974) e subordinati depositi piroclastici. Le vulcaniti del Pleistocene inferiore sono rappresentate da ialoclastiti e colate messe in posto in condizioni di acque poco profonde, localmente passanti a colate subaeree. I prodotti più recenti affiorano lungo il Vallone Loddiero (Foglio 640 "Lentini"): datati con il metodo isotopico $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, la loro età è compresa tra 1.62 ± 0.03 e 1.47 ± 0.02 Ma (TRUA *et alii*, 1997). In generale la successione vulcanica plio-pleistocenica è dominata da una complessa interazione fra vulcanesimo submarino e subaereo in relazione alle variazioni eustatiche e isostatiche che interessavano questo settore ibleo (SCHMINCKE *et alii*, 1997).

La prosecuzione verso nord dell'attività eruttiva durante il Pleistocene inferiore-medio è evidenziata da anomalie magnetiche (GRASSO & BEN-AVRAHAM, 1992) e da dati di pozzi, perforati dall'AGIP (LONGARETTI *et alii*, 1991) nella Piana di Catania, che hanno attraversato, al di sotto della copertura alluvionale recente, alcune centinaia di metri di vulcaniti. Questi prodotti testimoniano la continuità spazio-temporale tra il vulcanesimo plio-pleistocenico del bordo settentrionale dei Monti Iblei e quello quaternario etneo, la cui attività iniziò circa 500 ka fa (GILLOT *et alii*, 1994) nel Golfo di Catania

1.2. - SEDIMENTI

Indicazioni geologiche sulle unità non affioranti sono largamente reperibili nei lavori di FLORES (1958), KAFKA & KIRKBRIDE (1959), ROCCO (1959), RIGO & CORTESINI (1961).

I terreni più antichi affioranti sono quelli cretacici in facies pelagica di Licodia Eubea (STRAMONDO, 1958), Vizzini e Monterosso Almo (Foglio 645 "Vizzini"), e

quelli in facies recifale di Pachino, Priolo (Foglio 652 “Capo Passero”) e Cozzo Telegrafo (Foglio “Augusta”).

I dati di sottosuolo sono stati revisionati da PATACCA *et alii* (1979), che riconoscono l’esistenza dal Triassico superiore al Lias medio di due domini paleogeografici corrispondenti ad un bacino meridionale subsidente (“Ragusa Belt”), bordato a nord e ad est da uno “shelf” carbonatico (“Siracusa Belt”).

L’analisi delle facies cretacico-mioceniche (GRASSO *et alii*, 1979, 1982; CARBONE & LENTINI, 1981a; CARBONE *et alii*, 1982c; GRASSO & LENTINI, 1982), evidenzia anche per il Terziario la persistenza dei due domini paleogeografici contigui: quello orientale caratterizzato da una successione carbonatica di mare poco profondo, notevolmente influenzata dallo sviluppo di prodotti vulcanici; quello occidentale costituito prevalentemente da risedimenti carbonatici provenienti dalle aree orientali e deposti su uno shelf carbonatico degradante verso il mare aperto. Tale quadro rappresenta la prosecuzione temporale della configurazione mesozoica, che già appariva nella letteratura geologica all’epoca delle ricerche petrolifere (RIGO & CORTESINI, 1961; E.N.I., 1969) e che PATACCA *et alii* (1979) hanno perfezionato, ridefinendo l’evoluzione paleogeografica dell’area iblea per l’intervallo Triassico-Cretacico. La transizione tra le due serie avviene lungo una fascia diretta circa NO-SE, che si estende da Pedagoggi (Foglio 645 “Vizzini”) fino a Sortino (Foglio 646 “Siracusa”) per ruotare poi verso la costa orientale passando a sud di Siracusa. La serie “orientale” ricompare nell’estremità sud-orientale dell’isola, nell’alto strutturale di Pachino-Capo Passero. A nord e a est di questa fascia la successione stratigrafica è costituita, dal basso, da elevati spessori di vulcaniti submarine, sormontate da calcari a rudiste, sui quali giacciono calcareniti ad alghe e briozoi dell’Oligocene-Miocene. Si registra una lacuna dei termini eocenici ed oligocenici, che si estende verso nord e nord-est in corrispondenza con una diminuzione dello spessore dei calcari miocenici. Nel sondaggio Catania 10, ubicato a sud dell’aeroporto di Catania, il “gap” è molto ampio, in quanto le argille plio-pleistoceniche della Piana giacciono direttamente su orizzonti giurassici. Le facies carbonatiche oligo-mioceniche di questo settore sono caratterizzate da biocalcareni massive in basso e da biolititi a rodoliti in alto, rispettivamente membri di Melilli e dei calcari di Siracusa (PEDLEY, 1981) dell’Unità dei Monti Climiti (GRASSO *et alii*, 1979).

L’analisi di facies dei prodotti vulcano-sedimentari dal Miocene superiore al Quaternario è affrontata in una serie di lavori (GRASSO *et alii*, 1979, 1982; GRASSO & LENTINI, 1982; CARBONE & LENTINI, 1981a), che hanno permesso di ricostruire le variazioni paleogeografiche e l’evoluzione tettono-sedimentaria dell’area iblea.

I sedimenti pliocenici del settore centrale ibleo sono limitati alle sabbie a *Strombus coronatus* DE FRANCE della zona di M. Lauro (Foglio 645 “Vizzini”) e a quelli a *Globorotalia crassaformis crassaformis* (GALLOWAY & WISSLER) intercalati alle potenti colate basaltiche dell’area di M. Pancali (GRASSO *et alii*, 1979).

I depositi quaternari affioranti sui bordi dell’Altopiano Ibleo sono stati oggetto di numerosi lavori, e spesso lo studio di alcuni affioramenti ha portato a notevoli contributi per il progredire delle conoscenze geologico-stratigrafico-

paleontologiche. Nell'area in esame sono stati effettuati anche studi neotettonici (LENTINI & VEZZANI, 1978; GHISSETTI, 1979; LENTINI, 1979; DI GERONIMO *et alii*, 1980; GHISSETTI & VEZZANI, 1980; COSENTINO & GLIOZZI, 1988) e morfo-tettonici (CARBONE *et alii*, 1982b; DI GRANDE & RAIMONDO, 1982; BORDONARO *et alii*, 1984).

Per quel che riguarda il Pleistocene inferiore l'area più conosciuta è il bordo nord-occidentale dell'altopiano e tra i numerosi lavori si ricordano quelli di TREVISAN (1935), MALATESTA (1960), RODA (1965), WEZEL (1965), DI GRANDE (1967, 1969, 1972), RUGGIERI (1973), DI GERONIMO (1979), DI GERONIMO & COSTA (1980). Il bordo orientale è stato poco studiato (MONCHARMONT ZEI, 1960; ACCORDI, 1962), quello meridionale è praticamente sconosciuto, ove si escludano le poche notizie desumibili da COLACICCHI (1963), SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, (1973 - Foglio "Capo Passero"), DI GRANDE (1975), CONTI *et alii* (1979) e RUGGIERI *et alii* (1979a, 1979b).

Relativamente al Pleistocene medio e superiore le note riguardanti il bordo ibleo sono scarse; l'area più conosciuta è la fascia siracusana (RUGGIERI, 1959; ACCORDI, 1962, 1963; AFFRICANO, 1962; GASPARINI, 1962; DI GRANDE & SCAMARDA, 1973).

Lo studio sul Quaternario del perimetro ibleo ha seguito le sorti dell'evolversi delle idee sul Quaternario del bacino del Mediterraneo. In particolare, nei lavori pubblicati sino al 1972, lungo il bordo nord-occidentale dalla Piana di Catania a Gela e lungo la costa orientale sino a Siracusa, venivano riconosciuti due cicli sedimentari del Pleistocene inferiore, ambedue con fauna fredda e il più giovane discordante e trasgressivo sul più vecchio o sul substrato pre-pleistocenico. Al ciclo del Calabriano venivano attribuite le calcareniti e sabbie ad *Arctica islandica* (LINNÉ) e *Hyalinea balthica* (SCHROETER); a quello del Siciliano le argille contenenti, oltre ai due *markers* predetti, anche rari esemplari di *Globorotalia truncatulinoides* (D'ORBIGNY).

Negli anni successivi le idee si sono evolute con vivace dibattito e confronto di opinioni: RUGGIERI *et alii* (1979a) ritengono che la Sicilia orientale abbia subito la stessa evoluzione pleistocenica di quella occidentale e illustrano evidenze di una trasgressione emiliana (RUGGIERI & SPROVIERI, 1978) a Vittoria, Mineo, Augusta e Lentini. DI GERONIMO *et alii* (1978), DI GERONIMO (1979), DI GERONIMO & COSTA (1978, 1980) ritengono invece che vi sia un unico ciclo plio-pleistocenico, che inizia con la trasgressione dei Trubi del Pliocene inferiore e finisce con le argille e sabbie della porzione terminale del Pleistocene inferiore (Siciliano di RUGGIERI & SPROVIERI, 1978). CARBONE (1985) sul bordo nord-orientale ibleo riconosce una successione pleistocenica comprendente due cicli sedimentari principali. Il primo, riferibile al Pleistocene inferiore, è costituito da calcareniti e sabbie eteropiche, latero-verticalmente, ad argille azzurre; il secondo, databile al Pleistocene medio, è rappresentato da calcareniti organogene (panchina) discordanti sui terreni sottostanti.

Lungo il bordo orientale ibleo, nel tratto compreso tra la Piana di Catania e Siracusa, vi sono le migliori esposizioni per lo studio del Pleistocene medio e superiore. Un paleosuolo ricco di fossili e con resti di vertebrati, tra cui *Elephas mnaidriensis* ADAMS (ACCORDI, 1963), poggia sui sedimenti del Pleistocene inferiore o del substrato pre-quaternario ed è a sua volta ricoperto da depositi

trasgressivi (panchina) del Milazziano, con fauna marina banale di tipo temperato-caldo. La panchina costituisce diversi ordini di terrazzi che raggiungono la quota massima di 130 m s.l.m. per ACCORDI (1962, 1963) e RUGGERI (1973), di 150 m per DI GRANDE (1967) e di 190 m per DI GRANDE (1972).

Nella Sicilia sud-occidentale, RUGGERI & UNTI (1974) hanno denominato "Grande Terrazzo Superiore" un deposito terrazzato, che da poche decine di metri di quota in vicinanza della costa risale verso l'interno fino a quasi 500 m; l'età sarebbe post-siciliana e pre-tirreniana, o "crotontiana". Tale terrazzo è stato riconosciuto anche ad Augusta (RUGGERI & UNTI, 1974, 1977): esso coincide col "Milazziano" di ACCORDI (1963) e corrisponde ad una spianata che da 130 m s.l.m. degrada sino alla costa e prosegue sotto il livello del mare. Le calcareniti milazziane sono erose e ricoperte da breccie ossifere con *Elephas falconeri* BUSK e *Leithia melitensis* (ADAMS), che ACCORDI *et alii* (1959), ACCORDI & COLACICCHI (1962), ACCORDI (1962, 1963) riferiscono all'interglaciale Riss-Wurm.

Depositi del Tirreniano, dubbi a Priolo (DE STEFANI, 1953; ACCORDI, 1963), sono presenti nei pressi di Augusta, ove DI GRANDE & SCAMARDA (1973) hanno riconosciuto tre ordini di terrazzi dislocati tra 20 m e -10 m, due emersi ed uno sommerso; nel deposito di quota maggiore è localmente presente una ricca fauna con *Strombus bubonius* LAMARCK.

III - INQUADRAMENTO GEOLOGICO REGIONALE

1. - DOMINI STRUTTURALI DEL MEDITERRANEO CENTRALE

I Monti Iblei fanno parte dell'orogene appenninico-maghrebide, un orocline allungato dalle coste settentrionali dell'Africa fino alla penisola italiana.

L'assetto strutturale attuale della regione centro-mediterranea scaturisce dalle fasi collisionali post-serravalliane, durante le quali gli originari margini europeo e afro-adriatico, collidendo, hanno formato una sutura in cui sono coinvolte le unità derivanti dalla deformazione dei paleodomini posti tra le due masse crostali continentali. Gli stadi collisionali che hanno determinato tale assetto sono stati caratterizzati dalla coesistenza di fenomeni compressivi lungo il fronte orogenico e di processi estensionali nelle aree di retrocatena, indotti, secondo i modelli più accreditati, da meccanismi di affondamento gravitativi della litosfera subdotta - “*slab-pull model*” (SCANDONE, 1979; MALINVERNO & RYAN, 1986; BEN AVRAHAM *et alii*, 1990; ROYDEN, 1993; FACCENNA *et alii*, 2001; FINETTI & DEL BEN, 2005; LENTINI *et alii*, 2006), o di estrusione laterale dei cunei crostali - “*extrusion model*” (TAPPONIER, 1977; BOCCALETTI *et alii*, 1982; MANTOVANI *et alii*, 1997, 2002, 2007; MANTOVANI, 2005).

Nell'attuale configurazione della regione centro-mediterranea si distinguono tre **domini** (*sensu* LENTINI *et alii*, 1994; FINETTI *et alii*, 1996): di **avampaese**, comprendente il margine afro-adriatico e il Bacino Ionico, con caratteri crostali differenti; **orogenico**, composto da tre distinte “catene” prodotte rispettivamente dalla deformazione dell'originario margine afro-adriatico, dell'oceano tetideo e dell'originario margine europeo; di **hinterland**, derivante da deformazioni intraplacca europea, che hanno comportato dapprima la rotazione del Blocco Sardo-Corso (MONTIGNY *et alii*, 1981; REHAULT *et alii*, 1984) e successivamente l'apertura del Bacino Tirrenico (SELLI & FABBRI, 1971; SCANDONE, 1979) (Fig. 1).

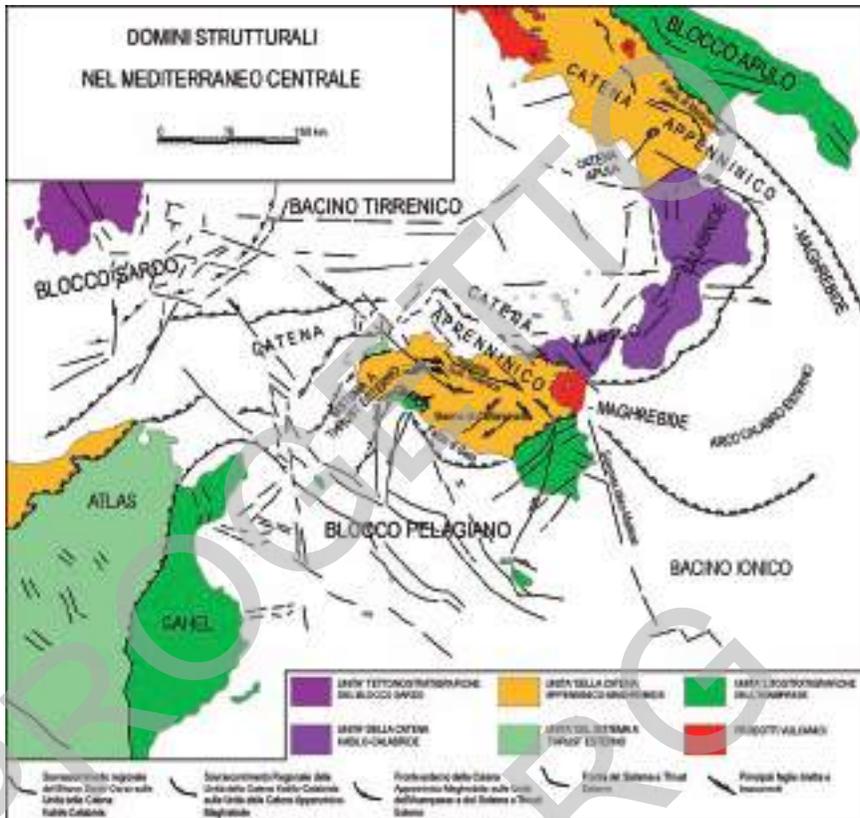


Fig. 1 – Domini strutturali del Mediterraneo centrale (da LENTINI et alii, 1995, modificato).

Il dominio di avampaese è rappresentato da settori non raggiunti dai sistemi a *thrust* neogenici che attualmente bordano la fascia oroclinale del Mediterraneo centrale. Esso è composto da due blocchi a crosta continentale: il **Blocco Pelagiano**, attuale margine della placca africana ed il **Blocco Apulo**, terminazione meridionale della microplacca adriatica (CHANNEL *et alii*, 1979). Essi sono caratterizzati da spessori crostali oscillanti tra 25-30 km e sono separati dalla vasta area a crosta oceanica del Bacino Ionio (FINETTI, 1982). Le due aree a crosta continentale si flettono al di sotto delle unità alloctone della catena e si collegano in profondità ad un sistema a *thrust*, in gran parte sepolto (Sistema a *Thrust* Esterno. LENTINI *et alii*, 1990), denominato “Sistema a *Thrust* Apulo” in Appennino meridionale e “Sistema a *Thrust* Siculo-Pelagiano” in Sicilia (FINETTI *et alii*, 2005) (Fig. 1).

L'Avampaese Pelagiano (BUROLLET *et alii*, 1978) costituisce il settore indeformato del Blocco Pelagiano: esso comprende tutto il Sahel tunisino

e prosegue sommerso nelle aree del Canale di Sicilia con emergenza in corrispondenza delle isole di Lampedusa e di Malta, e in Sicilia sud orientale nei Monti Iblei. È confinato ad ovest da una linea trascorrente sinistra, denominata Asse N-S, che separa l'Avampese Saheliano orientale dalle aree orogeniche esterne dell'"Atlas a pieghe" (BOCCALETTI *et alii*, 1984, 1987), e ad est dalla Scarpata Ibleo-Maltese, una gradinata di faglie listriche orientate NNO-SSE (PATACCA *et alii*, 1979; CARBONE *et alii*, 1982c), la cui formazione è stata associata all'apertura mesozoica dello Ionio (FINETTI, 1982).

Riattivazioni della Scarpata sono state accertate, in epoche successive, al largo della costa ionica fino a circa 35 Mn (miglio nautico) ad est di Noto, ad una profondità di circa -2800 m (M. Alfeo), ove successioni carbonatiche mesozoiche di tipo ibleo sono ricoperte direttamente da depositi del Pliocene medio-superiore (SARTORI *et alii*, 1991). La tettonica di collasso si manifesta anche in sistemi di faglie plio-pleistoceniche connesse alla Scarpata, che investono aree ancora emerse del settore nord-orientale ibleo (GRASSO & LENTINI, 1982). Le faglie della Scarpata proseguono verso nord fino al versante orientale dell'Etna, dove si collegano ai fasci di faglie del Sistema Messina-Etna, che controllano la costa ionica della Sicilia nord-orientale, dissecando il dominio orogenico (LENTINI *et alii*, 1994, 1995).

Verso nord il Blocco Pelagiano si flette al di sotto delle unità del dominio orogenico, causando una diversa risposta nei differenti segmenti dell'avampese. Sotto il fronte della catena il tetto dei carbonati neogenici iblei è stato raggiunto dai pozzi fino a profondità di oltre 3 km (BIANCHI *et alii*, 1987; COGAN *et alii*, 1989; LICKORISH *et alii*, 1999; BELLO *et alii*, 2000; LENTINI *et alii*, 2000), e ad una profondità di circa 5 km sotto l'edificio vulcanico etneo (CRISTOFOLINI *et alii*, 1979; LENTINI, 1982). La prosecuzione della "crosta iblea" ancora più a nord, sin oltre la costa peritirrenica dell'isola, è stata accertata dai profili CROP (Crosta Profonda) (FINETTI *et alii*, 2005) che evidenziano un raddoppio tra una crosta continentale (Crosta Panormide, LENTINI *et alii*, 2006) con copertura carbonatica (Unità Panormidi), e quella iblea con copertura prevalentemente carbonatica.

Il Plateau Ibleo è separato dalle aree flessurate del suo margine occidentale da sistemi di faglie di collasso *en-échelon* orientate mediamente NE-SO, a notevole rigetto verticale (sistemi Mineo-Grammichele, Monterosso-Pedagaggi, Lentini-Agnone) (Fig. 2), che delimitano l'Avanfossa Catania-Gela (LENTINI & VEZZANI, 1978), totalmente occupata dalle unità alloctone del fronte della catena (DI GERONIMO *et alii*, 1978), a retro del quale si ritrovano culminazioni degli orizzonti triassici delle unità maghrebidi esterne (Unità di M. Judica) (LENTINI, 1974). L'avanfossa (Fig. 2), attivamente subsidente durante la migrazione plio-pleistocenica della catena, è stata sede della sedimentazione elastica proveniente sia dalle aree di avampese che dalla catena. Parte della successione plio-pleistocenica dell'avanfossa è dunque sepolta sotto le coltri del cuneo frontale della catena (Falda di Gela, BENE0, 1958; OGNIBEN, 1969), mentre parte si è depositata al tetto dell'allocatione durante le fasi finali della migrazione verso sud, suturandone la porzione più avanzata.

Nell'area di Catania (Fig. 3) i sedimenti dell'avanfossa sono rappresentati

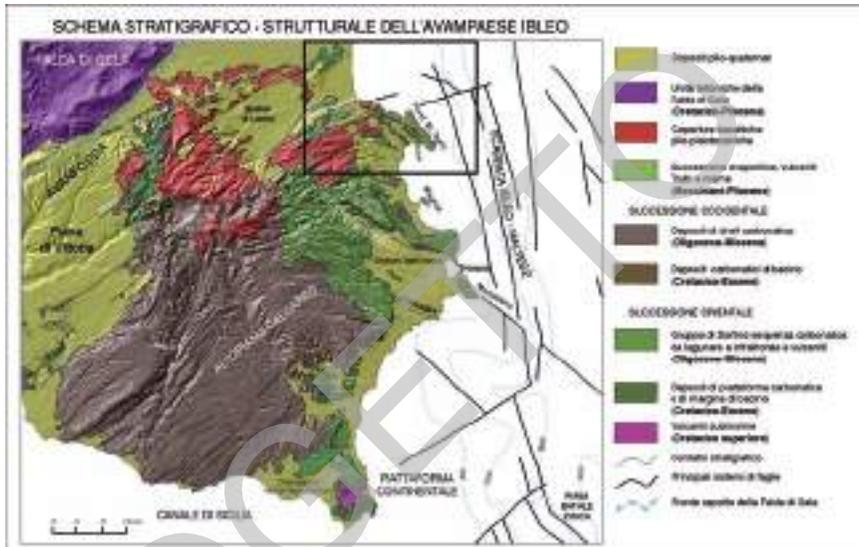


Fig. 2 –Schema stratigrafico-strutturale dell'Avampaese Ibleo (da LENTINI et alii, 1984, modificato, applicato su immagine DEM - “Digital Elevation Model”).

da una potente successione del Pleistocene inferiore-medio (WEZEL, 1967; DI STEFANO & BRANCA, 2002) di argille marnose, passanti ad alcune decine di metri di sabbie costiere e conglomerati fluvio-deltaici terrazzati (KIEFFER, 1971; CHESTER & DUNCAN, 1982; MONACO, 1997). Nel depocentro del bacino questa successione raggiunge spessori di circa 1000 m (pozzo Simeto I), assottigliandosi verso nord, dove è coinvolta nei *thrust* frontali della catena, e verso sud, dove poggia in *onlap* progressivo sui blocchi dell'Altopiano Ibleo ribassati per faglie estensionali (TORELLI et alii, 1998).

2. – IL DOMINIO DI AVAMPAESE IN SICILIA SUD-ORIENTALE

Il settore di avampaese affiorante nella Sicilia sud-orientale rappresenta il promontorio più settentrionale della litosfera africana. La crosta superiore iblea è composta da circa 10 km di copertura, direttamente esplorata fino alla profondità di circa 7 km, dove sono stati raggiunti orizzonti del Triassico medio, mentre non si hanno dati diretti dell'intervallo permo-triassico, comunque identificato nelle linee sismiche (BIANCHI et alii, 1987).

La successione meso-cenozoica iblea è costituita da carbonati di piattaforma e di bacino, e da vulcaniti basiche la cui distribuzione è legata alla tettonica estensionale del Lias inferiore-Cretacico superiore (PATACCA et alii, 1979; LENTINI et alii, 1987). Il basamento magnetico, con valori di suscettività (K) compresi tra 1800 nell'area di Noto e 4500 in quella di Raddusa (ad ovest di Catania) (Fig. 4), si

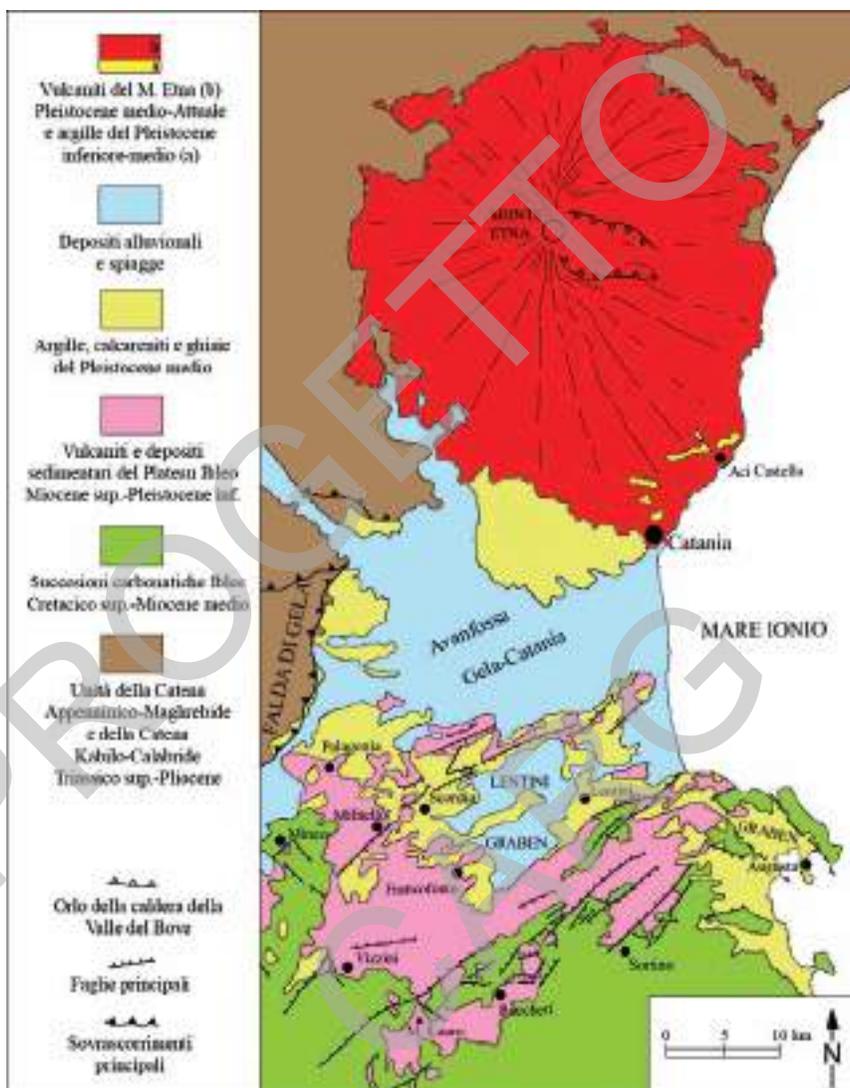


Fig. 3 – Schema strutturale della Sicilia centro-orientale.

trova ad una profondità media di circa 10 km sotto la parte centrale dell'altopiano (BIANCHI *et alii*, 1987; LENTINI *et alii*, 2006), si rialza in corrispondenza della costa ionica e della Piana di Catania, come evidenziato dalle anomalie magnetiche (ARISI ROTA & FICHERA, 1985) e gravimetriche (C.N.R., 1991).

Il *thrusting* cenozoico non ha raggiunto le aree iblee affioranti per cui l'altopiano

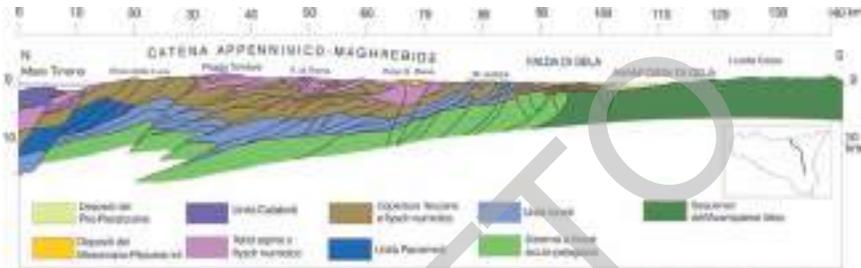


Fig. 4 – Profilo geologico Iblei-Nebrodi (Sicilia orientale) (da LENTINI et alii, 2006, modificato).

è rimasto praticamente indeformato, pur avendo subito durante la fase collisionale collassi notevoli ai suoi margini. Lungo il bordo ionico adiacente alla Scarpata Ibleo-Maltese, l'attività tettonica plio-quadernaria e attuale, cui è connessa l'alta sismicità dell'area, è legata alla formazione di strutture estensionali, bordate da faglie subparallele o oblique a basso angolo rispetto al sistema della Scarpata (LENTINI *et alii*, 1984, 1996). A nord il collasso e l'arretramento del margine del *Plateau* Ibleo è avvenuto contestualmente alla migrazione del Sistema Catena-Avanfossa, con un avanzamento del fronte della catena valutabile intorno ai 20 km, nell'intervallo compreso tra il Pliocene medio e il Pleistocene inferiore (GRASSO *et alii*, 1990; GUARNIERI *et alii*, 2002).

La fase di collasso del margine settentrionale ibleo è stata preceduta, a partire dal Miocene medio-superiore, da forti sollevamenti accompagnati da vulcanesimo mafico tholeiitico e alcalino con acmi di estrusione di prodotti tholeiitici al limite Plio-Pleistocene (CARBONE & LENTINI, 1981b) in connessione a forti collassi del margine e alla fase parossistica di traslazione orizzontale del fronte della falda. Lungo il bordo occidentale l'Avampaese Ibleo è troncato da fasci di faglie estensionali ad andamento NE-SO attivi dal Miocene superiore, e nella sua parte mediana dalla zona di taglio destro pleistocenica N 10 Scicli-Ragusa-Irminio (GHISSETTI & VEZZANI, 1980). Tali strutture assecondano la flessura che l'altopiano subisce verso ovest nell'area di Gela, al di sotto dell'alloctono, dove il *top* dei carbonati ragusani del Miocene inferiore è raggiunto dai pozzi fino a profondità di oltre 3000 m, cioè vengono rigettati di circa 4 km rispetto alle omologhe sequenze affioranti. Queste strutture, spesso sovrainposte su faglie del Cretacico-Terziario inferiore suturate dai carbonati oligo-miocenici, nell'*offshore* meridionale ragusano danno luogo a strutture traspressive e più a sud si raccordano ai sistemi di faglie bordiere del *Graben* di Malta.

Verso la Piana di Catania l'altopiano è delimitato dal sistema di faglie normali neogenico-quadernario di Pedagaggi-Lentini-Agnone, che ne ha accomodato la flessurazione, e attraverso il quale passa all'avanfossa, comprendente il *Graben* di Lentini e l'*Horst* di San Demetrio (CARBONE *et alii*, 1982c).

IV – STRATIGRAFIA

1. - INTRODUZIONE

Nell'area iblea vengono distinti due settori: quello orientale caratterizzato da una sequenza di ambiente marino poco profondo, condizionato dallo sviluppo di prodotti vulcanici, e quello occidentale contrassegnato da sedimenti carbonatici di mare aperto, che includono cospicui risedimenti provenienti dalle aree orientali.

Nell'intervallo Cretacico superiore-Eocene gli apporti clastici sono connessi ad una marcata tettonica sinsedimentaria, che determina lo sviluppo di megabrecce al limite fra i due settori. Nel settore orientale i depositi oligo-miocenici, rappresentati da biocalcareni e biolititi algali, progadano in discordanza verso ovest su un substrato costituito da vulcaniti e sedimenti. Le facies di transizione sono caratterizzate da corpi carbonatici bioclastici e talora da *slumping*. Biolititi, vulcanoclastiti e “lumachelle” a faune oligotipiche del Tortoniano-Messiniano inferiore delle aree orientali, si contrappongono a vulcanoclastiti e marne delle aree occidentali. Vulcaniti plio-pleistoceniche e depositi calcarenitici e argillosi pleistocenici chiudono la successione iblea.

Il quadro paleogeografico, immutato fino al Messiniano, cambia radicalmente nel Pliocene e nel Quaternario, quando termina definitivamente il ruolo di “alto strutturale” del settore nord-orientale rispetto a quello occidentale (v. Capitolo VII - Tettonica).

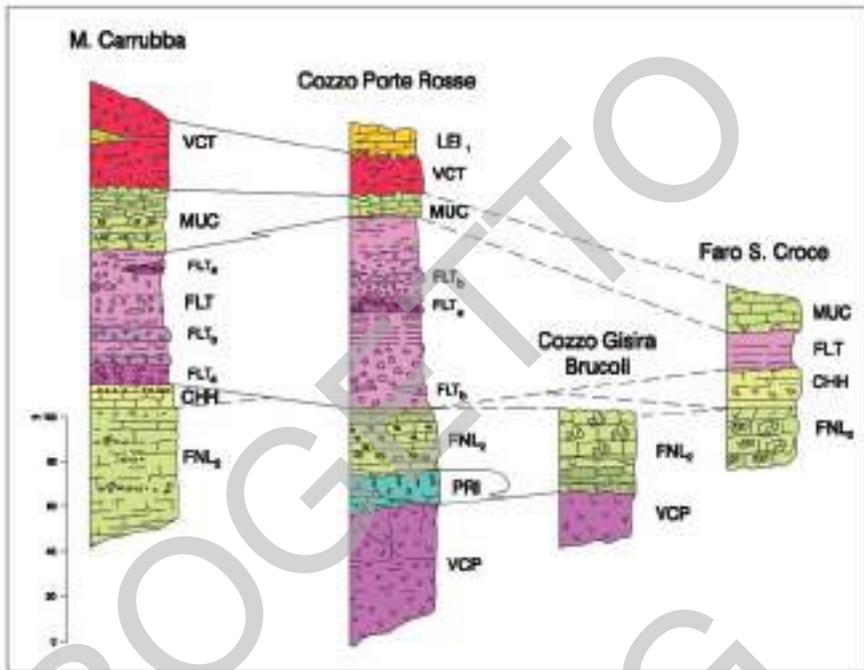


Fig. 5 – Colonne stratigrafiche ricostruite delle formazioni affioranti nell'area del Foglio "Augusta".

2. - SUCCESSIONE CRETACICO-QUATERNARIA DEL SETTORE ORIENTALE DEI MONTI IBLEI

2.1. – SUCCESSIONE VULCANO-SEDIMENTARIA DEL CRETACICO SUPERIORE

Relativamente al Foglio "Augusta" la successione più completa affiora a Monte Tauro e a Cozzo Porte Rosse (Cozzo Telegrafo, toponimo a scala 1:25.000, più noto per i locali e così citato in tutta la bibliografia che riguarda la geologia del margine nord-est dei Monti Iblei) (Fig. 5). Il termine stratigrafico più profondo è costituito da prodotti ignei (vulcaniti di Capo Passero), sui quali giacciono calcari a rudiste e a coralli del Cretacico superiore (formazione Priolo).

2.1.1. – vulcaniti di Capo Passero (VCP)

Studiata a Pachino da PONTE (1916) e da dati di pozzo (pozzo Pachino 1, FABIANI, 1952), l'unità è informalmente denominata vulcaniti di Capo Passero (VCP), dalla località dove è meglio esposta e dove in sottosuolo raggiunge

spessore fino a 600 m (LENTINI *et alii*, 1984, 1987).

Affiorano discontinuamente lungo la costa ionica da Capo Passero (punta estrema della Sicilia orientale) a Cozzo dei Turchi (ad ovest di Brucoli). Nel territorio del Foglio sono presenti a nord di Scardina (Monte Tauro) e ad ovest di Brucoli (P. Bònico, C.zo Gisira, C.zo dei Turchi e C.zo Porte Rosse).

Si tratta di prodotti sottomarini costituiti da prevalenti vulcanoclastiti di colore bruno-giallastro a grana fine (VCP_a), da breccie a *pillows* e lave a *pillows*, talora intrusi da filoni basaltici massivi di colore nero (VCP_b) (Fig. 6).

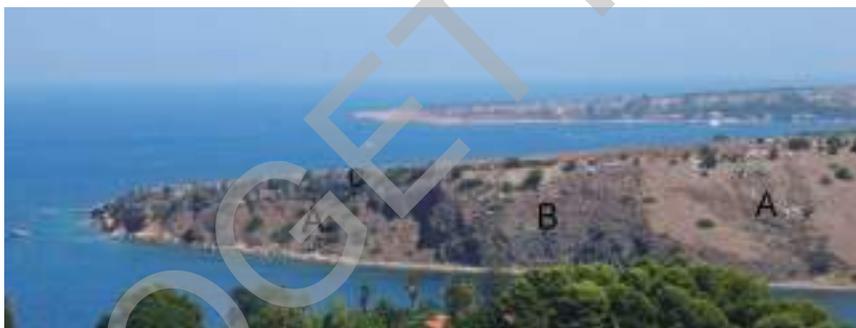


Fig. 6 - Vulcaniti di Capo Passero (VCP_a) (A) intruse da un grosso filone basaltico (VCP_b) (B). L'unità vulcanica è sormontata in discordanza dai calcari miocenici della formazione Monti Climiti (membro dei calcari di Siracusa - FNL₂) (C). Loc.: Punta Bònico.

A Cozzo Porte Rosse e a Cozzo dei Turchi sono presenti ialoclastiti a grana fine con rari frammenti di *pillows* (Fig. 7) e lave a *pillows* (Fig. 8) nelle quali sono incassati dicchi adduttori africani a composizione alcali-basaltica, con tendenza ad hawaiite (petrofacies VCP_b). A Cozzo Gisira prevalgono i frammenti di *pillows* (petrofacies VCP_a).

Lo spessore dell'unità varia da 50 a 100 m; in sottosuolo, da dati di pozzi, è superiore a 400 m.



Fig. 7 - Ialoclastiti fortemente alterate. Al centro è presente un frammento di *pillows* di dimensione decimetrica. Loc.: Cozzo dei Turchi.



Fig. 8 - Lave a *pillows* con pillow di diametro metrico. Loc.: Cozzo dei Turchi.

Lave, vulcanoclastiti e dicchi basici sono di serie alcalino-sodica, spesso profondamente alterati, con abbondanti fenocristalli di olivina, subordinato clinopirosseno e con pasta di fondo costituita da microcristalli di plagioclasio, augite titanifera, olivina e Ti-magnetite.

Datazioni geocronologiche e/o paleomagnetiche eseguite sui prodotti magmatici nell'area in esame hanno dato le seguenti età:

- dicchi di Monte Tauro: (15°12'52"E, 37°15'46"N), K-Ar 81.1 (±2.5) / 78.5 (±2.5) Ma (BARBERI *et alii*, 1974);

- *pillow* breccia di Punta Bònico e Cozzo Gisira: (15°10'00"E, 36°16'58"N), K-Ar 65.3 (±1.3) / 66.5 (±1.3) Ma (GRASSO *et alii*, 1983);

- lave di Cozzo dei Turchi (Baia del Gambero): (15°09'08"E, 37°17'20"N), K-Ar 65.3 (±1.3) / 66.5 (±1.3) Ma (GRASSO *et alii*, 1983).

2.1.2. – *formazione Priolo (PRI)*

Istituita da SCHMIDT DI FRIEDBERG (1964-1965) per indicare calcari maastrichtiani affioranti nella zona di Priolo e di Pachino (già segnalati da BALDACCI, 1886), la sezione tipo è stata definita da ALLISON (1955) sul versante orientale dei Monti Climiti, a sud-ovest di Priolo (Foglio "Siracusa").

Nel territorio del Foglio "Augusta", sopra le vulcaniti cretache (VCP) giacciono banchi carbonatici di colore da bianco-giallastro a rosato, con grossi gasteropodi, coralli e alghe. Tali livelli (DI GRANDE, 1972; GRASSO *et alii*, 1979) sono simili a quelli affioranti a Portopalo e a Capo Passero, descritti da COLACICCHI (1963) e attribuiti al Cretacico superiore per la presenza di ippuritidi. Nel sottosuolo di Augusta e un pò ovunque lungo la costa ionica, sondaggi geognostici incontrano, sotto una sottile copertura quaternaria e miocenica, calcari del Cretacico superiore in facies di scogliera, poggianti su vulcaniti basiche. In questo settore cioè gli orizzonti cretaci non sono limitati a sporadici affioramenti, ma costituiscono un corpo continuo, esteso da Siracusa fino al margine settentrionale dell'Altopiano Ibleo.

Nella zona di Portopalo i livelli cretaci sono in facies di margine di scogliera, essendo rappresentati da megabrecce e da risedimenti grossolani ad elementi recifali, sovente canalizzati, alternati a calcari-marnosi e marne emipelagiche con fauna della zona a *Globotruncana elevata* (CITA *et alii*, 1980). La successione ivi affiorante costituisce un punto chiave per la conoscenza dei rapporti tra le aree di bacino e i *sea-mounts*. La sezione analizzata da ALLISON (1955) è stata revisionata da GRASSO *et alii* (1979), da CARBONE *et alii* (1982c) e ristudiata da MONTANARI (1982), che hanno fornito un modello deposizionale dei calcari di piattaforma di quest'area. Ulteriori conferme si ottengono dalla reinterpretazione del sondaggio Melilli 1 (profondità 2641 m, ubicato al limite tra i fogli "Augusta" e "Siracusa"), dove il passaggio Cretacico-Eocene è caratterizzato dallo sviluppo di breccie a elementi di calcari a rudiste intercalate a calcilutiti e marne emipelagiche. Intercalazioni calcareo-detritiche si hanno

anche nei livelli cretacico-eocenici del sondaggio S. Demetrio (profondità 1547 m, ubicato al margine con la Piana di Catania). Inoltre, mentre tra le megabrecce sono frequenti calcari a nummuliti o ad alveoline, non si ha traccia di questi al tetto dei livelli cretacici affioranti, che invece sono sormontati direttamente da formazioni oligo-mioceniche.

Nell'area del Foglio la formazione affiora presso Cozzo Porte Rosse (v. Fig. 5) e nel fondovalle ad est di Mass. Maccaudo, lungo il torrente omonimo (Fig. 9), dove viene segnalata per la prima volta. In entrambe le località l'unità è discordante sulla petrofacies VCP_b delle vulcaniti cretache. Lungo il T. Maccaudo l'unità è stratificata, ha giacitura lenticolare e spessore fino a 25 m; poggia su lembi di colate laviche intensamente fratturate sino a costituire grossi blocchi ed è ricoperta dai calcari miocenici del membro di Siracusa.

A Cozzo Porte Rosse la formazione raggiunge lo spessore massimo di 50 m.

Ambiente di margine di piattaforma carbonatica-scarpata.

L'età, sulla base delle associazioni macro- e microfaunistiche riconosciute (v. Appendice 1), è Cenomaniano-Turoniano.



Fig. 9 - Calcari cretacici della formazione Priolo (A) sormontati dai livelli miocenici del membro dei calcari di Siracusa (B). Loc.: Torrente Maccaudo.

2.2. – SUCCESSIONE VULCANO-SEDIMENTARIA DEL MIOCENE-PLEISTOCENE INFERIORE

Le successioni terziarie, sino al limite con quelle quaternarie, presentano sviluppi delle facies differenti dalle aree orientali a quelle occidentali. Esse riflettono ed in parte ereditano condizioni tettono-sedimentarie già delineatesi dopo le fasi tettoniche cretacico-eoceniche.

Nel settore orientale (zona di Siracusa-Augusta e di S. Demetrio) le successioni terziarie presentano lacune variabili degli intervalli paleocenici, eocenici e oligocenici. Nel territorio del Foglio, sui termini cretacici poggiano depositi del Miocene inferiore e medio, caratterizzati alla base da calcareniti bioclastiche e da biolititi algali nei livelli sommitali (formazione Monti Climiti - FNL, nei due membri di Melilli e dei calcari di Siracusa). Lo spessore affiorante di FNL varia da alcune centinaia di metri nei Monti Climiti a pochi metri a ovest di Brucoli. La riduzione di spessore si effettua a spese dei livelli inferiori, cioè verso est e nord-est si registra un appoggio sui terreni cretacici dei livelli più giovani. Al di sopra della formazione Monti Climiti sono presenti vulcaniti tortoniane cui si intercalano biolititi a coralli (formazione Carlentini - FLT); seguono calcari a lumachella del Messiniano inferiore (formazione M. Carrubba - MUC). Lungo la fascia costiera siracusana, la formazione MUC poggia, con variazioni di facies rispetto alle aree tipo, direttamente sui calcari del membro di Siracusa, per progressiva chiusura delle vulcanoclastiti della formazione Carlentini. Le unità del Miocene superiore si estendono verso nord, al limite con la Piana di Catania, in modo discontinuo a causa delle prolungate emersioni post-messiniane (area di Lentini-Sigona Grande e sondaggio S. Demetrio 1).

Tutte le formazioni sopra citate appartengono alla "serie orientale", indicate da GRASSO *et alii* (1979) col termine di Unità dei Monti Climiti, e successivamente riunite nel Gruppo di Sortino (GRASSO *et alii*, 1982). L'intera successione è ascrivibile a un ambiente marino di scarsa profondità, intervallato da fenomeni locali di emersione (PEDLEY, 1981). La definitiva generale emersione dell'*horst* centrale ibleo ha impedito la sedimentazione delle evaporiti messiniane presenti nelle aree occidentali iblee e in particolare nella Sicilia centrale.

Sui terreni del gruppo di Sortino (SI) nelle aree orientali, e sulla formazione Tellaro o sui Trubi in quelle occidentali del margine ibleo, giace una sequenza eruttiva costituita da vulcaniti sia submarine che subaeree, e da lenti di calciclastiti di mare sottile e/o transizionale presenti alla base o ad essa intercalate; per essa si propone il termine gruppo di Palagonia (PA). I terreni di questo gruppo sono meglio esposti e raggiungono gli spessori maggiori nel settore nord-occidentale del *plateau*, nel territorio compreso tra gli abitati di Palagonia, Mineo, Militello in Val di Catania, Scordia, Francofonte (Foglio "Lentini"), e Vizzini, Buccheri, Pedagoggi (Foglio "Vizzini"). Da queste aree la sequenza si estende nel Foglio "Augusta", sino al litorale di Agnone-Castelluccio e lungo la dorsale di S. Demetrio, presentando notevole riduzione di spessore; diventano meno chiare anche le caratteristiche litologiche e le relazioni stratigrafiche tra le varie unità che costituiscono il gruppo.

2.2.1. – gruppo di Sortino (SI)

2.2.1.1. – formazione Monti Climiti (FNL)

È costituita da due membri eteropici nella parte medio-bassa: membro di Melilli (FNL₁) alla base, e membro dei calcari di Siracusa (FNL₂) in alto. L'ambiente è di piattaforma carbonatica da prossimale a margine di scarpata. L'età complessiva della formazione è Oligocene superiore-Tortoniano; nell'area del Foglio affiorano i livelli dell'intervallo Burdigaliano-Serravalliano.

membro di Melilli (FNL₁). Affiora esclusivamente nel settore centro-meridionale del Foglio, tra Mass. S. Caterina e Pantalone, sulla terminazione settentrionale della dorsale dei Monti Climiti.

È una monotona successione di calcareniti biancastre da fini a grossolane, bioturbate, talora con pettinidi, o altri modelli interni di bivalvi non determinabili, o con anellidi (*Ditrupa* spp.), in strati da medi a banchi (Fig. 10). La parte superiore dell'unità è costituita da un'alternanza di calcari marnosi e marne in strati da medi a spessi (da 20 a 50 cm), con microfaune della zona a *P. partimlabiata*, sottozona *P. mayeri* (MMi7b) di SPROVIERI *et alii* (2002) con *Paragloborotalia mayeri*



Fig. 10 - Calcareniti biancastre, stratificate in banchi di dimensione metrica, ascrivibili al membro di Melilli della formazione Monti Climiti. Loc.: Mass. S. Caterina.

(CUSHMAN & ELLISOR), *P. partimlabiata* (RUGGERI & SPROVIERI), rare *Orbulina univversa* BRÖNNIMANN e *O. suturalis* D'ORBIGNY (Serravalliano); a luoghi sono presenti livelli ad *Heterostegina* spp. Verso l'alto, al passaggio col membro dei calcari di Siracusa, compaiono calcari detritici algali in corpi canalizzati.

La base della formazione non è affiorante. Tra il T. Belluzza e Tenutella raggiunge lo spessore massimo di circa 100 m.

membro dei calcari di Siracusa (FNL₂). Sono bene esposti a Monte Tauro, a Cozzo Gisira (ad ovest di Brucoli), lungo il medio corso del V.ne Porcaria e lungo le sponde del F. Mulinello, tra Mass. Petrarò e Mass. Mulinello. Un ulteriore lembo affiora a Grotte S. Giorgio (a nord-ovest della dorsale di S. Demetrio) nella cava del Cementificio.

L'unità è caratterizzata da calcareniti e calciruditi di colore bianco-grigiastro a litotamni e briozoi, irregolarmente stratificate e spesso notevolmente carsificate, a volte passanti a biolititi algali con rodoliti, in cui sono riconoscibili grossi litotamni (Fig. 11) e talora anche resti di coralli coloniali. Sono pure frequenti *Clypeaster* sp.; questa litofacies tende a progredire verso ovest, sostituendosi progressivamente al membro di Melilli. I livelli inferiori dell'unità sono costituiti da facies biocalcirudite discretamente cementate, a frammenti di briozoi, echinodermi, alghe e bivalvi, sovente a stratificazione incrociata. A nord di Augusta la base è rappresentata da 15 m circa di biocalcareniti con associazioni ad *Amphistegina* sp. e *Miogypsina* spp., indicative di un'età burdigaliana. Calcari fini a *Ditrupa* sp. sono presenti nei livelli apicali di Mass. Spinacia (in destra dell'alto corso del T. Belluzza). Calcareniti friabili ricchissime di *Heterostegina* sp. si rinvencono in quasi tutte le aree di affioramento.

A Scardina (versante centro-occidentale di Monte Tauro) e a Cozzo Gisira la formazione è discordante sulle vulcaniti cretache, mentre a Cozzo Porte Rosse poggia sui calcari del Cretacico superiore (PRI); in tutte le altre località la base dell'unità non è affiorante.

A Cozzo Gisira l'unità raggiunge, in affioramento, lo spessore massimo di 100 m.



Fig. 11 – Calcari a rodoliti algali della formazione Monti Climiti, membro dei calcari di Siracusa. (in sinistra del Vallone Porcaria, a sud-ovest di Brucoli). A destra della figura particolare della formazione.

2.2.1.2. – calcari a echinodermi e molluschi (CHH)

Considerati una litofacies sommitale del membro dei calcari di Siracusa (GRASSO *et alii*, 1979), sono stati successivamente elevati a rango di formazione (CARBONE *et alii*, 1986).

Affiorano nel settore sud-ovest del Foglio, dal versante meridionale di M. Carrubba alla terminazione settentrionale dei Monti Climiti, e lungo il versante orientale di Monte Tauro.

La formazione è caratterizzata da differenti lito e biofacies (Fig. 12), generalmente lumachelle a *Pecten* sp., *Cardium* sp., *Panopaea* sp., *Conus* sp. e *Clypeaster* sp. (M. Carrubba), oppure calcareniti e calciruditi di colore bianco, in strati medio-spessi, ricche di associazioni a briozoi, alghe, ostreidi, *Amussium* sp. e *Clypeaster* sp. (Mass. Manchitta), localmente anche *patch-reefs* a *Porites* o banchi ad *Heterostegina* (Mass. Manchitta e Mass. Spinacia). A Cavalera (Monte Tauro) sopra i calcari a rodoliti FNL₂ poggiano calcareniti ricche di *Clypeaster* sp., passanti verso l'alto ad una decina di metri di calcari giallastri brecciati a pettinidi e ostreidi, con isolati *patch-reefs* a *Porites* sp. e *Tarbellastraea* sp. Un particolare sviluppo di *patch-reefs* a *Tarbellastraea* è stato osservato nell'affioramento a nord di Mass. Mendola (SS 114, km 130,5).



Fig. 12 - Calciruditi di colore biancastro, litofacies algale, della formazione dei calcari a echinodermi e molluschi (CHH). Loc.: C. Salaria, terminazione settentrionale dei Monti Climiti.

L'unità costituisce un orizzonte isocrono correlabile con gli intervalli inferiori della formazione Carlentini, cui passa eteropicamente per effetto della progressiva chiusura delle intercalazioni vulcanoclastiche più antiche.

Lo spessore varia da 10 a 50 m.

L'età è Tortoniano.

2.2.1.3. – formazione Carlentini (FLT)

Segnalata nell'area nord-occidentale dell'altopiano ibleo (tra Palagonia, Mineo e Vizzini, cfr. fogli "Lentini" e "Vizzini") da CRISTOFOLINI (1969), che ne ha evidenziato il carattere prevalentemente esplosivo, è stata analizzata dal punto di vista stratigrafico da DI GRANDE (1969, 1972). La sezione tipo è stata individuata da GRASSO *et alii* (1979) attorno all'abitato di Carlentini; i caratteri di facies e la distribuzione dei prodotti sono stati definiti da CARBONE & LENTINI (1981a), che hanno riconosciuto anche i relativi centri di emissione.

I prodotti riferiti a quest'unità eruttiva sono presenti lungo tutto il settore settentrionale dei Monti Iblei. Nell'area del Foglio affiorano estesamente, anche se in modo discontinuo perché ricoperti da prodotti lavici e/o sedimentari più recenti; tuttavia la loro continuità in sottosuolo è documentata da dati di sondaggi per ricerca idrica e dal pozzo S. Demetrio 1 (1547 m).

La formazione è caratterizzata da prevalenti vulcanoclastiti (FLT) e da subordinate colate basaltiche, sia subaeree che sottomarine (FLT_a). Intercalati alle vulcanoclastiti si rinvengono biolititi a coralli e/o a litotamni, o calcareniti ad *Halimeda* (FLT_b) e, localmente, depositi lacustri costituiti da laminiti marnose, o da diatomiti (FLT_c).

Nelle vulcanoclastiti si distinguono tre litofacies in eteropia latero-verticale: breccia d'esplosione, facies a stratificazione incrociata, facies a laminazione ondulata e/o parallela.

- La breccia d'esplosione è costituita da materiale poligenico ed eterometrico con lapilli, frammenti autigeni basaltici e tufacei, e litici calcarei fino a 50 cm di diametro, immersi in matrice cineritica e calcarea, che può arrivare sino al 40-50%. La frazione carbonatica è rappresentata da calcari organogeni, da frammenti di coralli coloniali, rodoliti, molluschi e modelli interni di gasteropodi, riferibili a vari orizzonti del substrato o ai sedimenti contemporanei all'attività esplosiva. Il grado di cementazione è molto scarso, l'aspetto è caotico; localmente si osservano strati fino a banchi a gradazione inversa. Questa facies è ricorrente all'interno o in prossimità dei condotti; lungo i bordi i clasti hanno granulometria minore e sono dispersi in elevata matrice cineritica (Fig. 13a).

- La facies a stratificazione incrociata (Figg. 13b, 14) è rappresentata da un'alternanza di strati sottili e di lamine a ceneri e lapilli, localmente con abbondante frazione piroclastica più grossolana, spigolosa, oltre ad elementi di biolititi coralgali. Strati e lamine sono organizzati in *set* di spessore fino al metro. La frazione carbonatica è generalmente alta; il grado di cementazione varia nei diversi livelli. Questa facies è distribuita sui margini

o in prossimità dei condotti. I relativi prodotti sono percentualmente inferiori rispetto a quelli della tufo breccia, anche se i rapporti di frequenza tra i due tipi variano da centro a centro. In quello di Perecontate (v. oltre) i livelli a laminazione incrociata raggiungono lo spessore di 15 m e si seguono, più o meno continui, per circa 300 m.

- La facies a laminazione ondulata e/o parallela (Figg. 13c, 14, 15) costituisce un'alternanza di livelli medio-sottili piano-paralleli continui, e di lamine medio-sottili caratterizzate da omogeneità composizionale e da lieve scarto granulometrico. Presso Carlentini questa facies è rappresentata da alternanze di livelli sottili cineritici, talora con abbondanti lapilli accrezionali e da livelli medio-spessi con clasti spigolosi lavici, vulcanoclastici e sedimentari carbonatici consolidati e non, di diametro fino a decimetrico. Sono numerose le "passate" a gradazione diretta ed inversa. La laminazione ondulata si rinviene spesso al passaggio tra quella incrociata e la parallela. È ricorrente nelle aree più distali dai condotti, ovvero rappresenta il deposito di chiusura all'apice della sequenza vulcanoclastica.

I corpi lavici (Figg. 13d, 16) sono colate basaltiche, per lo più di serie alcalino-sodica, formate da grossi ammassi sferoidali a desquamazione globulare, molto alterati e attraversati da vene di calcite spesse 1-3 mm; la giacitura è lenticolare, variando da 0 a 20 m. Talora sono presenti breccie ialoclastiche in banchi di 1-2 m. Si rinvencono alla base delle vulcanoclastiti, ad esse intercalati e/o alla sommità della formazione, a chiusura dell'evento eruttivo. In assenza dei livelli biohermali intercalati alle vulcanoclastiti, risulta difficile assegnare la loro posizione stratigrafica.

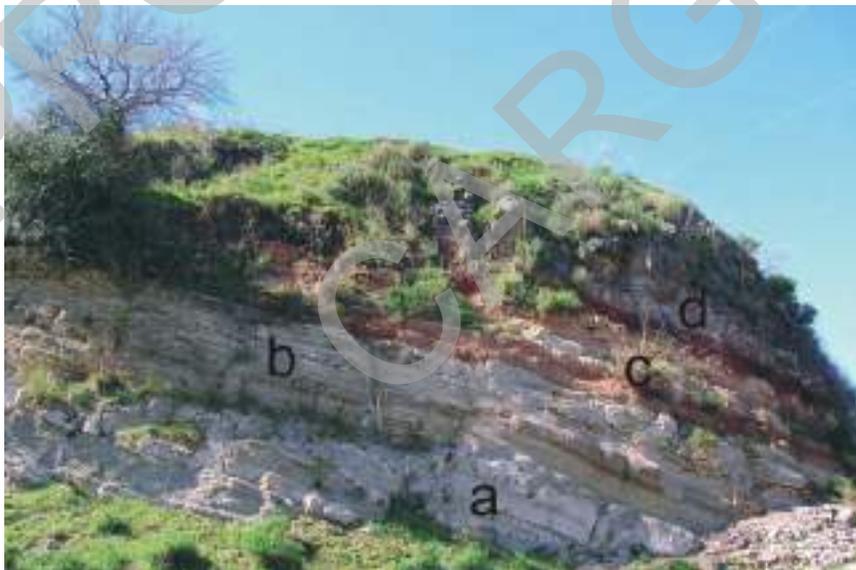


Fig. 13 - *Formazione Carlentini*: a) litofacies a breccia d'esplosione; b) litofacies a stratificazione incrociata; c) litofacies a laminazione ondulata; d) colata lavica sub-acquea con pillows di chiusura dell'evento eruttivo. Loc.: C. Commisi a sud di Carlentini.



Fig. 14 - *Formazione Carlentini*: litofacies a stratificazione incrociata (in basso), tranciata da un orizzonte a laminazione parallela con passate a gradazione normale ed inversa dovuta un evento eruttivo successivo. Loc.: C. Commisi a sud di Carlentini.



Fig. 15 - *Formazione Carlentini*: litofacies a laminazione parallela. Loc.: Poggio Don Franco ad est di Carlentini.



Fig. 16 – *Formazione Carlentini: colata sub-acquea con pillows. Loc.: C. Commisi a sud di Carlentini.*

Si tratta di prodotti di eruzioni freato-magmatiche in ambiente subaereo o di mare sottile, riconducibili a due eventi principali. Il più antico ha emesso piroclastiti e lave, con scarsa diffusione areale: ad esse si intercalano due livelli di biolititi; il più recente ha generato materiali che hanno raggiunto aree più distali, costituendo un orizzonte abbastanza continuo.

Nei dintorni di Carlentini la formazione raggiunge in affioramento lo spessore massimo di circa 100 m, in sottosuolo fino a 250 m.

L'attribuzione cronologica al Tortoniano dell'unità è basata su considerazioni stratigrafiche: essa poggia sui calcari del Miocene medio (membro dei calcari di Siracusa) ed è ricoperta dai calcari della formazione Monte Carrubba del Tortoniano superiore-Messiniano inferiore. In aree più occidentali (zona di Vizzini) questi prodotti si rinvencono in corpi lavici e vulcanoclastici intercalati nei livelli apicali tortoniani della Formazione Tellaro (GRASSO *et alii*, 1979).

Intercalati nei prodotti vulcanoclastici dell'evento più antico, e solamente nella litofacies a laminazione ondulata e/o parallela, sono presenti uno o due lenti di calcari biolititici di colore giallo-rossiccio, spesse 2-5 m (Fig. 17).

Affiorano con continuità laterale nell'*Horst* di Carlentini; livelli di minore estensione sono presenti sul margine sud-ovest del Foglio, nell'area di M. Carrubba e più ad est, nei pressi di Decimo.

Si tratta di biolititi a coralli nei quali sono stati riconosciuti i generi *Porites* sp., *Tarbellastraea* sp., *Montastraea* sp. e *Favites* sp., oppure di biolititi a litotamni o di calcareniti ad *Halimeda* (FLT_b) (GRASSO *et alii*, 1982). Questi litotipi spesso si rinvencono in frammenti nella tufo breccia.

I depositi lacustri (FLT_c) affiorano a sud di Perecontate (alto corso del T. Càntera, settore meridionale della carta, al confine col Foglio "Siracusa").

Sono costituiti da strati sottili di laminiti marnose bianche, o da diatomiti varvate giallo-verdastre con resti vegetali. In sezione sottile la frazione marnosa



Fig. 17 – Secondo livello di biolite nelle vulcanoclastiti tortoniane presso Tenuta Gelsi, a sud di Carlentini.

è una micrite con inclusi glomeroclasti ovolari di micrite finissima, omogenea, di probabile origine organica (*fecal pellets*).

Formano una lente continua all'interno della litofacies a stratificazione incrociata delle vulcanoclastiti FLT, estesa per oltre 1,5 km, e solo a tratti mascherata dalle alluvioni recenti (b_b) e/o attuali (b_a) del T. Càntera. Lo spessore è massimo 10 m.

Si tratta del “disodile di Melilli”, già denominato da BOCCONE (1674) “bitume fossile” per il tipico odore emanato dalle lamine “elastiche” se bruciate. Il deposito fu successivamente studiato da BACCARINI (1900), il quale vi rinvenne vestigia di microrganismi, e da PAMPALONI (1902) che vi scoprì, perfettamente conservati dal bitume, una macrofauna a prevalenti acari, ed una microflora a peronospore, pironomiceti, ipomiceti e qualche briofita. Il deposito veniva assegnato all'Elveziano (ALEMAGNA, 1936), in analogia all'età dei calcari affioranti nelle vicinanze.

2.2.1.4. – formazione Monte Carrubba (MUC)

Corrisponde all'Alternanza calcareo-marnosa di DI GRANDE (1972) e ai Calcari a lumachelle di GRASSO *et alii* (1979), successivamente ridefiniti Formazione Monte Carrubba (GRASSO *et alii*, 1982).

L'unità è bene esposta da M. Carrubba ad est di Carlentini, nella penisola di Monte Tauro (tra Villa Marina e Cala Spezzantennola), e ad ovest di Punta Izzo, ove costituisce la delimitazione naturale del Porto Xifonio della baia di Augusta.

È caratterizzata da diverse lito e biofacies: calcareniti friabili bianco-giallastre ad ostreidi o a pettinidi (*Pecten vigolenensis* (EICHWALD), *Anadara turonica* (DUJARDIN)), in strati da sottili a megastrati (fino a 2 m) (ambiente infralitorale) (Fig. 18), passanti verso l'alto ad un'alternanza sottile di calcareniti e marne con resti di pettinidi e ancora a calcareniti friabili laminate con associazioni oligotipiche comprendenti *Euxinocardium* sp., *Abra* sp., *Didacna* sp., *Ervilia*

podolica (EICHWALD), di *habitat* dulcicolo-salmastro (M. Carrubba); oppure calcareniti oolitiche grigio-biancastre a stratificazione incrociata (Capo S. Croce) e *patch-reefs* a *Porites* (Faro S. Croce), passanti lateralmente e verso l'alto a calcari di ambiente tidale e/o lagunare con faune oligotipiche a prevalenti *Cardidae* e gasteropodi, alternati a calcareniti giallastre con pettinidi.

Lo spessore è massimo 35 m.

Lungo la fascia costiera per progressiva chiusura verso est dell'unità vulcanoclastica FLT, la formazione può poggiare direttamente sui calcari ad echinoidi e molluschi (CHH).

L'attribuzione cronologica della formazione si basa su considerazioni stratigrafiche e paleoambientali: l'intervallo inferiore si è depositato in ambiente marino a basso idrodinamismo al limite circa-infralitorale (circa 20 m di profondità) (GRASSO *et alii*, 1982; DI GERONIMO & BARRIER, 1984); le associazioni a *Pecten vigolenensis* indicherebbero un'età tortoniana (VENZO & PELOSIO, 1963). L'intervallo superiore invece è riferibile ad un ambiente a salinità anormale ed è stato considerato (GRASSO *et alii*, 1979) un episodio pre-evaporitico e attribuito al Messiniano inferiore. Pertanto, l'età della formazione è Tortoniano superiore-Messiniano inferiore.



Fig. 18 – Monte Tauro, località Villa Marina e sullo sfondo la penisola di Capo Sbarcatore dei Turchi: formazione Monte Carruba (litofacies a calcareniti friabili bianco-giallastre ad ostreidi e pettinidi, particolare sulla destra) in appoggio diretto sui calcari ad echinoidi e molluschi (CHH), in basso a sinistra.

Nell'area del Foglio la formazione è stata ristudiata da PEDLEY *et alii* (2007). Le sezioni misurate e analizzate dal punto di vista della macro e microfauna sono due: Monte Carrubba e Faro S. Croce (Fig. 19).

Sezione Monte Carrubba

Nella località tipo la parte bassa della successione è costituita da banchi calcarenitici, talvolta calcari oolitici, con intercalazioni di marne, depositatisi in ambiente marino da infralitorale a circolitorale superiore, contenenti ostreidi ed in particolare il genere *Ostrea*, pettinidi (*Pecten vigolenensis*) e *Anadara*

uronica. L'intervallo superiore è caratterizzato da calcari micritici a lumachelle oligotipiche. Sono distinguibili tre banchi principali di cui quello inferiore risulta composto quasi esclusivamente da Limnocardiidae (*Cerastoderma* sp., *Lyminocardium* sp.), quello intermedio da Mactridae (*Ervilia podolica*), mentre il banco sommitale contiene fauna mista salmastra e dulcicola. Altri bivalvi appartengono alle famiglie Veneridae (*Callista* cfr. *chione* (LINNE')), Carditidae (*Cardites* cfr. *antiquatus pectinatus* (BROCCHI)), e *Arca noae*.

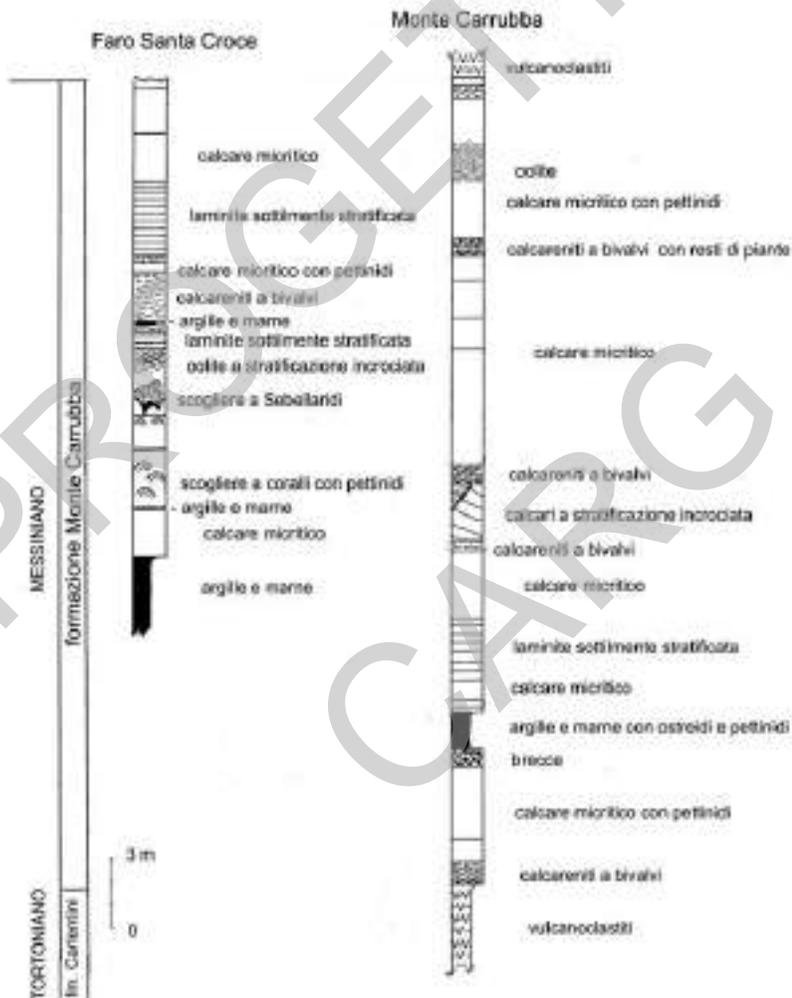


Fig. 19 – Sezioni stratigrafiche della formazione Monte Carrubba (da Pedley et alii, 2007, modificata).

L'unità poggia con contatto brusco sopra i terreni della formazione Carlentini ed è troncata a tetto dalle lave plioceniche. Lo spessore complessivo è circa 34 m.

Sezione Faro S. Croce

È costituita, dal basso verso l'alto, da circa 3 m di argille e marne, cui seguono circa 6 m di *wackestone* e *packstone* contenenti coralli *in situ*. Nei sottili livelli argillosi intercalati ai calcari micritici sono presenti foraminiferi bentonici del genere *Elphidium* e ostracodi. I coralli appartengono al genere *Porites* e occasionalmente al genere *Favites* e spesso sono associati ad alghe coralline. La macrofauna che si rinviene assieme ai coralli è rappresentata da molluschi, pettinidi, *Arca* sp., *Pinna* sp., echinidi, ostracodi e foraminiferi bentonici di mare basso. Una vistosa superficie di erosione subaerea è presente al tetto di questo intervallo ed è associata ad un sottile intervallo di marne sterili. Sono inoltre presenti poligoni di disseccamento e la superficie è ricoperta da un paleosuolo e ancora da *patch reef*. Seguono un livello spesso circa 1 m di *packstones* oolitici a stratificazione incrociata, e *lime mudstones* e *wackestones* con pettinidi e associazioni oligotipiche a bivalvi (Limnocardiiidae tra cui *Cerastoderma* sp. e *Lyminocardium* sp.). Sono inoltre presenti Mactridae *Ervilia podolica* (EICHWALD), Tellinidae, Semelidae (*Abra* cfr. *reflexa* EICHWALD), Veneridae (*Venerupis* sp.) e piccoli gasteropodi (Cerithiidae). La sezione chiude con laminiti sottilmente stratificate e calcari micritici.

L'unità poggia sui calcari ad echinoidi e molluschi (CHH); a tetto è delimitata dalla superficie di abrasione marina del Tirreniano. Lo spessore totale è 24 m.

2.2.2. – gruppo di Palagonia (PL)

2.2.2.1. – formazione Catalicciardo (CTD) (G. Sturiale)

Corrisponde al litosoma vulcanico riconosciuto e descritto da SCHMINCKE *et alii* (1997) e denominato da GRASSO *et alii* (2004a) Unità Catalicciardo (toponimo IGMI a scala 1:25.000, Tav. Sigona Grande, F°. 273 II SE). I relativi prodotti sono intercalati tra i sedimenti messiniani e i Trubi del Pliocene inferiore. Gli Autori attribuiscono alle lave una composizione nefelinitica. L'età dell'unità, basata sulla posizione stratigrafica e su dati paleomagnetici (GRASSO *et alii*, 1983), e radiometrica, ricavata con datazione K/Ar, è 5.4 Ma (BEHNCKE, 2000).

Nell'area del Foglio le lave riferite alla fase messiniana affiorano in limitati lembi presso Grotte San Giorgio e in C.da Scalpello, sul versante occidentale della dorsale di S. Demetrio (settore settentrionale del Foglio).

Le caratteristiche macroscopiche delle vulcaniti sono simili a quelle dell'area tipo: lave di colore nero a struttura porfirica con grandi fenocristalli di clinopirosseno augitico di dimensione a volte superiore al centimetro e con abbondanti fenocristalli di olivina spesso alterati (Fig. 20).



Fig. 20 – Particolare delle lave della formazione Catalicciardo. è visibile la struttura porfirica del campione, determinata da grossi fenocristalli di pirosseno augitico (di colore nero) e da abbondantissimi fenocristalli di olivina alterata (di colore bruno). Loc.: Contrada Scalpello, settore occidentale della dorsale di S.Demetrio.

A Grotte San Giorgio affiora un dicco di larghezza fino a 5 m, orientato circa NO-SE, intruso nei calcari miocenici della formazione Monti Climiti, membro dei calcari di Siracusa, e ricoperto dalle calcareniti del Pleistocene inferiore (Fig. 21).

Il dicco è stato descritto da CARVENI *et alii* (1991), i quali gli attribuiscono un chimismo alcalino e un'età Miocene superiore, o di poco posteriore, sulla

base dei contatti con la roccia incassante. In questa sede l'attribuzione di tale dicco alla formazione Catalicciardo (CTD) viene operata sulla base dei caratteri mineralogici macroscopici presentati, ossia l'abbondanza di grandi fenocristalli



Fig. 21 - Dicco sub-verticale intruso nei calcari miocenici. In secondo piano sono visibili le calcareniti del Pleistocene inferiore che ricoprono i prodotti miocenici. Loc.: Grotte San Giorgio.

di clinopirosseno augitico e di olivina.

Presso C.da Scalpello affiora un altro dicco orientato NNO-SSE intruso nei calcari della formazione Monte Carrubba (Fig. 22); la giacitura è a basso angolo inferiormente, e verticale verso l'alto. Nella stessa località, in settori più meridionali, affiorano due altre unità laviche appartenenti alla stessa formazione. Lo stato degli affioramenti è pessimo e le lave, raramente presenti *in situ*, consistono piuttosto in blocchi arrotondati.



Fig. 22 - Dicco (A) intruso nei calcari del Miocene superiore (B). Nella foto di destra particolare della figura. Loc.: Contrada Scalpello.

Le unità laviche giacciono sulle formazioni Carlentini e Monte Carrubba e sono ricoperte, in discordanza, dalle calcareniti e sabbie del subsistema di Villasmundo (LEI₁) del Pleistocene inferiore.

Nell'area del Foglio l'unità ha spessore tra 5 e 10 m.

L'età è Messiniano.

2.2.2.2. - breccie e sabbie di Valle Cupa (VCU)

Corrispondono alle “Breccie e sabbie a *Strombus coronatus*” della Carta geologica della Sicilia sud-orientale alla scala 1:100.000 (LENTINI *et alii*, 1984), riferite da GRASSO *et alii* (1979) e CARBONE *et alii* (1986) al Pliocene medio, localmente inferiore. Nelle aree occidentali dell'altopiano ibleo (Buccheri e M. Lauro, Foglio “Vizzini”), ove essa è largamente affiorante, la formazione è caratterizzata da diverse litofacies: breccie e sabbie con macrofauna a *Strombus coronatus* DE FRANCE, marne grigie a *Cerithium* sp., limi continentali a faune dulcicole con *Limnaea* sp. e *Planorbis* sp., e lumachelle a *Glycymeris* sp.

Nel territorio in esame, litotipi attribuibili a questa unità affiorano ad est di Malfitano (nel settore centro meridionale del Foglio). Nella cava dismessa a nord-ovest di C. Salafia, sui calcari della formazione Monte Carrubba, sono presenti circa 40 m di breccie calcaree in matrice sabbiosa e sabbie grossolane di colore giallo ocre. Tra i clasti abbondano calcareniti e calciruditi riferibili a formazioni

del Miocene medio e superiore, quelli lavici sono molto scarsi; l'assetto è caotico.

La giacitura è lenticolare, lo spessore è massimo 40 m.

Le sabbie contengono rari bioclasti di *Amussium* sp. e modelli interni di gasteropodi del genere *Gibbula*. L'età Pliocene inferiore-medio dell'unità è dedotta da considerazioni stratigrafiche, in quanto essa è compresa tra le calcareniti della formazione Monte Carrubba del Messiniano inferiore e le lave del Pliocene medio-superiore.

2.2.2.3. - formazione Militello in Val di Catania (VCT) (G. Sturiale)

Tale nome formazionale, introdotto da SCHMINCKE *et alii* (1997) e mantenuto da GRASSO *et alii* (2004a, 2004b), raggruppa gli affioramenti di lave tholeiitiche submarine e subaeree dell'area settentrionale dell'Avampese Ibleo. Nel territorio del Foglio "Augusta" corrisponde agli espandimenti lavici (Pv) del Pliocene medio-superiore e localmente Pleistocene inferiore (Qv) della Carta geologica del settore nord-orientale ibleo (CARBONE *et alii*, 1986).

L'unità affiora estesamente nel settore centrale del Foglio, costituendo la



Fig. 23 - Formazione Militello in Val di Catania: singole unità laviche sovrapposte di spessore metrico. Nell'unità inferiore è visibile la fessurazione colonnare. Loc.: Contrada Carrubba (a sud-est dell'omonimo monte).



Fig. 24 - Particolare di una unità di flusso appartenente alla formazione Militello V. C. È evidente la bollosità presente al tetto della colata lavica e la fessurazione colonnare dovuta al lento raffreddamento della porzione inferiore particolarmente accentuata nella parete bassa dell'unità di flusso. Loc.: Contrada Carrubba.

quasi totalità delle coperture vulcaniche. L'assetto morfologico è tabulare.

Macroscopicamente la roccia è di colore grigio-chiaro alla superficie di alterazione, grigio scuro al taglio fresco. La struttura ad occhio nudo è africa, finemente granulare. Con l'ausilio della lente da 15X è possibile distinguere

microliti di plagioclasio e olivina.

Gli affioramenti sono rappresentati generalmente da colate laviche sovrapposte e affiancate di spessore unitario non superiore ai 2 m, spesso con spinti fenomeni di ossidazione che a luoghi impartiscono un colore rossastro alle lave (Fig. 23).

Le singole unità laviche sono caratterizzate da una evidente bollosità, più accentuata verso la parte alta di ogni singolo flusso, e dalla presenza di una superficie scoriaica che marca il limite tra le colate (Fig. 24).

Le vulcaniti presentano una parte superficiale degradata e un tipico aspetto globulare dovuto a fenomeni di degradazione fisica in ambiente subaereo (Fig. 25 e 26).



Fig. 25 - Formazione Militello in Val di Catania: singole unità laviche sovrapposte di spessore metrico. Nell'unità inferiore è visibile la fessurazione colonnare. Loc.: Contrada Carrubba (a sud-est dell'omonimo monte).

La fase eruttiva responsabile della messa in posto della formazione Militello V.C. è stata prettamente effusiva. I campi lavici derivati dal vulcanismo tholeiitico assumono le caratteristiche di "campi lavici compositi" (*sensu* WALKER, 1971),

Fig. 26 - Sezione trasversale di un tunnel di scorrimento lavico. Loc.: Contrada Carrubba.

ossia formati dalla sovrapposizione e dall'affiancamento di singole unità di flusso. L'esiguo spessore delle singole unità di flusso indica un'alta fluidità della lava. La fenomenologia e la morfologia dell'evento vulcanico del Pliocene medio-superiore sono inoltre evidenziati da strutture *pahoehoe*. Morfologicamente l'evento vulcanico tholeiitico causa la formazione di un *plateau* vulcanico.

Alla formazione Militello in Val di Catania affiorante al di fuori dell'area del Foglio si attribuisce un'età Pliocene superiore. Tale ipotesi è suffragata dalle seguenti considerazioni:

- TRUA *et alii* (1997) forniscono per tale unità lavica campionata al Torrente Ossena (Foglio "Lentini") un'età di 2.09 ± 0.07 Ma tramite datazione $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. GRASSO & BEHNCKE (1998) estendono questa età a tutti gli altri affioramenti di pari caratteristiche petrografiche e posizione geometrica ricadenti nel Foglio "Lentini" poiché, in base a considerazioni di carattere fenomenologico, l'emissione delle tholeiiti sarebbe avvenuto in un lasso di tempo molto breve, probabilmente non superiore alla scala del secolo. La mancanza all'interno del corpo lavico tholeiitico di superfici di erosione, che potrebbero testimoniare lunghi periodi di stasi all'interno dell'evento eruttivo, conferma tale ipotesi.

- L'evento tholeiitico risulta ben collocato stratigraficamente al di sotto delle calcareniti e sabbie di Lentini del Pleistocene inferiore.

- L'età Pliocene superiore dell'unità è stata verificata anche nella zona di Palagonia (SCHMINCKE *et alii*, 1997), dove nel membro submarino sono intercalate delle marne siltose contenenti associazioni microfaunistiche della biozona a *Globorotalia inflata* di IACCARINO (1985).

Lo spessore dell'intera unità vulcanica varia da pochi metri fino a 250 m; in sottosuolo, da dati di pozzo, è superiore a 600 m.

Nel territorio del Foglio, sul versante settentrionale di M. Carrubba, lungo la SP per Sortino, ai km 9,3 e 11,8 (tra Tranese e Borgo Angelo Rizza), intercalate alle lave si rinvencono lenti di sabbie grossolane bianco-giallastre, poco estese e spesse alcuni metri, con alla base breccie ad elementi calcarenitici in matrice sabbiosa, e localmente *pillows* interi o in frammenti (**VCT_a**). Il diametro dei clasti varia da qualche centimetro a 20 cm, eccezionalmente fino a 40 cm; l'assetto è caotico. Il valore calcimetrico, dal basso verso l'alto, varia tra 60,8 e 92,1%.

Il contenuto macrofaunistico è rappresentato da qualche bioclasto di pettinide e da aculei di echinoidi. Tra i microfossili, mal conservati e rimaneggiati si riconoscono foraminiferi bentonici quali *Planulina ariminensis* (D'ORBIGNY), *Gyroidina laevigata* D'ORBIGNY, *Cibicides lobatulus* WALKER & JACOB, *Orthomorphina tenuicostata* (COSTA), *Uvigerina pygmaea* D'ORBIGNY, *Bolivina* sp., *Nonion* sp. Tra i planctonici sono presenti, insieme a *Globorotalia margaritae* BOLLI & BERMUDEZ rimaneggiata, *Orbulina universa* D'ORBIGNY, *Globorotalia puncticulata padana* DONDI, *Globorotalia crassaformis crassaformis* (GALLOWAY & WISSLER), *Globigerinoides obliquus* BOLLI, *Globigerinoides trilobus* (REUSS). Sono inoltre presenti ostracodi a guscio ornato. La presenza di *G. puncticulata padana* e *Globorotalia crassaformis crassaformis* permettono di attribuire le

sabbie al Pliocene medio.

A sud di Tenutella (a nord di Lentini), nella parte alta delle vulcaniti è presente un'intercalazione di estensione pluri decametrica e spessa fino a 10 m, di calcari micritici oolitici di colore bianco crema (**VCT_b**). In un campione prelevato sono state riconosciute *Globorotalia inflata* (D'ORBIGNY) e *Planulina ariminensis* della zona a *Globorotalia inflata* di IACCARINO (1985) del Pliocene superiore.

L'associazione microfaunistica riconosciuta nelle lenti sedimentarie intercalate nelle vulcaniti è di ambiente marino aperto poco profondo.

Sulla base delle considerazioni biostratigrafiche prima espresse l'età dell'unità vulcanica è Pliocene medio-superiore.

2.2.2.4. - formazione S. Febronia (**UFE**) (G. Sturiale)

Originariamente definita “vulcaniti di Poggio Vina” da PEDLEY *et alii* (2001), è stata successivamente denominata Unità S. Febronia da GRASSO *et alii* (2004b). Tale unità mostra una grande variabilità di facies, già riconosciuta da STURIALE (2000) e da GRASSO *et alii* (2004a) in aree del limitrofo Foglio “Lentini”. Gli Autori citati raggruppano sotto tale termine i prodotti vulcanici ad affinità alcalina (variabili da basaniti, ad alcali basalti a nefeliniti) del Pleistocene inferiore affioranti nel margine settentrionale dell'Altopiano Ibleo.

Nel territorio del Foglio la formazione affiora tra la dorsale di S. Demetrio e l'abitato di Lentini, e tra Agnone e Punta Tonnara. In queste località sono stati riconosciuti prodotti esplosivi, caratterizzati da scorie (Fig. 27), e corpi vulcanici di spessore anche superiore a 10 m, costituiti spesso da singole unità laviche.

I depositi vulcanoclastici, fortemente alterati, hanno granulometria compresa tra pochi centimetri e il decimetro, e sono strettamente associati e subordinati ai prodotti lavici. Questi sono di colore nero e poco alterati; a luoghi mostrano una marcata fessurazione colonnare (Figg. 28 e 29).

Macroscopicamente le lave presentano struttura porfirica con prevalenti fenocristalli di pirosseno (clinopirosseno -augite- di dimensione a volte superiore a 2 mm) e minore olivina. L'indice di porfiricità generalmente non è superiore al 5% in volume.

L'attribuzione di queste vulcaniti alla



Fig. 27 - Deposito di scorie. Loc.: Mass. Scuderi (Contrada Simeto S. Demetri).



Fig. 28 - Colata lavica della formazione S. Febronia. Sopra le vulcaniti affiorano le calcareniti del Pleistocene inferiore. Il contatto è marcato da un conglomerato a grossi elementi lavici, visibile in basso a sinistra della foto. Loc.: Castelluccio (ad est di Agnone Bagni).



Fig. 29 –Particolare del contatto tra le calcareniti del Pleistocene inferiore e le vulcaniti alcaline. L'esiguo spessore del livello conglomeratico tra i due litosomi potrebbe testimoniare la rapidità della trasgressione dei sedimenti sulle lave e in generale un breve intervallo di tempo intercorso tra la messa in posto delle lave e la deposizione delle calcareniti. Nel corpo vulcanico la grande spaziatura tra i giunti di raffreddamento indica un lento raffreddamento del corpo vulcanico dovuta verosimilmente all'elevato spessore del flusso lavico. Loc.: Castelluccio.

formazione S. Febronia è stata effettuata direttamente sulla base delle osservazioni di terreno e sulla similitudine con le facies affioranti in aree limitrofe, per le quali sono disponibili dati chimici e stratigrafici. Nell'ambito del progetto CARG sono state effettuate nuove analisi per le quali si rimanda al Cap. V (Petrografia e geochimica dei prodotti vulcanici).

La distribuzione areale degli affioramenti delle vulcaniti alcaline è nettamente difforme rispetto a quella delle vulcaniti tholeiitiche del Pliocene medio-superiore. Gli episodi eruttivi alcalini, infatti, sono localizzati e portano alla produzione di corpi vulcanici di limitata estensione areale, contrariamente all'evento eruttivo tholeiitico, i cui prodotti costituiscono un esteso e continuo *plateau* nel settore meridionale dell'area del Foglio.

Le eruzioni laviche avvenute nel Pleistocene inferiore causano la messa in posto di "campi lavici semplici" (*sensu* WALKER, 1971), ossia formati da singoli flussi lavici che, forse a causa di una viscosità superiore rispetto a quella delle lave tholeiitiche del Pliocene medio-superiore, sono caratterizzate da maggiori spessori e da una minore estensione areale.

2.3. - DEPOSITI QUATERNARI

I depositi quaternari del settore nord-orientale dei Monti Iblei sono stati oggetto di studio già dai primi del '900. A parte le pubblicazioni a carattere prettamente paleontologico di GIGNOUX (1913), di MAUGERI PATANÈ (1928) e di AFFRICANO (1962), note stratigrafiche sul Quaternario di quest'area sono reperibili in ACCORDI (1962, 1963), DI GRANDE (1969, 1972), DI GRANDE & SCAMARDA (1973), DI GERONIMO *et alii* (1980). Per questi Autori sulla costa orientale iblea il Pleistocene inferiore è rappresentato da calcareniti giallastre e da argille azzurre, sulle quali poggia un paleosuolo con resti di vertebrati (ACCORDI, 1963), a loro volta ricoperte da una "panchina" trasgressiva di età milazziana con fauna banale di tipo temperato-caldo. La panchina costituisce un "lastrone calcarenitico", esteso da quota massima di 200 m fino al mare, e corrisponde al "Grande Terrazzo Superiore" (GTS) della Sicilia occidentale, attribuito da RUGGERI & UNTI (1974, 1977) al "Crotoniano". Gli Autori citati hanno considerato le argille discordanti sulle calcareniti del Pleistocene inferiore; pertanto nell'ambito del Pleistocene inferiore-medio venivano riconosciute tre trasgressioni, rispettivamente alla base delle calcareniti, delle argille e della "panchina". A tali litofacies, inoltre, è stato attribuito un significato cronostatigrafico, per cui le calcareniti rappresentavano il Calabriano, le argille il Siciliano e la "panchina" il Milazziano (ACCORDI & FRANCAVIGLIA, 1960).

Secondo CARBONE (1985) i depositi pleistocenici sono riferibili a due cicli principali: quello del Pleistocene inferiore, sviluppato essenzialmente in un emiciclo trasgressivo, è costituito da calcareniti e da argille in rapporto di eteropia latero-verticale; ciò significa che in aree depocentrali del bacino la sedimentazione

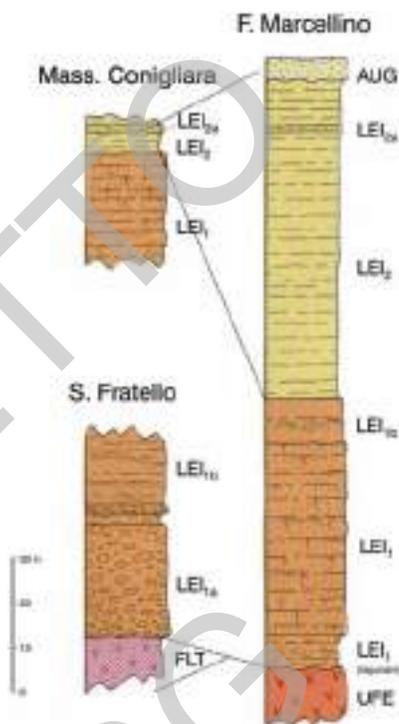
Fig. 30 - Colonne stratigrafiche ricostruite delle unità del Pleistocene inferiore e medio.

delle argille avveniva in continuità di sedimentazione sulle calcareniti e sabbie, mentre nelle aree marginali le argille si estendevano in discordanza sul substrato pre-pleistocenico. Il secondo ciclo, marcato da una debole discordanza angolare e da un paleosuolo, è rappresentato da conglomerati e dalla “panchina” medio-pleistocenica, che ricoprono gran parte delle superfici spianate durante la “Regressione Romana” (Fig. 30). La massima ingressione marina è segnata da vecchie linee di costa che da quota 210 m giungono a pochi metri sul livello del mare.

Un terzo ciclo è rappresentato da esigui depositi a *Strombus bubonius* presenti lungo la costa ionica. Questi depositi sono delimitati inferiormente da una superficie di discordanza angolare debolmente inclinata sul substrato del Miocene medio-superiore eroso; talora alla base sono presenti limitati lembi di paleosuolo con resti di vertebrati, e grotte se in parete. La superficie sommitale è non deposizionale ed erosionale e coincide con quella topografica attuale, compresa tra 20 m e il livello marino negli alti strutturali, oppure è rappresentata da una superficie di abrasione marina che si spinge fino a circa 30 m di quota nelle depressioni.

Il rilevamento dei depositi pleistocenici affioranti nel Foglio “Augusta” è stato condotto utilizzando il criterio di suddivisione in Unità Stratigrafiche a Limiti Inconformi (UBSU) (NORTH AMERICAN COMMISSION ON STRATIGRAPHIC NOMENCLATURE, 1983), come proposto dal Servizio Geologico (PASQUARÈ *et alii*, 1992). Questa scelta è stata motivata dalle caratteristiche proprie di questi depositi che presentano alternanze di eventi deposizionali e fasi erosive stratigraficamente comprese tra superfici di inconformità significative a livello di bacino. Tali superfici limite sono distinguibili cartograficamente e sono estrapolabili a tutto il margine settentrionale della regione iblea.

La distribuzione dei depositi pleistocenici in tutta la regione iblea è nota e rappresentata in diversi elaborati cartografici: Carta geologica della Sicilia sud-orientale, a scala 1:100.000 (LENTINI *et alii*, 1984); Carta geologica del settore



nord-orientale ibleo, a scala 1:50.000 (CARBONE *et alii*, 1986); Carta geologica del settore nord-occidentale dell'Avampaese Ibleo e del fronte della Falda di Gela, a scala 1:50.000 (GRASSO *et alii*, 2004a). Pur trattandosi di un'area "stabile" essa, nei diversi blocchi in cui è strutturalmente dissecata presenta, per gli stessi intervalli temporali, litofacies che rispecchiano ambienti deposizionali, comportamento morfotettonico ed evolutivo notevolmente diversi.

Sulla base di tali conoscenze del territorio e per quanto sopra, si propone di attribuire i depositi pleistocenici affioranti nel settore nord-orientale dei Monti Iblei al supersintema Iblei settentrionali (IS).

2.3.1. - supersintema Iblei settentrionali (IS)

Comprende terreni prevalentemente marini di ambiente da circolitorale a spiaggia, depositi al di sopra di una superficie di discontinuità regionale, riconoscibile in affioramento e in sottosuolo, che interessa termini del substrato di età estesa dal Cretacico superiore al Pleistocene inferiore.

L'unità è suddivisa in tre sintemi, dal più antico: Lentini (LEI), Augusta (AUG) e Monte Tauro (MNU), separati da superfici di discordanza angolare, corrispondenti ad altrettanti fasi di ingressione marina, e marcate da paleosuoli, *hardground* e/o lacune sedimentarie.

I toponimi utilizzati per i sintemi si riferiscono a località tutte o *pro parte* (Lentini) ricadenti nel territorio del Foglio "Augusta", ove sono presenti gli affioramenti migliori.

2.3.1.1. - sintema Lentini (LEI)

Il sintema Lentini è costituito da sedimenti francamente marini di varia tessitura e ambiente deposizionale, raggruppabili nei subsintemi di Villasmundo (LEI₁) e di Scordia (LEI₂), che stanno in rapporto di eteropia latero-verticale. Il primo comprende una successione prevalentemente calcarenitico-sabbiosa a stratificazione piano-parallela (LEI₁), all'interno della quale sono riconoscibili una litofacies conglomeratica, per lo più in posizione basale (LEI_{1a}) e una litofacies a clinoforni in posizione basale e/o mediana (LEI_{1b}). Il secondo subsintema è rappresentato da una monotona successione argillosa (LEI₂) nella cui parte alta sono presenti lenti di silt e/o sabbie fini (LEI_{2a}).

Le calcareniti e/o le sabbie definiscono un ambiente di sedimentazione marino prossimale, fortemente controllato da morfostrutture (paleofalesie) o da alti strutturali; le argille caratterizzano aree protette e le zone depocentrali delle depressioni tettoniche.

L'unità sintemica è inferiormente delimitata da una discordanza angolare a medio angolo (fino a 30°), immergente verso est o nord-est, su un substrato costituito da calcari e vulcaniti del Cretacico superiore-Pleistocene inferiore. La



Fig. 31 - Conglomerato a elementi eterometrici vulcanici tortoniani (litofacies LEI_{1a}) alla base delle calcareniti LEI_1 del Pleistocene inferiore. Loc.: Mass. Scuderi (terminazione settentrionale della dorsale di S. Demetrio).

superficie limite superiore è erosionale a basso angolo debolmente inclinata ($\leq 15^\circ$) sempre verso est o nord-est: essa rappresenta l'involuppo di più superfici erosive e di non deposizione interessata da terrazzamenti e da discontinue lenti e/o sacche di paleosuolo nei quali, talora, è stata segnalata fauna a vertebrati.

2.3.1.1.1. - subsistema di Villasmundo (LEI_1)

I terreni riferiti a quest'unità affiorano in lembi di variabile estensione e spessore dalla dorsale di S. Demetrio al settore sud-orientale del Foglio.

La formazione è costituita da calcareniti e sabbie giallastre fossilifere, massive o a stratificazione piano parallela (LEI_1); alla base sono frequenti lenti di sabbie, argille siltose e conglomerati poligenici (litofacies sabbioso–argilloso–conglomeratica LEI_{1a}), nella parte medio-bassa possono essere presenti calcareniti clinostatificate (litofacies a cliniformi LEI_{1b}).

litofacies sabbioso–argilloso–conglomeratica LEI_{1a} : sebbene esigua in spessore ed estensione, è bene esposta lungo la dorsale di S. Demetrio tra i km



Fig. 32 - Litofacies sabbioso-argilloso-conglomeratica (LEI_{1a}) del subsistema di Villasmundo (LEI_1) caratterizzato da un livello inferiore (A) costituito da un conglomerato a elementi vulcanici eterometrici, per lo più di forma discoidale e subarrotondati, immersi in matrice vulcanica sabbiosa; un livello mediano (B) rappresentata da un conglomerato a clasti vulcanici decimetrici, per lo più spigolosi, immersi in matrice carbonatica e/o cementati da calcite; e uno superiore costituito da calcareniti organogene vacuolari (C). Loc.: Mass. Sambuci (settore meridionale della dorsale di S. Demetrio, nei pressi del km 10 della SS 194).

8,5 e 10 circa della SS 194, a nord di Mass. Beneventano, e tra Simeto Demitri e Mass. Scuderi (Fig. 31 e 32).

Un altro affioramento è presente nei pressi del km 18 della SP Villasmundo-Melilli. In questa località le lenti argillose e/o sabbiose sono potenti mediamente 20-30 cm, quelle conglomeratiche da 50 cm ad alcuni metri. I conglomerati sono costituiti da ciottoli lavici delle vulcaniti di età dal Tortoniano al Pleistocene inferiore, sono mal selezionati (2-50 cm di diametro), in matrice sabbiosa, e per lo più concentrati in tasche e canali d'erosione.

Livelli esclusivamente conglomeratici sono presenti nei pressi di Punta Bònico discordanti sul substrato calcareo miocenico; lungo la SS 114 Catania-Siracusa al km 125 circa in appoggio sulle vulcaniti plioceniche (VCT), e al km 128 circa sulle vulcanoclastiti tortoniane (FLT). Sino a giugno 2007 in prossimità del km 129 della SS 114 era esposta la sezione più rappresentativa della litofacies conglomeratica LEI_{1a} . Questo affioramento, oggi non più visibile perché smantellato dal tracciato dell'Autostrada Catania-Siracusa, è stato oggetto di una campionatura dettagliata e di uno studio sedimentologico-biostratigrafico: i dati sono espressi nell'Appendice 3 (sezione 2 - S. Fratello).

litofacies a clinoforni LEI_{1b} : affiora con continuità lungo la dorsale di S. Demetrio tra Scalpello e Mass. Catalano, dove raggiunge lo spessore di 30 m (Fig. 33). Altri affioramenti meno estesi sono presenti nei pressi dell'abitato di Lentini.

Nella dorsale di S. Demetrio i contatti tra le calcareniti clinostratificate e il substrato vulcanico tortoniano non sono sempre chiaramente visibili in affioramento a causa della mancanza di sezioni significative e dell'intensa antropizzazione dell'area, rappresentata da estese coltivazioni ad agrumeto che hanno sviluppato un'estesa e continua copertura pedologica.

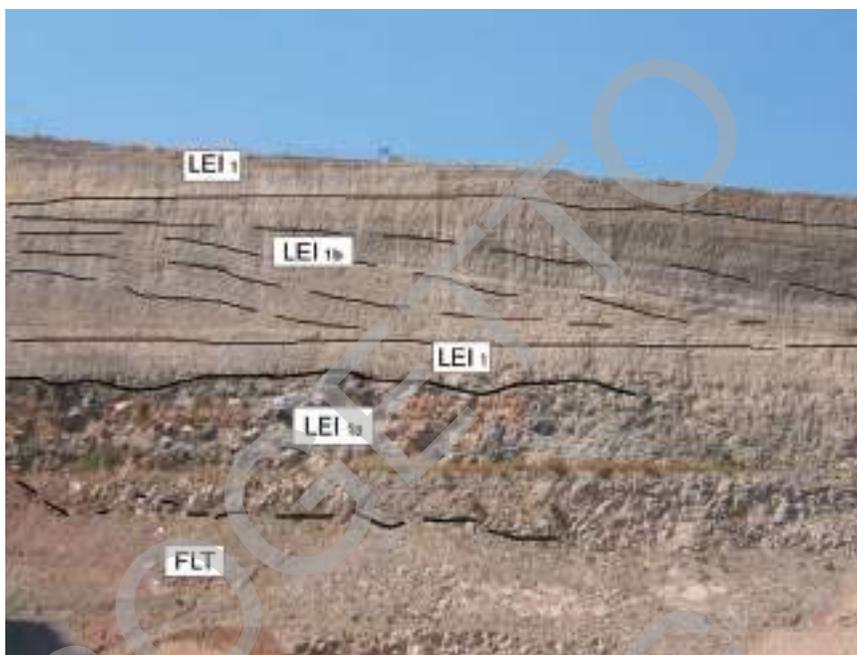


Fig. 33 – Calcareniti clinostratificate (LEI_{1b}) intercalate alle calcareniti a stratificazione piano-parallela (LEI_1). Alla base è presente la litofacies conglomeratica (LEI_{1a}) in appoggio discordante sulle vulcaniti della formazione Carlentini (FLT). Loc.: Cava di Bivio Iazzetto (settore settentrionale della dorsale di S. Demetrio).

Nella periferia nord di Lentini (Figg. 34 e 35) e presso il centro abitato (Fig. 36) le calciclastiti a clinoforni (LEI_{1b}) sono intercalate a quelle a stratificazione piano-parallela (LEI_1) e formano veri e propri cunei sedimentari progradanti, con geometria *downlap*. La granulometria del corpo clinostratificato è arenitico-ruditica, con prevalenti bioclasti di dimensione fino a 2 cm.

Nell'area iblea la genesi e il significato dei cunei a clinoforni progradanti all'interno delle calcareniti a stratificazione piano-parallela sono stati studiati da PEDLEY *et alii* (2001) e da GRASSO *et alii* (2004b): tali corpi sono riconducibili a limitati episodi regressivi, con fenomeni di erosione a monte e deposizione di strati progradanti nelle zone più depresse, nell'ambito del generale periodo di *highstand* che ha caratterizzato il Pleistocene inferiore, e sono stati classificati dagli Autori citati come “*lowstand shelf-perched sand bodies*”.

Nei dintorni di Lentini la formazione raggiunge, in affioramento, lo spessore di circa 150 m; nelle altre zone gli spessori variano da pochi metri a 50 m. In sottosuolo l'unità è potente circa 100 m nell'entroterra del porto di Augusta e in particolare ai lati dell'*Horst* di M. Tauro, ad est di Villasmundo (*Horst* di Mass. Petraro) e in destra della foce del F. Marcellino. All'interno dei *graben* gli



Fig. 34 – Calcareniti a stratificazione piano-parallela con strati di dimensione metrica (A), cui è interposto un cono calciclastico clinostratificato (C). Loc.: Cava Mulinelli (a NE di Lentini).



Fig. 35 - Contatto tra le calcareniti a stratificazione piano-parallela (LEI_1) (B) e le calcareniti clinostratificate (LEI_{1b}) (A). Sullo sfondo il vulcano Etna. Loc.: periferia nord di Lentini.



Fig. 36 - Calcareniti clinostratificate LEI_{1b} nel centro abitato di Lentini.

spessori delle calcareniti si riducono notevolmente a favore delle argille grigio-azzurre (subsistema di Scordia - LEI_2), cui passano in eteropia latero-verticale (CARBONE, 1985) (v. Fig. 52).

L'unità è trasgressiva sui terreni di età estesa dal Cretacico superiore al



Fig. 37 - Calcareniti bianco-giallastre, fossilifere del Pleistocene inferiore (subsistema di Villasmundo). Loc.: Punta Bònico.

Pleistocene inferiore. I rapporti di discordanza sul substrato sono definiti da geometrie deposizionali *onlap*, bene evidenti a sud-est di Villasmundo dove l'appoggio sulle vulcaniti mio-plioceniche avviene con livelli di base delle calcareniti progressivamente più recenti procedendo verso ovest.

Il contenuto faunistico è rappresentato da forme abbastanza comuni, tra cui prevalgono ostreidi e pettinidi (Fig. 37), e localmente coralli quali *Cladocora coespitosa* (LINNÉ). Negli intervalli argilloso-sabbiosi le associazioni microfaunistiche sono costituite da ostracodi a guscio liscio e da *Ammonia beccari* (LINNÉ), *Elphidium crispum* (LINNÉ), *Cibicides* sp. Le microfaune sono scarse e dominate da foraminiferi bentonici di acque poco profonde, rari i planctonici.

Livelli fossiliferi particolarmente ricchi sono stati riscontrati lungo il T. Càntera, nella cava nei pressi di Mass. Baratta, dove è esposta una sezione potente circa 50 m. La macrofauna, in discreto stato di conservazione, abbonda in forme bentoniche con eccedenza di quelle vagili sulle sessili; l'infrafauna è scarsamente rappresentata con i generi *Spatangus* e *Cardium*. La litofacies di tipo litorale, almeno nel terzo inferiore della successione, è caratterizzata da sabbia calcarea medio-fine, ricca di bioclasti. In questo livello sono presenti *Ditrupa arietina* (MUELLER), abbondante assieme a *Pecten jacobaeus* (LINNÉ), *Aequipecten opercularis* (LINNÉ) e *Peplum inflexum* (POLI). I due terzi superiori presentano strati paralleli debolmente ondulati e più cementati rispetto a quello sottostante e più riccamente fossilifero. In questa località CARBONE (1985) vi ha riconosciuto, oltre alle forme già citate, associazioni faunistiche a *Serpula* sp., *Sertella* sp., *Spatangus* cfr. *purpureus* MULLER, *Turritella* sp., *Natica millepunctata* LAMARCK, *Glycymeris* sp., *Musculus marmoratus* (FORBES), *Chlamys flexuosa* POLI, *Pododesmus patelliformis* (LINNÉ), *Anomia ehippium* LINNÉ, *Ostrea edulis* LINNÉ, *Mytilus edulis* LINNÉ, *Acanthocardia* sp., *Laevicardium* sp., *Arctica islandica* (LINNÉ), *Callista chione* (LINNÉ). Gli esemplari di *Arctica islandica* si rinvenivano nella parte medio-alta della sezione, in corrispondenza di un livello limoso-siltoso passante verso l'alto ad un livello più o meno continuo ad *Ostrea edulis* e *Mytilus edulis*.

Presso Castelluccio (ad est della Baia di Agnone) è stata campionata la base delle calcareniti trasgressive sulle vulcaniti del Pleistocene inferiore. Il contenuto in microfauna ha evidenziato un'associazione poco significativa dal punto di vista biostratigrafico a: *Globigerinoides ruber* (D'ORBIGNY), *Globigerinoides elongatus* (D'ORBIGNY), *Globigerinita glutinata* (EGGER), *Orbulina universa* D'ORBIGNY, *Neoglobobadrina pachyderma* sinistrorsa (EHRENBERG). Tra i bentonici si ritrovano *Bulimina marginata* D'ORBIGNY, *Planulina ariminensis* D'ORBIGNY, *Uvigerina peregrina* CUSHMAN, *Sphaeroidina bulloides* D'ORBIGNY, *Siphonina reticulata* (CZJZEK); la presenza di *B. marginata* indicherebbe un'età Pleistocene inferiore (Santerniano).

Presso Mass. Beneventano (settore centro-orientale della dorsale di S. Demetrio) dati provenienti dal campionamento di un sondaggio dell'ANAS evidenziano la seguente associazione a foraminiferi: *Globigerina calida calida* PARKER, *Globigerina* cf. *cariacoensis* ROGL & BOLLI, *Globorotalia*

inflata, *Globigerinoides ruber*, *Globigerinoides elongatus*, e *Hyalinea balthica* (SCHROETER), la cui comparsa è riconosciuta nel Pleistocene inferiore (Emiliano). L'età dei depositi compresi in questo subsistema è pertanto Pleistocene inferiore (Santerniano-Emiliano).

L'ambiente deposizionale è costiero da infra a circolitorale (profondità massima circa 30-40 m), con correnti trattive di fondo, talora con momenti di stasi durante i quali si sedimentava la frazione limosa.

2.3.1.1.2. - subsistema di Scordia (**LEI₂**)

Questo subsistema comprende depositi corrispondenti alla formazione delle argille grigio-azzurre *Auctt.* del Pleistocene inferiore-medio, ampiamente affiorante nell'Avanfossa Catania-Gela e presente nel sottosuolo della Piana di Catania (cfr. fogli "Catania" e "Paternò", SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 2009, 2010).

Nel territorio del Foglio tali depositi affiorano lungo la terminazione meridionale della dorsale di S. Demetrio e nel quadrante orientale, per lo più mascherati dalle calcareniti del sistema Augusta.

L'unità raggiunge l'estensione maggiore nell'area di Brucoli, nell'entroterra di Augusta e lungo il medio corso del F. Marcellino; affioramenti meno estesi sono presenti lungo l'allineamento Lentini-Stazione di Agnone. Le migliori esposizioni si trovano al di fuori del Foglio, nel territorio di Scordia (Foglio "Lentini"), da cui il nome del subsistema.

Trattasi di argille e argille siltoso-marnose di colore grigio-azzurro al taglio fresco, giallastre all'alterazione, massive o debolmente stratificate per la presenza di livelli siltoso-sabbiosi. I valori calcimetrici, ottenuti da campioni prelevati a varie altezze stratigrafiche, oscillano intorno al 20% di CaCO₃. Verso l'alto le argille si arricchiscono di una sempre maggiore frazione sabbiosa, sino a diventare argille sabbiose.

Lo spessore in affioramento varia da 0 m nelle zone occidentali a 60 m in quelle orientali. In sottosuolo lo spessore aumenta verso la costa fino a raggiungere 300 m nella baia di Augusta. Tali valori sono in relazione con la morfologia del substrato, ereditata dall'articolato assetto strutturale e dai rapporti di eteropia con la litofacies LEI₁ (CARBONE, 1985) (v. Fig. 52).

L'unità **LEI₂** è latero-verticale all'unità **LEI₁**: il passaggio verticale tra i due subsistemi avviene in continuità di sedimentazione nelle aree depocentrali del bacino ed è talora evidenziato da un intervallo sabbioso-argilloso a coralli individuali e con *mud-pebbles* (Fig. 38). In aree di margine di bacino e/o di alti strutturali le argille dell'unità **LEI₂** si estendono in discordanza angolare sui termini pre-pleistocenici del substrato (formazioni di Carlentini – FLT, e dei Monti Climiti - FNL), come è possibile osservare a sud dell'*Horst* di Petraro, tra Tenuta Mandre e Mongini, ad est di Villasmundo.

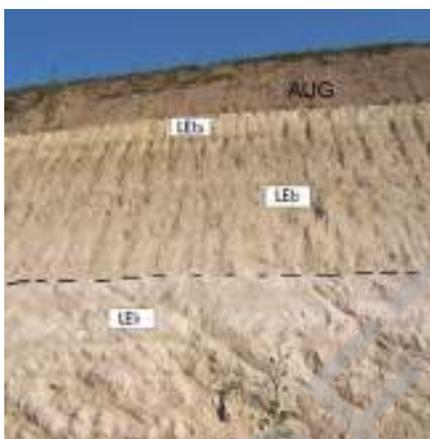


Fig. 38 – Passaggio graduale e sfumato tra le sabbie del subsistema di Villasmundo $LE1_1$ e le argille del subsistema di Scordia $LE1_2$. Verso l'alto sono evidenti intercalazioni siltoso-sabbiose ($LE1_{2a}$) all'interno del litosoma argilloso. Le argille sono sormontate dalle calcareniti del sistema Augusta (AUG). Loc.: Mass. Catalano.

Il contenuto macrofossilifero è generalmente costituito da molluschi di piccola dimensione, sovente mal conservati. In alcune località (zona di Mass. Conigliara, a sud-est di Villasmundo), nei primi 10 metri dalla base è presente un'intercalazione spessa fino a 2 m di sabbie e calcareniti nella quale sono state osservate ricche associazioni a molluschi, tra cui sono riconoscibili *Arctica islandica*, *Nucula placentina* LAMARCK e *Dentalium rectum* GMELIN. Le argille contengono associazioni batiali tra i quali *Dentalium agile* SARS, *Entalina tetragona* BROCCHI, *Abra longicallus* (SCACCHI), *Delectopecten vitreus* (GMELIN), *Nucula sulcata* (BRONN), e coralli (*Lophelia pertusa* (LINNAEUS), oppure associazioni di mare meno profondo tra cui *Dentalium rectum*, *Schizaster* sp., *Turritella tricarinata pliorecens* SCALIA.

Presso Mass. Catalano, sulla terminazione settentrionale della dorsale di S. Demetrio, è stata campionata l'unità argillosa. Le analisi sul contenuto della microfauna a foraminiferi hanno evidenziato la seguente associazione: tra i planctonici sono stati riconosciuti *Globigerina calida calida*, *Globigerinoides ruber* (D'ORBIGNY), *Globorotalia inflata*, *Globorotalia truncatulinoides excelsa* SPROVIERI & RUGGERI e *Globorotalia truncatulinoides truncatulinoides* (D'ORBIGNY). I bentonici sono rappresentati da *Bulimina marginata* D'ORBIGNY, *Cassidulina neocarinata* THALMANN, *Hanzawaia boueana* (D'ORBIGNY), *Hyalinea balthica*, *Lenticulina calcar* (LINNÉ), *Uvigerina mediterranea* HOFKER, *Uvigerina peregrina* e *Trifarina angulosa* (WILLIAMSON). L'associazione è ascrivibile alla zona a *Globorotalia truncatulinoides excelsa* di IACCARINO (1985) di età Pleistocene inferiore (Siciliano).

Presso Mass. Codavolpe, ubicata circa due chilometri ad est rispetto al precedente affioramento, dati provenienti dal campionamento di un sondaggio dell'ANAS evidenziano la seguente associazione a foraminiferi: *Globigerina calida calida*, *Globigerinoides elongatus*, *Globigerinoides ruber*, *Bulimina marginata*, *Cassidulina neocarinata*, *Hyalinea balthica* e *Uvigerina peregrina*. La presenza di *Hyalinea balthica* permette di attribuire al campione un'età emiliana o più recente.

Presso Mass. Mendola, situata a sud-est di Villasmundo, è stata campionata una successione di argille, spessa in affioramento circa 8 metri (Fig. 39).



Fig. 39 - Le argille LEI₂ del Pleistocene inferiore (B) sono sormontate dalle calcareniti del Pleistocene medio-superiore del sistema Augusta (A). La figura riporta i campioni prelevati nei livelli argillosi. Loc.: Mass. Mendola.

Il campione AUG 19, prelevato alla base della sezione, evidenzia il seguente contenuto microfaunistico: tra i bentonici sono presenti *Ammonia beccari*, *Bolivina* sp., *Brizalina alata*, *Bulimina elegans* D'ORBIGNY, *Cassidulina neocarinata* THALMANN, *Elphidium crispum*,

Quinqueloculina sp., *Uvigerina mediterranea* e *Textularia* sp.; tra i planctonici *Globorotalia inflata*, *Neogloboquadrina pachyderma* (prevalentemente ad avvolgimento sinistro), *Globigerinoides ruber*, attribuibile con probabilità alla zona a *Globigerina cariacensis* di IACCARINO (1985) del Pleistocene inferiore.

I campioni AUG 20 e 21, prelevati rispettivamente a circa un metro e al tetto della sezione, mostrano un'associazione a foraminiferi planctonici a *Globigerina* cf. *calida calida*, *Globorotalia inflata*, *Globigerinoides elongatus*, *Globigerinoides ruber*, *Neogloboquadrina pachyderma* (sinistra), e bentonici a *Ammonia beccari*, *Brizalina alata*, *Bolivina* sp., *Bulimina elegans*, *Bulimina marginata*, *Cassidulina neocarinata*, *Florilus boueanum* (D'ORBIGNY), *Uvigerina mediterranea*. La presenza di *Globigerina* cf. *calida* e di individui prevalentemente sinistrorsi di *Neogloboquadrina pachyderma* permette di attribuire i campioni al Pleistocene inferiore.

I dati emersi dai campionamenti sono in accordo con i dati di letteratura (PEDLEY *et alii*, 2001). Gli Autori, in aree all'interno del Foglio "Augusta", attribuiscono il litosoma rispettivamente alle seguenti biozone a foraminiferi e nannofossili: Zona *Globigerina cariacensis* / Zona a *Globorotalia truncatulinoides excelsa* di IACCARINO (1985) e "large" e "small" *Gephyrocapsa* (zone MNN19d / MNN19e di RIO *et alii*, 1990) di età Pleistocene inferiore (Emiliano/Siciliano).

L'insieme delle caratteristiche paleontologiche e litologiche confina la deposizione delle argille in fondali circalitorali a batimetrie non superiore ai 100 m (MURRAY, 1991; SGARELLA & MONTCHARMONT-ZEI, 1993), su una piattaforma continentale con scarsi apporti terrigeni. Inoltre la variazione di spessore della formazione argillosa (v. Fig. 52), maggiore verso i depocentri delle depressioni e/o in corrispondenza di aree "protette", conferma una distribuzione dei sedimenti condizionata dalla profondità e dall'assetto morfo-strutturale del bacino.

I depositi del sistema Lentini (LEI) a tetto sono delimitati dall'appoggio discordante dei depositi del sistema di Augusta (AUG) e localmente da lenti di paleosuolo di

spessore ed estensione non rappresentabili alla scala del rilevamento adottato.

Lungo il bordo orientale ibleo depositi di paleosuolo con faune a vertebrati, riferiti alla fase di continentalità del Pleistocene medio, sono stati oggetto di uno studio sistematico, di catalogazione e documentazione (BASILE & CHILARDI, 1996, e bibliografia in essa contenuta).

Lungo la fascia pericostiera siracusana o nel suo immediato *interland*, un paleosuolo ricco di fossili polmonati e con resti di vertebrati, tra cui *Elephas falconeri* BUSK (ACCORDI, 1963), poggia sui sedimenti del Pleistocene inferiore o del substrato pre-quaternario ed è a sua volta ricoperto da depositi trasgressivi (“panchina”) del Milazziano. Le calcareniti milazziane sono erose e ricoperte (ACCORDI *et alii*, 1959, ACCORDI, 1962; ACCORDI & COLACICCHI, 1962) da paleosuoli a breccie ossifere con *Elephas mnaidriensis* ADAMS e *Leithia melitensis* (ADAMS), riferite all’interglaciale Riss-Wurm.

Studi più recenti su tali siti hanno accertato la presenza di due livelli di paleosuolo caratterizzati da differenti associazioni faunistiche (BONFIGLIO, 1991, 1992). Le associazioni caratterizzate dalla presenza di elefanti hanno messo in evidenza (BONFIGLIO & BURGIO, 1992; BONFIGLIO & INSACCO, 1992; BONFIGLIO *et alii*, 2003) che l’associazione a *Elephas falconeri* precede quella a *Elephas mnaidriensis*: la prima è di età Pleistocene medio-inferiore, mentre la seconda caratterizza il Pleistocene medio-superiore e la parte iniziale del Pleistocene superiore.

Nell’area del Foglio “Augusta” la presenza di paleosuoli nei dintorni di Villasmundo era già stata segnalata da ACCORDI (1962, 1963) che li aveva correlati con analoghi livelli individuati nell’area di Melilli-Priolo e tra Siracusa e Canicattini (Foglio “Siracusa”), e nei quali l’Autore vi aveva riconosciuto resti di *Elephas mnaidriensis* e di *Hippopotamus pentlandi* VON MEYER, restando tuttavia poco chiaro da quali livelli stratigrafici provenissero, a causa della natura del sito in grotta.

Nel territorio del Foglio il paleosuolo è stato rinvenuto prevalentemente al di sopra delle argille grigio-azzurre LEI₂, o sui calcari miocenici (FNL₂), ed è ricoperto dalle sabbie e calcareniti (AUG) del Pleistocene medio-superiore. DI GRANDE (1972) ne segnala un lembo significativo, ma non cartografabile alla scala della carta, 1 km ad sud-est di Mass. Arcile (a sud di Cozzo Gisira), interposto tra le argille (LEI₂) e la soprastante “panchina” (AUG). Qui il suolo fossile è conservato in una sacca profonda un paio di metri, riempita sul fondo da alluvioni ciottolose e sabbiose alternate irregolarmente, “*ha uno spessore medio di 1 metro circa, si presenta con tipico colore bruno e contiene rari resti di vertebrati in non buono stato di conservazione*” (cfr. sito 6 dell’Appendice n.4).

Relativamente all’area del Foglio buone esposizioni si hanno sui tagli artificiali del raccordo tra la costruenda autostrada CT-SR e la SP Villasmundo-Melilli. Ad Angara, a quota 124 m, affiora una successione formata dal basso dalle calcareniti LEI₁, da paleosuolo costituito da una sacca di carbone profonda circa 50 cm, da un conglomerato ad elementi eterometrici di 5-20 cm di diametro e dalle calcareniti milazziane. Un livello di paleosuolo cartografabile, interposto tra le argille LEI₂ e le calcareniti AUG, è presente a nord di Mass. Palma (a sud-est di Villasmundo). Altri lembi, non cartografabili alla scala della carta,

affiorano nell'*Horst* di Mèndola (ad est di Villasmundo) tra i calcari miocenici e le calcareniti milazziane.

Il deposito è costituito da limi più o meno ciottolosi e da materiale torboso di colore bruno-nerastro; talora alla base è presente un livello conglomeratico eterometrico a clasti calcarei e lavici arrotondati, in matrice arenitica bruno-giallastra.

I limiti di tetto e di letto dell'unità sono ondulati ed erosionali. Il deposito è contenuto in sottili lenti pluridecametriche, o sacche profonde 1-2 m, mediamente circa 50 cm.

Generalmente il deposito è sterile, fatta eccezione per la presenza di rari frammenti ossei di vertebrati, non determinabili e/o in fase di catalogazione e studio.

2.3.1.2. - sintema Augusta (cfr. "Panchina" *Auct.*) (AUG)

Questo sintema contiene depositi corrispondenti alla "panchina milazziana" di ACCORDI (1962, 1963), affiorante lungo la costa ionica tra Augusta ed Avola (Foglio 649 "Noto").

Nel settore settentrionale ed orientale del Foglio il sintema è rappresentato da ampi piastroni calcarenitici in assetto suborizzontale leggermente immergenti verso est, estesi da quota circa 210 m a livello del mare (baia di Augusta). Nella dorsale di S. Demetrio forma il piastrone calcarenitico debolmente degradante verso nord, compreso tra quota 140 m (Madonna dei Malati) e 110 m (Piana della Catena), discordante su vari termini del substrato (Fig. 40).



Fig. 40 - Appoggio delle calcareniti AUG del Pleistocene medio-superiore (A) su un paleosuolo di colore nero (B) (visibile nello sbancamento) impostato sulle argille (LEI) del Pleistocene inferiore-medio. Loc.: Piana di Madonna dei Malati (sette meridionale della dorsale di S. Demetrio).

Il deposito è costituito da sabbie e calcareniti grossolane organogene di colore giallastro, debolmente cementate, a stratificazione incrociata e/o ondulata. Il contenuto faunistico è rappresentato da resti fossili, mal conservati ed incrostati, di faune “banali” ad *Ostrea* sp., *Glycimeris* sp. e pectinidi, e da associazioni di tipo temperato-caldo.

A sud di Villasmundo l’unità è costituita da pochi metri di conglomerato ad elementi vulcanici e calcarei subsferici, poggiate sulle lave plioceniche. Nei pressi di Ogliastrò di Sopra (ad est di Villasmundo) alla base della formazione è presente circa 1 m di conglomerato ad elementi calcarei e lavici arrotondati di 5-20 cm di diametro, in matrice arenitica bruno-giallastra, passante rapidamente a calcareniti a stratificazione incrociata. Ancora a sud di Villasmundo, lungo l’allineamento di paleofalesie che si estendono oltre l’area del Foglio, i depositi di questo periodo sono totalmente assenti e si osservano ampie spianate terrazzate, tra cui la maggiore è quella di S. Caterina.

Lo spessore dell’unità varia da pochi centimetri nell’entroterra a circa 5 m nelle zone costiere. Essa è delimitata inferiormente da una superficie limite fortemente erosiva sia sui depositi del sistema Lentini che sul substrato pre-pleistocenico (a sud di Villasmundo). La superficie superiore è erosiva ed è marcata da spianate e/o terrazzi di abrasione marina, da sottili e discontinui lembi di terre rosse (b_2), ma più spesso coincide col profilo topografico intensamente pedogenizzato.

Laddove le formazioni calcarenitiche LEI₁ e AUG vengono a contatto, la seconda si differenzia dalla più antica per una colorazione gialla più intensa, maggiore cementazione, e per una netta stratificazione incrociata e/o parallela.

L’attribuzione cronologica dell’unità al Milazziano da parte di ACCORDI (1962), e condivisa da RUGGERI & GRECO (1965), è basata sull’assenza di *Strombus bubonius*, sulla mancanza di caratteri di clima caldo e su criteri altimetrici (DI GRANDE, 1972). RUGGERI & UNTI (1974) denominarono “Grande Terrazzo Superiore” un deposito marino terrazzato presente in Sicilia occidentale, compreso tra quota 500 ed il mare, e lo attribuirono al Crotoniano. Tale “terrazzo”, riconosciuto anche ad Augusta (RUGGERI & UNTI, 1977), coincide col “Milazziano” di ACCORDI (1962). Pertanto l’età della “panchina” è compresa tra la “Regressione Romana”, conseguente alla chiusura del ciclo sedimentario del Pleistocene inferiore, e la fase regressiva, che ha generato la serie di terrazzi marini del Pleistocene superiore. L’età radiometrica del deposito è compresa tra 300 e 100 ka (BIANCA *et alii*, 1999).

La formazione costituisce fino a sei ordini di terrazzi distribuiti tra quota 210 m e 20 m s.l.m. (per la numerazione dei depositi terrazzati v. cap. VIII Geomorfologia).

L’ambiente deposizionale è marino infralitorale.

2.3.1.3. - sistema Monte Tauro (MNU)

Questo sistema contiene depositi corrispondenti ai conglomerati e sabbie a *Strombus Auct.* affioranti in lembi discontinui da Punta Bònico (ad ovest di

Brucoli) a Punta S. Elia (penisola di Monte Tauro).

Il deposito è distribuito su tre differenti quote (DI GRANDE & SCAMARDA, 1973): il più basso è sommerso a profondità tra -3 e -10 m, quello intermedio si segue dal livello del mare fino a 5 m di quota, il più alto si estende da 10 a 20 m.

I livelli affioranti formano corpi a tessitura eterogenea, sono poco estesi e non sempre cartografabili a scala della carta.

Il sintema è rappresentato da conglomerati a prevalenti clasti calcarei, massivi o a stratificazione poco evidente, e da sabbie con rari individui di *Strombus bubonius*, rinvenuti per lo più alla base dell'unità, mentre i livelli a granulometria più fine contengono tasche fossilifere con *Cladocora coespitosa*. Localmente, nella parte alta dell'unità, sono presenti calcareniti biodetritiche di colore giallastro, stratificate (Fig. 41).

Il deposito posto a quota maggiore è spesso fino a 3 m; quello più basso circa 1 m.

I rapporti stratigrafici col substrato, rappresentato da diversi litotipi calcarei miocenici (FNL₂, CHH, MUC) del gruppo di Sortino, o dai calcari detritici (LEI₁) del Pleistocene inferiore, sono sempre inconformi con geometria *on lap*. Il limite superiore è erosionale e coincide con la superficie topografica.

In affioramento livelli con esemplari di *Strombus bubonius in situ* sono stati rinvenuti a Madonna Adonai (a sud di Punta Bònico), ad est di C. Imprescia



Fig. 41 – Sintema di Monte Tauro: livello sommitale costituito da calcareniti e calciruditi biodetritiche di colore bianco-giallastro, stratificate, discordanti sui calcari del membro di Siracusa. Loc.: a sud di Punta Tonnara, ad est di Brucoli.

(settore nord di Monte Tauro) (DI GRANDE & SCAMARDA, 1973), e a nord di Cavallera (settore centrale di Monte Tauro) (DI GRANDE & NERI, 1988). Nei dintorni del Faro S. Croce DI GRANDE & SCAMARDA (1973) hanno ritrovato un esemplare isolato e non in chiara posizione stratigrafica.

Il contenuto fossilifero è caratterizzato da malacofauna concentrata in lenti o tasche. Nei conglomerati basali sono abbondanti *Astrea (Bolma) rugosa* (LINNÉ), *Strombus bubonius* LAMARCK, *Barbatia barbata* (LINNÉ), *Glycimeris pilosus* (LINNÉ), *Conus (Lautoconus) mediterraneus* BRUGUIERE, *Spondilus gaederopus* LINNÉ, *Chama gryphoides* LINNÉ, e i generi *Cardium*, *Cerithium*, *Mytilus*, a guscio robusto e di grande dimensione; gli esemplari a guscio più sottile si rinvenivano in bioclasti.

Ove il sistema raggiunge spessori maggiori (baia di Brucoli e dintorni di Faro S. Croce), la parte mediana presenta lenti sabbiose o sabbioso-argillose con abbondante macrofauna e livelli a *Cladocora coespitosa*. Presso Madonna Adonai, nel livello a *Cladocora coespitosa*, DI GRANDE & SCAMARDA (1973) vi hanno riconosciuto una ricca fauna in cui le forme più frequenti sono *Calliostona ziziphinum* (LINNÉ), *Clanculus corallinus* (GMELIN), *Jujubinus striatus* (LINNÉ), *Homalopoma sanguineum* (LINNÉ), *Tricolia speciosa* (MOEHLFELD), *Alvania (Turbona) cimex* (LINNÉ), *Cerithium (Thericium) vulgatum* (BRUGUIERE), *Columbella rustica* (LINNÉ), *Hinia reticulata* (LINNÉ), *Mangilia indistincta* MONTEROSATO, *Conus (Lautoconus) mediterraneus* BRUGUIERE, *Acar clathrata* (DEFRANCE), *Astarte sulcata* (POLI), *Cardita calyculata* (LINNÉ), *Cardita (Glans) trapetia* (LINNÉ), *Callista chione* (LINNÉ), *Venus (Clausinella) fasciata* (DA COSTA), *Corbula (Varicorbula) gibba* (OLIVI), *Venerupis (Ruditapes) decussata* (LINNÉ), oltre ai generi *Gibbula* spp., *Charonis* sp., *Hinia* spp., *Mytilus* sp. e *Cardium* sp. Queste forme sono tutte viventi nel Mediterraneo ad eccezione di *Strombus bubonius*, attualmente presente nella fascia a clima temperato-caldo delle coste dell'Africa occidentale, ma estinto nel Mediterraneo dalla fine del Tirreniano.

I depositi del sistema MNU forniscono un'età radiometrica compresa tra 80 e 60 ka (MONACO *et alii*, 2002).

2.3.2. – Depositi continentali e transizionali del Pleistocene superiore-Olocene

Appartengono a questo raggruppamento i sedimenti alluvionali, costieri e di versante che si formano o si sono formati per dinamiche in atto (Olocene) o del passato (Pleistocene superiore).

I depositi, caratterizzati da litologie varie, si sono messi in posto in ambiente continentale in discordanza sulle unità stratigrafiche prima descritte, o direttamente sul substrato pre-pleistocenico.

I litotipi più diffusi sono quelli di pianura alluvionale e palustre, associati ai sistemi idrografici dei fiumi Simeto, Gornalunga e S. Leonardo, che fanno transizione ai depositi di spiaggia. Seguono i depositi alluvionali terrazzati (b_n , b_b) e in alveo (b_a) che sottendono ai corsi del S. Leonardo, Mulinello, Fiumara

Grande-Marcellino e Càntera. Da ultimo, in ordine di abbondanza, sono presenti i depositi di spiaggia (g_2), le coltri eluvio-colluviali (b_2) e quelli di versante (a).

2.3.2.1. – Depositi alluvionali terrazzati (b_{n1-6})

Presenti in tutto il territorio del Foglio, formano affioramenti di variabile estensione, continuità laterale e spessore, distribuiti a diverse quote lungo l'alveo dei principali corsi d'acqua.

Sono costituiti da prevalenti ghiaie grossolane, da sabbie e limi sabbiosi di colore ruggine, cui si intercalano lenti di ghiaie eterometriche giallastre, talora brune. Sugli espandimenti vulcanici il deposito è rappresentato esclusivamente da ciottolame lavico con clasti arrotondati di diametro da 2 a 20 cm e da scarsa frazione di argille nere, derivanti dalla disgregazione e/o alterazione dei basalti, che ha interessato solo la parte più superficiale delle colate laviche. Sui terreni carbonatici il deposito è caratterizzato da prevalenti clasti calcarenitici sub-sferici di diametro fino a 20 cm e da terre rosse. Lo spessore è circa 1 m.

Nell'area del Foglio sono stati riconosciuti sei ordini di depositi terrazzati (b_{n1-6}) distribuiti, a seconda del bacino di pertinenza, a quote comprese tra circa 440 m e 20 m.

- **Bacino di Fiumara Grande-F. Marcellino-F. Mulinello:** sono presenti tutti e sei gli ordini di terrazzi, dislocati tra quota circa 440 m (b_{n6}) e 120 m (b_{n1}), modellati sulle vulcaniti plioceniche e sulle calcareniti e sabbie del Pleistocene inferiore-medio.

Il terrazzo b_{n6} (q. 440 m) e quelli assegnati a b_{n5} (q. 415-375) di Carrubba, si collocano a ridosso della paleofalesia orientata NE-SO lungo il corso della Fiumarella.

A b_{n4} (q. 370-315) sono stati riferiti i depositi dell'alto corso del F. Mulinello e di Gancio, quelli dell'alto corso di Fiumara Grande, tra Malfitano e Trappeto (q. 350-325 m) e i lembi minori dei dintorni di Mass. Parisi (q. 350 circa).

Relativamente al bacino di Fiumara Grande il deposito b_{n3} è rappresentato dai terrazzi presenti tra Mass. Fornello e Mass. Cardore (q. 275-250 m).

Tra il F. Mulinello e il F. Marcellino si riconoscono altri due ordini di terrazzamento: b_{n2} costituisce i pianori tra il F. Mulinello e la Fiumara Grande (q. 200-175 m); b_{n1} forma i terrazzi di Mass. Palma, di Fondacazzo e di Mass. Curcuraggi, compresi tra q. 150 e 120 m circa s.l.m.

- Tra **Fosso Damiano** (ad est di M. Pàncali) e Villasmundo, sulle vulcaniti mio-plioceniche è presente il terrazzo b_{n3} di Braconieri (q. 275-250 m); quello di Mass. S. Antonio (q. 220 m) e quello a nord di Casitte (q. 200 m) costituiscono i terrazzi b_{n2} .

- **Bacino del F. S. Leonardo:** a nord della congiungente M. Pàncali-Agnone si riconoscono tre ordini di depositi terrazzati.

Lungo il Fosso Damiano a b_{n3} sono stati riferiti i terrazzi di Mass. Roccadia (q. 260 m), di Conventazzo (q. 250 m), di Mass. Minnella (q. 230 m), di Porrizzato-Mass. Sfatto (q. 220 m) e quello di Lentinoi Scavi (q. 215 m).

Tra Carlentini e il basso corso del Fiume S. Leonardo i restanti depositi terrazzati **b_{n2}** e **b_{n1}** insistono sulle calcareniti del Pleistocene inferiore-medio (LEI₁), a quote rispettivamente tra 150 -125 m (tra Crocifisso e Mass. Brunetta) e 100 m (Cava Mulinelli).

Nella depressione di Lentini-S. Demetrio gli ordini dei depositi **b_{n2}** e **b_{n1}** si ritrovano sensibilmente ribassati di quota: rispettivamente a circa 50 m (a nord di Lentini) e 20 m (Mass. Privitera).

L'età dei depositi è Pleistocene superiore-Olocene.

2.3.2.2. - Deposito palustre antico (**e₃**)

Tra la dorsale di S. Demetrio e quella di Agnone, nel settore più depresso del settore meridionale della Piana di Catania, si sviluppa l'ampia area pianeggiante del Pantano di Lentini e dei Gelsari: la prima giace fino a -2,5 m dal livello del mare, la seconda è posta mediamente a quota 3 m s.l.m. Si tratta di un'antica laguna costiera, prosciugata negli anni cinquanta dello scorso secolo, alimentata dal S. Leonardo e bordata verso mare da un cordone sabbioso litorale.

In affioramento il deposito è costituito da limi sabbiosi brunastri, limi e argille nere con elevata frazione vegetale e con fauna a polmonati.

Uno studio stratigrafico e sedimentologico, accompagnato da datazioni ¹⁴C AMS (Accelerator Masse Spectrometry), compiuto nel Pantano di Lentini (MONACO *et alii*, 2004) per mezzo di tre sondaggi ubicati nei pressi dell'Azienda agricola S.C.I.A., hanno mostrato che i depositi, costituiti da prevalenti limi organici di colore nero, sono presenti solo nei 2-3 metri superiori. Inoltre le datazioni, effettuate su gasteropodi polmonati, hanno indicato un'età non maggiore di circa 3000 anni per questi depositi. I restanti sedimenti, fino al substrato, sono rappresentati da depositi infralitorali contenenti rari livelli lagunari. Le datazioni ¹⁴C AMS su frammenti di gusci prelevati a varie profondità, hanno suggerito per questi depositi un'età olocenica tra 6500 e 9700 anni. Essi giacciono direttamente sul substrato costituito dalle argille grigio-azzurre del Pleistocene inferiore-medio, che è stato raggiunto a profondità variabili tra -20 e -39 m, suggerendo la presenza di una paleo-valle würmiana incisa nelle argille.

Le datazioni effettuate indicano che il riempimento del Pantano, con sedimenti infralitorali e lagunari, e in generale la formazione della pianura costiera attuale, è avvenuta durante la trasgressione olocenica, quando la rapida risalita del livello del mare, congiuntamente con l'aumentato apporto di sedimenti da parte dei principali fiumi dell'area, ha causato la regressione della linea di costa fino alla configurazione attuale.

In aree depresse costituite da vulcaniti il deposito è rappresentato da blocchi eterometrici arrotondati, immersi in scarsa frazione limoso-argillosa o suolo derivante dall'alterazione dei basalti. Spessore fino a 30 cm.

2.3.2.3. - Deposito alluvionale recente (**bb**)

Il settore nord-occidentale del Foglio "Augusta" è per buona parte coperto dai depositi alluvionali recenti (**b_b**) dei fiumi Gornalunga e Simeto *p.p.*

Trattandosi di un'area pianeggiante ove non sono presenti sezioni naturali, il deposito affiorante è stato distinto nelle due principali tessiture osservate, che sfumano lateralmente:

- deposito alluvionale costituito da limi argillosi, eccezionalmente limi siltoso-sabbiosi di colore bruno, con rari ciottoli quarzosi;
- deposito alluvionale costituito da sabbie a grana da fine a grossolana, silt e argille con lenti di ghiaie (deposito di piana inondabile).

Verso la costa il deposito fa transizione ad argille e silt lagunari e a sabbie di spiaggia.

Lo spessore affiorante non è determinabile; in sottosuolo sondaggi geognostici hanno attraversato spessori fino a 10 m (Stazione di Passo Martino).

Lungo i fiumi S. Lorenzo e Marcellino le facies alluvionali non sono differenziabili. In funzione del bacino cui i fiumi sottendono il deposito è caratterizzato da abbondante frazione eterometrica lavica e/o carbonatica, le tessiture prevalenti sono limoso-ghiaiosa e sabbiosa.

Spessore fino a qualche metro in prossimità delle foci dei fiumi Marcellino e Càntera.

2.3.2.4. - Deposito eolico (d)

Il deposito riferito a questa unità si sviluppa, a tratti, con decorso parallelo alla costa, con ampiezza media di circa 1 km.

Si tratta di sabbie fini e finissime pulite di colore giallastro, costituite da prevalente quarzo e da minori minerali pesanti e di calcite, granulometricamente ben cernite, che formano il duneto costiero del tratto meridionale del litorale della Plaia di Catania.

Pur rappresentando un sedimento appartenente all'unità morfologica della spiaggia, il deposito eolico viene distinto per alcune particolarità:

- nel sedimento di spiaggia si hanno sabbie fini ben classate,
- in quello eolico prevalgono sabbie molto fini con un altissimo grado di classazione.

Il deposito eolico confina verso ovest con i depositi alluvionali recenti e ad est con quelli della fascia costiera sabbiosa, dalla quale si stacca, formando una cresta che si eleva mediamente fino a 3 m s.l.m.

Ove preservato il duneto presenta ancora la morfologia esterna a creste sinuose; nelle restanti aree è stato completamente distrutto dagli insediamenti balneari costruiti lungo tutta la costa sino alla baia di Agnone. L'originaria stratificazione a festoni delle dune, con laminazione incrociata a grande scala, è obliterata dalla vegetazione e da un sottile strato limoso di suolo.

Gli interventi lungo il litorale, la diminuzione del ripascimento naturale determinato dall'estrazione di inerti dalle aste fluviali e dal litorale stesso, le opere di sistemazione idraulica e non da ultimo i prelievi di sabbia per uso industriale, le attività agricole e l'intervento antropico hanno, irreversibilmente, modificato l'originario assetto di questo deposito.

2.3.2.5. – Coltre eluvio-colluviale (**b₂**)

Copertura detritica costituita da clasti angolosi lavici e/o calcarei eterometrici in matrice pelitica e/o sabbiosa, terre rosse, limi sabbiosi nerastri, derivanti da alterazione in “*situ*” di terreni di varia litologia, in seguito mobilizzati da processi di versante. Il deposito è più diffuso sugli espandimenti basaltici pliocenici e nelle zone di pianura, ove il reticolo idrografico è poco inciso. Talora costituisce il riempimento di vallecole a fondo piatto legate alla locale idrografia carsica.

Sono stati segnalati soltanto gli accumuli spessi fino al metro, sebbene coltri detritiche di spessore decimetrico ricoprono quasi ubiquitariamente il territorio del Foglio. Gli affioramenti più estesi sono presenti tra M. Pancali-M. Carrubba, a sud di M. Cassara, e a nord di Villasmundo, ove il deposito è costituito da accumuli detritici incoerenti di clasti lavici eterometrici in matrice pelitica e sabbiosa di colore nero-brunastro. Sui calcari miocenici (S. Caterina, Petrarò, Mendola, Gisira e Monte Tauro) il deposito è caratterizzato da terre rosse con più o meno abbondante brecciamme calcareo, a volte fissato da vegetazione arbustiva. Coperture eluviali su terreni sedimentari pleistocenici sono presenti a Mass. Fico d'India (ad est di Lentini) e tra Mass. Privitera e C. Materazzo (in sinistra del Fiume S. Leonardo), rispettivamente sulle calcareniti LEI₁ e sulle argille LEI₂. Su questi terreni il deposito è costituito da limi sabbiosi nerastri, con rari clasti angolosi centimetrico-decimetrici di calcareniti, e da sacche di terre rosse.

Lungo le sponde del V.ne S. Calogero (a sud della Baia di Agnone), sulle ampie superfici terrazzate modellate nelle calcareniti LEI₁ è presente una sottile coltre eluviale rappresentata da ciottolame eterometrico, esclusivamente calcarenitico.

Lo spessore dell'unità varia da qualche decimetro al metro.

2.3.2.6. - Deposito di versante (**a**)

Scarsamente rappresentato nel territorio del Foglio, è localizzato alla base di versanti o lungo pendii più o meno acclivi costituiti da rocce sia vulcaniche che calcaree.

Il materiale è costituito da clasti eterometrici, da spigolosi a sub-arrotondati, di vulcaniti e di litici carbonatici, immersi in scarsa matrice sabbioso-limosa, accumulati caoticamente.

Sono stati cartografati solamente i corpi rappresentabili alla scala della carta presenti ad est di M. Carrubba, ad est di Malfitano, e nel settore sud-occidentale di Monte Tauro.

2.3.2.7. - Deposito di spiaggia (**g₂**)

Il litorale del Foglio “Augusta” è caratterizzato da due tipi di costa:

1) - Dalla foce del F. Simeto ad Agnone Bagni la costa è bassa con ampie

spiagge emerse sabbiose, delimitate verso l'interno da accumuli dunari e all'esterno da spiagge sottomarine sabbiose.

2) - Da Agnone a P. Izzo (terminazione meridionale di Monte Tauro) prevalgono coste alte e rocciose frastagliate, con spiagge sabbiose o ciottolose di ampiezza limitata, per la presenza di baie ed insenature create dai corpi lavici e/o calcarei, e con fondali sottomarini frequentemente rocciosi. Nel Golfo di Augusta si sviluppano alternativamente coste basse, con limitate spiagge emerse, e costoni rocciosi (P. Cugno, Faro P. Giannalena), tra cui si collocano le saline dei porti Xifonio e Megarese.

Nel tratto meridiano di costa bassa il deposito di spiaggia è rappresentato da sabbie medie e grossolane ben classate, di colore giallo-biancastro, a prevalenti granuli quarzosi e con minore frazione di calcite e di minerali pesanti. Le sabbie sono organizzate in strati da molto sottili a medi, per lo più amalgamati, e localmente alternate a sabbie fini e limi sabbiosi. Sono diffusi, ma discontinui, *lag* conchigliari con abbondanti bioclasti e biosomi di molluschi con prevalenti *Tellina* sp., Cardidae e minori gasteropodi. In questo tratto di litorale le sabbie della spiaggia hanno composizione mineralogica costante e del tutto simile a quella delle sabbie del F. Simeto. La composizione principale, compresi i minerali pesanti, è coerente con le litologie che caratterizzano il bacino idrografico del F. Simeto. Infatti, i frammenti litici sono costituiti da vulcaniti basiche e da siltiti silicoclastiche; tra i feldspati prevalgono i plagioclasti; tra i minerali pesanti sono abbondanti augite, correlata alle vulcaniti etnee, e la baritina, attribuita alla presenza di sedimenti argillosi (AMORE *et alii*, 1979). L'abbondanza di quarzo, e quindi l'elevata maturità composizionale del deposito di spiaggia, è legata invece alla degradazione dei terreni quarzoarenitici del flysch numidico e del flysch di Monte Soro, diffusamente affioranti nel bacino di alimentazione del Simeto. Nei depositi dell'area compresa tra Villaggio Delfino e la foce del S. Leonardo si osserva un apporto sabbioso alquanto discontinuo, caratterizzato da frazione litica carbonatica e/o vulcanica (granulometricamente riferibile alle sabbie fini) di provenienza "iblea".

Le strutture sedimentarie sono effimere. Il deposito forma un corpo sedimentario a geometria cuneiforme spesso 8-10 m, l'ampiezza invece varia sensibilmente: circa 150 m nel tratto settentrionale, si assottiglia fino a 50 m tra Villaggio Delfino e la foce del S. Leonardo, arriva ad un massimo di 200 m nel tratto meridionale.

Le sabbie fanno transizione laterale verso terra ai depositi eolici dunari (d), e verso mare ai depositi della spiaggia sommersa.

Il settore emerso della spiaggia può essere suddiviso in due unità morfologiche principali: avanspiaggia con la battigia e la berma ordinarie e la retrospiaggia con la berma di tempesta e la duna. Queste unità morfologiche sono ormai quasi completamente obliterate dagli interventi dell'uomo, con parecchi insediamenti balneari e aree dove l'edificazione selvaggia arriva fino a pochi metri dalla battigia. Solo in limitati tratti di costa, lunghi qualche centinaio di metri, come ad esempio tra il Villaggio Delfino e la foce del S. Leonardo, è possibile riconoscere

le unità morfologiche. Nell'area intorno la foce del Simeto, in cui è stata istituita una riserva integrale, gli elementi morfologici della spiaggia si stanno pian piano ricostituendo.

2.3.2.8. - Deposito palustre attuale (**e₅**)

Nella zona peri-costiera sono presenti piccole aree palustri stagionali o vecchi meandri abbandonati, alimentati dall'affioramento delle falde idriche superficiali con acque dolci o salmastre. Sono poche le aree preservate che mantengono a tutt'oggi il loro contesto morfologico naturale. Gli affioramenti più significativi sono quelli del Lago Gurnazza (in destra della foce del Simeto) e del Lago Gornalunga. Queste aree, oltre ad essere piccole oasi per piante e animali, sono sede di tipica sedimentazione delle zone palustri. Un'altra piccola area palustre è situata tra i Villaggi Delfino e S. Leonardo.

Il sedimento è rappresentato da limi e argille nerastre ricchi di materiale organico vegetale, depositatosi con ritmo stagionale.

Lo spessore, difficilmente valutabile in considerazione anche degli apporti solidi fortemente influenzati dal regime stagionale dei corsi fluviali, è stimato non superiore a qualche cm/a.

2.3.2.9. - Deposito alluvionale attuale (**b_a**)

Costituisce il deposito in evoluzione in alveo, continuamente rimodellato dalle piene dei corsi d'acqua a regime prevalentemente stagionale e notevolmente influenzato dagli interventi antropici. Infatti sui due principali fiumi Simeto e Gornalunga, che ricadono nel Foglio, sono state effettuate opere di regimentazione che hanno comportato la sottrazione di considerevoli quantitativi di materiale sabbioso e ciottoloso a valle dei corsi, per la costruzione delle dighe di ritenuta a monte (v. la diga di Ogliastro sul F. Gornalunga, costruita per scopi irrigui, nel territorio comunale al limite tra gli abitati di Raddusa e Aidone – Foglio 632 “Valguarnera Caropepe”; e la diga Nicoletti realizzata, per analoghe finalità, sul T. Borrenza affluente del F. Simeto - Foglio 623 “Nicosia”).

Negli altri corsi presenti nell'area del Foglio (Vallone Porcaria, fiumi Mulinello e Marcellino) il deposito per lo più è costituito da limi, limi-sabbiosi e da ghiaie eterometriche. Composizionalmente è maggiore la frazione sedimentaria con clasti mineralici di quarzo, e in minore misura carbonatici; subordinata è la frazione vulcanica con litici smussati e/o arrotondati.

Lo spessore del deposito, generalmente decimetrico, solo allo sbocco dei valloni principali raggiunge la potenza del metro; è privo di coltivazioni e di copertura vegetale, ad eccezione di qualche arbusto.

2.3.2.10. – Deposito antropico (h)

Appartengono a questa categoria i depositi delle saline e delle vasche di salificazione (**h₂**), e delle discariche (**h₁**).

I depositi salini (**h₂**) sono coltivati lungo il litorale del Golfo di Augusta, da Porto Xifonio a Porto Megarese, e costituiscono parte dell'attività industriale, anche se economicamente poco significativa, diffusa lungo la costa siracusana.

Si tratta di coltivazioni di soluzioni per la produzione del salgemma (NaCl); la produzione ha ritmo stagionale

Le discariche (**h₁**) nel territorio del Foglio, prevalentemente adibite a scarico di rifiuti solidi urbani e in minore misura di inerti e di materiali di riporto edilizio (forse anche industriali), sono per lo più concentrate lungo il versante occidentale della dorsale di S. Demetrio. Esse sfruttano, e di consuetudine ampliano, vecchi siti di cave dismesse, posizionate al limite tra terreni calcarei e un substrato argilloso costituito dalle argille LEI₂ e/o dalle vulcanoclastiti FLT.

Le cave dismesse nei calcari miocenici di Cozzo Gisira e di Monte Tauro, attualmente costituiscono discariche abusive di inerti e di masserizie di ogni genere.

La diffusa antropizzazione della fascia costiera, l'attività industriale del polo petrolchimico del F. Càntera, la presenza del porto e dell'aeroporto militare, e della stessa cittadina di Augusta con la sua estesa periferia urbana, hanno notevolmente limitato le osservazioni dirette lungo il litorale e nell'*hinterland* del territorio, di fatto impedendo un accesso capillare in queste aree. Ciò ha costretto i rilevatori ad una estrapolazione cartografica dei depositi e delle rocce ivi affioranti.

V – PETROGRAFIA E GEOCHIMICA DEI PRODOTTI VULCANICI

1. – INTRODUZIONE

Durante i rilievi geologici è stata realizzata la campionatura sistematica delle unità litostratigrafiche vulcaniche ricadenti nel Foglio. Per la caratterizzazione petrografica delle vulcaniti sono stati prelevati circa 90 campioni dei quali ne sono stati selezionati 19 (Tab. 1) per lo studio in sezione sottile e analisi chimiche rispondenti ai seguenti requisiti: a) essi rappresentano dei livelli di notevole importanza stratigrafica; b) nell'ambito dei suddetti livelli, i campioni selezionati sono i meno alterati, tenendo presente che il grado di alterazione delle vulcaniti affioranti nell'area studiata è generalmente elevato; c) in qualche caso, da uno stesso affioramento sono stati prelevati due campioni con diverso grado di alterazione, al fine di mettere in evidenza la tipologia e la progressione dei processi alterativi. Anche questi, com'è noto, possono fornire utili indicazioni sulla storia geologica dell'area.

Ciascuno dei 19 campioni selezionati ha un diverso peso statistico: i due campioni ASS9 e ASS10 (entrambi basalti tholeiitici) da soli rappresentano gli estesi espandimenti lavici dell'area centrale del Foglio, cioè circa il 60% delle vulcaniti ivi affioranti. Il grado di rappresentatività di questi due campioni, testato sulla base di conoscenze precedentemente acquisite, di una fitta campionatura preliminare e in accordo con osservazioni di campagna, è assai elevato, vista la notevole uniformità giaciturale di questi espandimenti lavici. L'importanza dei rimanenti campioni non dipende dal loro peso statistico (alcuni rappresentano meno del 5% delle vulcaniti del Foglio) ma dal fatto che generalmente essi sono compresi tra livelli sedimentari di sicura collocazione stratigrafica.

Tab. 1 - Elenco dei campioni prelevati nell'area del Foglio "Augusta" e analizzati con metodi: EMPA - microsonda elettronica per analisi puntiforme delle fasi minerali; XRF - fluorescenza di raggi X su roccia totale; ICP-MS/OES - spettrometria di massa (MS) / spettroscopia ad emissione ottica (OES) con sorgente al plasma, su roccia totale.

Coordinate geografiche	Sigla	Località	Studio petrografico in sezione sottile	Analisi puntiformi di fasi minerali (EMPA)	Analisi chimica (XRF)	Analisi chimica (ICP-MS/OES)	Sigle Unità
37° 16' 07.68" 15° 01' 38.95"	ASS1	Porrazzito	*		*		UFE
37° 15' 34.97" 15° 00' 30.26"	ASS2	Tenuta Gelsi nord	*	*		*	FLT
37° 15' 22.53" 15° 00' 43.04"	ASS3	Tenuta Gelsi sud	*				FLT _a
37° 15' 00.53" 15° 00' 06"	ASS4	M.te. Pancali	*	*		*	FLT _a
37° 22' 10.97" 15° 03' 10.38"	ASS5	S. Demetrio	*		*		FLT _a
37° 22' 11.62" 15° 03' 04.08"	ASS6	S. Demetrio	*	*		*	FLT _a
37° 22' 13.08" 15° 03' 03.05"	ASS7	S. Ignazio	*	*		*	FLT _a
37° 22' 13.08" 15° 03' 03.05"	ASS8	S. Ignazio	*		*		FLT _a
37° 14' 59.72" 15° 00' 50.21"	ASS9	Case Iuvino	*	*		*	FLT _a
37° 12' 32.68" 15° 02' 10.55"	ASS10	Trappeto	*	*		*	VCT
37° 12' 29.58" 15° 02' 07.89"	ASS11	Trappeto	*	*		*	VCT

37° 18' 32.29" 15° 07' 59.95"	ASS12	Castelluccio	*		*		UFE
37° 18' 33.78" 15° 07' 53.43"	ASS13	P.ta Castelluccio	*	*		*	UFE
37° 17' 46.12" 15° 09' 14.92"	ASS14	Mass. Sciammacca	*	*		*	UFE
37° 17' 49.42" 15° 09' 03.43"	ASS15	Mass. Sciammacca	*		*		FLT _a
37° 17' 49.42" 15° 09' 03.43"	ASS16	Mass. Sciammacca	*	*		*	FLT _a
37° 17' 22.48" 15° 09' 12.27"	ASS17	Cozzo Porte Rosse	*	*		*	VCP _b
37° 17' 22.48" 15° 09' 12.27"	ASS18	Cozzo Porte Rosse	*		*		VCP _b
37° 17' 16" 15° 08' 9"	ASS19	Mass. Maccaudo	*	*		*	VCP _b

2.- METODOLOGIE ANALITICHE

Lo studio petrografico è stato effettuato su sezioni sottili dallo spessore standard di ca. 0.03 mm, osservate mediante un microscopio da mineralogia Zeiss. In alcuni casi è stato effettuato uno studio diffrattometrico su polveri di roccia in toto, teso alla identificazione di fasi minerali a grana molto fine. Per questo studio si è utilizzato un diffrattometro Siemens D-5000 (avente un anodo di Cu Ka, filtro di Ni, DV=40 KeV, I=30mA, finestre di 2mm, 1mm e 0,2 mm e velocità di scansione 1°/min) presso il Dipartimento di Scienze Geologiche di Catania.

Alcuni campioni sono stati sottoposti ad analisi alla microsonda per ottenere informazioni quantitative e qualitative sulla composizione delle principali fasi minerali ed eventuali materiali amorfi. Queste analisi sono state effettuate mediante una CAMECA SX-50 munita di quattro spettrometri a dispersione di lunghezza d'onda (WDS) ed uno a dispersione di energia (EDS), presso il CNR-IGG di Padova. Le condizioni operative sono state le seguenti: 15 KeV il voltaggio, 16 nA la corrente del fascio, conteggio di 10 secondi e d il fascio è stato focalizzato a 2-3 micron. La precisione è di circa 1% per SiO₂, Al₂O₃, FeO, MgO, ca. 3% per TiO₂, MnO, Na₂O, K₂O e P₂O₅.

Le analisi chimiche su polveri di roccia totale sono state effettuate presso l'ACTLABS (*Activation Laboratories*) Ltd, Ontario, Canada con livelli di precisione compatibili con finalità di ricerca. Gli elementi maggiori sono stati ottenuti mediante spettroscopia ad emissione ottica con sorgente al plasma (ICP-OES), i minori e gli elementi in tracce mediante spettrometria di massa al plasma (ICP-MS) e attivazione neutronica (INAA). Per quanto riguarda i limiti di rivelabilità per ciascun elemento determinato e altre informazioni tecniche si rimanda al sito WEB di questi laboratori.

3. - CARATTERI GENERALI DELLE VULCANITI IBLEE

Gli aspetti giacitureali delle vulcaniti iblee hanno suscitato, sin dalla metà del secolo scorso, l'interesse di numerosi ricercatori producendo una notevole messe di dati per cui alcuni concetti e termini vulcanologici e petrografici come "ialoclastite" e "palagonite" sono divenuti d'uso universale (RITTMANN, 1958, 1973). Dati di sottosuolo derivanti dalle ricerche di idrocarburi testimoniano un'attività magmatica, prevalentemente effusiva, dal tardo Triassico al Cretacico superiore, con un tasso di effusione stimato da ROCCHI *et alii* (1998) tra 10 e 100 km³ Ma⁻¹. Questi valori mediamente bassi e discontinui nel tempo hanno consentito ai suddetti Autori di escludere la presenza di un punto caldo o "piuma mantellica" (*mantle plume*) radicato in corrispondenza dell'attuale area iblea. Le lave del Cretacico superiore formano anche affioramenti di limitata estensione nell'estremo lembo sud-orientale della Sicilia, nei pressi di Capo Passero, e ancora più modesti affioramenti lungo la costa ionica, da Siracusa ad Augusta. I dati di sottosuolo tuttavia suggeriscono che questi limitati affioramenti corrispondono ad un importante allineamento di edifici vulcanici probabilmente sottomarini (*sea-mounts*), secondo una direzione circa N-S (CARBONE *et alii*, 1982c).

Gran parte delle rocce vulcaniche degli Iblei affiorano nell'area nord-orientale dell'Altopiano, su una superficie di ca. 350 km² e sono riconducibili a cicli eruttivi di età miocenica e plio-pleistocenica. Si hanno per lo più colate laviche sia sottomarine sia subaeree, talora con passaggi gradualmente dall'uno all'altro ambiente (SCHMINCKE *et alii*, 1996). Queste colate sono generalmente prodotte da eruzioni fissurali ad eccezione di alcuni diatremi riferibili ad una attività essenzialmente esplosiva e centrale, circoscritta al Tortoniano (CARBONE & LENTINI, 1981a). Al di là dell'interesse vulcanologico di questi diatremi, essi hanno una straordinaria importanza perchè, come accade di norma per queste manifestazioni eruttive, essi hanno "campionato" sotto forma di xenoliti un intervallo assai ampio del sottostante zoccolo litosferico, comprendente il mantello superiore e la crosta profonda (SCRIBANO, 1987). Abbondanti xenoliti di origine mantellica, di dimensioni inferiori a quelli presenti nei diatremi, sono stati anche rinvenuti in alcune colate basanitiche e nefelinitiche lungo il margine settentrionale dell'Altopiano (SCRIBANO, 1988a). Dei diatremi iblee e dei loro xenoliti sarà riportato più estesamente in un paragrafo successivo.

3.1. - QUADRO RIASSUNTIVO DEI CARATTERI PETROCHIMICI DELLE VULCANITI IBLEE

In questi ultimi decenni lo studio petrologico delle vulcaniti iblee è stato condizionato, come dovunque, dal notevole progresso tecnologico legato alle metodologie analitiche strumentali. Infatti, la possibilità di ottenere in breve tempo una gran mole di dati geochimici ed isotopici affidando i campioni a grossi laboratori specializzati, permette di effettuare confronti di estremo dettaglio tra diverse realtà geo-vulcanologiche, svelando nuovi ed imprevisi orizzonti interpretativi. Tuttavia, questa facilità di ottenere dati analitici costituisce, paradossalmente, anche un pericolo intrinseco al progredire delle conoscenze dal momento che consente l'emarginazione, fino all'abbandono, di metodologie meno rapide ma basilari, quali le osservazioni al microscopio ottico o le indagini di mineralogia sistematica. Fatta questa premessa, riportiamo, molto sinteticamente, lo stato dell'arte sulle caratteristiche petrochimiche delle vulcaniti iblee.

I risultati analitici di numerosi *cuttings* e carote ricavati durante perforazioni per ricerche di idrocarburi suggeriscono che le vulcaniti mesozoiche sono costituite da basalti di serie alcalina che, in base al rapporto tra alcuni elementi in tracce (es: Ba/Nb=4.7-6.9; Th/Nb=0.068-0.096; La/Nb=0.6-0.8) e la sistematica degli isotopi di Pb, Sr e Nd vengono ritenuti da ROCCHI *et alii* (1998) affini a quelli di isola oceanica (OIB = *Ocean Island Basalts*).

Le vulcaniti mioceniche, plioceniche e pleistoceniche sono basiche ($\text{SiO}_2 \leq 53\%$ peso) e ultrabasiche ($\text{SiO}_2 \leq 44\%$). Prevalgono di gran lunga i basalti, sia di serie alcalino-sodica sia tholeiitica, come affermato da ROMANO & VILLARI (1973) e confermato con molte precisazioni da CARTER & CIVETTA (1977), LONGARETTI & ROCCHI (1990), DE ROSA *et alii* (1991), TONARINI *et alii* (1996), SCHMINCKE *et alii* (1997), ROCCHI *et alii*, 1998, BECCALUVA *et alii* (1998), TRUA *et alii* (1998).

Le tholeiiti sono Hy-Ol normative, raramente presentano 2-5% di quarzo (Qz) normativo e sono basalti e più rare andesiti-basaltiche con $\text{K}_2\text{O} < 0.3$ peso%, $\text{TiO}_2 < 2$ peso%, $\text{Mg\#} [= \text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+} \text{ totale})] = 58-65$. Alcuni elementi incompatibili sono moderatamente arricchiti rispetto alla composizione del "Mantello Impoverito" (DMM = *Depleted Mantle*: McDONOUGH & SUN, 1995), eccetto K, Rb, Th, Pb e Y. L'andamento (*pattern*) delle terre rare (REE, ovvero i lantanidi) normalizzato alla meteorite condritica C1 (BOYNTON, 1984) mostra un modesto frazionamento delle leggere (LREE = *Light REE*) rispetto a quelle a più alto peso atomico (HREE = *Heavy REE*) con $\text{La}_N/\text{Yb}_N = 2,3-5,5$; $\text{La}_N = 28-51$. Le tholeiiti iblee mostrano rapporti isotopici dello stronzio e del neodimio tipo MORB (= *Middle Ocean Ridge Basalts*, Basalti di Dorsale Oceanica), e in particolare: $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,70273-0,70275$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,51315-0.51306$ (TONARINI *et alii*, 1996).

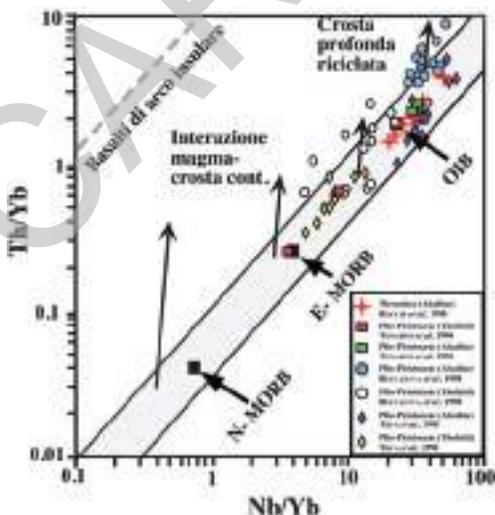
Le lave alcaline degli Iblei sono ricche in P_2O_5 (= 1,2-2,5% peso), relativamente povere in K_2O (= 0,7-1,5%), hanno elevati rapporti Mg/Fe (Mg# = 66-75) e alti contenuti in Cr, Ni e V, in accordo con la composizione mineralogica. La distribuzione degli altri elementi in tracce, normalizzata al Mantello Primordiale (PM: cfr. McDONOUGH & SUN, 1995), mostra anomalie positive in Th, Ta, Nb,

LREE, Pb e P e negative in Rb, K, Hf, Zr, Ti, Y. In accordo con l'abbondanza di apatite modale, queste rocce mostrano un evidente frazionamento delle terre rare (REE) ($La_N/Yb_N = 15-32$). I rapporti isotopici di Sr e Nd (rispettivamente 0,70302-0,70307 e 0,51293-0,51299) si proiettano in una regione ove i campi dei MORB e degli OIB (= Basalti di Isola Oceanica) si sovrappongono.

Un inquadramento sintetico e geologicamente significativo dei caratteri geochimici delle vulcaniti iblee, sia affioranti che sepolte, è stato effettuato proiettando i rapporti quantitativi Th/Yb e Nd/Yb sul recente diagramma di PEARCE (2008) (Fig. 42), ove viene riportato il campo dei basalti oceanici con i valori medi relativi ai basalti di isola oceanica (OIB), di dorsale oceanica con quantità "normali" di elementi incompatibili (N-MORB) e "arricchiti" in alcuni di questi elementi (*Enriched*: E-MORB). Questi E-MORB hanno una collocazione geodinamica piuttosto variegata e ancora non del tutto definita: *plateau* oceanico, zone trasformi, giunzioni triple di placche oceaniche, transizione oceano-continente *etc.* In questo diagramma vengono anche indicati i possibili effetti dell'interazione tra magma basaltico e crosta continentale e gli effetti dovuti alla presenza, nelle sorgenti mantelliche, di relitti di crosta profonda oceanica (granuliti basiche o eclogiti) subdotta. Infine viene riportata, vicino allo spigolo in alto a sinistra del diagramma, la tendenza composizionale dei Basalti di Arco Insulare (Fig. 42). La "ratio" che sta alla base della scelta di queste coppie di elementi è riportata per esteso da PEARCE (2008). Si sottolinea brevemente che il tenore in torio (Th) è un indice di contaminazione crostale, mentre l'Yb (= itterbio, uno degli elementi delle Terre Rare Pesanti) è un indice della profondità delle sorgenti mantelliche, essendo questo elemento, al pari delle altre HREE, fortemente compatibile con il granato.

Nel suddetto diagramma (Fig. 42) sono stati proiettati i dati analitici riportati da

Fig. 42 - Proiezione dei rapporti torio/itterbio (Th/Yb) rispetto a neodimio/itterbio (Nd/Yb) di diverse vulcaniti iblee nel diagramma di PEARCE (2008) ove sono riportati a confronto, secondo l'Autore, i valori rappresentativi dei Basalti di Dorsale Oceanica "normali" (N-MORB), "arricchiti" (E-MORB) e dei Basalti di Isola Oceanica (OIB). Per quanto riguarda il significato dei campi e delle frecce si rimanda al testo e alla nota originale di PEARCE (2008). Si noti la scala logaritmica in entrambi gli assi cartesiani. In legenda (riquadro in basso a destra) sono riportate le fonti bibliografiche, la classificazione delle vulcaniti cui si riferiscono i valori proiettati e i simboli identificativi.



TONARINI *et alii* (1996), BECCALUVA *et alii* (1998) e TRUA *et alii* (1998) riguardanti le vulcaniti plio-pleistoceniche e da ROCCHI *et alii* (1998) per quanto riguarda le lave mesozoiche di sottosuolo. Questo diagramma mostra che, a parte i punti corrispondenti alle analisi riportate da BECCALUVA *et alii* (1998), tutti i punti si distribuiscono all'interno e lungo lo stretto campo indicato da PEARCE (2008) come "MORB-OIB array". Più precisamente, i basalti del Triassico superiore presentano una spiccata affinità con quelli di Isola Oceanica (OIB), a conferma di quanto riportato da ROCCHI *et alii* (1998). Per quanto riguarda i prodotti plio-quadernari, i basalti alcalini si addensano intorno al punto rappresentativo degli OIB mentre le basaniti e nefeliniti, com'è giusto, vi stanno sopra. Gli alcalibasalti riportati da BECCALUVA *et alii* (1998) invece, si raggruppano in un'area vicina al punto OIB, ma poco al di fuori del campo dei basalti oceanici, suggerendo la presenza di crosta profonda riciclata nella sorgente di questi magmi. A confronto, si evidenzia che una siffatta distribuzione si ha per i basalti di alcune isole del Pacifico, come ad esempio le Isole della Società (cfr. PEARCE, 2008).

Le tholeiiti si disperdono lungo la traiettoria che congiunge il punto rappresentativo dei MORB arricchiti (E-MORB) con quello che rappresenta gli OIB. Addirittura, alcune tholeiiti riportate da BECCALUVA *et alii* (1998) si proiettano in prossimità del punto rappresentativo degli OIB. Questo fatto conferma il "paradosso geochimico" riconosciuto da TRUA *et alii* (1998) per le vulcaniti iblee, le quali presentano tutte (sia quelle tholeiitiche sia quelle alcaline) composizioni isotopiche di Sr-Pb-Nd compatibili con basalti di dorsale oceanica (MORB) e distribuzione degli elementi in tracce compatibili con basalti di isola oceanica (OIB). Questo paradosso è stato ipoteticamente spiegato dagli stessi Autori ammettendo una sorgente mantellica tipo DMM (mantello impoverito) metasomatizzato da fluidi silicatici di provenienza astenosferica. Questa ipotesi è stata confermata da un recente studio su alcuni xenoliti ultrafemici con evidenze di metasomatismo modale rinvenuti nei diatremi tortoniani (SCRIBANO *et alii*, 2008).

3.2. - I DIATREMI TORTONIANI E I LORO XENOLITI

L'attività diatremica degli Iblei si è espletata nel Tortoniano, esclusivamente nel settore centro-orientale dell'altopiano nella sua forma attuale. Sebbene i caratteri morfologici originali di questi diatremi siano stati pesantemente obliterati dall'erosione, dalla tettonica e dalle coperture post-mioceniche, a luoghi si possono ancora riconoscere alcuni caratteri peculiari degli apparati diatremici, quali condotti imbutiformi (dintorni di Sortino, Foglio "Siracusa"), brecce di contatto, anelli di tufo, livelli con antidune e lapilli accrezionari, sedimenti ascrivibili a laghi craterici *etc.* (CARBONE & LENTINI, 1981a). La breccia di riempimento è formata da clasti irregolari, di dimensioni variabili dai blocchi alla cenere grossolana, cementati da calcite o, più raramente, da zeoliti, minerali argillosi, cloriti (Fig. 43). Nonostante la presenza inquinante di xenocristalli e loro frammenti,

Fig. 43 - Tipico campione di tufo-breccia di riempimento del camino diatremico (località 2 km a nord di Melilli, prov. di Siracusa). I clasti juvenili ed accessori (xenoliti) sono cementati da calcite. Gli xenoliti ultrafemici, di origine mantellica, sono circondati da un guscio di lava juvenile che, a sua volta, contiene xenocristalli e loro frammenti (cfr. Fig. 47b).



anche alla scala del micrometro, e dall'alterazione sempre molto marcata, la lava juvenile è identificabile come basanite, con ca. il 10% di nefelina normativa (cfr. p.e. SCRIBANO *et alii*, 2006a).

Nelle tufo-brecce di alcuni diatremi tortoniani sono stati rinvenuti numerosi xenoliti, cioè frammenti delle rocce incassanti strappati dal magma in risalita a diverse profondità e incorporati caoticamente nella colonna eruttiva. Essi hanno per lo più forme rotondeggianti o ovali, dimensioni variabili da pochi centimetri a circa trenta centimetri e talora sono circondati da un involucro di lava ospite (Fig. 43). La presenza o meno di feldspato permette di distinguere due gruppi di xenoliti: ultrafemici e femici. I primi sono costituiti da peridotiti (prevalentemente harzburgiti) e diversi tipi di pirosseniti, tutti riferibili, in base alle loro caratteristiche mineralogiche e geochimiche, al mantello superiore.

Le harzburgiti iblee hanno struttura sia protogranulare sia porfiroclastica, testimoniante una complessa storia deformativa del mantello, forse riconducibile al lentissimo fluire di materiali allo stato solido (flussi secolari del mantello); la loro composizione mineralogica e chimica testimonia una copiosa e longeva estrazione di magma basaltico da questo mantello: il numero di magnesio (Mg#) dell'olivina varia da 0,90 a 0,92 (0,91 è il valore più comune), con NiO 0,2-0,5 peso%. Il rapporto Cr/(Cr+Al) (= Cr#, numero di cromo) dello spinello oscilla da 0,25 a 0,45. Il tenore in allumina (Al₂O₃) della roccia *in toto* è sempre inferiore a 2 peso%, TiO₂ < 0,2 peso%. Anche la sistematica degli isotopi di Nd e Sr di queste peridotiti (¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd = 0,51256-0,51277; ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr = 0,70273) è compatibile con un mantello impoverito e tenendo conto dell'evoluzione isotopica nel tempo, i suddetti rapporti sono riferibili ad una sorgente tipo MORB al limite tra il Paleozoico e il Mesozoico (TONARINI *et alii*, 1996). Ciò è in accordo con i rapporti isotopici dell'elio estratto dalle inclusioni fluide delle olivine nelle peridotiti ($\approx 7.3 \pm 0.3 R_A$, ove $R_A = {}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ nell'aria; SAPIENZA *et alii*, 2005), compatibili con i valori dei MORB.

Gli xenoliti di origine mantellica sono anche costituiti da pirosseniti: a) websteriti ad Al-diopside, spinello alluminoso e raro granato di reazione; b) clinopirosseniti a Cr-diopside e rara enstatite; c) clinopirosseniti ad Al-diopside con abbondante granato; d) clinopirosseniti a Cr-diopside e rara olivina (SCRIBANO, 1987; ATZORI *et alii*, 1999; SCRIBANO *et alii*, 2008).

Gli xenoliti a feldspato, di sicura origine crostale, sono costituiti da ferrogabbri che spesso presentano rimarchevoli deformazioni protoclastiche e clastiche e hanno affinità tholeiitica tipo E-MORB ($Zr/Nb = 5-26$; $Y/Nb = 1,4-11$; $Th/Yb = 0,14-0,47$; $Nb/Yb = 1,43-8,3$) e da granuliti basiche a due pirosseni e spinello alluminifero riconducibili a protoliti gabbri (SCRIBANO, 1988b; MAZZOLENI & SCRIBANO, 1994; SCRIBANO *et alii*, 2006a).

Sugli xenoliti iblei sono state anche effettuate indagini di laboratorio tese a misurare la velocità di propagazione delle onde sismiche secondo le metodologie descritte da PUNTURO *et alii* (2000). La velocità media delle onde P misurata lungo tre direzioni strutturali ad una pressione di 600 MPa è risultata di 7.15 km/s per le peridotiti, 7.46 km/s per le pirosseniti e 6.41 km/s per le granuliti gabbri. Le corrispondenti velocità delle onde S sono 4 km/s, 4,22 km/s e 3,6 km/s.

Gli xenoliti sia ultrafemici sia gabbri talora mostrano trasformazioni mineralogiche e tessiturali riconducibili all'azione di longevi sistemi idrotermali controllati dalla circolazione d'acqua marina, che, fin dal Triassico medio, hanno interessato il basamento crostale ibleo (SCRIBANO *et alii*, 2006b). Una delle conseguenze più importanti di questo idrotermalismo "fossile" è certamente l'estesa serpentizzazione delle peridoti e con questo la produzione di metano ed altri idrocarburi abiogenici (sintesi Fischer - Tropsh: cfr. CILIBERTO *et alii*, 2009), per non tacere le importanti implicazioni tettoniche dovute all'enorme incremento di volume connesso alla serpentizzazione.

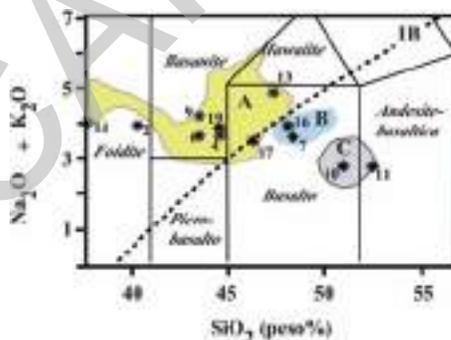
4. - DESCRIZIONE DELLE UNITÀ LITOSTRATIGRAFICHE

La bimodalità seriale di cui si è parlato nella descrizione d'insieme delle vulcaniti degli Iblei può essere di grande utilità ai fini stratigrafici permettendo una stesura più precisa ed articolata dei rilevamenti geologici. Infatti, già un primo tentativo di coniugare la posizione crono-stratigrafica delle vulcaniti iblee con la loro collocazione nel diagramma classificativo TAS (= somma degli ossidi alcalini contro silice) e rispetto alla curva discriminante di IRVINE & BARAGAR (1971), era stato effettuato ai margini della "Carta geologica del settore nord-orientale ibleo" (CARBONE *et alii*, 1986), senza tuttavia che il suddetto inquadramento fosse stato effettivamente utilizzato ai fini cartografici. È stata successivamente pubblicata una vera e propria carta geo-petrografica della stessa area, con un'articolatissima e complessa suddivisione petrologico-geochimica delle vulcaniti plio-pleistoceniche (BECCALUVA *et alii*, 1993). Nel rilevamento del Foglio "Augusta" si è tentato di utilizzare i dati petrologici ai fini cartografici, ma senza eccedere nel dettagliare le discriminazioni petrologiche e petrochimiche, al fine di evitare la moltiplicazione delle entità litologiche ed il conseguente appesantimento grafico, a discapito della facilità di consultazione della carta.

4.1. - LE LAVE DEL CRETACICO SUPERIORE (VULCANITI DI CAPO PASSERO - VCP)

Purtroppo l'alterazione ha totalmente cancellato i caratteri tessiturali e mineralogici originari di molti dei campioni di lave, giudicate cretache su basi stratigrafiche, prelevati durante i rilevamenti per il Foglio "Augusta". I pochi ancora relativamente "freschi" presentano struttura glomeroporfirica data da abbondanti aggregati di fenocristalli di olivina (Fo_{65-54}), più raro clinopirosseno augitico immersi in una massa di fondo intergranulare. Essa è costituita da un fitto intreccio di microcristalli di plagioclasio decisamente allungati, tra i cui interstizi si annidano microgranuli di augite e abbondante magnetite. L'olivina in fenocristalli costituisce almeno il 35% (in volume) della intera compagine mineralogica (intesa dai petrografi come "moda"). I due campioni sottoposti ad analisi chimica (ASS17 e ASS19), pur avendo caratteri mineralogici e tessiturali piuttosto simili, mostrano una diversa affinità seriale nel diagramma TAS (somma degli ossidi alcalini contro silice, LE BAS *et alii*, 1986; cfr. Fig. 44). Infatti il campione ASS17 si proietta sulla curva che discrimina il campo alcalino da quello thoeiitico, mostrando quindi una affinità transizionale, mentre il campione ASS19 è decisamente alcalino ricadendo nel campo delle basaniti. Anche il frazionamento delle terre rare (REE: Fig. 45), un pò più marcato per ASS19 ($La_N/Yb_N = 15.6$) rispetto a ASS17 ($La_N/Yb_N = 9.25$) sarebbe in linea con questa indicazione. Al contrario, il campione ASS17 presenta un rapporto torio/itterbio (Th/Yb) prossimo al valore medio degli OIB mentre il campione ASS19 è intermedio tra OIB ed E-MORB, testimoniando quindi un carattere meno alcalino del precedente (Fig. 46). Questa incongruenza potrebbe essere dovuta al diverso grado e tipo di trasformazioni secondarie subite dai due campioni considerati. L'indicazione data dal rapporto Th/Yb ci pare più attendibile delle altre, considerando la relativamente scarsa mobilità di questi due elementi

Fig. 44 - Proiezione nel diagramma TAS (somma degli ossidi alcalini rispetto alla silice: LE BAS *et alii*, 1986) di alcuni campioni rappresentativi delle vulcaniti affioranti nell'area del Foglio "Augusta". Per semplicità viene riportata la porzione del diagramma riferibile ai litotipi studiati. Vengono anche riportati i campi rappresentativi di diversi tipi di vulcaniti iblee (A: alcaline; B: subalcaline tendenti a transizionali; C: tholeiiti) in base a dati di letteratura (cfr. legenda di Fig. 43 e paragrafo 3.1). La curva tratteggiata (IB) separa il campo delle vulcaniti alcaline (al di sopra della curva) da quello delle subalcaline (al di sotto) secondo IRVINE & BARAGAR (1971). I numeri accanto ai simboli si riferiscono alla serie di campioni "ASS", di cui nelle Tabb. 2 e 3. La collocazione stratigrafica dei campioni è la seguente: ASS 17 e 19: Cretacico superiore; ASS 2, 4, 6, 7, 9, 16: Miocene superiore; ASS 10, 11: Pliocene; ASS 13, 14: Pleistocene.



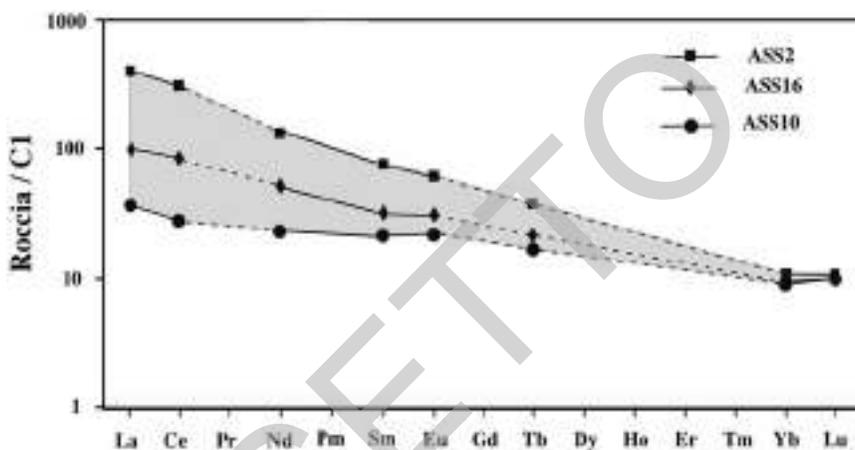


Fig. 45 - Andamento delle terre rare (REE) normalizzato alla condrite CI (BOYNGTON, 1984) per alcuni dei campioni rappresentativi dell'area studiata. Il campo grigio racchiude tutti gli altri campioni della stessa serie. Le linee tratteggiate sono estrapolazioni in quanto non si hanno a disposizione dati analitici per gli elementi sottintesi.

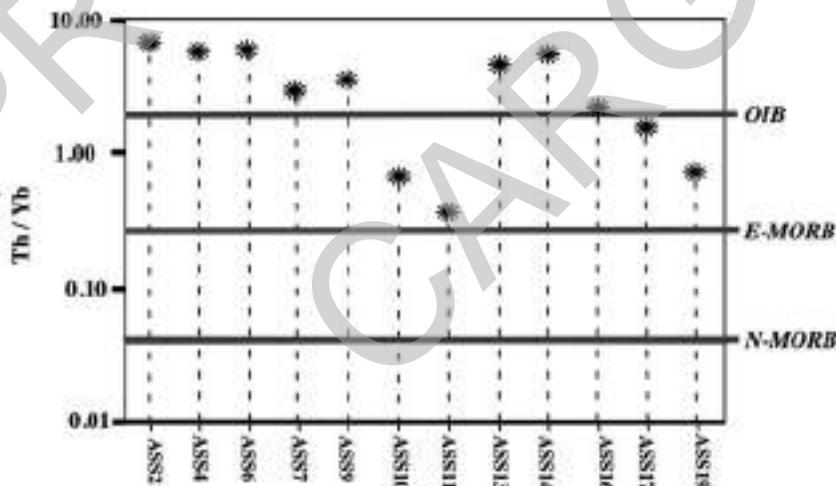


Fig. 46 - Proiezione dei rapporti Th/Yb dei campioni della serie "ASS" rappresentativi delle vulcaniti dell'area studiata. Nel diagramma sono anche riportati i valori medi dei rapporti tra questi due elementi in tracce dei Basalti di Dorsale Oceanica "normali" (N-MORB) e "arricchiti" (E-MORB) e dei Basalti di Isola Oceanica (OIB) riportati da PEARCE (2008). La classificazione petrografica dei diversi campioni e la loro collocazione stratigrafica sono riportate nel testo e nella didascalia della Fig. 44.

Tra i prodotti di alterazione i minerali argillosi sono sempre presenti, riconducibili ad interstrati clorite/smectite come suggerisce il riflesso $d_{001} = 15.5 \text{ \AA}$ con un picco ampio e frastagliato. La calcite è anche presente, a luoghi dominante sulle argille formando innumerevoli amigdale tondeggianti (zona Cozzo Porte Rosse).

In conclusione, gli aspetti mineralogici (abbondanza di olivina modale, assenza di pigeonite), tessiturali (mancanza di rapporti ortici tra plagioclasio e pirosseno) e composizionali (la distribuzione delle REE che indica per entrambi i campioni un'affinità alcalina) delle vulcaniti cretache ricadenti nell'area studiata sono riconducibili a "basaltoidi" moderatamente alcalini.

4.2. - VULCANITI DEL MIOCENE SUPERIORE (FORMAZIONE CARLENTINI - FLT)

4.2.1. - *Facies effusiva* (FLT_a)

Il grado di alterazione delle colate laviche mioceniche, sia quelle che costituiscono il bastione lavico tra S. Demetrio e Villaggio Delfino, sia quelle affioranti a luoghi lungo la falesia tra Punta Castelluccio e Brucoli, è piuttosto elevato, sebbene raramente tale da rendere irricognoscibile la roccia.

Queste lave mostrano generalmente struttura glomeroporfirica (Fig. 47a) data da aggregati di microfenocristalli di clinopirosseno, raramente fenocristalli isolati, e scarsa olivina. La pasta di fondo, ove essa è ben cristallizzata, è data da microliti plagioclasici disposti a fasci o covoni e pirosseno e ossidi di ferro e titanio intergranulari. Questi Fe-Ti ossidi sono prevalentemente costituiti da ilmenite e ilmenomagnetite lamellari. Il pirosseno in fenocristalli è incolore in sezione sottile e sempre cribroso al nucleo per la presenza di innumerevoli inclusioni vetrose, mentre gli orli di ultimo accrescimento, di colore brucio, ne sono privi. Esso è un'augite mediamente calcica ($\text{CaO} = 20\text{-}21 \text{ peso\%}$) che coesiste con un'olivina zonata ($\text{Fo}_{61\text{-}58}$). I prodotti di alterazione, come per le vulcaniti cretache, sono prevalentemente costituiti da smectiti (saponiti) e calcite, cui va aggiunta la clorite che, assieme ad idrossidi di ferro e a prodotti amorfi va a sostituire volume per volume i fenocristalli di olivina rendendoli difficilmente riconoscibili (alterazione "*bowlingotica*"). Si sottolinea che questa trasformazione (di bassa temperatura) dell'olivina può indurre ad una sottostima della distribuzione di questo minerale nelle nostre vulcaniti.

Come si è visto per le lave cretache, a fronte di una certa omogeneità dei caratteri mineralogici e tessiturali, le composizioni chimiche delle lave mioceniche presentano delle notevoli diversità che hanno importanti implicazioni per quanto riguarda la classificazione e, come per il caso precedente, è difficile valutare in quale misura le trasformazioni secondarie a "sistema aperto" abbiano influenzato il chimismo *in toto*. Anche in questo caso il rapporto silice / somma degli alcali e il rapporto Th/Yb danno informazioni contrastanti. Il primo (Fig. 44; Tab. 2) suggerirebbe che il campione ASS6 è una basanite mentre i campioni ASS7 e

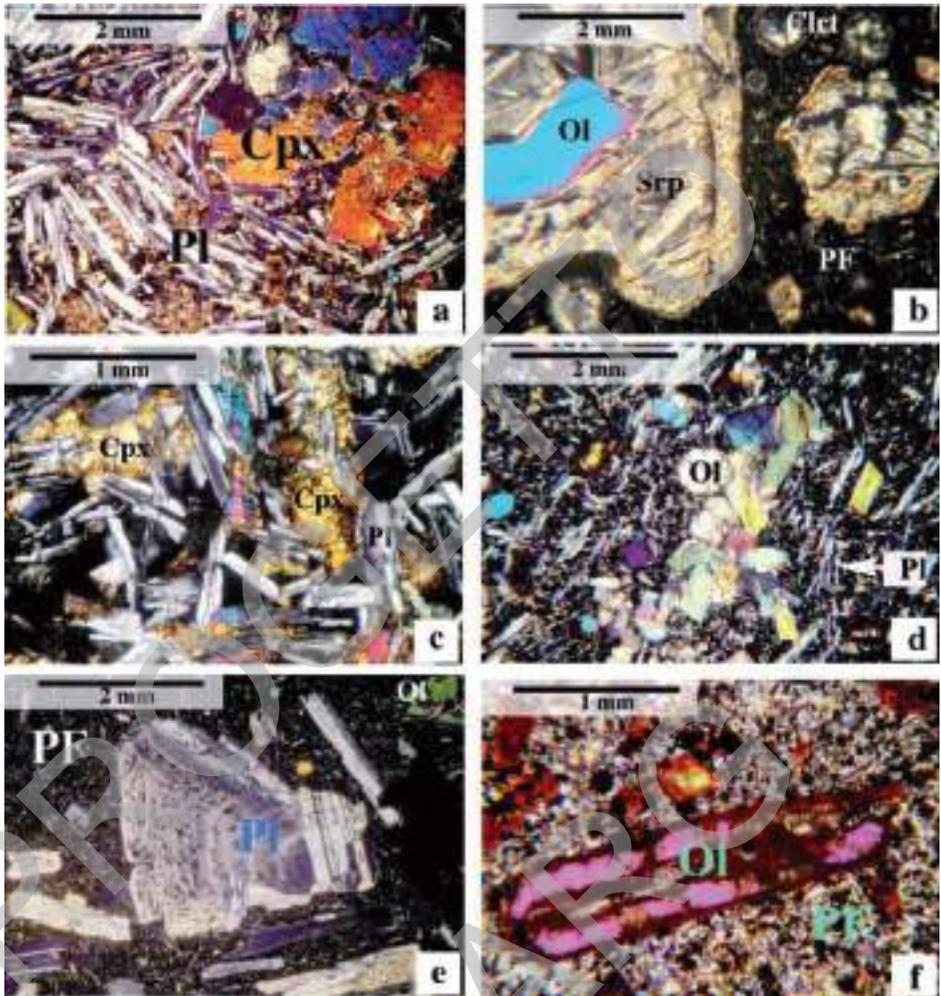


Fig. 47 - Microfoto di alcuni campioni, in sezione sottile, rappresentativi delle vulcaniti affioranti nell'area studiata (luce parallela, polarizzatori incrociati). a) Si osserva un aggregato di microfenocristalli di clinopirosseno augitico (Cpx), che presenta colori di interferenza del II ordine, circondato da microliti allungati di plagioclasio tra cui si annidano microgranuli di pirosseno, minerali opachi e calcite secondaria (camp. ASS 16, basalto transizionale del Miocene superiore); b) Particolare di un clasto di lava juvenile di un diatrema tortoniano nei pressi di Carlentini (camp. ASS 2). Si osserva parte di uno xenocristallo di olivina (Ol) riconoscibile dall'alto colore di interferenza, estesamente serpentinizzata (Srp), uno xenocristallo più piccolo e amigdale di cloriti fibrose (Clrt) immersi in una pasta di fondo (PF) vitrofirica (scura nella foto); c) Tipica struttura micro-ofitica di un basalto tholeiitico a sud di Monte Pancali (camp. ASS 10). Si notano i microcristalli di plagioclasio (Pl) euedrali rispetto al clinopirosseno (Cpx). Le zone scure sono riferibili a sezioni di minerali in estinzione, minerali opachi interstiziali e qualche screpolatura della sezione sottile; d) Struttura porfirica di un tipico basalto alcalino affiorante a sud-est di Villasmundo: si notano microfenocristalli di olivina (Ol), isolati e in aggregati policristallini, immersi in pasta di fondo a grana minuta (scura nella foto) ove si osservano microliti aciculari di plagioclasio (Pl); e) Particolare di una hawaite porfirica nei pressi di Castelluccio. Si notano fenocristalli colonnari di plagioclasio (Pl) con i tipici colori di interferenza del I ordine e un frammento di un grosso fenocristallo zonato della stessa fase minerale, immersi in una pasta di fondo (PF) a grana fine (scura per la presenza di innumerevoli microgranuli di magnetite); f) Particolare di una nefelinite pleistocenica (Falesia del Gambero, presso Mass. Sciammacca, camp. ASS 14) dato da un fenocristallo di olivina (alti colori di interferenza) il cui abito "scheletrico" è dovuto a un brusco raffreddamento. Gli orli color ruggine indicano alterazione ossidativa di alta temperatura (iddingsite). La pasta di fondo (PF) di questa lava è data da microgranuli di Ti-augite, magnetite e nefelina interstiziale (non riconoscibili nella foto).

ASS16 sarebbero basalti debolmente subalcalini. I rapporti Th/Yb (Fig. 46) invece indicherebbero un'affinità con i Basalti di Isola Oceanica (OIB) per tutti e tre i campioni. Al di là degli effetti dell'alterazione, questa incongruenza, sebbene per questi campioni non sono disponibili dati sui rapporti isotopici di Pb, Nd e Sr, potrebbe costituire un riflesso del "paradosso geochimico" evidenziato da TRUA *et alii* (1998) (cfr. capitolo 3) che potrebbe addirittura ricondurre a particolari condizioni della sorgente mantellica (SCRIBANO *et alii*, 2009).

In conclusione, questo tipo di lava miocenica presenta aspetti mineralogici e tessiturali e alcuni caratteri composizionali propri dei basalti debolmente subalcalini o transizionali e una componente geochimica decisamente alcalina.

Alcune colate laviche, non delimitabili, affioranti nell'area rilevata ed ascrivibili su basi stratigrafiche al Tortoniano sono costituiti da tipici alcalibasalti e basaniti. Essi sono rappresentati dai campioni ASS9 e ASS4. Hanno struttura porfirica data da fenocristalli di olivina e augite salitica immersi in una massa di fondo costituita da plagioclasio, augite titanifera, olivina, Ti-magnetite e scarso vetro opaco. Tra i minerali accessori il più abbondante è certamente l'apatite, in minuscoli aghetti dispersi nella pasta di fondo. Il rapporto Th/Yb mostra l'affinità OIB (e quindi il crattere alcalino - sodico) di queste rocce (Fig. 46).

4.2.2. - *Facies diatremica (FLT)*

L'involucro lavico di alcuni xenoliti e i clasti juvenili della tufo-breccia diatremica sono costituiti da una lava che macroscopicamente appare di colore nero e che in sezione sottile appare costituita da un agglutinato di gocce di lava di dimensioni variabili da pochi mm a pochi cm. Questa lava è costituita da microfenocristalli, microgranuli e vetro juvenili e da xenocristalli e frammenti di xenocristalli di dimensioni variabili da centimetriche a micrometriche. I microfenocristalli sono costituiti da olivina (Fo₇₅) e da augite titanifera (TiO₂ = 3-4 peso%). La pasta di fondo è data da innumerevoli microgranuli di magnetite, abbondanti microcristalli aciculari di apatite e vetro opaco. Xenocristalli e microxenoliti sono frammenti di peridotiti e altre rocce ultrafemiche di origine mantellica, estesamente sostituiti da serpentini e carbonati (cfr. Fig. 47b). Amigdale di calcite, smectiti e cloriti sono disseminati un pò dovunque e pertanto il chimismo in *toto* di questa vulcanite è soltanto indicativo. Comunque, sia la proiezione nel diagramma TAS (Fig. 44) sia il rapporto Th/Yb (Fig. 46) suggeriscono l'affinità alcalina di questa roccia (più precisamente un termine intermedio tra basanite e nefelinite, a nostro modo di vedere più vicino alla prima che non alla seconda) in accordo con la presenza di microfenocristalli di clinopirosseno ricco in titanio, di apatite nella pasta di fondo e del carattere aggressivo di questa lava nei confronti degli xenocristalli di ortopirosseno.

4.3. – BASALTI THOLEIITICI DEL PLIOCENE (FORMAZIONE MILITELLO IN VAL DI CATANIA - VCT)

Queste lave hanno struttura microcristallina a grana relativamente grossa e omogenea, se si eccettuano scarsi microfenocristalli di olivina e/o ortopirosseno immersi in una pasta di fondo piuttosto grossolana, a tessitura micro-ofitica (detta anche microdoleritica, cioè il plagioclasio è euedrale rispetto al clinopirosseno). Il clinopirosseno è costituito da augite relativamente povera in calcio e titanio ($\text{TiO}_2 \approx 0,5-0,7$ $\text{CaO} \approx 17-18$ peso%) coesistente con scarsa pigeonite ($\text{CaO} \approx 4$ peso%) di cristallizzazione tardiva. Anche i minerali opachi, per lo più ilmenite lamellare, sono di cristallizzazione tardiva. Nei campioni ASS10 e ASS11 si è anche riscontrato del vetro interstiziale a composizione riolitica ($\text{SiO}_2 \approx 82$ peso%; $\text{Al}_2\text{O}_3 \approx 8\%$, $\text{FeO} \approx 3\%$, $\text{CaO} \approx 1\%$ $\text{Na}_2\text{O} \approx 3\%$) coesistente con un vetro opaco ricco in ferro. Com'è noto, questa è una caratteristica della cristallizzazione di magmi tholeiitici (*trend* di Fenner).

Nel diagramma TAS (Fig. 44) i suddetti campioni ricadono nel campo dei basalti (tholeiitici) e delle andesiti basaltiche. Riguardo agli elementi in tracce viene confermato ciò che si è detto per le tholeiiti iblee in generale, e i rapporti Th/Yb sono prossimi a quelli dei MORB arricchiti (E-MORB: cfr. Fig. 46).

4.4. – LAVE ALCALINE QUATERNARIE (FORMAZIONE S. FEBBRONIA - UFE)

Le vulcaniti pleistoceniche ricadenti nell'area studiata costituiscono limitati affioramenti lungo la falesia tra Punta Castelluccio e Baia del Gambero. Il campione ASS13 si proietta in prossimità del limite tra l'alcalibasilto e l'hawaiite nel diagramma TAS (Fig. 44) e, cosa piuttosto rara nel panorama delle vulcaniti iblee, esso presenta fenocristalli di plagioclasio zonato mentre le fasi femiche (olivina e augite) sono soltanto in microfenocristalli o microliti nella pasta di fondo (che presenta granulometria molto fine: cfr. Fig. 47e). Per questi caratteri mineralogici e tessiturali, quindi, questa lava assomiglia molto ad una tipica hawaiite dell'Etna. Le altre lave quaternarie sono ben rappresentate dal campione ASS14 che è una mela-nefelinite, ove il prefisso "mela" (da $\mu\epsilon\lambda\alpha\nu\acute{o}\varsigma$, scuro) indica che si tratta di una roccia ricca in minerali femichi. Nonostante l'età relativamente recente queste nefeliniti presentano un elevato grado di alterazione riferibile alla circolazione di fluidi idrotermali penecontemporanei o immediatamente successivi alla messa in posto del corpo lavico. Queste rocce presentano struttura porfirica data da fenocristalli di olivina caratteristicamente orlati da un bordo iddingsitico (idrossidi di ferro), microfenocristalli di olivina totalmente trasformati in iddingsite immersi in una pasta microcristallina costituita da microgranuli di titanaugite, titanomagnetite, apatite e nefelina interstiziale (Fig. 47f). Il feldspatoide costituisce plaghe irregolari. Amigdale e vene di calcite sono ubiquitarie e giustificano il quasi 6% (in peso) di perdita di calcinazione riscontrati nel campione ASS14. Il tenore in silice (ca. 37 peso%) di

queste rocce è al limite inferiore dell'intervallo delle rocce ignee a composizione silicatica, sebbene il ricalcolo su base anidra porti questo valore a ca. il 40%. Il frazionamento delle terre rare è elevato ($La_N/Yb_N = 26$; v. anche Fig. 45) come pure i tenori assoluti in LREE (Tab. 3), come si addice a rocce di questo tipo e il rapporto Th/Yb è pure in accordo con la loro spiccata alcalinità (Fig. 46).

Tab. 2 - Risultati analitici (percentuali ponderali degli elementi maggiori) di un insieme di campioni di rocce rappresentanti i diversi livelli di vulcaniti affioranti nell'area studiata. Il ferro è riportato come trivalente totale. P.p.c. = perdita di peso per calcinazione; Mg# = rapporto Mg/(Mg + Fe totale); D.I. = Indice di Differenziazione, ovvero somma delle percentuali ponderali dei minerali chiari ottenuti dai valori normativi CIPW: Qz = quarzo normativo (peso%), Hy = iperstenite normativa, Ol = olivina normativa, Ne = nefelina normativa. I metodi analitici sono riportati nel testo al capitolo 2.

probe	A552	A554	A556	A557	A559	A5510	A5511	A5513	A5514	A5516	A5517	A5519
SiO ₂	49,23	44,1	43,55	46,17	45,9	51,00	52,36	47,3	39,49	46,65	46,40	46,31
Al ₂ O ₃	19,61	12,37	12,41	17,26	12,84	13,35	13,80	18,89	13,28	13,30	13,37	15,01
FeO/Tot	11,69	15,26	11,75	11,22	12,42	13,51	16,40	16,66	12,79	11,78	12,66	11,22
MnO	0,36	0,17	0,18	0,19	0,35	0,17	0,14	0,17	0,26	0,14	0,26	0,35
MgO	14,66	8,15	8,62	6,61	8,31	4,96	7,07	5,52	8,26	7,92	9,71	6,62
CaO	15,06	12,73	12,68	10,35	12,69	10,05	9,88	13,32	14,39	10,79	10,67	11,54
Na ₂ O	2,97	2,97	2,94	3,23	3,83	2,81	2,7	3,76	3,11	3,28	2,98	2,71
K ₂ O	0,96	0,72	0,73	0,92	1,07	0,28	0,19	1,03	0,71	0,79	0,69	1,17
TiO ₂	2,25	1,84	1,98	1,69	2,76	1,85	1,28	3,46	2,81	1,92	2,54	2,39
P ₂ O ₅	2,34	1,29	1,35	0,94	1,20	0,25	0,28	0,62	2,03	0,61	0,46	1,20
P.p.c.	2,60	2,32	2,47	4,16	3,81	2,3	0,32	0,79	5,49	2,18	1,63	2,21
Totale	103,97	94,26	94,73	99,66	100,30	98,30	99,15	98,84	96,97	99,77	100,50	98,84
Mg#	70,4	62,2	62,00	54,06	59,00	50,50	56,80	52,80	60,00	54,00	60,00	58,00
D.I.	32,0	44,5	43,00	31,00	43,80	56,00	54,50	60,00	57,00	35,00	48,00	49,00
Qz norm%	-----	-----	-----	-----	-----	3,25	4,18	-----	-----	-----	-----	-----
Hy + Ne	-----	-----	-----	6,78	-----	23,01	21,78	-----	-----	1,0	0,6	-----
Ol + Ne	25,0	18,6	18,0	9,25	16,7	-----	-----	7,2	14,1	18,0	19,5	15,0
Ne + Ne	18,0	6,4	6,7	-----	9,8	-----	-----	13,8	15,1	-----	-----	7,8

Tab. 3 - Tenori di alcuni elementi in tracce dei campioni della serie "ASS" (cfr. il testo) riportati come parti per milione (ppm). I metodi analitici sono indicati nel testo.

ppm	A552	A554	A556	A557	A559	A5510	A5511	A5513	A5514	A5516	A5517	A5519
Rb	1	2	1	2	3	2	2	3	3	2	2	1
Br	3,5	3,5	<0,5	1,9	2,4	<0,5	<0,5	12,6	4,1	<0,5	1,4	1,7
Se	19,6	21,2	22,6	21,4	24,9	29	32,8	32,6	25,6	22,9	24,3	29,7
V	215	209	226	185	280	178	174	291	281	219	266	240
Cr	421	215	189	177	213	204	271	40,3	192	179	334	184
Co	52,9	48	48,6	50,8	49,1	40,3	36,2	36,9	32,4	47,6	55,3	46,6
Ni	387	180	260	140	167	194	182	26	143	144	185	162
Cu	50	70	67	51	66	97	88	98	40	88	60	56
Zn	84	98	98	185	97	98	131	82	71	106	107	101
Pb	<10	<10	<10	<10	20	<10	<10	40	<10	<10	<10	<10
Sr	1664	1613	1301	531	1057	240	235	1265	1372	808	463	929
Y	37	32	34	23	36	25	28	26	40	26	24	33
Zr	264	180	199	128	288	123	100	230	317	159	100	298
Ba	765	570	616	237	142	79	84	647	700	285	171	508
La	131	94,6	97,4	34	69,6	10,7	11,4	63,8	106	58,90	22,9	87,9
Ca	294	175	186	69	145	21	23	121	211	71	54	105
Nd	82	55	64	27	64	14	14	45	74	32	27	46
Sm	14,4	9,9	11,1	5,6	10,9	4,2	4,1	7,9	13,5	6,3	6,3	9,5
Eu	4,6	3,4	3,6	2,0	3,7	1,6	1,7	2,8	4,6	2,3	2,4	3,0
Tb	1,8	1,2	1,2	0,8	1,2	0,8	0,8	1,1	1,6	1	1	1,5
Yb	2,1	2,1	2,3	1,6	2,3	1,9	1,9	2,1	2,7	1,9	1,7	2,6
Lu	0,3	0,3	0,3	0,3	0,5	0,3	0,3	0,3	0,4	0,2	0,2	0,3
Hf	4,5	3,6	3,2	2,5	5,8	2,9	2,9	4,4	6,5	4	4,5	6
Ti	9	<5	12	6	12	<5	<5	9	11	<5	<5	<5
Th	15,1	12	13	4,7	8,8	1,3	0,7	0,9	13,8	0,4	2,7	1,6
U	4,2	4,2	3,7	<0,1	2,8	<0,1	<0,1	3,6	3,3	1,5	1,3	1,9

VI – PALEOGEOGRAFIA ED EVOLUZIONE TETTONO- SEDIMENTARIA DELLA REGIONE IBLEA

1. – ASSETTO PALEOGEOGRAFICO

La distribuzione e le caratteristiche di facies della successione vulcano-sedimentaria del Cretacico superiore-Quaternario affiorante nella regione iblea, permettono di ricostruire le condizioni paleogeografiche dell'area e di tracciarne l'evoluzione geodinamica. A differenza dei livelli cretacici scarsamente affioranti, le formazioni mioceniche e plioceniche costituiscono una copertura continua ed omogenea che sigilla le strutture tettoniche più antiche, le quali, limitatamente alla fase cretacico-eocenica, possono essere osservate solo nella zona di Capo Passero (Foglio omonimo) e di Priolo (Foglio "Siracusa"). Pertanto l'intensa tettonica mesozoica può essere ricostruita solo attraverso l'analisi dei dati di sottosuolo: perforazioni e indagini geofisiche.

La configurazione paleogeografica e paleotettonica dell'area iblea, già nota nella letteratura geologica all'epoca delle ricerche petrolifere (RIGO & BARBIERI, 1958; RIGO & CORTESINI, 1961; E.N.I., 1969), è stata perfezionata da PATACCA *et alii* (1979) per l'intervallo non affiorante triassico-cretacico, e completata da GRASSO *et alii* (1979), PEDLEY (1981), CARBONE *et alii* (1982c) e GRASSO & LENTINI (1982) per quello affiorante cretacico-quaternario.

Nell'area iblea a tutte le fasi tettoniche più incisive sono associate manifestazioni basaltiche e rapidi cambiamenti nel regime sedimentario. Dopo la fase di *rifting* hettangiana si individuano due paleodomini: siracusano e ragusano (PATACCA *et alii*, 1979). Il primo costituisce un "alto", il secondo un bacino profondo a forti tassi di sedimentazione (Formazione Streppenosa). Tale suddivisione si mantiene fino al Domeriano superiore, quando, per effetto della

tettonica sinsedimentaria che progressivamente fa “annegare” l’alto siracusano, la sedimentazione tende ad omogenizzarsi su tutta l’area. Verso la fine del Dogger si ha la ripresa dell’attività eruttiva submarina (*seamount* di Scicli, per l’ubicazione v. Fig. 51) in condizioni pelagiche, seguita da un ulteriore periodo di quiescenza che perdura fino al Cretacico superiore, quando si sviluppano i sistemi di faglie ad andamento NE-SO e ONO-ESE, cui si associano vulcaniti, in parte affioranti. Nella zona siracusana fino a Cozzo Porte Rosse (ad ovest di Brucoli), le vulcaniti del Cretacico superiore sono distribuite secondo un *trend* submeridiano, parallelo all’attuale andamento della Scarpata Ibleo-Maltese. I dicchi adduttori connessi alle vulcaniti sono anch’essi allineati su direzioni N140-150 in tutti gli affioramenti della zona siracusana. La presenza di vulcaniti cretache sulla Scarpata Ibleo-Maltese antistante questo tratto di costa è accertata (CITA *et alii*, 1980; SCANDONE *et alii*, 1981; CASERO *et alii*, 1984; LONGARETTI & ROCCHI, 1990; GRASSO & BEN-AVRAHAM, 1992), mentre è difficile ricostruire la loro presenza più a largo nello Ionio e il loro rapporto con le successioni sedimentarie a causa dell’arretramento verso occidente del margine ionico, successivamente al Cretacico.

In sottosuolo, nelle aree centrali del *plateau*, le vulcaniti cretache diminuiscono costantemente di spessore fino a sparire del tutto (BIANCHI *et alii*, 1987). La loro scomparsa è evidenziata da una fascia di megabreccie carbonatiche ad elementi vulcanici affioranti nella zona di Priolo, e riscontrate in sottosuolo dal pozzo Melilli (ubicato al confine tra i fogli “Augusta” e “Siracusa”). Tali sedimenti grossolani sintettonici si ritrovano intercalati sino ai livelli di età paleogenica, e marcano una zona di cerniera tra un alto strutturale parallelo all’attuale linea di costa e le aree bacinali che si delineavano più ad ovest (CARBONE *et alii*, 1982c; GRASSO & LENTINI, 1982; MONTANARI, 1982).

2. - EVOLUZIONE TETTONO-SEDIMENTARIA

L’evoluzione tettono-sedimentaria del margine settentrionale ibleo dal Cretacico all’Attuale può essere sintetizzata in tre intervalli temporali, separati da due fasi tettoniche che hanno originato profonde modificazioni paleogeografiche (Fig. 48).

A) INTERVALLO CRETACICO-EOCENE SUPERIORE

La distribuzione delle facies cretaco-eoceniche nei limitati affioramenti presenti in tutto il *plateau*, la geometria dei corpi carbonatici e i loro rapporti con i prodotti oligo-miocenici, permettono di ricostruire un articolato quadro paleogeografico riconducibile ad una vasta area di *sea-mounts* vulcanici (vulcaniti di Capo Passero – VCP), ubicata nell’odierno settore orientale: tali apparati eruttivi costituivano il supporto di scogliere e di sedimenti carbonatici di basso fondo (calcarei a rudiste, coralli e macroforaminiferi cretaci – formazione

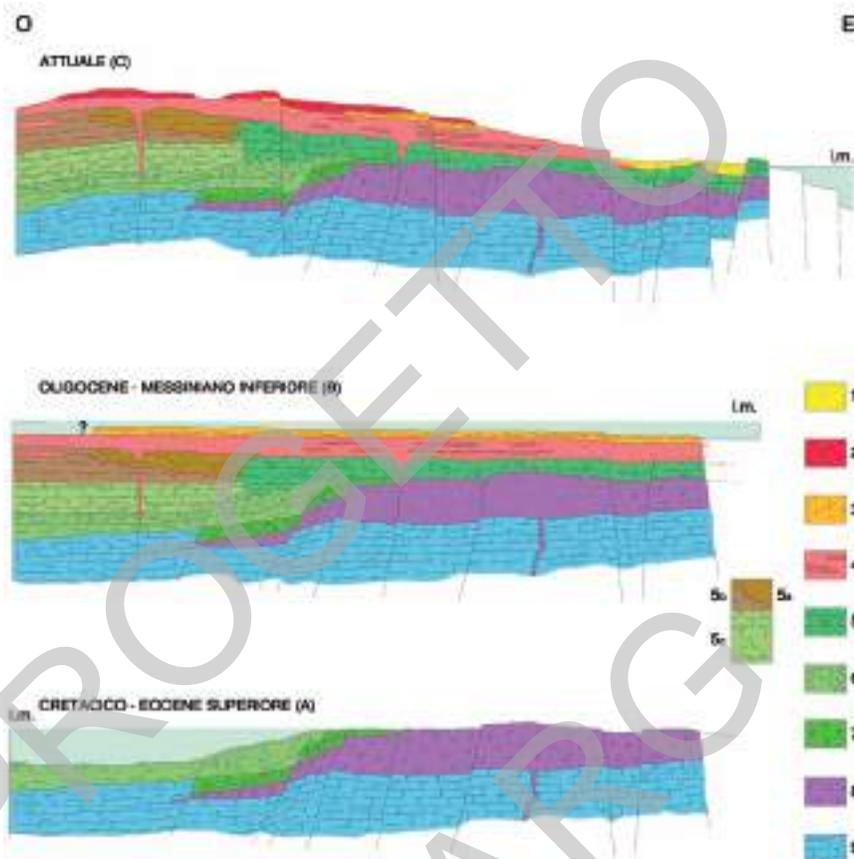


Fig. 48 – Profili schematici dalla costa ionica alle aree centrali del Plateau Ibleo, mostrand l'evoluzione tettono-sedimentaria dal Cretacico superiore all'Attuale.

1 – calcareniti e argille del sistema Lentini (Pleistocene inferiore); 2 – vulcaniti plio-pleistoceniche; 3 – fm. M. Carrubba (Tortoniano superiore-Messimiano inferiore); 4 – fm. Carlentini (Tortoniano); 5 – fm. Monti Climiti: 5a - Fm. Palazzolo (Miocene medio-superiore), 5b - Fm. Tellaro (Miocene medio-superiore), 5c - Fm. Ragusa (Oligocene-Miocene inferiore); 6 – fm. Pachino (Paleocene-Eocene); 7 – fm. Priolo (Turoniano-Santoniano); 8 – vulcaniti di Capo Passero (Cretacico superiore); 9 – Fm. Amerillo p.p. (Cretacico medio-superiore). Le formazioni 5a-c, 6, 9 non affiorano nell'area del Foglio "Augusta". (da CARBONE et alii, 1982c, modificato).

Priolo PRI, calciclastiti a macroforaminiferi paleocenici ed eocenici).

Nel settore nord-orientale la successione più completa affiora nell'area di Priolo (tra Augusta e Siracusa) e permette di definire i rapporti con le contigue aree di bacino, poste ad occidente (Fig. 48A). La transizione tra settore di basso fondo ad aree bacinali è contrassegnata per tutto l'intervallo Cretacico superiore-Eocene da megabrecce a faune cretatiche e da risedimenti a nummuliti

e alveoline, legate ad attività tettonica lungo una scarpata orientata NO-SE (Linea Melilli-Sortino-Siracusa, PEDLEY, 1981; CARBONE *et alii*, 1982c) (per la denominazione dei sistemi di faglia v. Fig. 51), i cui effetti sono registrati da strutture da scivolamento e da canali di erosione, ben sviluppati nelle coeve facies di bacino.

B) INTERVALLO OLIGOCENE-MESSINIANO INFERIORE

Le successioni oligo-mioceniche forniscono chiare indicazioni sulle relazioni ambientali tra persistenti condizioni di *shelf* carbonatico e di bacino (Fig. 48B), anteriormente alle manifestazioni vulcaniche tortoniane. Questi sedimenti discordanti mascherano qualunque discontinuità morfologica e strutturale determinatasi durante gli eventi tettonici cretaco-eocenici. La loro continuità suggerisce condizioni di relativa stasi tettonica, e una moderata subsidenza che ha permesso la deposizione degli elevati spessori della formazione Monti Climiti. Inoltre la ricostruzione delle isopache delle formazioni oligo-mioceniche (PEDLEY & GRASSO, 1992) evidenzia una serie di ondulazioni del bacino di sedimentazione della Formazione Tellaro (non presente nel territorio del Foglio “Augusta”) legate ad un già delineato *trend* NE-SO.

La presenza di strutture sinsedimentarie nelle calciclastiti dimostra l'esistenza di un blando pendio (rampa monoclinale) costituente la zona di transizione al mare aperto verso occidente e lungo il quale si rimobilizzava la frazione bioclastica derivante dalla disgregazione di cospicui volumi di depositi algali in formazione sulla piattaforma orientale. Pertanto le successioni calcarenitico-marnose derivano dall'azione combinata della sedimentazione e della subsidenza nelle due aree iblee. Per esempio la Fm. Tellaro, caratterizzata da sedimenti fini, corrisponde al più elevato tasso di subsidenza delle aree di bassofondo ad oriente, mentre la Fm. Palazzolo (non presente nel territorio del Foglio “Augusta”), tessituralmente più grossolana, si è sedimentata in un'area di bacino durante una fase tendenzialmente regressiva.

Il quadro paleogeografico ricostruito per il Messiniano inferiore (GRASSO *et alii*, 1982) è in parte ereditato da quello del Tortoniano (CARBONE & LENTINI, 1981b). La distribuzione delle facies suggerisce che un'area emersa doveva trovarsi in corrispondenza dell'odierno tratto di costa fra Agnone e Monte Tauro (Fig. 49) e si estendeva anche verso l'attuale margine settentrionale ibleo fino all'avanfossa, nei dintorni di Catania (LENTINI *et alii*, 1987; BUTLER *et alii*, 1997; TORELLI *et alii*, 1998).

Nel Messiniano superiore il generale abbassamento del livello marino (*lowstand*) determinò l'emersione di quella parte del *plateau* occupata da sedimenti lagunari e/o di transizione (formazione Monte Carrubba), mentre nelle aree ancora sommerse iniziava la deposizione delle evaporiti. Con la suddetta emersione si modifica profondamente il quadro paleogeografico e termina la configurazione area orientale-area occidentale, che si era protratta per tutto l'intervallo Cretaco-Miocene.

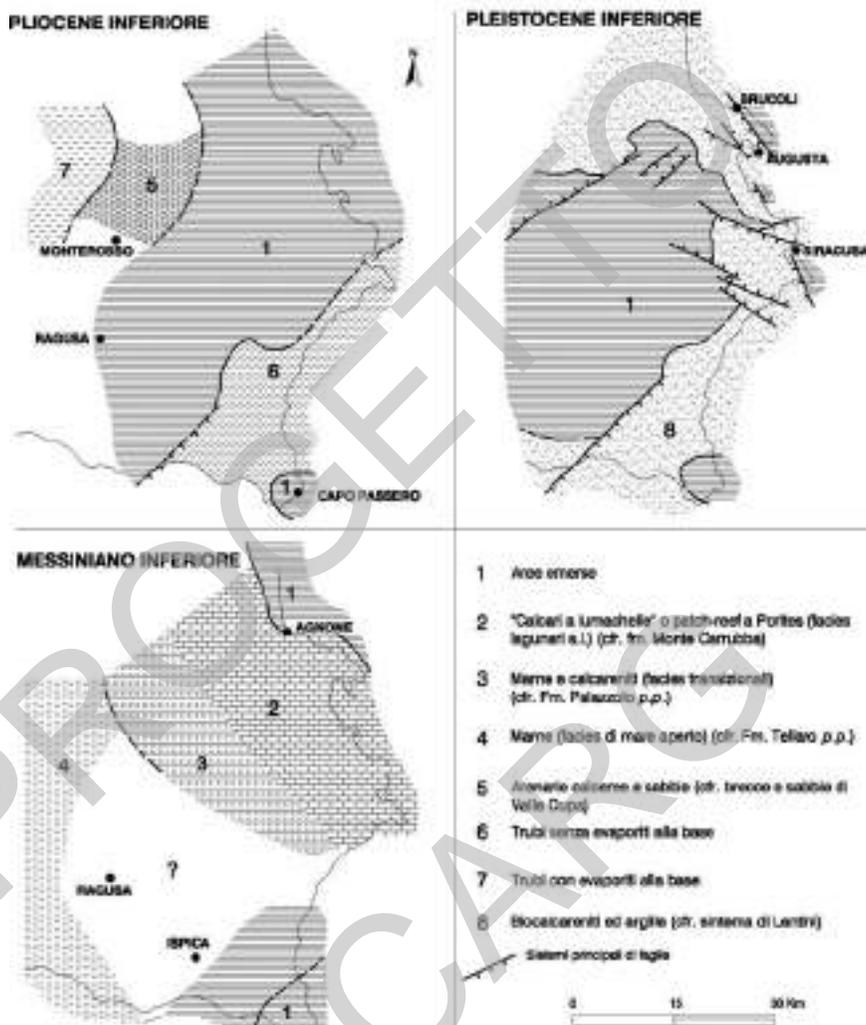


Fig. 49 – Schema paleogeografico della regione iblea al Messiniano inferiore, Pliocene inferiore e al Pleistocene inferiore, che evidenzia il mutamento della distribuzione delle aree emerse negli intervalli cronologici considerati.

C) INTERVALLO PLIOCENE-QUATERNARIO

Dalla distribuzione dei depositi del Pliocene inferiore, prevalentemente Trubi e talora breccie o calcareniti, si deduce che dopo l'emersione messiniana si è avuta una moderata ingressione, che non ha modificato sostanzialmente la distribuzione delle aree emerse (Fig. 48C). La presenza dei depositi pliocenici

nelle depressioni, come quella di Ispica-Capo Passero, fa ritenere che queste strutture fossero già individuate (Fig. 49).

Durante tutto il Pliocene l'area nord-orientale, dal bordo attuale dell'avanfossa fino a Siracusa, rimase emersa al pari della zona centrale del *plateau*. La fase tettonica che ha agito nel Pliocene medio-superiore ha infatti prodotto notevoli rigetti nelle faglie del *trend* NE-SO che nell'insieme costituisce il sistema Comiso-Agnone (v Fig. 51), tant'è che gli espandimenti basaltici sono interessati da faglie di questo sistema.

Al limite Pliocene-Pleistocene sono ascrivibili le dislocazioni che hanno interessato l'estremità nord-orientale dell'altopiano calcareo (Settore ionico). Attualmente le coperture quaternarie mascherano una serie di strutture tettoniche

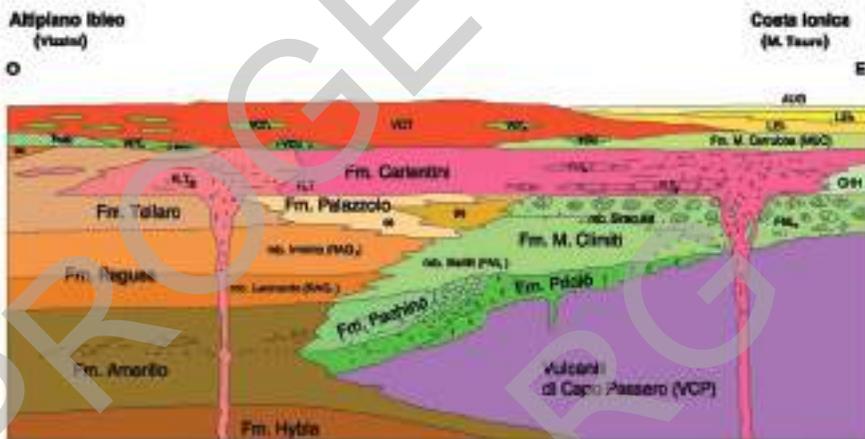


Fig. 50 – Schema della distribuzione delle facies cretacio-quaternarie attraverso il Plateau Ibleo dal Settore ionico all'Altipiano calcareo s.s. (da CARBONE et alii, 1986, modificato):

Serie orientale: VCP - vulcaniti di Capo Passero (Cretacico superiore); fm. Priolo (calcarei a rudiste e coralli, Cretacico superiore); fm. Pachino (marne e calcari marnosi con intercalazioni di risedimenti e di megabrecce ad elementi paleocenici ed eocenici); gruppo di Sortino: FNL – fm. Monti Climiti (calcarei biodetritici – FNL₁ e calcareniti ad alghe e briozoi – FNL₂, Oligocene medio-Tortoniano); CHH - calcari ad echinodermi e molluschi (Tortoniano); FLT - fm. Carlentini (vulcaniti con intercalazioni biohermali, Tortoniano); MUC - fm. Monte Carruba (calcarei a lumachelle, Tortoniano superiore-Messiniano inferiore); gruppo di Palagonia: VCU – breccie e sabbie di Valle Cupa (Pliocene inferiore e medio); VCT - fm. Militello in Val di Catania (vulcaniti con intercalazioni di sabbie e breccie – VCT_a e calcilutiti oolitiche - VCT_b; Pliocene medio-superiore); LEI - sintema Lentini: conglomerati, calcareniti e sabbie - LEI₁ e argille LEI₂ del Pleistocene inferiore-medio; AUG - sintema Augusta: panchina, Pleistocene medio-superiore.

Serie occidentale: Fm. Hybla (calcarei marnosi con selce, Cretacico superiore); Fm. Amerillo (calcarei marnosi selciferi, breccie, conglomerati e slump alla base, Cretacico superiore-Eocene medio); RAG – Fm. Ragusa (marne – RAG₁ e calcareniti RAG₂, Oligocene- Langhiano inferiore); Fm. Tellaro (marne con intercalazioni di vulcanoclastiti, Miocene medio-superiore); Fm. Palazzolo (calcareniti Miocene medio-superiore); GS - Gruppo della gessoso-solfifera (evaporiti, Messiniano superiore); Trubi (marne e calcari marnosi, Pliocene inferiore).

sepolte, determinate dal sistema NO-SE. I depositi quaternari riempivano *graben* costieri già individuati nel Pliocene (CARBONE, 1985), che continuarono ad essere subsidenti nel corso della sedimentazione delle argille del Pleistocene inferiore. Il sistema NO-SE produce anche l'allineamento degli *horst* di M. Tauro, di Magnisi e della Maddalena, paralleli alla costa (v. Fig. 51).

Nella zona di transizione all'Avanfossa Catania-Gela la fase tettonica quaternaria crea *horst* (p.e. dorsale di S. Demetrio) e *graben* (depressione di Lentini), diretti NE-SO. Lo stesso margine dell'avanfossa taglia termini quaternari recenti, post-falda e i rigetti calcolati, insieme agli elevati spessori delle argille che riempiono l'avanfossa, testimoniano un'intensa attività tettonica sinsedimentaria durante il Pleistocene.

Nell'insieme la distribuzione delle facies cretacico-quaternarie può essere schematizzata come espresso in Fig. 50.

PROGETTO
CARG

VII – TETTONICA

1. - CARATTERI STRUTTURALI DEL PLATEAU IBLEO

I Monti Iblei formano un *horst* allungato in senso NE-SO, controllato da prevalenti lineamenti tettonici estensionali ad alto angolo. Tra il bordo occidentale del *Plateau* Ibleo e il fronte sepolto della Falda di Gela si colloca l'Avanfossa Catania-Gela, in gran parte occupata da sedimenti plio-pleistocenici, ed estesa dal Golfo di Catania all'*offshore* di Gela. A largo della costa orientale il *plateau* è troncato dal sistema meridiano della Scarpata Ibleo-Maltese, che separa la sottile fascia di piattaforma continentale e il Canale di Sicilia dalla Piana batiale Ionica, costituendo così il bordo occidentale dell'intero Bacino Ionico (v. Figg. 2 e 51).

Il *plateau* si compone di due elementi morfo-strutturali, l'Altopiano calcareo s.s. o ragusano e il Settore Ionico o siracusano (CARBONE *et alii*, 1982c), separati trasversalmente dalla Linea del Tellaro con cinematica trasversiva sinistra (CATALANO *et alii*, 2008a).

L'**Altopiano ragusano**, la parte più elevata del tavolato calcareo, è delimitato dai sistemi di Comiso-Chiaramonte ad ovest, e di Pozzallo-Ispica-Rosolini ad est (LENTINI *et alii*, 1984) (v. Fig. 2); nella sua parte mediana è attraversato dalla zona di taglio destro pleistocenica N10 Scicli-Ragusa-Irminio (GHISSETTI & VEZZANI, 1980). Ad eccezione delle aree periferiche (*Graben* di Scicli), nel suo insieme l'altopiano calcareo non è stato mai ricoperto da sedimenti quaternari, e l'assenza di evaporiti messiniane è connessa ad un'emersione post-Messiniano inferiore (GRASSO & LENTINI, 1982).

Il **Settore ionico** dell'altopiano fino al Pliocene ha seguito la stessa evoluzione tettono-sedimentaria e modificazioni dell'altopiano ragusano, distaccandosene nettamente nel Plio-Pleistocene. In questo settore mancano, infatti, i depositi pliocenici e quelli quaternari tendono a colmare delle depressioni strutturali, ricoperti solo a tratti dai livelli apicali della successione quaternaria. L'altopiano

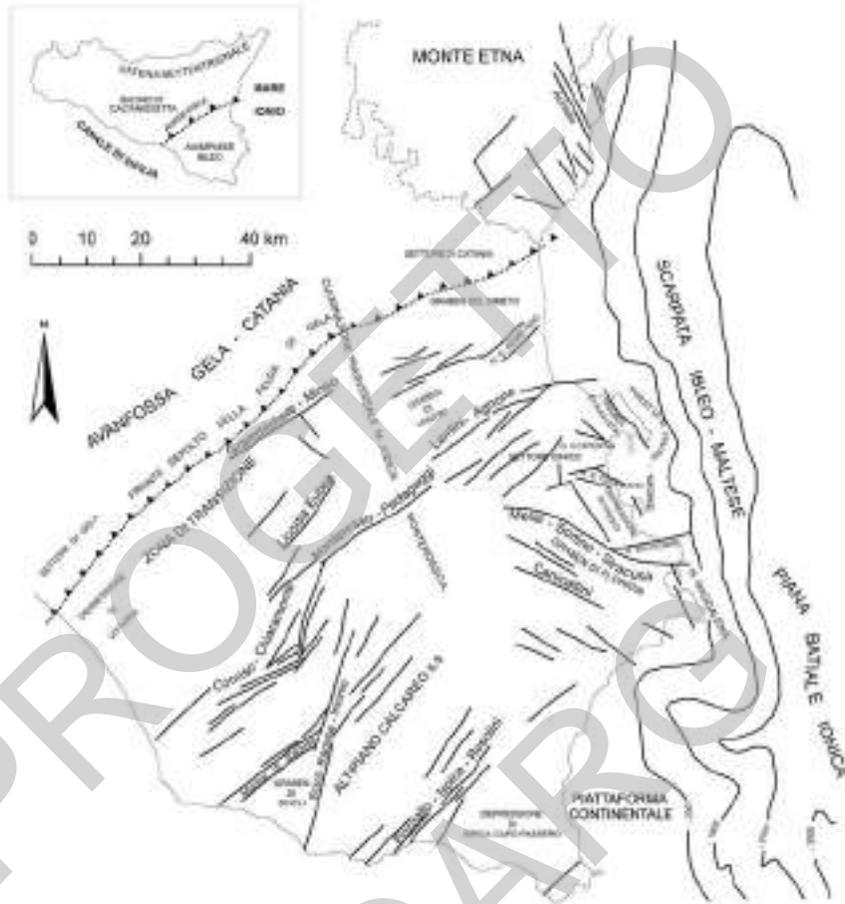


Fig. 51 – *Principali sistemi di faglia ed elementi strutturali della Sicilia sud-orientale e del settore meridionale dell'edificio etneo (da CARBONE et alii 1982a, modificato).*

siracusano è disseccato da due principali depressioni controllate da faglie normali: il *Graben* di Augusta, collocato sulla terminazione settentrionale dei Monti Climiti e delimitato verso mare dalle penisole di Monte Tauro e di Magnisi, e il *Graben* dell'Anapo posto tra i Monti Climiti orientali e i promontori di Belvedere e della Penisola della Maddalena.

Il bordo meridionale dell'altopiano si è delineato nel Pliocene medio-superiore, anche se esso registra riattivazioni nel Quaternario; quello nord-occidentale invece è legato all'evoluzione dell'avanfossa e mostra notevole attività nel Quaternario (CARBONE *et alii* 1982a).

1.1. - LINEAMENTI TETTONICI DEL SETTORE SIRACUSANO

Il territorio del Foglio “Augusta” ricade nel “Settore ionico” dell’Altopiano Ibleo (Fig. 51). La transizione all’adiacente Avana fossa Catania-Gela è controllata da fasci di faglie normali a gradinata orientate NE-SO, responsabili della formazione del *Graben* di Lentini e dell’*Horst* di S. Demetrio. Sul bordo ionico i prevalenti sistemi di faglie orientate NO-SE e NNO-SSE e quello prossimo alla

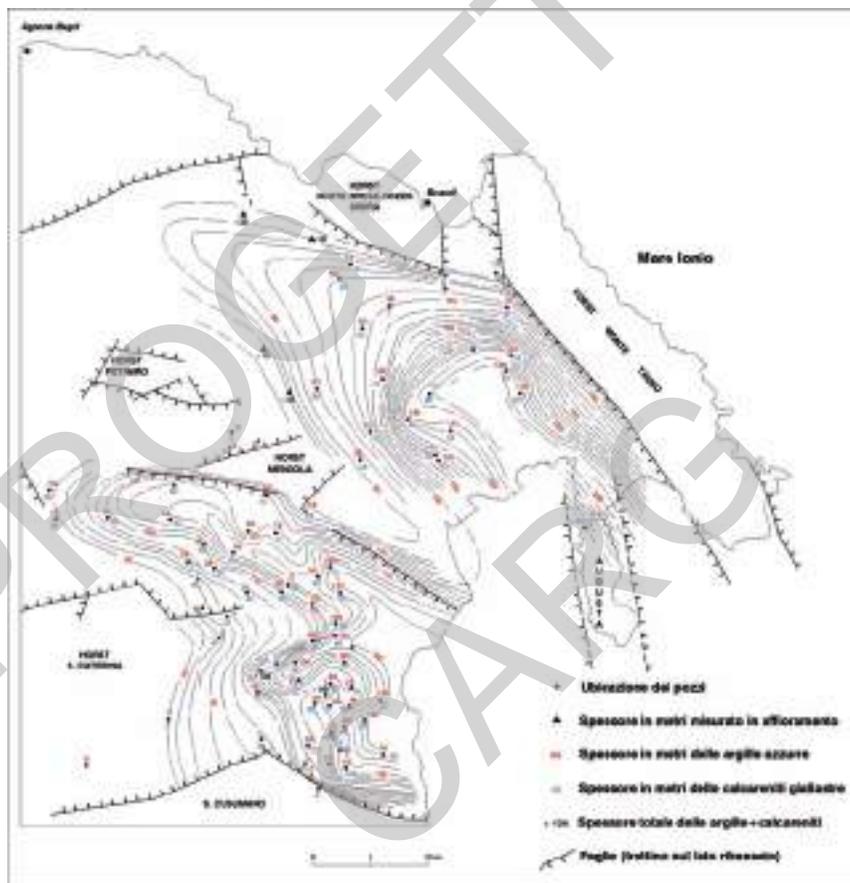


Fig. 52 – Carta delle isopache delle formazioni del Pleistocene inferiore e medio. Vengono indicati separatamente gli spessori relativi alle argille del subsistema di Scordia (LEI_2) (in rosso) e delle calcareniti e sabbie del subsistema di Villasmundo (LEI_1) (in blu) e, laddove non si hanno dati relativi alle due unità, solo lo spessore totale (in nero). Lo spessore delle facies sabbioso-calcarenitiche aumenta in prossimità degli horst, contemporaneamente si riduce quella delle argille che invece raggiungono rapidamente i valori più elevati nei depocentri strutturali, sostituendo parzialmente le calcareniti. Ciò dimostra che lo sviluppo dei depositi più grossolani avveniva su un substrato strutturalmente delineato, controllato dai sistemi orientati ONO-ESE di età Pliocene (da CARBONE, 1985, modificato).

direzione ENE-OSO definiscono le maggiori strutture tettoniche presenti lungo tutta la costa siracusana.

Il *Graben* di Augusta (Fig. 52), la più estesa delle strutture presenti nell'area, è delimitato a nord e nord-est dagli *horst* di Monte Tauro e Cozzo Gisira-Cozzo Porte Rosse, mentre a sud-ovest è interrotto dagli *horst* di Petrarò e di Mendola. Un'ulteriore depressione tettonica, occupata dal F. Marcellino, si sviluppa a sud-ovest del *Graben* di Augusta, tra Mendola e S. Cusumano, al limite col Foglio "Siracusa". Verso monte le due depressioni sono limitate dai rilievi settentrionali dei Monti Climiti e dalle colline che da Villasmundo degradano verso mare sino a Punta Bònico.

Dei due sistemi principali del bordo ionico quello orientato NO-SE non interessa in genere i depositi quaternari, ma forma delle scarpate modellate dall'erosione, a volte sepolte. Per esempio, quelle di Mendola, S. Cusumano e Monte Tauro non sono evidenti in affioramento, ma si evincono dall'esame dei sondaggi, ubicati a breve distanza dai calcari miocenici, che attraversano elevati spessori di sedimenti quaternari (Fig. 52). Le scarpate dirette NO-SE sono state prodotte da faglie attive durante il Pliocene e sono interpretate come paleofalesie alla cui base si depositavano i sedimenti sabbioso-calcarei pleistocenici, mentre le aree depocentrali delle depressioni, lontane da apporti grossolani (Fig. 52), costituivano sede preferenziale della sedimentazione pelitica in regime di basso idrodinamismo (CARBONE, 1985).

Il sistema ENE-OSO, particolarmente sviluppato da Agnone verso l'avanfossa, disloca i terreni del Pleistocene inferiore; ma non la "panchina" (AUG), che si è depositata in discordanza su un substrato già delineato e parzialmente spianato dall'erosione. Ne consegue che le faglie di questo sistema hanno agito prevalentemente tra il Pleistocene inferiore ed il medio. A sostegno dell'attività tettonica durante il Pleistocene inferiore-medio di questo sistema (CARBONE *et alii*, 1982b; CARBONE, 1985) si registra che, all'interno di elementi morfostrutturali a comportamento omogeneo, i depositi terrazzati e/o le spianate di abrasione marina sono regolarmente distribuiti in vari ordini, mentre sono scarsamente correlabili in corrispondenza di faglie del sistema ENE-OSO che interessano tali "blocchi".

Le strutture come il *Graben* di Augusta, l'*Horst* di Monte Tauro e l'*Horst* di S. Demetrio, sono soltanto caratterizzati da sollevamenti differenziali. Lungo l'allineamento Lentini-Agnone il sistema diretto ENE-OSO rigetta quelli orientati NE-SO e NO-SE, prevalenti sul bordo dell'Avanfossa Catania-Gela. A nord della faglia di Agnone, la "panchina" risulta sensibilmente ribassata di quota, indicando così un'attivazione recente del sistema ENE-OSO.

Un ulteriore sistema di faglie a direzione NNO-SSE determina la depressione strutturale della baia di Brucoli e l'allungamento meridiano della penisola di Augusta. Anche se meno sviluppato tale sistema esercita un forte controllo sulla morfologia e disloca le faglie NO-SE che delimitano l'*Horst* di Monte Tauro. La sua direzione coincide con quella dominante della Scarpata Ibleo-Maltese.

2. – ETÀ E RUOLO DELLA SCARPATA IBLEO-MALTESE

Nel “Settore ionico” i *trend* di faglie orientate NO-SE, ma soprattutto quelle del sistema NNO-SSE, che nell’area del Foglio originano le strutture costiere del *Graben* di Augusta e degli *horst* di Monte Tauro e di Cozzo Gisira, sono più o meno allineati con l’andamento regionale del sistema della Scarpata Ibleo-Maltese.

Gli schemi paleogeografici ricostruiti per l’intervallo Messiniano inferiore-Pleistocene inferiore (v. Fig. 49) mostrano che solo dopo il Messiniano si attua il radicale mutamento della configurazione, che perdurava dal Cretacico superiore. Nel Pliocene inferiore si attivavano i *trend* orientati NE-SO, e dal Pliocene medio quelli diretti NO-SE e NNO-SSE nel settore siracusano. In ogni caso, la distribuzione delle fasce isopiche nel Miocene superiore e la continuità laterale di livelli batimetricamente ben definiti, come quelli biolititici o a faune oligotipiche, impedisce di localizzare in questo intervallo di tempo e in quest’area grossi movimenti tettonici. Ciò fa ritenere che la Scarpata non esisteva ancora, oppure non era sviluppata in questo settore. Nel primo caso la Scarpata avrebbe età post-messiniana (AMODIO MORELLI *et alii*, 1976), nel secondo caso (SCANDONE *et alii*, 1981) si avrebbe un suo arretramento e quindi di tutto il bordo ionico verso occidente. Secondo CARBONE *et alii* (1987) la Scarpata Ibleo-Maltese ha raggiunto l’attuale configurazione in epoca post-messiniana, con fasi di riattivazione plioceniche e quaternarie.

Nelle aree iblee adiacenti il Mare Ionio la ricostruzione della paleogeografia a partire dal Messiniano, a terra (CARBONE *et alii*, 1982b, 1982c) e a mare (TORELLI *et alii*, 1998), il parallellismo tra le strutture sommerse e quelle quaternarie osservate a terra, la coesistenza di evaporiti e Trubi nelle aree di Noto e di Capo Passero (LENTINI *et alii*, 1984) e di Trubi e fanghi del Pliocene medio-superiore a mare al largo di Capo Passero (COLANTONI *et alii*, 1981; SARTORI *et alii*, 1991), testimoniano notevole attività tettonica durante il Plio-Quaternario (SCANDONE *et alii*, 1981; BARONE *et alii*, 1982; Casero *et alii*, 1984): i rigetti qui calcolati sono perfettamente comparabili con quelli dell’avanfossa.

I dragaggi effettuati nel *seamount* di M. Alfeo (campagna oceanografica J/89 - SARTORI *et alii*, 1991), sulla terminazione meridionale del *Rise* di Messina, a circa 35 Mn (miglio nautico) ad est di Noto (Fig. 53), e la revisione dei profili sismici a riflessione ministeriali permettono di ipotizzare che la parte meridionale del *rise* suddetto, esteso sino a profondità superiori a -3000 m, rappresenti un segmento di avampase sprofondato dopo il Pliocene medio con distensione ancora attiva nel Pleistocene.

L’età dei più antichi sedimenti neogenici dragati al M. Alfeo, a -2712 e a -2840 m (v. carote n.10 e 11, in SARTORI *et alii*, 1991) lungo lo stesso elemento morfostrutturale, è Pliocene medio. Le due carote presentano caratteristiche sedimentologico-stratigrafiche e sismostratigrafiche analoghe: il sedimento è caratterizzato da fanghi calcarei a foraminiferi (zona a *Globorotalia aemiliana*) entro i quali sono diffuse faune risedimentate del Pliocene inferiore (zona a *Globorotalia margaritae* e a *G. puncticulata*). Questi sedimenti poggiano in discordanza su un substrato indurito, corrispondente ad una superficie di erosione subaerea successiva al Messiniano

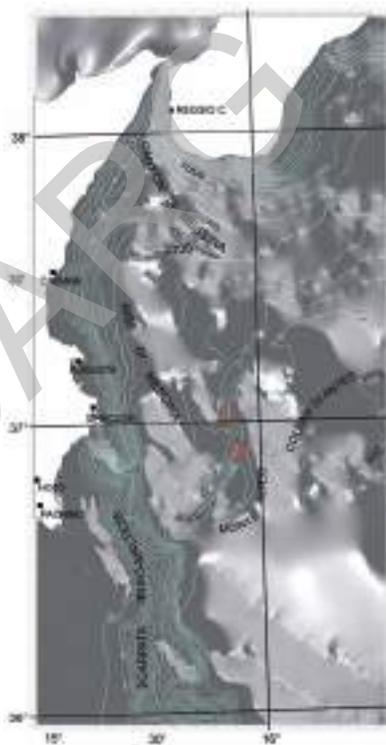
inferiore (CASERO *et alii*, 1984; EVANGELISTI, 1991). Il substrato è costituito da fanghi carbonatici a foraminiferi del Messiniano inferiore (zona a *Globorotalia conomiozea*, subzona a *G. mediterranea*) e/o da una potente successione detritica tortoniano-messiniana, e sono ricoperti da fanghi argillosi con significativa frazione terrigena e vulcanoclastica, nella cui porzione basale è presente un *debris flow* con ciottoli del fango messiniano a foraminiferi. L'età di questo intervallo, che non supera i 60 cm, è estesa dal Pleistocene pre-glaciale o glaciale (zona a *Globorotalia truncatulinoides*) al Pleistocene tardo-glaciale (BONAZZI, 1991). Lo spessore totale della sequenza, per le due carote, è di circa 1,50 m.

Analoghi sedimenti sono presenti in terra tra Noto e Pachino, a quota fino a 200 m s.l.m. Lo sprofondamento è stato guidato da faglie normali orientate circa NNO-SSE, che hanno anche prodotto la ripida scarpata ad est di Siracusa, prolungando verso nord la Scarpata Ibleo-Maltese.

Sul prolungamento settentrionale della Scarpata si trovano le numerose faglie del Sistema di Acireale (cfr. Fogli "Catania" e "Acireale") (Fig. 51), che interessano le vulcaniti etnee con formazione di spettacolari faglie-falesie di notevole rigetto e che creano a nord di Catania, lungo faglie dirette NNO-SSE, allineamenti di conetti vulcanici dai quali, in tempi storici, si sono avute colate che dimostrano l'attività in atto di questo sistema.

I sistemi di faglie attive presenti nell'area del Foglio, *on* e *offshore*, costituiscono uno degli aspetti peculiari di questo settore e della sua risposta in termini di **pericolosità sismica**. I dati sismologici indicano, per il settore orientale dell'Avampese Ibleo, uno stile sismico caratterizzato da eventi di elevata magnitudo localizzati nei livelli più profondi della crosta, che si verificano dopo lunghi periodi di ridotta attività; per tale ragione la zona è collocata tra le aree a più alto rischio della penisola italiana, specialmente se si tiene conto dell'elevato grado di industrializzazione ed urbanizzazione della fascia costiera.

Fig. 53 – Batimetria dell'area del "Rise di Messina" con indicazioni dei principali elementi morfologici (da SARTORI *et alii*, 1991 - campagna oceanografica J/89, integrata dall'ubicazione dei campioni c.10 e c.11 cui si fa riferimento nelle presenti Note Illustrative).



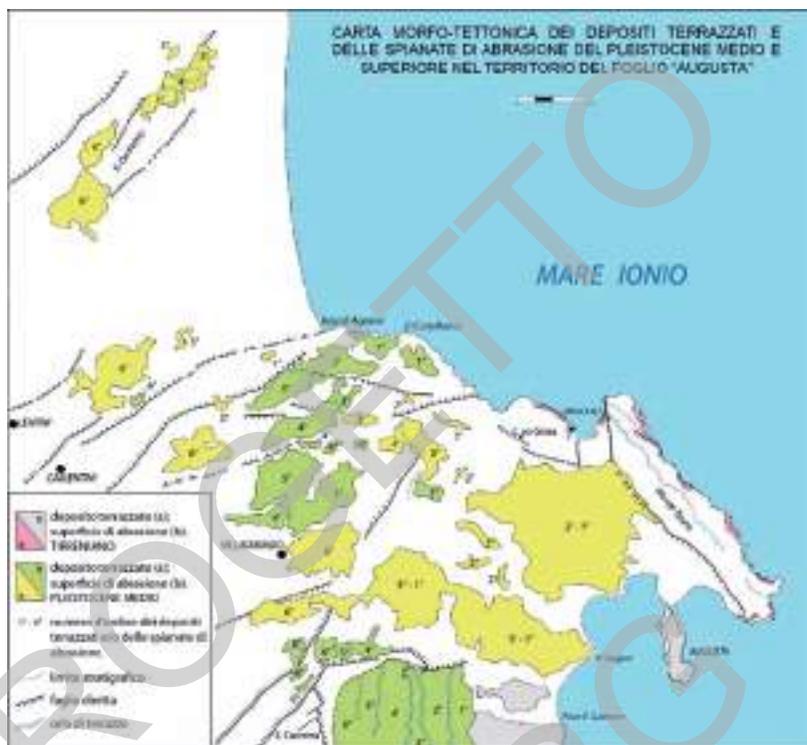
VIII – GEOMORFOLOGIA

1. – DEPOSITI MARINI TERRAZZATI E SPIANATE DI ABRASIONE DEL PLEISTOCENE MEDIO E SUPERIORE

Lungo il bordo ionico degli Iblei, dalla foce del F. Simeto fino ai dintorni di Avola (Foglio “Noto”), i depositi e le superfici terrazzate del Pleistocene medio-superiore sono distribuiti tra la quota massima di 210 m e 20 m circa s.l.m. (Tav. 1). Per un lungo tratto il limite a monte è contrassegnato dallo sviluppo di scarpate calcaree e, in minore misura, da costoni/espandimenti lavici, che si sviluppano quasi ininterrottamente dai dintorni di Villasmundo alla terminazione meridionale dei Monti Climiti (Foglio “Siracusa”). Queste scarpate, impostate in corrispondenza di sistemi di faglie, probabilmente non sono mai state oltrepassate dall’ingressione marina medio-pleistocenica.

I “terrazzi” riferiti a questo intervallo cronologico sono rappresentati sia da spianate di abrasione, sia da deposito costituito da conglomerati poligenici e da calcareniti tipo “panchina” (sintema Augusta – AUG). L’area più tipica è quella di Villasmundo, dove la copertura del Pleistocene medio-superiore si estende, in debole discordanza angolare, oltre i depositi del Pleistocene inferiore del sintema Lentini (LEI), fino a ricoprire termini pre-quadernari. A sud di Villasmundo infatti, tra Mass. Girello e Mass. Conigliara, il deposito del sintema AUG è rappresentato da pochi metri di conglomerato a clasti vulcanici e calcarenitici arrotondati, debolmente cementati, poggianti sulle lave VCT del Pliocene superiore. Più ad est, invece, affiorano calcareniti e calciruditi organogene giallastre e cementate, a stratificazione incrociata e/o ondulata (formazione AUG).

In destra del F. Marcellino il deposito costituisce pianori meno estesi, mentre ampie superfici pianeggianti di abrasione marina sono modellate sui terreni del Miocene e del Pleistocene inferiore. Tra queste la più alta ed ampia è quella di Mass. S. Caterina, che costituisce il primo di una serie di terrazzamenti compresi



Tav. 1 – Carta morfo-tettonica dei depositi terrazzati e delle spianate di abrasione del Pleistocene medio e superiore nel territorio del Foglio “Augusta”.

tra il F. Marcellino e il F. Càntera (Tav. 1). Tale località è stata scelta come area-tipo e ad essa si è fatto riferimento per le successive correlazioni. In quest’area sono stati riconosciuti sei ordini di terrazzamento compresi tra quota 196 e 50 m s.l.m. Il terrazzo di 6° ordine, esteso da 196 m a 155 m, è più inclinato rispetto a quelli di ordine successivo 5° (145-125 m), 4° (125-110 m), 3° (110-95 m) e 2° (95-80 m), che mostrano pendenze modeste e sono separati da orli poco netti. Il terrazzo di 1° ordine si estende da quota 70 a 50 m. s.l.m., distaccandosi notevolmente dai precedenti, nonché dalle sottostanti spianate tirreniane.

Di seguito vengono descritti, da nord a sud, i depositi e le spianate riferibili all’intervallo del Pleistocene medio-superiore. Nell’*Horst* di S. Demetrio si riconoscono vari ordini di deposito terrazzato, dei quali il più alto è costituito dalla “panchina” posta tra 142 e 110 m, a quote cioè decisamente più basse che nella zona di Villasmundo. Attribuendo questo deposito al 6° ordine, quelli di ordine inferiore risultano riferibili al 5° (90-75 m), al 4° (75-65 m) e al 3° (65-50 m); gli ordini 2° e 1° non sono riconoscibili (Tav. 1 e Tab. 4).

Il deposito del 6° ordine è presente anche nella piana di Murgo (tra Lentini e

Tab. 4 – Distribuzione dei depositi terrazzati e delle spianate di abrasione medio-pleistocenici nel territorio del Foglio “Augusta”.

Blocchi	Località	Quote massime e minime dei terrazzi medio-pleistocenici					
		6°	5°	4°	3°	2°	1°
Horst di S. Demetrio	Piano dei Matali	142-110	90-75	75-65	65-50		
Graben di Augusta	Carlentini-Castelluccio	190-175	160-150	150-125	125-100	85-75	65-35
	Villasmundo-Punta Cugno	209-190	145-20				
Horst di S. Caterina	S. Caterina - F. Carlers	108-155	145-125	125-110	110-95	95-80	70-50

Stazione di Agnone), ed è rappresentato dalla “panchina” che degrada da q. 142 a 120 m circa. Al medesimo ordine viene riferita la spianata di abrasione di Mass. Fico d’India, che insiste sulle calcareniti LEI₂. Al 5° ordine è stato assegnato il piccolo lembo di deposito terrazzato presente a q. 75 m, nei pressi di C. S. Filippella (in sinistra di Fosso Damiano).

Da Carlentini ad Agnone-Punta Castelluccio sono riconoscibili i sei ordini di terrazzi individuati a Villasmundo. Le superfici ivi presenti, inclinate debolmente verso nord-est, insistono sulle calcareniti LEI₁ e talora sulle lave plioceniche e pleistoceniche. Il deposito di q. 190-175 m costituisce il terrazzo di 6° ordine, separato nettamente dalle successive spianate di abrasione ubicate a q. 125 (3° ordine), tra q. 95-75 m (2° ordine) e q. 55-35 m (1° ordine) modellate sulle calcareniti LEI₁.

Nella zona compresa tra il F. Marcellino e Monte Tauro gli ordini di terrazzamento suddetti, ad eccezione del più alto, non sono più riconoscibili, in quanto la panchina degrada verso est, costituendo un’unica spianata fino a q. 20 m s.l.m.

L’età dei depositi terrazzati è Pleistocene medio-superiore; l’età radiometrica è compresa tra 330 (6° ordine) e 100 ka (1° ordine) (BIANCA *et alii*, 1999).

Non sempre è possibile attribuire con certezza l’ordine di terrazzo al deposito e/o alla spianata di abrasione. Ciò dipende dal fatto che i depositi terrazzati sono localizzati all’interno di elementi morfo-strutturali a comportamento disomogeneo (*Horst* di S. Demetrio, *Graben* di Augusta, *Horst* di S. Caterina); spesso infatti il rapido cambiamento dell’andamento dei vari ordini di terrazzo avviene in corrispondenza di sistemi di faglie che interessano terreni pleistocenici.

I “terrazzi” di ordine maggiore (6°) hanno comportamento omogeneo lungo tutta la costa iblea (CARBONE *et alii*, 1982b), ove mostrano un dislivello medio di circa 25 m. Fanno eccezione quelli di Villasmundo e di Florida (Foglio “Siracusa”), che registrano un valore circa doppio, denunciando così un’attività tettonica

contemporanea o immediatamente successiva alla formazione del terrazzo stesso. All'interno del *Graben* di Augusta si verificano due differenti situazioni: nell'area più settentrionale, assimilabile ad un *horst*, i depositi terrazzati hanno andamento regolare e tutti gli ordini individuati sono riconoscibili; in quella meridionale, vero e proprio *graben*, separata da un allineamento tettonico poco evidente sul terreno, invece si riconosce solo il deposito di ordine maggiore costituito dalla stessa panchina, tutti gli altri rappresentano un'unica estesa spianata che si segue con continuità sino alla costa (cfr. Grande Terrazzo Superiore di RUGGERI & UNTI, 1974).

La linea di massima ingressione marina del Pleistocene medio è evidenziata sul terreno da ingrottati e da fori di litofagi. Tale linea inoltre è stata sempre rintracciata in corrispondenza di una scarpata più o meno accentuata rappresentante la paleofalesia.

Nel *Graben* di Agnone-Lentini la panchina si mantiene a circa 140 m s.l.m. e si attesta contro le scarpate di faglia (paleofalesie) che limitano il *graben* verso sud. Si ritiene tuttavia che nell'area dell'*Horst* di S. Demetrio la linea di massima ingressione si trovasse in posizione più arretrata e attualmente non sia più visibile per erosione ad opera del Fiume S. Leonardo.

Verso Villasmundo la linea di massima ingressione è dislocata dalle faglie del Sistema Lentini-Agnone e si rinviene a circa 200 m s.l.m. Tale quota si mantiene costante fino a Melilli (Foglio "Siracusa") da dove comincia a degradare sino a raggiungere i 175 m alla base della dorsale dei Monti Climiti.

I depositi tirreniani corrispondenti ai conglomerati e sabbie a *Strombus Auct.*, affioranti in lembi discontinui da Punta Bònico (ad ovest di Brucoli) a Punta S. Elia (penisola di Monte Tauro), nell'insieme costituiscono una superficie debolmente degradante verso l'attuale linea di costa, seguendone l'andamento. In affioramento i depositi del sistema Monte Tauro (MNU) formano due ordini di terrazzi marini dislocati tra 20 e 10 m s.l.m. e tra 5 e 0 m (v. Tav. 1).

In corrispondenza di insenature o anche lungo le falesie costiere attuali il deposito è sostituito da allineamenti di grotte, canali e sifoni al cui interno sono stati ritrovati numerosi speleotemi (stalattiti, stalagmiti, concrezioni cipollari), e solchi di battente con frequenti fori di litodomi.

Ove l'intervallo tirreniano è rappresentato da spianate di abrasione, si sviluppa un fitto sistema di fratture subverticali orientate NO-SE, beanti e carsificate, a volte riempite da sedimento grossolano cementato dello stesso deposito MNU.

Nel territorio del golfo di Augusta, dalla cittadina sino a Faro Punta Giannalena, la piattaforma tirreniana, modellata sulla sottostante "panchina" milazziana (AUG), forma la piana costiera che si spinge fino a 3 km nell'entroterra, a quota circa 32 m s.l.m. (v. Tav. 1). Il deposito, quando preservato, è costituito da sabbie grossolane e da conglomerati. In quest'area non è possibile, per la presenza delle saline, dell'agglomerato industriale Càntera e dell'area archeologica di Megara Hjblaea, riconoscere i due ordini di terrazzi.

2. - MORFOLOGIA E SEDIMENTOLOGIA DELLA FASCIA COSTIERA

Nel Foglio “Augusta” la fascia costiera ionica si estende per una lunghezza di circa 47 km, compresa tra la foce del F. Simeto a nord e Punta Giannalena a sud. Morfologicamente tale fascia appare variamente articolata essendo costituita sia da segmenti di litorale bassi e sabbiosi che da costoni alti e rocciosi, caratterizzati dalla presenza di piccole insenature e *pocket beach*. Tale variabilità morfologica è sicuramente indotta dalla peculiare posizione geologica che il litorale occupa all’interno del quadro geologico regionale del settore geodinamico del Mediterraneo centrale.

Sulla base di tali considerazioni, e grazie alla sua particolare posizione geologica, l’intero litorale ionico della Sicilia è stato recentemente distinto in almeno tre grandi province costiere: una provincia di catena, una di avanfossa ed una di avampaese (LONGHITANO & ZANINI, 2006).

Il litorale che ricade all’interno del Foglio “Augusta”, occupa un settore a cavallo delle ultime due province costiere, confermando l’estrema variabilità dei caratteri geologici di questo settore che, conseguentemente, si riflette sulle caratteristiche morfologiche.

2.1. - PRINCIPALI SUB-SETTORI COSTIERI

Estese osservazioni condotte sul litorale ionico del Foglio “Augusta” hanno messo in evidenza come, anche all’interno delle province costiere considerate, esista una grande variabilità nelle principali morfologie caratterizzanti; per tale motivo lo stesso litorale può ulteriormente essere distinto, da nord verso sud, in tre sub-settori costieri:

1) un esteso e regolare sub-settore sabbioso a costa bassa, lungo circa 10 km e coincidente con il segmento litorale più meridionale della Plaia di Catania, geograficamente limitato a sud dalle vulcaniti neogenico-quadernarie iblee del promontorio di Agnone, e caratterizzato dalla presenza delle foci dei fiumi Simeto e San Leonardo, e dal lago peri-costiero artificiale Gornalunga;

2) un articolato sub-settore roccioso a costa alta, esteso per circa 31 km lineari, compreso tra il promontorio di Agnone e Punta Izzo, caratterizzato dalla presenza di rocce di natura prevalentemente vulcanica fino a Capo Campolato, interrotto da rari ed incassati corsi d’acqua (T. Castelluccio, Canale Brucoli) e limitate *pocket beach*; da Capo Campolato fino a Punta Izzo, le rocce affioranti lungo costa sono invece di natura sedimentaria, a litologia carbonatica, che conferiscono al litorale comunque una morfologia a costa alta, ma caratterizzata da una fisiografia un po’ più regolare rispetto al segmento precedente;

3) un sub-settore a costa bassa, lungo circa 6 km, compreso tra Punta Izzo e Punta Giannalena, costituente il litorale del Golfo di Augusta, comprendente una fascia costiera originariamente caratterizzata dalla presenza di estesi laghi e pantani peri-costieri, le cui caratteristiche naturali risultano attualmente quasi del tutto obliterate dall’intensa copertura antropica.

2.2. - CARATTERISTICHE DEI SEDIMENTI COSTIERI

I sedimenti che concorrono alla costituzione del litorale nel territorio del Foglio “Augusta” derivano principalmente da due fonti di approvvigionamento solido: il *drift* litoraneo proveniente dalle aree più a nord rispetto al Foglio e che ha una prevalente direzione di sviluppo verso meridione (LONGHITANO & COLELLA, 2007), e la produzione di sedimento clastico *in situ* da parte dell’azione di disagregazione meccanica che il moto ondoso, durante le fasi di alta energia, esercita sulle pareti rocciose che rappresentano una buona percentuale del litorale in esame.

I sedimenti che caratterizzano il litorale del primo sub-settore costiero, posto immediatamente a sud dell’apparato focale del F. Simeto (cfr. Note Illustrative del Foglio “Catania”, SERVIZIO GEOLOGICO D’ITALIA, 2009), rientrano quasi totalmente nel campo delle sabbie da medie a fini, con ottimo grado di classazione (sedimenti prevalentemente a composizione silicoclastica, da ben classati a molto ben classati). Verso i settori più interni, prevalgono sedimenti più fini e di provenienza alluvionale, derivanti dalle fasi di esondazione storica dei corsi d’acqua principali, prima che essi stessi venissero regimentati a partire dall’inizio degli anni ‘50 (D’ARRIGO, 1950). La fascia costiera, attualmente affetta da una profonda condizione di arretramento (Figg. 54 e 55), presenta volume di sedimenti lungo costa che non è proporzionato all’estensione della piana costiera che il litorale sottende. In prossimità delle foci dei due corsi d’acqua che ivi recapitano, possono saltuariamente essere osservati sedimenti limosi, anche in abbondanti quantità, che si intercalano ai sedimenti sabbiosi litorali.

Il secondo sub-settore è invece caratterizzato da sedimenti il cui *range* granulometrico diventa estremamente più ampio rispetto al settore precedente.



Fig. 54 - Panoramica della parte inferiore della piana deltizia del Fiume Simeto durante il mese di Agosto 2003 (a sinistra) e durante il mese di Maggio 2006 (a destra). Si noti come il sistema di spit sabbiosi presenti alla foce sia completamente sparito nel tempo. Tale fenomeno è stato accompagnato da un vistoso arretramento dell'intero tratto di costa a cavallo della foce.

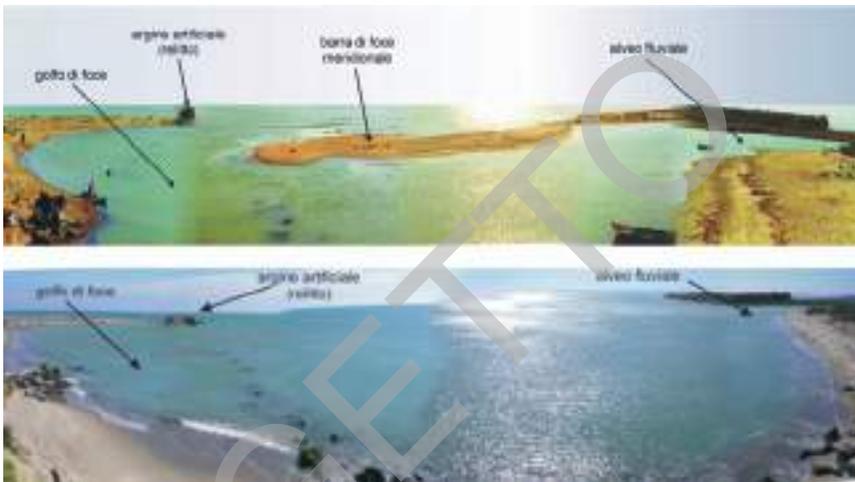


Fig. 55 - Vista panoramica della foce del Fiume Simeto e del sistema di spit sabbiosi durante la primavera del 1998 (in alto) e durante la primavera del 2007 (in basso). La foce appare completamente 'libera' da sedimenti che potrebbero concorrere alla formazione di spit, nonostante il sistema sia stato fotografato durante un periodo di bassa energia (assenza di mareggiate).

Qui, infatti, a causa della presenza sia di rocce di natura vulcanica che sedimentaria, e a causa del fatto che la maggior parte di questo segmento di costa presenti una morfologia a falesia, i sedimenti che ne derivano sono generalmente molto grossolani ed eterogenei. Essi provengono principalmente dalla rielaborazione da parte del moto ondoso di volumi di materiale clastico, risultato dalle fasi evolutive di diversi segmenti di falesia. Localmente, questi sedimenti riescono ad occupare delle limitate porzioni di costa protette dalla presenza di promontori dall'azione rimobilizzatrice del moto ondoso di alta energia, formando delle *pocket beach*. In prossimità di questi siti, si registrano i sedimenti a granulometria più fine (sabbie medio-fini). I sedimenti più grossolani sono invece concentrati alla base delle falesie, caratterizzate dall'assenza di qualsiasi protezione naturale nei confronti delle mareggiate, e che producono ammassi caotici di materiale clastico il quale, una volta ridotto a granulometrie più fini, può essere allontanato ad opera di correnti costiere a *drift* meridionale.

Nel terzo e più meridionale sub-settore costiero, si concentrano invece i sedimenti a granulometria più fine. Essi derivano dall'azione di accumulo in aree protette di laguna peri-costiera, il cui sviluppo è stato probabilmente controllato durante l'ultima fase di risalita eustatica. I sedimenti sono rappresentati da limi e sabbie fini limose, le cui caratteristiche possono essere meglio osservate ed interpretate da dati di sondaggio piuttosto che da depositi subaffioranti, a causa dell'elevata copertura antropica.

2.3. - CARATTERISTICHE DEI SISTEMI COSTIERI

Data l'estrema eterogeneità sia dei caratteri litologici del litorale del Foglio "Augusta", sia delle conseguenti peculiarità morfologiche, le caratteristiche che configurano i sistemi costieri che ivi si sviluppano sono anch'esse di estrema variabilità.

2.3.1. - *Sub-settore settentrionale*

Nel sub-settore più settentrionale si sviluppano i sistemi di foce dei fiumi Simeto e S. Leonardo. Essi risultano caratterizzati da un'estrema variabilità di morfologie a seconda della quantità di sedimento disponibile e del reiterarsi di fasi di alta energia da parte dell'azione del mare, soprattutto durante le stagioni più fredde. La presenza o l'assenza di *spit* sabbiosi, variamente ancorati alle foci fluviali e la loro stessa conformazione morfologica, diventano importanti indicatori dello "stato di equilibrio" dei sistemi fociali (LONGHITANO & COLELLA, 2007). Nello stesso sub-settore, a poche decine di metri dalla costa, si forma il Lago Gornalunga, con la sua piccola foce. Questo lago pericostiero di poche centinaia di mq è alimentato dal canale artificiale Benante, e drena verso mare le acque dei pantani presenti nella piana alluvionale. Talora, il piccolo sistema Benanti/Gornalunga non possiede sufficiente energia per creare uno sbocco al mare, ed è occluso dall'accumulo di sedimento sabbioso ad opera del moto ondoso sulla costa.

Questi sistemi appartengono tutti ad un tipo di costa con un originario profilo di tipo dissipativo (ORTON & READING, 1993), capace cioè di disperdere l'azione energetica del moto ondoso incidente sulla costa attraverso la presenza di almeno due serie di barre sommerse e relativi truogoli, posti a diversa distanza dalla battigia. Tale identità morfologica si rispecchia sul tratto emerso della spiaggia attraverso la presenza di una serie (fino a tre ordini) di berme lungo l'avanspiaggia, e un'estesa area di retrospiaggia caratterizzata da duneti in embrione parzialmente vegetati. Le ultime osservazioni, condotte nei mesi invernali del periodo 2006-2007 hanno messo in evidenza l'assenza di queste morfologie di base, non solo a causa dell'azione reiterata delle mareggiate, che comunemente caratterizzano le stagioni invernali, ma soprattutto a causa del profondo stato di arretramento costiero di cui il litorale soffre ormai da tempo (LONGHITANO & ZANINI, 2002).

2.3.2.- *Sub-settore centrale*

In contrasto con quanto osservato nel sub-settore precedentemente descritto, nel secondo sub-settore costiero, compreso tra il promontorio di Agnone e Punta Izzo, il sistema deposizionale costiero che più caratterizza questo segmento di litorale è rappresentato da un profilo di tipo riflessivo (ORTON & READING, 1993), caratterizzato cioè da una morfologia di spiaggia sommersa che rapidamente



Fig. 56 - Vista della spianata di abrasione marina presente lungo il litorale del Faro S. Croce (Monte Tauro). Si noti come i depositi a rodoliti, riferiti alla formazione dei calcari a echinodermi e molluschi (CHH), siano interessati da una intensa erosione causata sia da dissoluzione meteorica che da degradazione meccanica da parte del moto ondoso.



Fig. 57 - Particolare della litofacies a rodoliti algali (a sinistra) della figura precedente. L'unità è interessata (a destra) da un'intensa abrasione marina con la formazione di vaschette, solchi, marmitte di abrasione marina.

degrada al di sotto della profondità media di azione del moto ondoso, escludendo qualsiasi dissipamento dell'energia dei frangenti incidenti sulla costa. Pertanto, questo sub-settore, fatta eccezione per quelle aree morfologicamente "protette", è caratterizzato da alti valori di energia, capaci di generare forti azioni di

sgretolamento meccanico delle rocce che formano le falesie.

In qualche caso, soprattutto lungo il segmento a litologia carbonatica, possono essere presenti dei relitti di falesia abbandonata a breve distanza dalla costa (*mesa*), insieme a limitate spianate di abrasione marina (Figg. 56 e 57), le quali condizionano il moto ondoso incidente provocando una locale dissipazione di energia, come è possibile osservare nel caso delle località di Castelluccio e Brucoli.

Le *pocket beach* rappresentano il risultato dell'accumulo di volumi di sedimento derivante dai crolli delle pareti di falesia, parzialmente rielaborato dall'azione del moto ondoso ed organizzato in piccoli ed isolati sistemi a basso gradiente di inclinazione e, di conseguenza, a debole componente dissipativa.

Alcune aree del tratto costiero appartenente a questo secondo sub-settore sono caratterizzate dalla vistosa presenza di superfici terrazzate a ridosso della costa, anche se parzialmente coperte da copertura urbana a vocazione prevalentemente turistica. Ciò che può essere osservato è la presenza di successioni sedimentarie d'età pleistocenica che riproducono, attraverso la ripetizione ritmica di *facies-tract* verticali, cicli di oscillazione relativa del livello del mare di alta frequenza (5° ordine?) assolutamente coincidenti con gli ordini di terrazzi marini osservati in alcune località.

2.3.3. - Sub-settore meridionale

Il terzo sub-settore, che costituisce il tratto costiero più a meridione del Foglio "Augusta", è rappresentato *pro parte* dal litorale del Golfo di Augusta, il quale è formato da due insenature naturali rappresentate dal Porto Xifonio e dal Porto Megaresè, delimitate dal promontorio di Punta del Bastione. Il litorale sottende ad un'area costituita un tempo da estese superfici lacustri, attualmente bonificate e regimentate nel loro assetto idrologico di superficie. Il sistema deposizionale più rappresentativo è dunque quello di un litorale sabbioso di tipo dissipativo, caratterizzato da un'ampia fascia interna a carattere lacustre/palustre, all'interno della quale, in seguito alle opere di bonifica iniziate a partire dagli anni '50, è stato impiantato un importante e produttivo sistema di saline, ubicato alla foce del T. Mulinello.

La sua caratterizzazione attuale è piuttosto difficoltosa a causa dell'intensa copertura urbana che ha determinato la scomparsa progressiva di aree o settori naturali ancora parzialmente preservati o che conservano alcuni caratteri morfosedimentologici originari; pertanto, una più completa caratterizzazione del sistema deposizionale costiero potrà essere fatta sulla base della raccolta di stratigrafie da sondaggio, in parte già disponibili, in quanto il settore risulta essere stato minuziosamente indagato nei primi metri di sottosuolo per scopi di tipo ingegneristico.

IX - CARSISMO E SPELEOGENESI DEL SETTORE NORD-ORIENTALE IBLEO

1. - PREMESSA

Con l'inizio dell'emersione dell'Altopiano Ibleo le superfici esposte agli agenti meteorici iniziano a carsificarsi. È probabile che i processi di carsogènesi abbiano avuto inizio con effetti molto pronunciati durante il Messiniano. In quel periodo infatti l'azione congiunta di sollevamento isostatico dell'area, tettonica sinsedimentaria, vulcanesimo e abbassamento del livello del mare ha determinato l'emersione di gran parte dell'altopiano, che ha assunto una configurazione simile a quella attuale, infatti molte aree centrali non sono state più sommerse in epoche successive.

Una superficie di erosione del Messiniano inferiore, ben visibile sul terreno, si è quindi sviluppata con diversa intensità intaccando profondamente il substrato. Condizioni marine normali si sono ristabilite nel Pliocene inferiore, soltanto in aree marginali dell'altopiano interessate dalla deposizione dei Trubi che hanno, quindi, "sigillato" la preesistente paleo-morfologia e i depositi relativi post-datando la fenomenologia carsica messiniana. Al riguardo, numerosi affioramenti presenti nei limitrofi fogli "Lentini" e "Vizzini" mostrano sia riempimenti di Trubi nelle paleo-doline sui gessi, sia contatti basali dei Trubi sui depositi continentali del Messiniano superiore (GRASSO *et alii*, 2002).

Lungo l'attuale costa ionica da Augusta a Siracusa e nel relativo entroterra, al di sopra delle vulcanoclastiti della formazione Carlentini, calcari a pettinidi del Tortoniano superiore passano a calcari del Messiniano inferiore (formazione Monte Carruba) di ambiente lagunare soggetto a variazioni di salinità. La definitiva emersione dell'area durante il Messiniano inferiore ha determinato la superficie di erosione sui calcari. La fase trasgressiva emiliana ha quindi sigillato le fratture beanti carsificate con le calcareniti marine (RUGGIERI *et alii*, 2008).

Durante il Quaternario gli affioramenti carbonatici dell'area orientale ionica

sono stati oggetto di diffusi processi carsogenetici governati sia dall'attività sismotettonica, estrinsecatasi al passaggio Pliocene-Pleistocene che, nelle fasi successive, dalle oscillazioni eustatiche correlate ai cambiamenti climatici a scala globale.

Evidenze morfologiche di tali processi durante il Pleistocene sono state riscontrate lungo le principali depressioni strutturali costituite dai *Graben* di Augusta e dell'Anapo (Foglio "Siracusa"). In particolare, relativamente alla struttura dell'Anapo, l'analisi delle quote del carsismo fossile presente negli affioramenti carbonatici miocenici ha evidenziato una ciclicità dei processi di carsificazione, caratterizzata da differenti velocità di approfondimento e insenimento, correlata con le quote dei terrazzi marini rilevati lungo il settore ionico (RUGGIERI *et alii*, 2004).

I dati carsogenetici rilevati nel settore della depressione dei *Graben* di Lentini e di Augusta, per quest'ultimo di seguito riportati, aggiungono un ulteriore tassello conoscitivo sulla complessa fenomenologia speleogenetica originatasi nelle formazioni carbonatiche dei Monti Iblei.

2. - LE MORFOLOGIE CARSICHE DEL SETTORE NORD-ORIENTALE IBLEO

La natura prevalentemente carbonatica della formazione miocenica dei Monti Climiti, affiorante nel settore nord-orientale della regione iblea, ha determinato le condizioni ottimali per la formazione di un'ampia gamma di morfologie carsiche, sia superficiali che ipogee, originatesi sin dalle prime fasi di emersione del settore siracusano dell'altopiano a partire dalla fine del Pliocene, ed evolute dal Pleistocene fino ai nostri giorni. Al riguardo, di seguito si distinguono le morfologie rilevate in superficiali e ipogee, e sarà, infine, tentata una correlazione speleogenetica con i dati geologici di letteratura riscontrati.

2.1. - MORFOLOGIE SUPERFICIALI

Le forme di superficie sono il risultato dei processi dissolutivi operati dalle acque di precipitazione attraverso il ruscellamento, la raccolta o l'infiltrazione, e l'azione biocarsica. Nell'areale interessato dai calcari della formazione Monti Climiti, le superfici di strato si presentano variamente carsificate con morfologie legate a vari fattori quali la pendenza, la fratturazione, il grado di porosità primaria e la vegetazione. Di seguito, le principali morfologie rilevate sono state suddivise in **forme di raccolta, di ruscellamento e di infiltrazione**.

Forme di raccolta

Vaschetta di corrosione (*kamenitza*) – Sono forme che si originano in seguito alla raccolta delle acque di precipitazione in piccole depressioni che si trovano su superfici di roccia esposta orizzontali o poco inclinate (Fig. 58).



Fig. 58 – Vaschette di corrosione in parte modificate per usi antropici (Brucoli).

Forme di ruscellamento

Scannellature (*rillenkarren*) – Sono forme di dimensioni centimetriche ad andamento rettilineo e si formano su superfici con pendenza elevata (Fig. 59).

Forme di infiltrazione - Sono forme che si originano per infiltrazione localizzata in un punto.

Fori carsici – di dimensioni centimetriche (Fig. 60).

Doline – Forme legate alla dissoluzione concentrata ad opera di acque di infiltrazione raccolte su piccoli bacini di estensione compresa fra qualche decina e qualche migliaio di m² (Figg. 61 e 62).

Inghiottitoi – punti di cattura di corsi d'acqua perenni o stagionali (Figg. 63 e 64).

Valli fluvio-carsiche e forme indotte – rientra in questa categoria la quasi totalità del reticolo idrografico, e forme indotte associate (solchi, marmitte, ecc.), che disseca, lungo discontinuità strutturali, con forme più o meno approfondite (canyon, gole, forre) le rocce carbonatiche dell'Altopiano Ibleo. Le morfologie



Fig. 59 - Karren presenti sui versanti della Falesia S. Caterina (Monti Climiti settentrionali).

derivanti sono il risultato combinato di azioni di tipo erosivo, dovute al ruscellamento idrico e di fenomeni corrosivi legate all'azione dissolutiva delle acque acide di ruscellamento e infiltrazione (Fig. 65).



Fig. 60 – Fori carsici sui versanti del Canale fluvio-carsico di Brucoli.



Fig. 61 – Piccola depressione di forma sub-arrotondata nell'area Gisira – Brucoli.



Fig. 62- Depressione tipo dolina nell'area Gisira – Brucoli.



Fig. 63 – *Areale dell'Inghiottitoio di Poggio Manchitta (dorsale dei Monti Climiti).*



Fig. 64– *Inghiottitoio di Poggio Manchitta (dorsale dei Monti Climiti).*



Fig. 65 – Valle fluvio-carsica di Brucoli nel tratto terminale invasa dal mare.

Forme carsiche indotte

Sono forme non propriamente carsiche, ma in cui il carsismo ha avuto un'azione predisponente. Fra queste le doline di crollo che si originano in prossimità della superficie per il collasso della volta (Fig. 66).

2.2. - MORFOLOGIE IPOGEE

Le forme carsiche ipogee presenti sono state così suddivise sotto il profilo morfogenetico in: cavità carsiche s.s., cavità paleo-marine, cavità marine.

Cavità carsiche s.s.

In questa categoria rientrano quelle cavità che si originano attraverso normali processi speleogenetici che si innescano sin dalle prime fasi d'infiltrazione delle acque meteoriche acide all'interno della rete di fratture dell'ammasso roccioso. Nelle suddette cavità può riscontrarsi una successione di ambienti, sia in senso orizzontale che verticale, che denota fasi distinte di carsificazione legate alle



Fig. 66 – Dolina di crollo in località S. Caterina (dorsale dei Monti Climiti).

oscillazioni della falda freatica a scala stagionale e alle variazioni del livello di base dell'erosione a scala temporale più estesa in concomitanza ai periodi più o meno lunghi dei cambiamenti climatici quaternari. Le suddette cavità possono essere caratterizzate da forme di ordine dimensionale maggiore (condotti carsici) e forme di ordine dimensionale inferiore (forme parietali). I condotti carsici in relazione alle condizioni idrogeologiche presenti nel corso della loro formazione si possono distinguere in vadosi (di percolazione, di scorrimento a pelo libero) e freatici (di scorrimento a pieno carico).

Tra le cavità più interessanti, dal punto di vista morfologico, presenti nell'area si elencano:

- 1) Il complesso carsico Villasmundo-Alfio
- 2) La Grotta del Monaco
- 3) La Grotta del Carrubo
- 4) La Grotta della Falesia
- 5) La Grotta di Poggio Manchitta

Complesso carsico Villasmundo-Alfio

Con i suoi complessivi 2634 m circa di condotti e gallerie costituisce il fenomeno carsico più interessante ed esteso della Sicilia sud-orientale, ubicato nel Comune di Melilli in località Cugno di Rio (toponimo a scala 1:25.000), tra le



Fig. 67 – Condotto freatico inciso da erosione vadosa (tra le Masserie Manchitta e S. Caterina, terminazione settentrionale dei Monti Climiti).



Masserie Manchitta e S. Caterina (terminazione settentrionale dei Monti Climiti). Si sviluppa in massima parte nei calcari del membro di Siracusa della formazione Monti Climiti ed è interessato da una circolazione idrica attiva. L'analisi delle morfologie, sia recenti che passate, presenti lungo le gallerie del sistema manifesta il verificarsi di episodi speleogenetici governati dal sollevamento dell'area con fasi policicliche legate alle variazioni eustatiche quaternarie (Figg. 67 e 68).

Grotta del Monaco

Cavità carsica, con due ingressi a quota 24 m s.l.m., ubicata nel Comune di Augusta nel promontorio del Monte Tauro. La grotta si estende per circa 150 m lungo discontinuità orientate NO-

Fig. 68- Depositi calcitici.



Fig. 69 – Galleria principale della Grotta del Monaco (Monte Tauro).



Fig. 70 – Depositi conglomeratici nella parte medio-terminale della cavità.



Fig. 71 - Depositi calcitici.



Fig. 72 - Galleria su frattura.

SE e presenta sia morfologie parietali da depositi calcitici di ambiente subaereo vadoso che morfologie freatiche. Nella parte finale la presenza di depositi conglomeratici cementati, che occludono l'angusto condotto terminale, evidenzia l'occorrenza di passati episodi di ingressione marina all'interno della cavità (Figg. 69, 70, 71, 72).

Grotta del Carrubo

Cavità carsica, con ingresso a quota 256 s.l.m., ubicata nel Comune di Melilli in località Cugno di Rio (Monti Climiti). La grotta si estende per circa 24 metri, nei calcari della formazione Monti Climiti, lungo una struttura orientata NE-SO e presenta sia morfologie freatiche tipo camino e solchi che depositi calcitici di ambiente vadoso sulle pareti (Figg. 73 e 74).



Fig. 73 - Ingresso Grotta del Carrubo (dorsale dei Monti Climiti, a nord-est di C. Salafia).



Fig. 74 - Galleria su frattura.



Fig. 75 – Grotta della Falesia S. Caterina - Solco di corrosione su interstrato (dorsale dei Monti Climiti, a nord-est di C. Salafra).



Fig. 76 – Ambiente su frattura.

Grotta della Falesia

Cavità carsica, con ingresso a m 260 s.l.m., ubicata nel Comune di Melilli in località Cugno di Rio. La grotta si sviluppa per circa 23 m lungo un ambiente disseccato da fratture trasversali orientate NE-SO. Sono presenti morfologie freatiche tipo domo sulla volta della parte finale e solchi lungo un interstrato (Figg. 75, 76, 77).



Fig. 77 – Domo di corrosione sulla volta.

Grotta di Poggio Manchitta 1

Cavità carsica, con ingresso a m 355 s.l.m., ubicata nel Comune di Melilli nella località omonima (per l'ubicazione a scala del Foglio v. Mass. Manchitta). La grotta, che si sviluppa per circa 20 m, è interessata da una frattura con direzione NNO-SSE (Fig. 78).



Fig. 78 – Cavità su frattura/interstrato (dorsale dei Monti Climiti, nei pressi di Mass. Manchitta).

2.3. - LE MORFOLOGIE CARSICHE MARINE

In questa categoria rientrano le cavità e i solchi originatisi per fenomeni sia carsici che per azioni erosive meccaniche legate al moto ondoso marino. Si descrivono, di seguito, le cavità paleo-marine, i paleo-solchi di battente e le cavità marine.

Le cavità paleo-marine

La loro ubicazione su paleo-falesie marine, a quote elevate e distanti rispetto



Fig. 79 - Grotte a ovest di Punta S. Elia (settore meridionale di Monte Tauro).



Fig. 80 - Grotta a ovest di Punta S. Elia (settore meridionale di Monte Tauro).

all'attuale linea di costa, evidenzia antichi livelli di stazionamento del mare connessi a fasi trasgressive originatesi in periodi interglaciali caldi del Pleistocene. Sulle pareti, sia interne che esterne, e sul pavimento di alcuna di queste cavità si possono, altresì, osservare rispettivamente fori di organismi marini litofagi, che stazionavano nella fascia intertidale fra la bassa e l'alta marea, e depositi calcarenitici marini quaternari ricoprenti il substrato carbonatico miocenico.

Le suddette cavità, presenti lungo le falesie costiere del promontorio di Monte Tauro, sono:

- 1) Grotte a ovest di Punta S. Elia (Figg. 79 e 80)
- 2) Grotta del Monaco2 (Fig. 81)
- 3) Grotta del Monaco3 (Fig. 82)
- 4) Grotta del Monaco4 (Fig. 83)
- 5) Grotte del Vetrano (Figg. 84 e 85)
- 6) Grotte di Monte Amara (Fig. 86)



Fig. 81 - Grotta del Monaco2 (Monte Tauro).



Fig. 82 - Grotte del Monaco3 a quota 20 s.l.m. (Monte Tauro).



Fig. 83 - Grotta del Monaco4 a quota 35 m s.l.m. (Monte Tauro).



Fig. 84 - Grotte del Vetrano a quota 2-5 m s.l.m. (Monte Tauro, a sud di Cavalerà).



Fig. 85 – Fori di litofagi sulle pareti delle Grotte del Vetrano (Monte Tauro, a sud di Cavalera).



Fig. 86 – Grotte Monte Amara a quota 2-10 m s.l.m. (Monte Tauro, ad est di C. Imprescia).

I paleo-solchi di battente

Oltre alle già descritte paleo-cavità, tra le morfologie costiere, con componente di corrosione carsica, sono da annoverare anche i paleo-solchi di battente legati a passati livelli di stazionamento marino, scolpiti sia su falesie marine attuali che su paleo-falesie oggi distanti anche diversi chilometri dalla linea di costa attuale. Nell'area considerata sono state osservate e di seguito riportate morfologie attribuite all'azione combinata erosiva del moto ondoso e corrosiva carsica e ipercarsica:

- 1) Paleo-solco di Cala Spezzantennola (Fig. 87)
- 2) Paleo-solco Monaco3 (Fig. 88)
- 3) Paleo-solco Falesia S. Caterina (Fig. 89)
- 4) Paleo-solco Carrubo (Fig. 90)

I paleo-canali marini

Analogamente a quanto riportato per i paleo-solchi, una genesi mista di tipo erosivo marino e corrosivo carsico può attribuirsi alle morfologie tipo canali



Fig. 87 – “Faglia del Tauro” scolpita da un paleo-solco di battente a quota 5 m s.l.m. e rimodellata nella parte superiore da morfologie di erosione differenziale marino/eolica. Loc. Cala Spezzantennola.



Fig. 88 – Paleo-solco di battente a quota 5 m s.l.m. con livello superiore Grotte del Monaco3 a quota 20 s.l.m. (settore meridionale di Monte Tauro).



Fig. 89 – *Paleo-solco sulla Falesia S. Caterina (terminazione settentrionale dei Monti Climiti).*



Fig. 90 – *Paleo-solco Carrubo (dorsale dei Monti Climiti, a nord-est di C. Salafia).*

osservate in corrispondenza dei due ingressi della Grotta del Monaco. Nel caso di seguito illustrato nelle Figg. 91 e 92, è altresì ipotizzabile l'esistenza di una preesistente dolina il cui crollo ha aperto poi la via all'ingressione delle acque del mare con la conseguente formazione del canale.

Le cavità marine

In questa categoria rientrano le cavità censite ubicate sulle falesie calcaree marine del promontorio del Monte Tauro e del Canale naturale di Brucoli, in parte semisommerse e comunque entro la fascia intertidale compresa fra la bassa e l'alta marea. La genesi di alcune di queste cavità è mista, vale a dire all'azione smantellatrice del moto ondoso si sommano processi di tipo sia carsico che ipercarsico dovuti alla miscelazione di acque a diverso contenuto salino. I suddetti processi, legati alla presenza di alcuni sali disciolti nelle acque marine, accentuano i fenomeni di corrosione carsica determinando ampliamenti relativamente veloci dei condotti e dei vani carsici (Figg. 93, 94, 95, 96, 97).



Fig. 91 – *Paleo-canali carsici della Grotta del Monaco (Monte Tauro).*



Fig. 92 - *Particolare del paleo-canale impostatosi su una depressione tipo dolina (Monte Tauro).*



Fig. 93 – Cavit  marine a nord-ovest di Punta Izzo (Monte Tauro).



Fig. 94 – Cavit  marine a ovest di Faro S. Croce (Monte Tauro).



Fig. 95 - Cavit  marina in localit  Villa Marina (Monte Tauro).



Fig. 96 – Cavit  marina in localit  Monte Amara (Monte Tauro, ad est di Porcigno).



Fig. 97 – Cavit  marine lungo il canale di Brucoli.

3. - EVOLUZIONE SPELEOGENETICA DEL CARSISMO NEL SETTORE NORD-ORIENTALE IBLEO (*GRABEN* DI LENTINI E DI AUGUSTA)

Il settore in esame è costituito dalla depressione strutturale orientata NE-SO Scordia–Lentini e dal suo prolungamento verso il litorale ionico del *Graben* di Augusta orientato NO-SE.

L'origine di tali strutture sembra legarsi ad una prima fase collisionale estesa dal Messiniano al Pleistocene inferiore che ha provocato l'inarcamento e l'emersione della regione iblea seguita dal collasso delle zone marginali. A tale periodo è attribuito lo sviluppo delle depressioni tettoniche plio-pleistoceniche, orientate dapprima NE-SO e poi NO-SE, e l'evoluzione di un reticolo idrografico molto maturo, contestualmente allo sviluppo di un primo sistema endocarsico di circolazione idrica sotterranea. Ad una seconda fase collisionale, a partire dal Pleistocene medio, viene invece attribuito il sollevamento dell'intera regione, la sua dissezione da parte dei corsi d'acqua e il terrazzamento dei depositi marini costieri (CARBONE *et alii*, 1982b; BIANCA *et alii*, 1999; CATALANO *et alii*, 2007). È in questa seconda fase che avviene l'approfondimento della circolazione carsica con lo sviluppo di cavità di una certa estensione.

Lo studio dei fenomeni carsici presenti in tale settore, oltre ad evidenziare una buona corrispondenza fra le anzidette orientazioni strutturali e le direzioni di prevalente carsificazione ha, altresì, fornito buone correlazioni fra le diverse fasi di carsificazione, testimoniate da evidenze morfologiche, con l'evolversi delle strutture, il sollevamento dell'area e il succedersi delle fasi eustatiche pleistoceniche.

3.1. – CORRELAZIONI CARSISMO-TETTONICA-EUSTATISMO NEL *GRABEN* DI AUGUSTA

Al fine di tentare una correlazione fra lo sviluppo dei fenomeni carsici nell'area del *Graben* di Augusta con le variazioni tettoniche ed eustatiche che hanno interessato lo stesso, sono stati presi in considerazione alcuni elementi morfologici ritenuti significativi, rilevati nell'area, costituiti sia da paleo-solchi di battente che da cavità carsiche e marine. Le suddette morfologie rappresentate nel diagramma 1 (Fig. 98a) sono costituite, in ordine di quota decrescente, dalla Grotta di Poggio Manchitta 1, dalle cavità della Falesia S. Caterina (in località Cugno di Rio), dalla Grotta Villasmundo, dal paleo-solco-cavità Monaco 4, dal paleo-solco-cavità Monaco 1 e dalle Grotte Vetrano. Nel diagramma 2 (Fig. 981b) sono state riportate le quote di massima ingressione pleistocenica (CARBONE *et alii*, 1982b; BIANCA *et alii*, 1999) per l'area di Augusta, integrate con la quota del paleo-solco della Falesia S. Caterina.

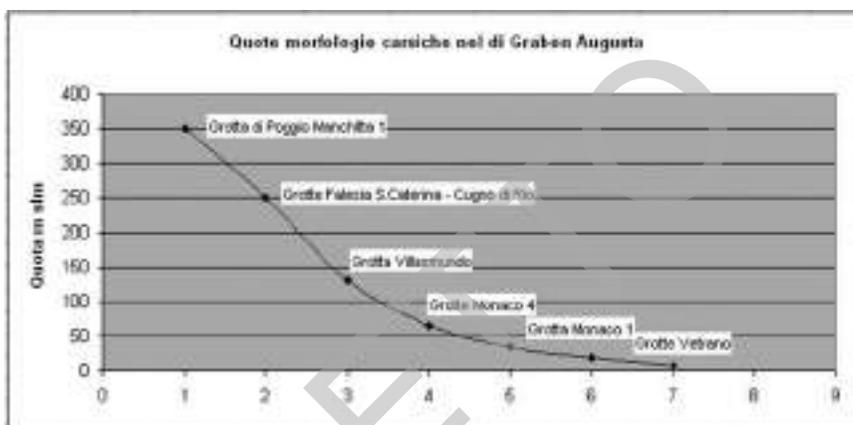


Fig. 98a – Quote s.l.m. delle morfologie carsiche/marine nel Graben di Augusta.

Per ciò che concerne gli aspetti strutturali, le suddette cavità presentano direzioni di prevalente sviluppo uguali a NNO-SSE (Grotta di Poggio Manchitta 1), NE-SO (grotte della Falesia S. Caterina), NO-SE (grotte di Monte Tauro: Grotta Monaco 1, Grotte Monaco 4 e Grotte Vetrano).

Un discorso a parte merita il sistema carsico più significativo presente nell'area, per estensione e peculiarità morfologiche, costituito dal complesso speleologico Villasmundo-Alfio. Le direzioni di maggiore carsificazione di questo sistema ricalcano le direzioni strutturali che caratterizzano, più in generale, sia il *Graben* Lentini (NE-SO) che il *Graben* di Augusta (NO-SE).

Dall'analisi e confronto fra le quote rappresentate nei diagrammi 1 e 2 (Fig. 98) si evincono le seguenti considerazioni:

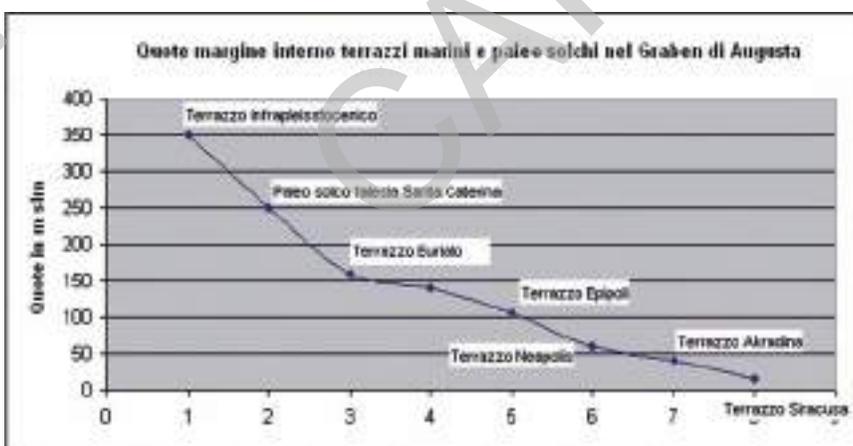


Fig. 98b – Quote del margine interno dei terrazzi marini e paleo-solchi nel Graben di Augusta.

1- I fenomeni di carsificazione nell'areale considerato sarebbero iniziati con la fase di regressione del ciclo sedimentario del Pleistocene inferiore, a partire dalla quota di massima ingressione riportata a 350 m s.l.m. (CARBONE *et alii*, 1982b). La grotta di Poggio Manchitta può pertanto inserirsi nella primitiva rete epicarsica che si sviluppava nel *Graben* di Augusta nel corso dei sollevamenti del Pleistocene inferiore contestualmente ad una fase regressiva.

2- Ai successivi sollevamenti medio-pleistocenici e contestuali fasi eustatiche regressive può essere attribuito l'approfondimento dei fenomeni di carsificazione attestatosi nella fascia di quote 240-250 m s.l.m. presenti sulla Falesia S. Caterina. Il paleo-solco attestato alle suddette quote, si collocherebbe, difatti, fra i livelli 270 e 220 m s.l.m. rispettivamente Grotta Spinagallo e Grottone 1 di BIANCA *et alii*, 1999, compresi fra 330 e 410 ka.

3- Con il procedere del sollevamento medio-pleistocenico, contemporaneamente ad una fase regressiva successiva alla trasgressione denominata Epipoli, caratterizzata da una quota di 140 m s.l.m. del suo margine terrazzato più interno, inizia a svilupparsi nel *graben* il complesso carsico Villasmundo-Alfio.

L'approfondimento di quest'ultimo, con il procedere del sollevamento dell'area, prosegue quindi con fasi più o meno veloci e cicliche rimarcate da evidenze morfologiche in relazione al succedersi dei movimenti eustatici pleistocenici. In particolare, la formazione di canali di volta testimonia fasi di erosione antigravitativa a seguito del riempimento delle gallerie. Episodio questo, da collegarsi a fasi trasgressive, mentre l'incisione vadosa di canali freatici si collega a sollevamento, ad una fase regressiva, o ad entrambe le cause. L'andamento strutturale di prevalente carsificazione del sistema rifletterebbe un'evoluzione delle fasi estensionali dell'areale considerato da NE-SO per il *Graben* di Lentini a NO-SE per quello di Augusta, con possibili evidenze morfologiche dell'inversione del campo di *stress* (CATALANO *et alii*, 2008) che potrebbero aver causato i fenomeni di crollo di alcune gallerie della Grotta Villasmundo.

4- Al Pleistocene superiore, infine, potrebbero attribuirsi i livelli di carsificazione attestati a quota 35 e 24 m s.l.m. (Grotta del Monaco4 e Monaco1) rispettivamente correlabili con i terrazzi rilevati nell'area (Akradina e Siracusa), mentre di età olocenica sono le paleo-cavità marine attestate fra quota 2 e 7 m s.l.m. nel promontorio di Monte Tauro. Per queste cavità la presenza di riempimenti detritici conglomeratici denota altresì il verificarsi di fasi trasgressive di riempimento marino successivi ai rispettivi anzidetti periodi di formazione carso-marina.

4. - CONCLUSIONI

I fenomeni carsici originatisi nel settore nord-orientale ibleo ricalcano l'evoluzione di questo settore della Sicilia che inizia a sollevarsi a partire dal Messiniano. Al riguardo, le morfologie più antiche si originano nel settore più occidentale primo ad incarcarsi (Monte Lauro - Buccheri) in età Pliocene-Pleistocene inferiore, con direzioni di prevalente carsificazione NE-SO e formazione di

macro-morfologie (Forra e Dolina della Stretta). Procedendo, quindi, verso est la formazione del bacino estensionale del *Graben* di Lentini innesca sui fianchi meridionali, carbonatici miocenici in sollevamento, l'avvio dei primi processi di carsificazione con la creazione di una rete epicarsica correlabile ad un'età pleistocenica inferiore contestualmente ad una fase regressiva. Allo stesso periodo può attribuirsi la rete epicarsica del settore più orientale del *graben* coincidente con l'areale di Poggio Manchitta. Ma è con i sollevamenti del Pleistocene medio che si ha il maggiore sviluppo della rete carsica con la formazione del Complesso carsico Villasmundo-Alfio il cui sviluppo e morfologie riflettono l'evoluzione della struttura estensiva da NE-SO a NO-SE e il cambiamento successivo del campo di *stress*. Infine con il Pleistocene superiore e l'Olocene si approfondisce ancora il circuito carsico che si attesta lungo la costa, rispettivamente a quote 40-20 m s.l.m. e 7 e -10 m, quest'ultimo sommerso per l'innalzamento eustatico flandriano attuale.

Le forme carsiche fin qui riconosciute e descritte ricadono nelle aree di affioramento di rocce calcaree presenti lungo la terminazione settentrionale dei Monti Climiti, di Cozzo Gisira e di Monte Tauro (Fig. 99).

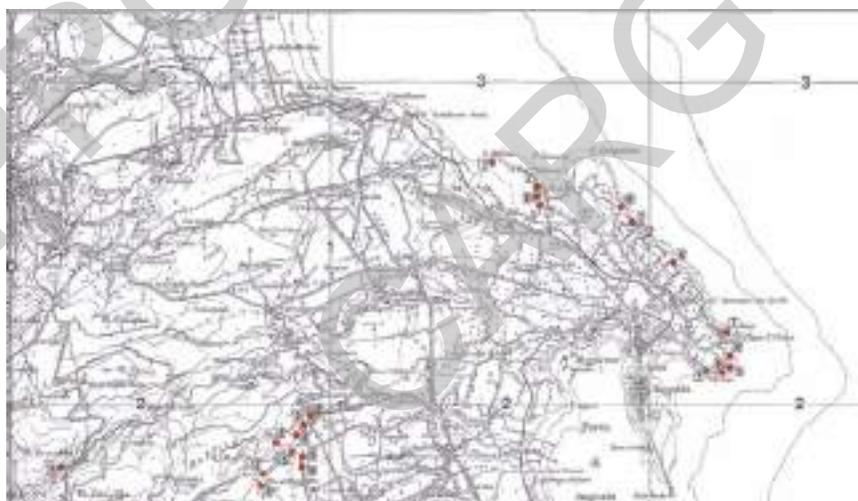


Fig. 99 – Localizzazione e tipologia delle principali forme carsiche nei terreni carbonatici del Foglio "Augusta": 1- dolina e inghiottitoio con assorbimento perenne; 2- inghiottitoio impermeabile che assorbe un corso d'acqua temporaneo; 3- Cavità verticale che assorbe un corso d'acqua temporaneo; 4- Cavità orizzontale che assorbe un corso d'acqua temporaneo; 5- Cavità orizzontale né assorbente né emittente; 6- Cavità di origine marina posta al di sopra del livello delle acque, 7- Cavità di origine marina semi-sommersa; 8- sorgente carsica perenne, 9- Scannellature.

PROGETTO
CARG

X - ANALISI DELLA SISMICITÀ E PERICOLOSITÀ SISMICA

1. - SISMICITÀ E ZONE SISMOGENETICHE

L'area del Foglio "Augusta" è una delle zone a più alta pericolosità sismica dell'Italia essendo stata colpita nel passato da diversi terremoti distruttivi (magnitudo $M = 6.4-7.3$).

Per stimare la pericolosità sismica dell'area sono state utilizzate metodologie classiche, come ad esempio quella di Cornell (SLEJKO *et alii*, 1998; GRUPPO DI LAVORO MPS, 2004). Questi approcci tuttavia risentono della limitazione dovuta all'assunzione di zone sismogenetiche omogenee ed estese, caratterizzate da tasso di sismicità e modello di attenuazione uniforme, che tendono a nascondere eventuali differenze nei vari siti. Per superare queste restrizioni, recentemente sono state sviluppate metodologie (MAGRI *et alii*, 1994) che utilizzano le intensità osservate al sito per il calcolo della pericolosità sismica (MONACHESI *et alii*, 1994; MUCCIARELLI *et alii*, 2000). È stata quindi eseguita l'analisi di dettaglio dei terremoti che hanno interessato la città di Augusta (AZZARO *et alii*, 2000b; BARBANO *et alii*, 2000, 2001; BOSCHI & GUIDOBONI, 2001) al fine di ricostruirne la storia sismica di sito.

I terremoti capaci di dare un contributo significativo alla pericolosità sismica del settore in studio sono localizzati in Sicilia orientale e in Calabria meridionale (Fig. 100).

Per quanto riguarda le zone sismogenetiche della Calabria meridionale, le strutture qui certamente più attive sono le faglie del bacino del Mèsima, delle Serre, di Gioia Tauro e di Cittanova, la cui attività si è protratta anche nel Pleistocene superiore e nell'Olocene (VALENSISE & D'ADDEZIO, 1994; MONACO & TORTORICI, 2000; JACQUES *et alii*, 2001). Queste strutture con direzione NE-SO sono state probabilmente responsabili dei grandi terremoti calabresi del 5, 6 e 7 febbraio e del 1 marzo del 1783 (BARATTA, 1901).



Fig. 100 - Epicentri dei principali terremoti nel periodo 1125-1990 che hanno provocato danni o sono stati avvertiti ad Augusta.

Nello stretto di Messina è ubicato il terremoto del 28 dicembre 1908 ($M @ 7.1$; $I_{max} = XI$, MCS) ampiamente descritto da BARATTA (1910). Poiché non vengono documentate evidenze di fagliazione superficiale e i dati strumentali non sono molto precisi, vari Autori hanno proposto modelli diversi riguardo la collocazione spaziale, la geometria e le dimensioni della sorgente (GHISSETTI, 1992; VALENSISE & PANTOSTI, 1992, 2001).

Nell'area etnea la sismicità è caratterizzata da eventi di bassa magnitudo e ipocentri superficiali (GRESTA *et alii*, 1997), per cui gli eventi di quest'area sono capaci di produrre localmente effetti distruttivi ma vengono appena avvertiti al di fuori dell'area stessa (AZZARO *et alii*, 2000a).

Al confine tra i Nebrodi e i Peloritani occidentali, i terremoti sono localizzati lungo il versante Tirrenico, in particolare lungo l'allineamento Patti-Vulcano-

Salina (AZZARO *et alii*, 2000b). Questa sismicità è associabile alle strutture trascorrenti destre NO-SE presenti nell'area (es. il terremoto di Patti del 1978, BARBANO *et alii*, 1979).

In Sicilia sud-orientale la sismicità è distribuita soprattutto lungo la costa ionica, dove gli eventi hanno raggiunto $M @ 7.0$ (AZZARO & BARBANO, 2000). La struttura responsabile dei terremoti maggiori di quest'area (1169, $I_0 = X$ MCS; 1693, $I_0 = XI$ MCS; 1818, $I_0 = IX/X$ MCS) è probabilmente la Scarpata Ibleo-Maltese. Questo sistema, formato da segmenti di faglie normali a direzione prevalente NNO-SSE, delimita *offshore* la zona ionica. Terremoti di moderata magnitudo sono localizzati invece nel settore più interno del Plateau Ibleo (AZZARO & BARBANO, 2000).

2. - STORIA SISMICA

La storia sismica di un sito, che è l'elenco cronologico degli effetti causati da terremoti vicini e lontani al sito stesso, valutati in intensità macrosismica, rappresenta la base essenziale per stabilire l'impatto del terremoto con il territorio nel tempo e può anche essere utilizzata per valutare la pericolosità direttamente dai dati di intensità al sito con un metodo recentemente sviluppato (MAGRI *et alii*, 1994).

Per la definizione della storia sismica al sito sono stati utilizzati come dati di partenza il *database* DBMI04 (STUCCHI *et alii*, 2007) e il Catalogo dei Forti Terremoti Italiani (BOSCHI *et alii*, 2000), oltre ad alcuni lavori recenti sulla sismicità e pericolosità sismica della Sicilia orientale (AZZARO *et alii*, 2000b; BARBANO *et alii*, 2000, 2001; BARBANO & RIGANO, 2001; BOSCHI & GUIDOBONI, 2001). La rilettura delle fonti storiche citate in questi lavori ha permesso di compilare il catalogo di sito, aggiungendo nuove informazioni, specialmente per i terremoti più forti che hanno provocato danni. Allo scopo di ottenere una maggiore omogeneità del *dataset*, le intensità sono state stimate utilizzando la nuova Scala Macrosismica Europea 1998 (EMS-98; GRÜNTAL, 1998).

Ad Augusta gli effetti di danno maggiori sono legati all'attività delle faglie regionali che si sviluppano lungo la costa ionica siciliana; danni minori sono provocati dai terremoti ubicati nello Stretto di Messina e nell'area interna del Plateau Ibleo (Fig. 100).

La città è posta su un'isoletta di 2,2 km di lunghezza, protesa sullo Ionio fra il porto Xifonio a oriente e quello Megarese a occidente. La vecchia città, "Megara Hjblaea", fu rasa al suolo nel 212 a.C. mentre l'attuale insediamento risale a Federico II di Svevia (XIII secolo circa), che ne fece un porto di importanza strategica provvedendola di inespugnabili capisaldi difensivi, quali il castello Svevo e i tre forti Garzia, Vittoria e Avolos. Sull'impianto federiciano intervennero in seguito prima gli aragonesi e poi gli spagnoli, sempre più caratterizzando l'insediamento come "porto-fortezza".

Augusta fu colpita da diverse sciagure: le incursioni dei turchi nel XVI secolo, il terremoto del 1693 che la rase al suolo, il saccheggio francese del 1676, il terremoto

del 1848 ed i bombardamenti dell'ultima guerra (TRINGALI & LA ROSA, 1993).

Viene di seguito riportata una breve descrizione dei danni causati ad Augusta dai terremoti di intensità più elevata ($I \geq VII$ EMS-98).

Il terremoto del 4 febbraio 1169 causò danni considerevoli in tutta la Sicilia orientale e parte della Calabria meridionale (BOSCHI *et alii*, 2000). I più importanti centri abitati della "Val di Noto" (Sicilia sud-orientale), della "Piana di Catania" (settore centrale della Sicilia orientale) e della "Val Demone" (Sicilia nord-orientale) furono gravemente danneggiati (BARBANO *et alii*, 2001). Furono osservati fenomeni permanenti sul terreno in una vasta area fra la costa ionica e Caltagirone. Uno tsunami colpì la città di Messina e la foce del Fiume Simeto (LOMBARDO, 1985). Catania fu rasa al suolo e ci furono probabilmente 15000 vittime. Per Augusta non si hanno informazioni storiche, perché la città ancora non si era sviluppata nella forma attuale, ma presumibilmente restò danneggiata.

I danni causati dal terremoto del 1542 (BOSCHI *et alii*, 2000) si estesero dalla costa ionica, dove diverse località furono quasi del tutto distrutte, fino a Caltagirone nella parte più interna della regione iblea. Il numero dei morti è sconosciuto ma superò i 147 (CHRONACA SICILIANA, XVI sec.). Augusta fu molto danneggiata: "*Pati grandemente nelle pubbliche muraglie e nelle case private*" (FAZELLO, 1560) (I = VIII EMS).

Augusta fu distrutta dalle due scosse del 9 e 11 gennaio 1693. Diverse testimonianze coeve (AGdS, 1693a; BCdA, 1693; ASV, 1693a) riportano notizie distinte per le due scosse. BOCCONE (1697) per la scossa dell'11 sottolinea i danni ulteriori provocati dall'esplosione avvenuta nel castello e all'incendio che ne seguì: "*e questo incendio cagionò poi un altro disordine non minore all'effetto del terremoto*". La cronaca scritta da una monaca del monastero di Santa Caterina di Augusta (BCdA, 1693), dà una descrizione dettagliata dei danni provocati dalla scossa del 9 e sottolinea come il terremoto dell'11 avesse raso al suolo ogni edificio sia civile che religioso, fortemente indeboliti dalla scossa precedente: "*totalmente spiantò tutti i Conventi, tutte le Chiese, tutti i Palagi e tutte le case, senza lasciare nella Città né segni di edifici, né vestigia di abitazioni, né forma di strade*". Per la scossa del 9 ci furono 200 morti e sembra che la metà della città sia stata distrutta o comunque abbia subito danni gravi e numerosi crolli: "*Poco meno della metà della città è demolita, inclusi tutti i Conventi e un Monastero di monache, quello del Carmine quasi tutto a terra con la sua chiesa*" (AGdS, 1693a).

A causa della seconda scossa morirono da 1840 a 2300 persone su un totale di 6300 abitanti: "*Augusta; abitanti 6173, morti 1840; distrutta del tutto nelle case, Chiese e la maggior parte delle Fortificazioni, fino alla Torre di Avalos che sta in mezzo al mare*" (AGdS, 1693b); "*Agosta, città demaniale fu rivelata d'anime n. 6173. Distrutta dell'intutto, così per il terremoto, come per l'incendio della polvere, che si conservava nel castello. Restarono conquassati li baluardi del Castello, li forti, che sono in mezzo del porto rimasero aperti. E della Torre d'Avola, situata all'entrar del porto, né cascò la Lanterna. Defunti n. 2300*" (BOCCONE, 1697).

Non disponendo di percentuali precise sul numero degli edifici danneggiati

o distrutti e soprattutto non potendo fare una valutazione precisa sulle tipologie edilizie allora presenti, si assegna alle due scosse $I = 9$ e $I = 10-11$ EMS, rispettivamente.

Il terremoto del 20 febbraio 1818 fu fortemente avvertito ma non provocò danni di rilievo: *“Venerdì giorno 20 ad ora una di notte fece uno spaventosissimo tremuoto. Non vi fu danno alcuno né di persone, né di fabbriche, all’infuori di una piccola Cuboletta di Campanile, ed un Maestro ferito leggermente in testa”* (ASPA, 1818)

La città di Augusta fu inoltre parzialmente distrutta nel 1848 (BOSCHI E. & GUIDOBONI E. (2001). Due terzi delle case crollarono e molte chiese e conventi subirono danni rilevanti: *“Il terremoto fece crollare due terze parti delle case di quel comune, a contare dal convento dei pp. Cappuccini, al piano del Castello; crollarono delle chiese, e crollanti ne rimasero i campanili. E le case che rimasero in piedi, fu uopo demolirle. L’architrave della volta maggiore della Chiesa madre si distaccò; la prospettiva si distaccò dai muri maestri; uno dei pilastri di detta facciata rovinò al par della statua ivi poggiata, l’orologio del comune cadde. La chiesa della SS. Annunziata e quella di S. Andrea e S. Sebastiano molto soffrirono, essendo rimaste aperte in più punti. Crollò in gran parte la facciata del convento di S. Domenico dalla parte d’oriente; moltissimo soffrirono le fabbriche del convento dei padri Carmelitani a segno di non poterlo più abitare, al par di quello de pp. Pavalotti e de pp. Cappuccini. Rovesciò in gran parte il convento dei pp. Riformati. Perirono sotto le rovine 30 individui e 35 rimasero feriti”* (FERRUGGIA-RUSSO, 1852). Per questo evento si stima una $I = 9$ EMS.

Il terremoto calabro-messinese del 28 dicembre 1908, nonostante la distanza epicentrale *“ad Augusta causò lesioni in molti edifici”* (BARATTA, 1910).

Il terremoto del 1990 ha interessato circa 250 località delle province di Siracusa, Catania e Ragusa ed è stato anche avvertito in alcune zone della Calabria Meridionale (BOSCHI *et alii*, 2000). Sebbene il terremoto avesse magnitudo moderata ($M = 5.3$), ha provocato vittime e danni su una vasta area del settore nord-orientale dell’area iblea. La città di Augusta ha subito danni gravi ($I = VII$): *“Il terremoto causò danni rilevanti al 60% circa degli edifici in cemento armato di recente costruzione nel Rione Borgata, dove furono osservate significative rotazioni del primo e del secondo impalcato. Danni leggermente meno gravi furono riscontrati nella cosiddetta “isola” del centro storico, caratterizzata da terreni più coerenti: una prima rilevazione dei danni segnalò genericamente danni agli edifici del ‘700. Oltre alla Borgata nord, presentò gravi danni anche la zona delle case popolari. Furono riscontrati danni alla chiesa madre e ad altre due chiese; il palazzo comunale e la casa di cura “Salus” furono chiusi a causa delle lesioni. In molti edifici fu rilevato il cedimento delle tamponature e dei rivestimenti. Solo in pochi casi furono rilevati danni strutturali rilevanti, quali lesioni di taglio nei pilastri della prima elevazione; lesioni da taglio e, in misura minore, da schiacciamento, nella maggior parte delle murature. Nel centro storico, furono dichiarati parzialmente inagibili: gli edifici del Municipio, la sede dell’USL 27 e della medicina di base, l’autoparco comunale. Circa in*

metà delle chiese furono riscontrate lesioni. Il terremoto aveva danneggiato il 30% del patrimonio edilizio abitativo e il 50% di quello scolastico. Gli edifici pubblici totalmente inagibili furono 22; gli edifici privati inabitabili furono 368. Le scuole danneggiate furono 19, delle quali 13 furono dichiarate inagibili. Nel centro storico furono danneggiate una scuola media e una scuola elementari. Il terremoto causò il ferimento di circa 40 persone. Rimasero senza tetto 300 famiglie per un totale di 2250 persone” (BOSCHI *et alii*, 2000).

Nell’analisi della pericolosità sismica della città di Augusta non si possono trascurare gli effetti sismoindotti come liquefazioni e tsunami che assumono particolare importanza nella ricostruzione degli scenari sismici considerato che un’ampia fascia lungo la costa di Augusta, a pochi metri sopra il livello del mare, è fortemente industrializzata e ricca di sistemi infrastrutturali.

Vengono di seguito riportate le descrizioni reperite nelle fonti storiche relative agli effetti di tsunami del 1542, 1693 e 1908.

LACISIO (1543) riguardo al terremoto del 1542 scrive: “*Siciliam igitur scito tanto tamque horrendo terrae motu ut ... Augusta vero penè mari demersa*” (La Sicilia è stata scossa da un terremoto tanto grande e talmente orrendo che Augusta fu quasi sommersa dal mare).

Effetti di tsunami in seguito alla scossa del 9 gennaio 1693 sono stati segnalati da una testimonianza coeva: “*la notte del 9 gennaio, circa l’ore cinque, tutti si trovavano nel porto d’Augusta quando si sentono furiosamente sbattere dai marosi imperversati e da moti insoliti da quell’onde*” (CAMPIS, 1694).

In seguito alla scossa dell’11, l’onda di maremoto danneggiò le galere dei Cavalieri di Malta alla fonda del porto e inondò i quartieri della città prospicienti il mare: “*Le Galere di Malta che si trovavano nel porto di Augusta rimasero per un breve tratto in secco, per essersi ritirato il mare, però dopo l’acqua tornò con tale violenza, che si dica fossero quasi perdute, e il mare uscì dai suoi limiti tanto quanto retrocedette, sebbene la risalita fosse più violenta e della distanza di un tiro di moschetto*” (AGdS, 1693c). “*Il mare si ritirò più di quattro canne dal suo solito limitare, ma dopo breve spazio tornò a ricrescere con tanto impeto, che superò la solita riva, tanto, quanto nel ritirarsi era mancato*” (ASV, 1693b). “*Il mare infuriato spruzzava spaventì, sino a giungere tempestoso alle mura del celebre Convento di S. Domenico; tanto che alcune Galee della Religione di Malta, ch’erano in quel porto ebbero a sudare per non patir naufragio*” (BURGOS, 1693).

Effetti di tsunami furono osservati nel porto di Augusta anche in occasione del terremoto di Messina del 28 dicembre 1908, come riportato da BARATTA (1910): “*Dalla relazione dell’Ufficio di Porto risulta che circa 20 minuti dalla scossa, dentro il porto fu avvertito un fragore simile a quello prodotto dalle onde che si infrangono contro scogli; trascorsi pochi secondi il mare invase la spiaggia con parecchie ondate, la maggiore delle quali, la prima, si elevò nel porto stesso a m. 1.75: la durata di tale fenomeno fu di 10 minuti circa, ma poi, per tutto il giorno rimasero le acque agitate. Fuori porto si elevarono anche oltre 2 metri e si propagarono entro terra per una quindicina di metri. Il maremoto produsse vari danni alla Salina*”.

Sono stati esaminati anche i fenomeni idrogeologici e geomorfologici, transitori o permanenti, che si sono verificati in occasione degli eventi sismici più significativi. Gli effetti sismogeologici relativi al terremoto dell'11 gennaio 1693 furono, per entità e diffusione, i più rimarchevoli. La fonte che meglio documenta tali fenomeni è BOCCONE (1697).

In occasione del terremoto del 1542 un'annotazione manoscritta dello storico ebreo coevo Ha-Kohen (BTJN, sec.XVI), fa riferimento a fenomeni di liquefazione nella città di Augusta: *"un forte terremoto ha raso al suolo edifici grandi e poderosi e li ha trasformati in laghi d'acqua"*.

Effetti rilevanti si ebbero durante il terremoto del 1693, essendosi osservata l'apertura di fenditure: *"nel territorio limitrofo si aprirono profonde spaccature che eruttavano materiali bituminosi e vicino al tempio sacro dei divi Cosma e Damiano si formò una voragine da cui emersero fiamme di zolfo e il maleodorante fumo di queste"* (BOTTONE, 1718).

Più recentemente, in seguito al terremoto del 1990 furono osservate fessure nell'asfalto di piazzale Fontana; nello stesso luogo fu osservata la risalita di fluidi probabilmente dovuta a processi di liquefazione dei materiali utilizzati per la bonifica delle antiche saline. All'interno dello stadio, infine, si verificò

Tab. 5 - *Catalogo di sito per Augusta ($I \geq V$). I terremoti indicati con (^) sono tratti dal Gruppo di Lavoro CPTI (12004), quelli con (*) da AZZARO & BARBANO (2000) e quelli con (°) da BARBANO & RIGANO (2001). M_m è la magnitudo macrosismica.*

An Me Gi	Area epicentrale	Lat	LLon	M_m	I_0	I_{oss}	I_{cal}
1169 02 04	Sicilia orient.	37.380	15.070	6.8	X-XI	-	X
1542 12 10 [°]	Sortino	37.227	14.903	6.3	IX-X	VIII	VIII
1624 10 03 [^]	Mineo	37.270	14.750	5.4	VIII	-	V
1693 01 09 [~]	Val di Noto	37.169	15.005	5.8	VIII-IX	IX	VI-VIII
1693 01 11 [~]	Sicilia orient.	37.415	15.049	7.1	XI	X-XI	X-XI
1698 04 12	Vizzini	37.292	14.789	5.1	VII-VIII	-	V-VI
1716 12 01 [^]	Catania	37.502	15.087	4.8	VII	-	VI
1727 01 07 [^]	Noto	36.913	15.045	5.1	VII-VIII	III-IV	V
1783 02 05	Calabria merid.	38.267	15.917	7.1	XI	V	V-VI
1783 02 05	Calabria centr.	38.800	16.467	7.1	XI	-	V
1818 02 20 [°]	Catania	37.602	15.141	6.3	IX-X	V-VI	VI-VI
1818 03 01 [^]	Mt. Iblei	37.200	14.750	5.1	VII-VIII	-	V
1846 04 22	Catania	37.500	15.083	4.2	V-VI	-	V
1848 01 11 [~]	Augusta	37.366	15.154	5.4	VIII	IX	IX
1905 09 08 [^]	G.di S.Eufemia	38.754	16.026	4.3	V	-	VI-V
1908 12 28 [^]	Messina	38.150	15.680	7.1	XI	VI-VII	VI
1959 12 23 [*]	Piana Catania	37.428	14.890	4.7	VI-VII	VI	VI
1990 12 13 [~]	Sicilia S-E	37.259	15.110	5.1	VII-VIII	VII-VIII	VII

i dati macrosismici disponibili al sito. Per esempio, se si assume che l'incertezza esista soltanto tra i due possibili valori di intensità VII e VIII, la funzione di distribuzione potrebbe essere descritta da una stringa di dieci elementi:

$$p_s(I) = [1., 1., 1., 1., 1., 1., 0.5., 0., 0., 0.]$$

per intensità I che variano tra il II e l'XI grado EMS-98.

La storia sismica al sito risulta descritta da una matrice di funzioni di distribuzione che rappresenta, per ciascun terremoto, la probabilità che l'intensità al sito sia maggiore o uguale a ciascuno dei valori di intensità. Va comunque sottolineato che, per quasi tutti gli eventi, la maggior parte dei valori di intensità utilizzati nel calcolo rappresentano dati osservati quindi, specialmente per i terremoti che hanno provocato danni, il modello di attenuazione adottato è praticamente ininfluente. Inoltre, ogni classe di intensità ha la propria soglia di completezza, calcolata applicando la metodologia di MULARGIA *et alii* (1987), ed è trattata indipendentemente dalle altre. La procedura adottata infatti non utilizza *a priori* nessun modello di distribuzione di terremoti (es. Gutenberg-Richter, *etc.*).

In Tab. 6 sono riportati il periodo di completezza per ciascuna classe di intensità e i relativi periodi di ritorno medi (Fig. 102). I periodi di ritorno, calcolati usando le intensità al sito, risultano essere più brevi di quelli ottenuti da SLEJKO *et alii* (1998) con la metodologia di CORNELL (1968). Questo metodo dà, per la maggior parte delle località della Sicilia sud-orientale, un'intensità massima attesa di VIII, in un periodo di 475 anni mentre, con la procedura applicata in questo studio, si ottengono intensità fra IX e X per un intervallo di tempo comparabile. Queste diverse valutazioni non possono essere giustificate dalle piccole differenze di intensità derivanti dall'uso di scale macrosismiche differenti (MCS e EMS-98), ma possono essere spiegate considerando che il metodo di Cornell assume zone sismogenetiche estese caratterizzate da tasso di sismicità omogeneo.

Il periodo di ritorno medio per intensità X è di 556 ± 334 anni. Confrontando i periodi di ritorno medio atteso con quelli ottenuti per la città di Catania (Fig. 102), risultano praticamente uguali. Questo suggerisce che le due città devono la loro pericolosità agli stessi terremoti.

Tab. 6 - Soglia di completezza per le varie intensità e periodi di ritorno medio (anni) per le città di Augusta e Catania

Intensità	Augusta		Catania	
	Anno di completezza	Periodo di ritorno	Anno di completezza	Periodo di ritorno
V	1783	16 ± 4.2	1783	15 ± 4.2
VI	1693	30 ± 11	1693	28 ± 8.6
VII	1542	60 ± 27	1542	41 ± 12
VIII	1542	94 ± 43	1542	98 ± 44
IX	1169	242 ± 145	1169	254 ± 151
X	1000	556 ± 334	1000	553 ± 324

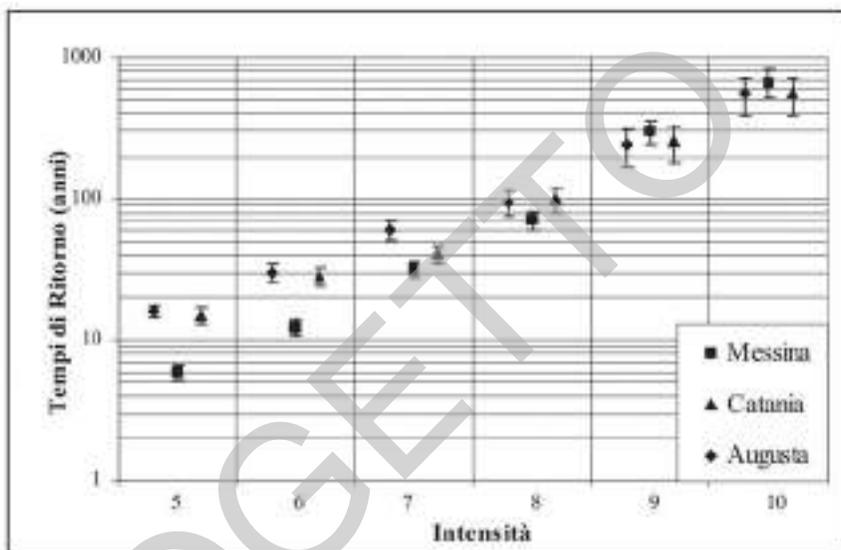


Fig. 102 - Periodi di ritorno medio (anni) con errore associato calcolati con il metodo di MAGRI et alii (1994) per Augusta, Catania e Messina.

Ad Augusta effetti di intensità VII hanno un periodo di ritorno medio di 60 anni e di 94 anni per quelli di intensità VIII. Le stime di pericolosità eseguite in ambito GNDT (MELETTI *et alii*, 2000) evidenziano, invece, valori di intensità massima attesa con una probabilità molto più elevata per l'area di Augusta rispetto a quelli di Catania.

Confrontando i periodi di ritorno medio atteso con quelli ottenuti per la città di Messina (Fig. 102), risulta che la città di Messina presenta pericolosità sismica maggiore, data la notevole frequenza di eventi di media intensità. Gli eventi di bassa e media intensità ad Augusta e a Catania hanno periodi di ritorno superiori rispetto a Messina; le differenze tra le località si attenuano osservando i periodi di ritorno relativi agli eventi d'intensità più alta. Per valori di intensità IX e X i periodi di ritorno calcolati per Augusta e Catania sono simili a quelli di Messina. Le stime di pericolosità eseguite in ambito GNDT (MELETTI *et alii*, 2000) evidenziano, invece, valori di intensità massima attesa con una probabilità molto più elevata per l'area dello Stretto di Messina rispetto a quelli ottenuti per la Sicilia sud-orientale (BARBANO *et alii*, 2001) e per Augusta in particolare (Fig. 103).

4. CONSIDERAZIONI CONCLUSIVE

I principali risultati di questo studio possono essere così sintetizzati:

- Il catalogo di sito di Augusta mostra che i terremoti distruttivi o con danno

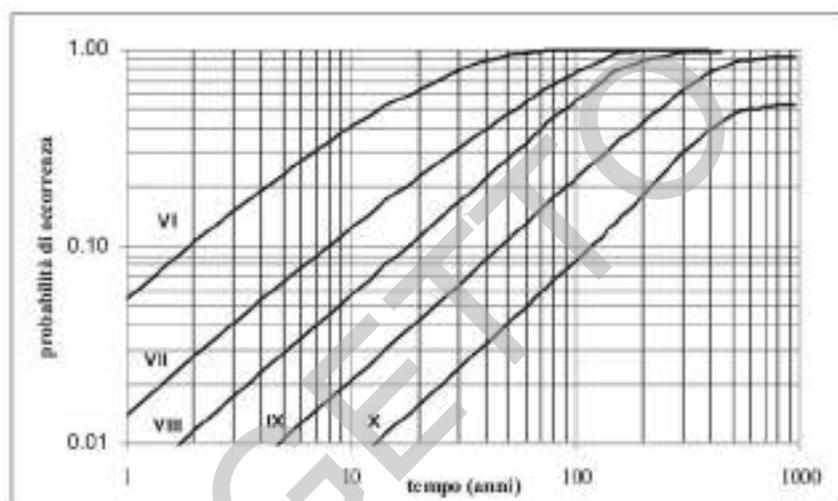


Fig. 103 – Probabilità di occorrenza calcolate con il metodo di MAGRI et alii (1994).

non sono frequenti. La città negli ultimi 1000 anni è stata distrutta una volta nel 1693, danneggiata in maniera grave nel 1542, 1848 e 1990; negli ultimi 200 anni ha subito danni lievi 6 volte.

- La probabilità di ricorrenza di terremoti distruttivi ($I = X$) stimata per il sito di Augusta, ha valori comparabili con quelli ottenuti per Catania; il periodo medio di ritorno per questi eventi è di circa 600 anni.

Una corretta valutazione della pericolosità sismica è uno dei passi fondamentali nella definizione del rischio sismico di un'area e riveste un'importanza rilevante nella gestione e pianificazione del territorio soprattutto in Sicilia orientale e in una città come Augusta. In quest'area, infatti, alla sismicità si associa una notevole vulnerabilità del tessuto urbano dovuta alla presenza di un centro storico, costruito in parte sulle rovine del terremoto del 1693, all'espansione anche su terreni soffici e soggetti a liquefazione, alla introduzione di codice sismico solo recentemente (1984) nonché alla mancanza di piani regolatori e al fenomeno dell'abusivismo edilizio. Ne consegue che il territorio, nonostante la non elevata frequenza di accadimento di terremoti, è estremamente esposto agli eventi sismici, anche di modesta magnitudo, come osservato in occasione del recente terremoto del 13 dicembre 1990. Non bisogna poi dimenticare che l'area di Augusta ha un importante porto industriale e militare e che è stata colpita nel passato anche da onde di tsunami.

PROGETTO
CARG

XI – GEOLOGIA APPLICATA

1. - IDROGEOLOGIA

1.1. - ELEMENTI GENERALI

L'area compresa nel Foglio "Augusta" è caratterizzata dalla presenza di insediamenti industriali (Fig. 104) che, sin dalla metà degli anni cinquanta, hanno notevolmente modificato i caratteri del paesaggio e l'equilibrio ambientale della fascia costiera. La trasformazione del territorio ha avuto inizio verso la metà del 1948 con l'installazione a Punta Cugno (nell'entroterra del Porto di Augusta) della raffineria di petrolio della RASIOM (ESSO), alla quale si sono aggiunte successivamente la raffineria della S.IN.CAT. (Società Industriale Catanese), la Liquichimica (Sasol), la Cogema, l'Eternit, la Sicilfusti, l'Edison, la Celene, la Montecatini. Nel 1953 è stata costruita la centrale termoelettrica Enel Tifeo e agli inizi degli anni '70 la I.C.A.M. (Anic- Montedison), la raffineria ISAB e infine l'impianto di gassificazione e cogenerazione di residui petroliferi della ERG (Isab-Energy).

Detti insediamenti sono sorti lungo l'intera fascia costiera tra Augusta e la periferia settentrionale di Siracusa, per l'esistenza di un porto naturale tra i più importanti del Mediterraneo e di consistenti disponibilità di risorse idriche sotterranee, solo in parte utilizzate per scopi agricoli. In conseguenza di questa industrializzazione si è avuto un eccessivo sfruttamento di dette risorse mediante prelievo di elevati volumi d'acqua dagli acquiferi, che ha determinato nel tempo, nonostante la notevole potenzialità dell'acquifero più profondo, un consistente abbassamento della superficie piezometrica e il conseguente richiamo di acqua marina nell'entroterra. L'intrusione del cuneo salino si è rivelata in maniera macroscopica attraverso il forte aumento del contenuto salino delle acque prelevate dai pozzi, ponendo notevoli problemi per l'utilizzazione delle stesse a



Fig. 104 – Panoramica del porto di Augusta.

fini sia industriali che agricoli.

All'attività industriale, e in particolare alle emissioni gassose e allo smaltimento di rifiuti sia liquidi che solidi, sono state attribuite le cause dell'aumento delle malattie professionali, delle neoplasie, dei nati malformati in conseguenza dell'inquinamento dell'aria, dell'acqua e del suolo, come hanno evidenziato diverse indagini disposte da istituzioni locali e le verifiche effettuate dall'Organizzazione Mondiale della Sanità per il periodo dal 1981 al 1994 e dall'ENEA per il periodo dal 1995 al 1999, nell'ambito degli studi sulle aree ad alto rischio di crisi ambientale.

1.2. - PERMEABILITÀ DEI TERRENI

Dai rilievi di superficie e dai dati stratigrafici di perforazioni geonostiche e di pozzi profondi realizzati nel territorio in esame si individua l'esistenza di litotipi con diverso comportamento sotto il profilo idrogeologico. In base alle caratteristiche di permeabilità e ai rapporti stratigrafici e strutturali tra i litotipi presenti si distinguono acquiferi, sede di corpi idrici produttivi, e terreni a permeabilità da bassa o molto bassa, privi di corpi idrici significativi che localmente determinano effetti di confinamento delle falde contenute negli acquiferi sottostanti (Fig. 105).

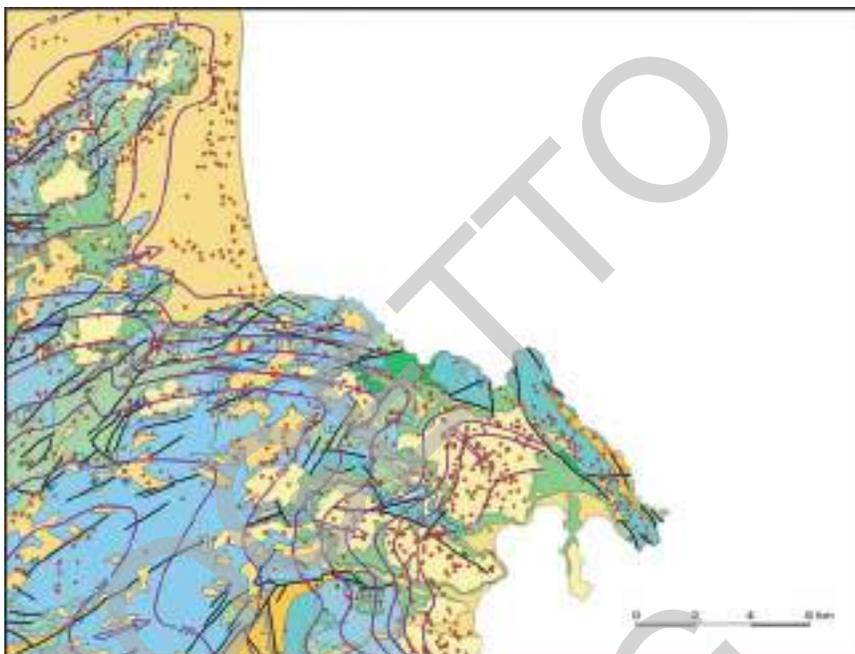


Fig. 105a – Carta idrogeologica dell'area del Foglio "Augusta".

Le caratteristiche di permeabilità dei vari termini della successione stratigrafica e il loro significato come acquiferi sono così sinteticamente definibili, procedendo dai termini più recenti a quelli più antichi:

- Depositi alluvionali attuali, recenti e terrazzati, depositi palustri e di spiaggia (Olocene). Permeabilità media per porosità ($K=10^{-2}-10^{-4}$ m/s), variabile in relazione alla granulometria e alla classazione. Acquifero superficiale di limitato interesse idrogeologico, sede di circolazione idrica temporanea od occasionale, dipendente dalle precipitazioni meteoriche.

- Sabbie e calcareniti grossolane organogene del sistema Augusta ("panchina") (Pleistocene medio-superiore) di spessore limitato a pochi metri. Permeabilità media prevalentemente per porosità ($K=10^{-3}-10^{-5}$ m/s), variabile in relazione al grado di cementazione. Acquifero superficiale di scarso interesse idrogeologico per il limitato spessore e la discontinuità degli affioramenti, sede di una modesta circolazione idrica a carattere stagionale.

- Argille e argille marnose grigio-azzurre del subsistema di Scordia (Pleistocene inferiore) di spessore variabile, fino ad oltre un centinaio di metri, passanti in basso e lateralmente alle sottostanti calcareniti e sabbie del subsistema di Villasmundo. Permeabilità per porosità molto bassa ($K=10^{-9}-10^{-11}$ m/s), praticamente impermeabili; nella zona costiera determinano spesso il



Fig. 105b – Legenda carta idrogeologica dell'area del Foglio "Augusta".

confinamento degli acquiferi sottostanti.

- Calcareniti, sabbie e calciruditi giallastre fossilifere massive o a stratificazione incrociata del subsistema di Villasmundo (Pleistocene inferiore), di spessore variabile da pochi metri ad alcune decine di metri. Permeabilità per porosità e parzialmente per fessurazione, con grado medio-alto ($K=10^{-2}-10^{-3}$ m/s). Acquifero intermedio di significativo interesse idrogeologico nella zona collinare dove è sede di una falda libera, mentre nella zona costiera la falda è confinata dai sedimenti argillosi impermeabili.

- Prodotti effusivi subaerei costituiti da banchi lavici fessurati di variabile spessore associati a scorie, riconducibili alle formazioni S. Febronia e Militello in Val di Catania; breccie e sabbie di Valle Cupa (Pliocene). Permeabilità alta di tipo misto, prevalentemente per fessurazione ($K=10^{-2}$ m/s). Acquifero di apprezzabile interesse, sede di una falda sfruttata per scopi idropotabile e agricolo.

- Vulcanoclastiti a variabile granulometria frammiste a frazione carbonatica, con livelli lavici di modesto spessore (fm. Carlentini), sedimenti marnoso-calcarei (fm. Monte Carruba) e sottili corpi lavici (fm. Catalicciardo) (Miocene superiore). Permeabilità per porosità da media a bassa ($K=10^{-5}-10^{-7}$ m/s); determinano effetti di parziale confinamento degli acquiferi sottostanti. Acquifero privo di interesse idrogeologico.

- Calcareniti e calciruditi bianco grigiastre ad alghe e briozoi variamente cementate e irregolarmente stratificate, con locale presenza di forme carsiche diversamente sviluppate; lo spessore complessivo varia da poche decine di metri ad alcune centinaia di metri (membro dei calcari di Siracusa della formazione Monti Climiti del Miocene inferiore-medio). Permeabilità prevalente per fessurazione, ma anche per porosità e localmente per carsismo generalmente elevata ($K=10^{-1}-10^{-2}$ m/s). Acquifero di notevole interesse idrogeologico, contenente una falda acquifera libera o semilibera nelle zone di affioramento per condizioni strutturali (*horst*) e confinata nelle zone in cui soggiace a depositi vulcanoclastici e a sedimenti argillosi impermeabili, in corrispondenza delle depressioni strutturali (*graben*).

- Alternanza di calcari marnosi e marne, passanti in basso a calcareniti a granulometria prevalentemente fine (membro di Melilli della formazione Monti Climiti del Miocene inferiore-medio). Permeabilità media per porosità e in parte per fessurazione ($K=10^{-3}-10^{-5}$ m/s). Acquifero di limitato interesse idrogeologico.

- Breccie calcaree e calcari massivi (formazione Priolo), vulcanoclastiti, breccie e lave a *pillows* con intrusioni di filoni basaltici (vulcaniti di Capo Passero). Permeabilità variabile da media a molto bassa per porosità e per fessurazione ($K=10^{-5}-10^{-9}$ m/s). Acquifero di scarso interesse idrogeologico.

L'acquifero alluvionale della pianura del Fiume S. Leonardo, nella zona settentrionale del Foglio, è costituito dai depositi limoso-argilloso-sabbiosi di riempimento del *Graben* di Lentini, poggiati principalmente sui sedimenti argilloso-marnosi pleistocenici. Si tratta di un acquifero libero o semilibero in relazione alla variabilità granulometrica dei depositi originati dal trasporto dei

corsi d'acqua afferenti al sistema idrografico del bacino del Fiume S. Leonardo. Nell'acquifero è presente una falda di limitato interesse idrogeologico, con superficie piezometrica poco al di sopra del livello del mare, sfruttata mediante pozzi di limitata profondità per scopi strettamente locali. Condizioni analoghe si hanno nel settore della Piana di Catania compreso nel Foglio "Augusta", all'estremo margine settentrionale di quest'ultimo.

Al di sotto dei sedimenti argillosi pleistocenici si ha un acquifero confinato, costituito da calcareniti e vulcaniti pleistoceniche, sede di una falda acquifera di apprezzabile interesse, oggetto di sfruttamento mediante alcuni pozzi utilizzati in prevalenza per scopi irrigui e localizzati generalmente al margine occidentale della pianura. I pozzi sono più numerosi e con produttività talora interessante in corrispondenza dell'*Horst* di San Demetrio, dove l'acquifero è affiorante. Questi rivelano condizioni di semi-confinamento dell'acquifero in relazione alle variabili caratteristiche di permeabilità dei terreni vulcanici. Gli eccessivi prelievi comportano, tuttavia, condizioni di depressione della superficie piezometrica diversi metri al di sotto del livello del mare, con conseguente richiamo del cuneo salino nell'entroterra (FERRARA et alii, 2007).

Gli acquiferi di maggiore interesse idrogeologico, contenenti le risorse idriche utilizzate per scopi civili, agricoli e industriali, sono presenti nella zona centro-meridionale del Foglio e sono rappresentati dalle calcareniti, sabbie e calciruditi pleistoceniche e dalle calcareniti e calciruditi mioceniche del membro dei calcari di Siracusa. Si tratta di acquiferi generalmente confinati dai sedimenti argillosi del Pleistocene inferiore e/o dai prodotti vulcanoclastici del Miocene superiore, in relazione alle particolari condizioni strutturali che caratterizzano questa parte del territorio. Le risorse in essi contenute sono oggetto di intenso sfruttamento, anche se minore rispetto ai passati decenni, principalmente in corrispondenza della fascia costiera dove si concentra il maggior numero di pozzi. Gli acquiferi dei depositi recenti contengono risorse limitate, che sono oggetto di sfruttamento per scopi strettamente locali.

1.3. - STRUTTURE IDROGEOLOGICHE E IDRODINAMICA DEGLI ACQUIFERI

Le principali idrostrutture riconoscibili nell'area in esame sono rappresentate dal *Graben* di Augusta a nord e dal *Graben* di S. Cusumano a sud, separati dall'*Horst* di Mendola. In base alla successione stratigrafica dei terreni presenti, nell'ambito di queste idrostrutture si riconoscono complessi idrogeologici e acquiferi con diverso significato idrogeologico. Le condizioni strutturali determinano differenti rapporti nelle varie zone dell'area, che rendono complicata la ricostruzione del modello concettuale del sistema acquifero.

I diversi acquiferi possono essere, infatti, relativamente separati da terreni a bassa permeabilità o in continuità idraulica per assenza fra essi di detti terreni o anche per effetto di discontinuità tettoniche che ne determinano il contatto laterale; in questo caso si hanno condizioni assimilabili ad un unico sistema

acquifero, il cui livello piezometrico è espressione di una falda unica, libera o confinata secondo le situazioni locali.

Limiti di permeabilità e soglie di permeabilità sono rappresentati principalmente dai contatti tra l'acquifero carbonatico miocenico e i sedimenti argillosi pleistocenici, per sovrapposizione o per contatto laterale, ma anche tra questi ultimi e le calcareniti, sabbie e calciruditi del Pleistocene inferiore.

In base a detti rapporti le condizioni di confinamento del principale acquifero (calcareniti e calciruditi mioceniche del membro dei calcari di Siracusa) si hanno in ambedue le idrostrutture (*graben*), come dimostrano i marcati fenomeni di risalienza del livello d'acqua in pozzi e piezometri quando viene attraversato l'intero spessore dei soprastanti terreni a bassa permeabilità (argille del Pleistocene inferiore), con conseguente livellamento piezometrico ad una quota maggiore rispetto a quella della base di questi ultimi. Condizioni di semiconfinamento si hanno anche laddove l'acquifero calcareo è affiorante (*horst*), per effetto di variazioni di permeabilità all'interno dello stesso acquifero. Condizioni di acquifero libero sono invece sempre presenti nei depositi recenti e nei sedimenti sabbioso-calcarenitici del Pleistocene inferiore, dove affioranti.

Nelle due idrostrutture limitrofe la direzione di deflusso delle acque all'interno dell'acquifero carbonatico principale è verso gli assi delle rispettive depressioni strutturali, dove si ha la convergenza delle linee di flusso e quindi la massima potenzialità delle falde, come dimostra la maggiore produttività dei pozzi ubicati in corrispondenza di detti assi. I dati di livello idrico, rilevati in numerosi pozzi del territorio realizzati per scopi di approvvigionamento industriale e agricolo, rivelano un quadro della piezometria alquanto articolato, attribuibile all'influenza sia della variabilità litologica sia dell'assetto strutturale determinato dalla tettonica. Da tale quadro si individua una direzione generale del deflusso sotterraneo da ovest verso est, con assi di drenaggio coerenti con l'assetto strutturale ricostruito mediante la correlazione dei dati di prospezioni geoelettriche e di stratigrafie di pozzi e piezometri.

Il confronto tra la piezometria riportata nei documenti cartografici redatti a seguito di precedenti studi idrogeologici e quella ricostruita con dati recenti evidenzia il consistente abbassamento del livello piezometrico a partire dagli anni '60 con progressiva accentuazione negli anni '80, a causa dell'eccessivo sfruttamento delle risorse idriche sotterranee. Da molti anni detto livello, particolarmente nella zona costiera, si pone ad una quota inferiore di parecchi metri rispetto al livello del mare, come dimostra il monitoraggio effettuato negli anni 2003-2006 in tre pozzi profondi non più in produzione (UFFICIO IDROGRAFICO REGIONALE, 2007), ubicati nei due *graben* del F. Marcellino (tra Mendola e S. Cusumano) e di Augusta (Fig. 106).

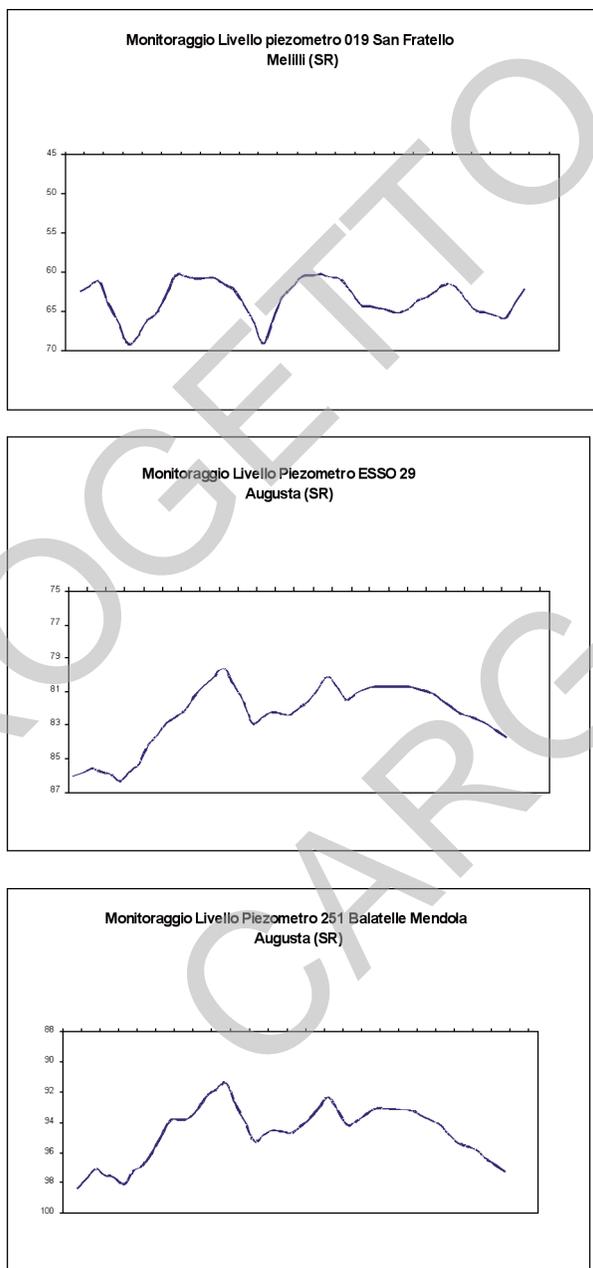


Fig. 106 – Variazione dei livelli idrici (Febbraio 2003 - Dicembre 2006).

1.4. - OPERE DI CAPTAZIONE

Nel settore di Augusta-Villasmundo gli acquiferi principali sono oggetto di sfruttamento mediante numerosi pozzi, spesso di elevata profondità, le cui acque sono utilizzate principalmente per scopi agricoli e industriali, ma anche per approvvigionamento idropotabile, prevalentemente da parte del comune di Augusta.

Si tratta nella maggior parte dei casi di pozzi profondi fino ad oltre 400 m, che raggiungono l'acquifero delle calcareniti e calciruditi mioceniche del membro dei calcari di Siracusa al di sotto della copertura dei sedimenti pleistocenici. Dove l'acquifero è affiorante, come negli *horst* di Mendola e di S. Caterina, i pozzi si approfondiscono direttamente nei terreni carbonatici raggiungendo la falda in essi contenuta, che rappresenta la principale risorsa idrica del territorio.

Anche nel settore collinare che si estende fino agli abitati di Carlentini e di Lentini si ha un buon numero di pozzi di profondità diversa, parte dei quali interessa l'acquifero carbonatico, mentre sono più frequenti i pozzi che attingono alle risorse idriche contenute nelle calcareniti pleistoceniche e nei prodotti vulcanici subaerei pliocenici, utilizzate in prevalenza per scopi agricoli.

Nel settore settentrionale, tra Agnone e S. Demetrio, si hanno condizioni analoghe a quelle del settore collinare in corrispondenza dell'*Horst* di S. Demetrio, mentre nell'estesa pianura alluvionale del Fiume S. Leonardo i pozzi sono in massima parte poco profondi interessando i depositi alluvionali recenti e di spiaggia contenenti una falda superficiale di limitato interesse idrogeologico. Fa eccezione l'angolo nord-occidentale, comprendente una piccola zona della Piana di Catania, dove i depositi alluvionali sono sede di una falda di discreta produttività.

Nelle zone collinari dei settori sopra richiamati sono presenti alcune sorgenti di modesta portata che scaturiscono dalle vulcaniti o dalle calcareniti pleistoceniche. Quelle di maggiore portata sono captate mediante semplici opere di presa e le acque sono utilizzate per scopi agricoli o domestici.

Un'unica sorgente di acqua sulfurea a chimismo cloruro sodico-magnesiaco è localizzata nella baia di Brucoli.

1.5. - CHIMISMO DELLE ACQUE SOTTERRANEE

La maggior parte delle acque contenute nei principali acquiferi dell'area presentano un chimismo riferibile alla facies bicarbonato alcalino-terrosa, sia nel caso delle calcareniti pleistoceniche, sia nel caso delle calcareniti e calciruditi mioceniche, soggiacenti alla copertura dei sedimenti argillosi pleistocenici.

Caratteristiche leggermente diverse per un maggiore contenuto di cloro e sodio si riscontrano nelle acque captate da pozzi o emergenti naturalmente in punti prossimi alla costa, per miscelazione con acqua marina.

Una facies decisamente diversa, di tipo cloruro sodico-magnesiaco, caratterizza le acque della sorgente sulfurea di Brucoli, la quale rappresenta l'unico esempio nell'intera area del Foglio.

Oltre ai predetti componenti, la presenza di Boro e Litio in quantità superiori a quelle riferibili alla miscelazione con acqua marina, fa supporre che tale composizione possa collegarsi alla risalita di fluidi profondi di tipo geotermico lungo una importante discontinuità tettonica (DALL'AGLIO & QUATTROCCHI, 1991).

1.6. - VULNERABILITÀ DEGLI ACQUIFERI ALL'INQUINAMENTO

La valutazione della vulnerabilità degli acquiferi del Foglio "Augusta" è stata in precedenza effettuata utilizzando il metodo GNDCI-CNR basato sulla zonizzazione per aree omogenee (AURELI *et alii*, 1989). Una nuova valutazione della vulnerabilità intrinseca degli acquiferi è stata effettuata mediante il sistema parametrico a punteggi e pesi SINTACS (CIVITA & DE MAIO, 1997) per la fascia costiera ad ovest di Augusta, dove sono maggiormente frequenti i prelievi di acque sotterranee utilizzate per scopi civili, oltre che agricoli e industriali, e sono concentrate fonti di potenziale inquinamento delle risorse idriche sotterranee. A differenza della metodologia basata sui soli elementi idrogeologici (GNDCI-CNR), il sistema parametrico SINTACS permette di ottenere una valutazione più precisa della vulnerabilità, evitando condizionamenti di tipo soggettivo.

Le condizioni degli acquiferi sono state verificate sotto il profilo litologico e strutturale mediante i dati stratigrafici desunti da documenti redatti in fase di perforazione di numerosi pozzi realizzati nel corso del tempo per scopi agricoli e industriali in diversi settori del territorio e principalmente nella fascia costiera tra Augusta e Priolo. Sono stati anche utilizzati i dati di livello idrico riscontrati a completamento delle perforazioni e quelli risultanti da misure periodiche in fase di esercizio dei pozzi. Un ulteriore importante contributo è derivato dalle perforazioni geognostiche effettuate recentemente in alcune zone per progetti di infrastrutture viarie e industriali, le quali hanno fornito ulteriori elementi utili per la caratterizzazione idrolitologica degli acquiferi e per l'interpretazione delle modalità di circolazione delle acque sotterranee al loro interno.

In base al quadro idrogeologico derivante dall'elaborazione e correlazione dei dati acquisiti si è proceduto all'applicazione del metodo di valutazione sopra indicato, i cui risultati sono rappresentati nella carta della vulnerabilità SINTACS (Fig. 107) e nelle carte parametriche e degli impatti (Fig. 108) e possono essere così sintetizzati:

- in base alla suddivisione proposta dal metodo sono state individuate cinque classi di vulnerabilità, da molto bassa ad elevata;
- la maggior parte dell'area risulta caratterizzata da vulnerabilità media, con indice compreso fra 36 e 50, interessando in prevalenza le aree di affioramento delle calcareniti organogene medio-pleistoceniche ("panchina") costituenti l'acquifero superficiale di scarso interesse idrogeologico;
- vulnerabilità molto bassa, con indice compreso tra 10 e 25, contorna le aree anzidette sotto forma di fasce strette e più o meno continue in corrispondenza dei margini delle depressioni tettoniche, assumendo localmente estensione

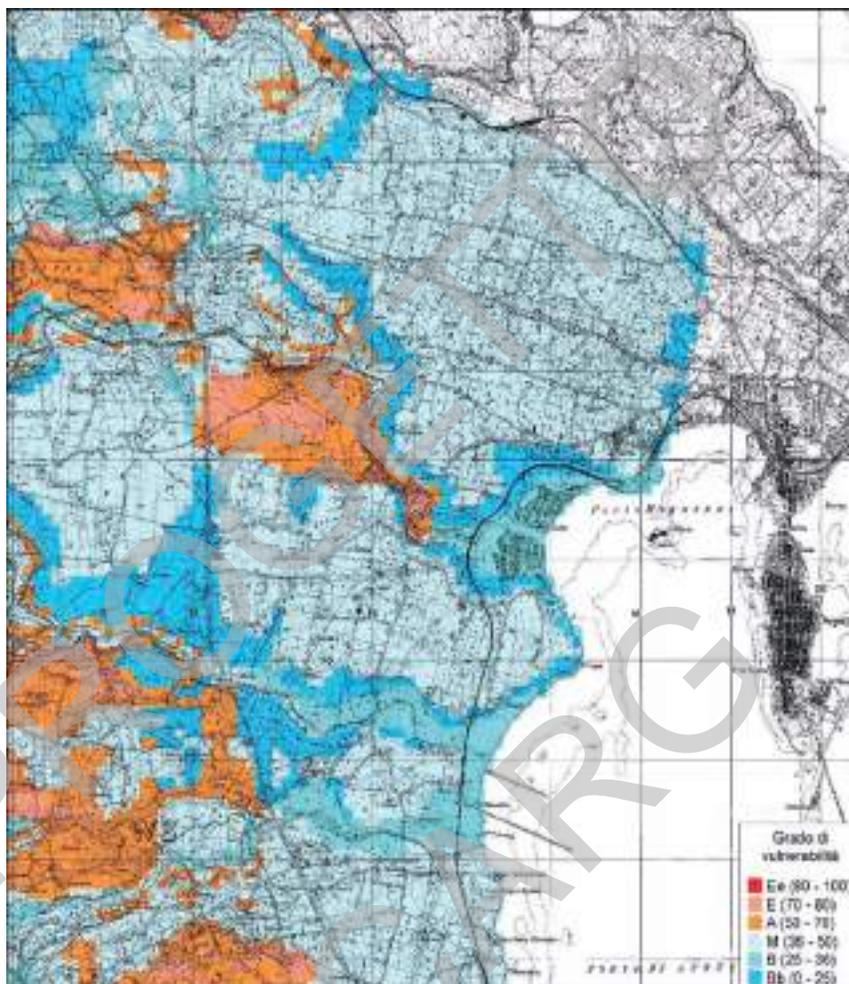


Fig. 107 - Carta della vulnerabilità SINTACS.

maggiore dove manca la copertura dei termini sopra menzionati;

- vulnerabilità alta, con indice compreso tra 50 e 70, si riscontra nelle parti centrale e meridionale dell'area analizzata, in corrispondenza della maggior parte degli affioramenti dei calcari di Siracusa e parzialmente di quelli delle calcareniti del Pleistocene inferiore;

- vulnerabilità elevata, con indice compreso tra 70 e 74, si riscontra in un limitato lembo di calcari di Siracusa, per la particolare incidenza del parametro conducibilità idraulica, e vulnerabilità bassa, con indice compreso tra 25 e 36, in limitate zone di affioramento di depositi clastici recenti.

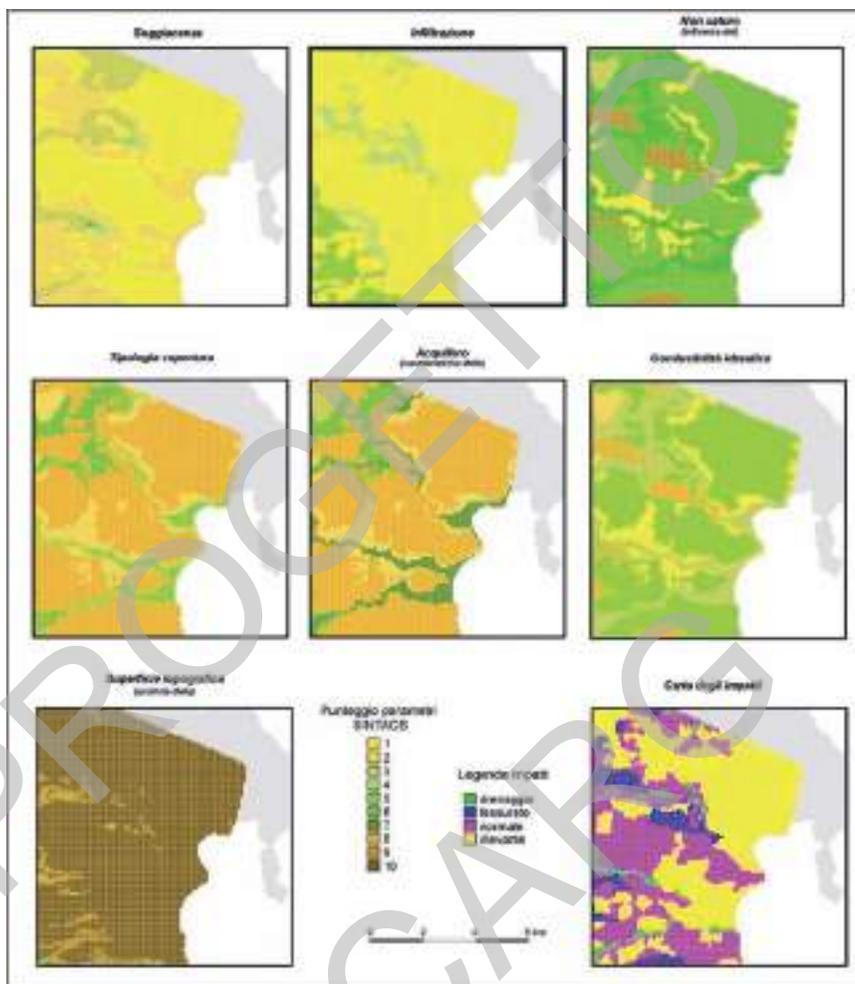


Fig. 108 - Carte parametriche e degli impatti.

2. - ATTIVITÀ ESTRATTIVE

2.1. - CAVE

Le attività estrattive di materiali utili censite nel Foglio “Augusta” sono rappresentate da 29 cave, delle quali 12 dismesse.

Le cave attive interessano i litotipi riportati nelle Figg. 109 e 110 utilizzando diverse metodologie di coltivazione rappresentate, oltre che dai normali mezzi

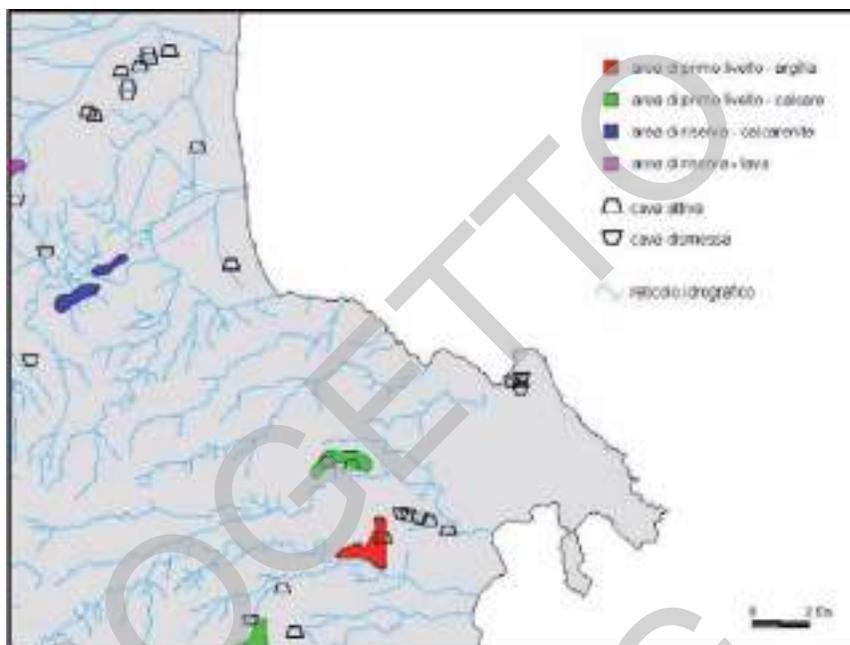


Fig. 109 – Localizzazione delle cave attive e dismesse del Foglio “Augusta”.

meccanici quali gli escavatori, anche dall’impiego di esplosivi nel caso delle rocce carbonatiche destinate alla produzione di cemento, di macchine tagliatrici verticali e orizzontali nel caso delle calcareniti (“tufo calcareo”) utilizzate per la fabbricazione di conchi, di idrovore e vagli nel caso di sabbia estratta dai depositi alluvionali coltivati in falda.

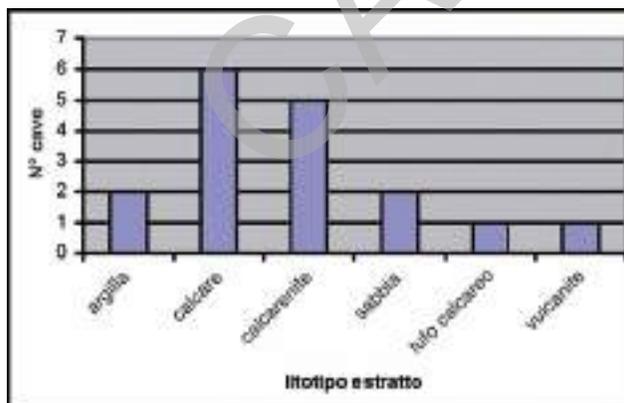


Fig. 110 – Cave attive differenziate in base al litotipo estratto.

Secondo lo schema di piano della Regione Siciliana, le attività di cava all'interno del Foglio sono state individuate nelle seguenti aree:

- una di primo livello per argille in località Masseria Ogliasto di Sotto (Comune di Augusta) per una superficie di circa 1,3 km²;
- due di primo livello per "calcari" nelle località Masseria Manchitta e Masseria Petraro (Comune di Melilli) per una superficie complessiva di circa 1,7 km²;
- due di riserva per "calcareniti" nelle località Masseria Privitera e Grado Cancelliere (Comune di Carlentini) per una superficie complessiva di circa 1 km²;
- una di riserva per "lave" in località Scalpello (Comune di Lentini) per una superficie di circa 0,23 km².

Le aree di riserva sono quelle in cui attivare la coltivazione man mano che si esauriscono le potenzialità dei giacimenti delle varie aree estrattive o che necessita una maggiore disponibilità dei materiali per sopravvenute esigenze di mercato.

XII – RISCHI GEOLOGICI

1. - TIPOLOGIE DI RISCHIO

Nell'area del Foglio "Augusta" sono presenti condizioni di rischio determinate da fenomeni sia naturali sia indotti da attività antropiche.

Tra i fenomeni naturali particolare incidenza ha il rischio sismico, al quale si associa il "rischio idrogeologico" costituito da frane, alluvioni ed esondazioni. Notevole incidenza ha inoltre il rischio connesso ai fenomeni di inquinamento del suolo e delle acque, derivante principalmente dalle numerose attività industriali e in minor misura dalle attività agricole. Prescindendo dal rischio sismico, trattato nel Capitolo X delle presenti Note Illustrative in termini di pericolosità, gli altri tipi di rischio sono considerati in relazione al pericolo rappresentato dai fenomeni anzidetti per potenziali danni alle persone, ai beni, alle infrastrutture e alle risorse naturali.

1.1. - RISCHIO IDROGEOLOGICO

In base alle caratteristiche morfologiche e geologiche del territorio, condizioni di pericolosità principalmente per crolli di masse lapidee e di materiale detritico da pareti subverticali si localizzano nelle zone collinari, spesso lungo i fianchi dei corsi d'acqua che incidono talora profondamente gli affioramenti di rocce calcaree e vulcaniche. A favorire detti fenomeni concorrono lo stato di fratturazione delle rocce, gli effetti della sismicità e l'azione delle acque di deflusso superficiale, quali fattori destabilizzanti degli ammassi rocciosi. La mobilitazione di masse detritiche, spesso presenti alla base dei versanti ad elevata acclività, per saturazione ad opera di piogge intense, rappresenta un pericolo quando il loro volume è consistente ed esse investono manufatti e strade o possono creare sbarramento degli alvei dei corsi d'acqua. Casi del genere si sono verificati

nel corso del tempo in alcune parti del territorio, mentre più frequenti e diffuse forme di dissesto interessano le opere viarie provocando danni e disagi per la popolazione.

Nelle zone pianeggianti che costituiscono la fascia costiera condizioni di pericolosità sono rappresentate da allagamenti ed esondazioni dei corsi d'acqua in occasione di piogge intense e prolungate. Tali fenomeni, riferibili al concetto di rischio idraulico, riguardano principalmente la pianura solcata dal Fiume S. Leonardo e il limitato settore della Piana di Catania, oggetto sin da tempi remoti di opere di canalizzazione per lo smaltimento delle acque. In minor misura, ma certamente non trascurabile, i fenomeni anzidetti riguardano alcuni tratti, principalmente quelli terminali, dei fiumi Marcellino e Mulinello e dei torrenti Porcaria e Cantera. In questi casi, pur in assenza di bacini idrografici molto estesi, un ruolo determinante rivestono le condizioni dei corsi d'acqua a monte, con tratti degli alvei profondamente incassati, dove la velocità delle acque di piena assume valori elevati.

1.2. - RISCHIO DI INQUINAMENTO

Inquadrabile fra i rischi connessi alle attività antropiche questo rischio va collegato principalmente allo smaltimento di rifiuti sia liquidi che solidi derivanti dall'attività delle industrie petrolchimiche insediate nel settore di Augusta-Priolo, smaltimento effettuato in maniera non consona con il principio di salvaguardia dell'ambiente. Queste modalità operative, protrattesi per oltre 50 anni, hanno provocato gravi forme di contaminazione dell'aria, del suolo e delle acque sotterranee, che già da alcuni decenni sono state messe in evidenza e collegate all'alta percentuale delle malattie professionali, delle neoplasie, delle malformazioni neonatali. In base a movimenti di opinione, alle indagini disposte da istituzioni locali ed alle risultanze delle verifiche effettuate dall'Organizzazione Mondiale della Sanità, questa parte del territorio della provincia di Siracusa è stata dichiarata nel 1990 area ad alto rischio di crisi ambientale e quindi con necessità di risanamento. L'area in argomento ricade per circa 184 kmq nel Foglio "Augusta", ossia per oltre la metà dell'intera estensione di quest'ultimo.

Per quanto riguarda le acque sotterranee, oltre agli effetti di depauperamento provocati dagli eccessivi prelievi dal principale acquifero rappresentato dai calcari di Siracusa e dimostrato dal consistente abbassamento del livello della falda nel tempo, evidenze di contaminazione delle acque sono state rilevate in più punti del territorio. In diversi pozzi, anche di uso idropotabile, che attingono all'acquifero profondo, ma anche in quelli attestati nell'acquifero superficiale, si sono infatti rilevate quantità variabili di idrocarburi (benzene, toluene e composti saturi), in concentrazioni talora superiori ai limiti di legge. Ciò ha imposto la sospensione dell'erogazione di acqua potabile e l'esecuzione di interventi di bonifica.

La contaminazione della falda profonda più produttiva, contenuta nell'acquifero carbonatico confinato dai soprastanti sedimenti argillosi, può realizzarsi a causa

della interconnessione con l'acquifero superficiale (più soggetto a tale fenomeno) attraverso i pozzi non adeguatamente condizionati, come hanno dimostrato gli accertamenti eseguiti nei casi prima considerati.

Sia gli acquiferi superficiali sia gli acquiferi carbonatici (calcareniti pleistoceniche e calcari di Siracusa), dove affioranti, sono generalmente più soggetti a contaminazione per la maggiore vulnerabilità derivante dalle relative caratteristiche litologiche e strutturali. In particolare, il grado di vulnerabilità degli acquiferi carbonatici, valutato mediante il metodo SINTACS (Titolo XI, cap. 1., par. 1.6.), raggiunge, infatti, valori da alti ad elevati, che, in presenza delle condizioni di pericolosità verificate lungo la fascia costiera a sud di Augusta, comporta alti livelli di rischio.

Le quantità di rifiuti smaltiti dalle industrie e accumulati sul suolo e nel sottosuolo, dei quali si ignora la reale consistenza, rappresentano, infatti, un elevato rischio per le risorse idriche sotterranee, dato che la loro diffusione all'interno degli acquiferi costituisce un processo continuo nel tempo.

Nel territorio del Foglio, oltre ai rifiuti industriali, sono particolarmente frequenti i siti in cui sono stati deposti nel corso del tempo rifiuti di varia natura, talora in maniera evidente ed ufficiale, in altri casi in maniera abusiva e nascosta.

Antecedentemente all'emanazione del Dlgs 36/2003, che recepisce la direttiva europea 99/31/CE, e del successivo Dlgs 3 aprile 2006 n. 152, contenenti le disposizioni relative allo smaltimento dei rifiuti di qualunque tipo (inerti, non pericolosi e pericolosi), questi venivano smaltiti senza alcuna precauzione nei confronti dei danni che essi potevano determinare nell'ambiente. A seguito di tali disposizioni sono state realizzate discariche controllate, utilizzando talora gli stessi siti destinati in precedenza ad accogliere i rifiuti, senza prima effettuare i necessari interventi di bonifica.

Alcuni casi emblematici sono rappresentati dalle discariche di rifiuti solidi urbani (RSU) dei comuni di Catania e di Augusta ricadenti nell'area del Foglio.

In Contrada Grotte S. Giorgio, territorio del comune di Lentini, è ubicata la più grande discarica di (RSU) dell'intera area del Foglio, la quale accoglie i rifiuti della città di Catania e di altri comuni della provincia. L'area interessata ricade sul versante settentrionale del rilievo collinare che separa la Piana di Catania da quella del Fiume S. Leonardo, individuato cartograficamente con la denominazione S. Demetrio. In essa affiorano calcareniti e sabbie pleistoceniche con spessore complessivo di alcune decine di metri, poggianti su lave e vulcanoclastiti mioceniche, affioranti nella parte inferiore del pendio in relazione al sistema di faglie orientato NE-SO.

Data la permeabilità medio-alta, sia per porosità che per fessurazione delle calcareniti, esse costituiscono un acquifero di apprezzabile interesse, sede di una falda con direzione di deflusso verso nord, ossia verso la Piana di Catania. In relazione a dette caratteristiche, nell'area in questione si riconoscono condizioni di vulnerabilità all'inquinamento delle acque sotterranee contenute sia nell'acquifero calcarenitico sia in quello alluvionale della limitrofa pianura alluvionale.

Considerato il lungo periodo durante il quale l'area in questione è stata



Fig. 111 – Smaltimento di RSU nella discarica di Grotte S. Giorgio.



Fig. 112 – Discarica di FLUFF in località Grotte S. Giorgio.

interessata da attività di smaltimento di R.S.U. in assenza di criteri di salvaguardia ambientale, pur considerando che i successivi ampliamenti sono stati effettuati con modalità assimilabili a quelle di una discarica controllata, la mancata realizzazione preventiva di interventi di bonifica e di messa in sicurezza fa ragionevolmente ritenere che esistano condizioni di pericolo per le risorse idriche sotterranee derivante dall'infiltrazione di percolato (Fig. 111).

In posizione limitrofa alla discarica di RSU (Fig. 112) è stata realizzata una discarica controllata di rifiuti provenienti dal recupero di materiale non metallico di carcasse di autovetture (FLUFF), altamente inquinante e infiammabile. Date le condizioni geologiche e idrogeologiche analoghe a quelle descritte per la discarica di R.S.U., nonostante le particolari cautele adottate nella costruzione della discarica per impedire l'infiltrazione di percolato, utilizzando un doppio telo in HDPE, ed un sistema di monitoraggio della tenuta del fondo della discarica, sussiste il pericolo di contaminazione delle acque sotterranee nel caso di inadeguata gestione della struttura e del sistema di prevenzione.

In Contrada Ogliaastro di Sopra esiste un'altra grossa discarica utilizzata dal comune di Augusta dal 1994 per lo smaltimento dei propri rifiuti solidi urbani. Su un'area di circa 5700 mq, limitrofa al corso del F. Mulinello, i rifiuti sono abbancati in sei differenti cumuli di diversi metri di altezza, poggianti in parte su calcareniti e sabbie ed in parte su argille pleistoceniche (Fig. 113). Le calcareniti, permeabili per porosità e per fessurazione, costituiscono un acquifero sede di una falda superficiale sostenuta da prodotti vulcanoclastici e in parziale connessione idraulica con un acquifero profondo, appartenente alla formazione dei Monti Climiti – membro dei calcari di Siracusa, altamente permeabile per fessurazione e per carsismo. Nella zona sono presenti diversi pozzi ed alcune sorgenti, le cui acque sono utilizzate per scopi irrigui e domestici, mentre più a valle l'utilizzazione è anche di tipo potabile. L'assenza di sistemi di impermeabilizzazione alla base della discarica comporta che il percolato si infila raggiungendo le falde, come dimostra la mancanza di tale fluido inquinante nei pozzetti finalizzati alla sua raccolta e smaltimento. Le condizioni della discarica, ormai abbandonata senza interventi di bonifica e di messa in sicurezza, costituiscono un altro fattore di pericolosità per gli effetti di contaminazione delle risorse idriche sotterranee dell'area.



Fig. 113 – Discarica di RSU del Comune di Augusta.

PROGETTO
CARG

APPENDICE 1

STRATIGRAFIA E PALEOAMBIENTE DEI DEPOSITI CRETACICI

Nel territorio del Foglio “Augusta” la presenza di livelli sedimentari cretacici è limitata agli affioramenti ubicati ad est di Cozzo Porte Rosse (Fig. 114) e lungo il fondovalle del Torrente Maccaudo (ad ovest di Brucoli) sul margine nord-orientale del *Plateau* Ibleo.

Le due sezioni campionate (Figg. 115 e 116) nell’ambito della caratterizzazione dei sedimenti cretacici affioranti nel Foglio si collocano esattamente a nord-ovest di Brucoli sul lato opposto alla Masseria Maccaudo, lungo il torrente omonimo. Esse mostrano carbonati bianco giallastri stratificati, a grana media, talora dolomitizzati. Le litofacies a tessitura fango sostenuta si alternano a quelle granulo sostenute e l’associazione di microfossili contenuta al loro interno individua un ambiente di mare basso a margine della piattaforma carbonatica. La componente scheletrica è caratterizzata principalmente da foraminiferi bentonici, frammenti di echinodermi e gasteropodi, e secondariamente foraminiferi planctonici. I gasteropodi si concentrano preferibilmente in livelli quasi oligotipici che individuano biostrome a spessore irregolare. Le litofacies calcaree si stratificano al di sopra di elementi vulcanici. Le geometrie dei corpi, rastremate lungo i bordi e spesse al centro, sembrano rappresentare la copertura di *seamounts* di origine vulcanica.

Il ridotto numero di campioni e di sezioni sottili disponibili, nonché la scarsità quantitativa e qualitativa dei fossili presenti, non hanno permesso un’esatta individuazione delle biozone di appartenenza delle associazioni microfossilifere ma è stato possibile ascrivere la successione al Cenomaniano-Turoniano.

La sezione Maccaudo 1 (Fig. 115) inizia con calcari granulo sostenuti contenenti intraclasti, microforaminiferi e frammenti di gasteropodi e

brachiopodi, il contatto con il sottostante substrato vulcanico è poco visibile e quindi difficilmente caratterizzabile. I primi campioni analizzati sono stati prelevati 3 m al di sopra del contatto con le vulcaniti; qui i microforaminiferi sono rappresentati da miliolidi (presenti in tutta la sezione), *Cisalveolina?* sp. e *Keramosphaerina* sp., assenti nei campioni successivi. La sezione continua con calcari granulo sostenuti più grossolani dei precedenti, contenenti *Dicyclina*



Fig. 114 – *Biostromi calcarei cretacici affioranti a Cozzo Porte Rosse (ad ovest di Brucoli).*

schlumbergeri MUNIER-CHALMAS ed interrotti da un livello argilloso ricco di modelli interni di gasteropodi. A seguire il calcare diviene fango sostenuto e la dolomitizzazione, abbastanza spinta, oblitera in parte le tessiture originarie. Il contenuto microfossilifero in questo intervallo è rappresentato da *Cuneolina* sp. e *Dicyclina schlumbergeri* accompagnate da globigerinidi e globotruncanidi, fra cui *Whiteinella* sp. A circa 6,5 m la sezione prosegue con un corpo di spessore irregolare, compreso fra il metro ed il metro e mezzo, ricco di gasteropodi classificati come Acteonellidae indet. (Fig. 117) I suddetti calcari contengono un'associazione di *Cuneolina pavonia* D'ORBIGNY e *Dicyclina schlumbergeri*, insieme ad alcuni organismi planctonici quali *Dicarinella* sp. e *Rotalipora* sp., quest'ultima probabilmente rimaneggiata. La sezione finisce con calcari fango sostenuti contenenti *Stomiosphaera* sp

La sezione Maccaudo 2 (Fig. 116), simile alla precedente, non mostra il contatto alla base con le vulcaniti, obliterato dalla fitta vegetazione. La sezione campionata comincia con calcari granulo sostenuti contenenti intraclasti, frammenti di gasteropodi, brachiopodi, echinodermi e rudiste (Radiolitidae), e prosegue con l'alternanza di livelli granulo sostenuti e livelli fango sostenuti. I

primi campioni contengono un'associazione data da *Cuneolina* sp., *Rotalia* sp., miliolidi e globotruncanidi. I calcari fango sostenuti al loro interno contengono *Stomiosphaera* sp., *Montcharmontia* sp., *Pseudolituonella* sp. e briozoi. I calcari granulo sostenuti che seguono contengono a loro volta *Cuneolina* sp., textularidi, *Pseudorhapydionina* sp. Verso l'alto la ricristallizzazione maschera la tessitura ed il contenuto faunistico. L'associazione qui riconosciuta è composta da *Dicyclina schlumbergeri*, *Spiroplectammina multicamerata* SAID & KENAWY e globigerinidi. A tetto mancano i corpi ricchi in gasteropodi.

I dati di letteratura per i depositi cretacici che ricadono all'interno del Foglio "Augusta" indicano scogliere a rudiste costruite al di sopra di vulcaniti submarine, rinvenute nei pressi di Cozzo Telegrafo, con un'età generica *Cretaceo superiore* (GRASSO *et alii*, 1979; GRASSO e LENTINI, 1982). Sono segnalate successivamente lenti calcaree intercalate a vulcaniti che, nei pressi di Baia del Gambero, sono state datate Maastrichtiano (CAMOIN *et alii*, 1983).

Scogliere a rudiste si rinvengono anche a Capo Passero (Foglio 652), al di sopra di basalti alcalini datati Santoniano-Campaniano/Maastrichtiano inferiore, e nella regione di Pachino-Portopalo, dove le associazioni a rudiste e foraminiferi convergono nel conferire alla successione un'età maastrichtiana (CAMOIN *et alii*, 1983).

Nei pressi di Priolo invece sono segnalate megabrecce ad elementi reefali, alternate a livelli calcareo marnosi e marne emipelagiche contenenti *Globotruncana elevata*, intercalate a basalti e datate Campaniano (CAMOIN *et alii*, 1983; CAMOIN, 1985; TRONCHETTI & CAMOIN, 1986).

Nel Cretacico superiore una fase tettonica con direttrici NO-SE e ENE-OSO interessa tutta l'area iblea con emissioni di grossi volumi di vulcaniti basiche maggiormente concentrate lungo la regione ionica degli iblei. L'allineamento di questi *seamounts*, che talora raggiungono la zona fotica dalle attuali zone *offshore* a sud di Capo Passero fino a nord di Augusta, e il loro parallelismo con la Scarpata Ibleo-Maltese suggeriscono una probabile connessione di quest'attività vulcanica con fasi precoci di attivazione della scarpata durante il Cretacico superiore secondo direttrici N-S o NNO-SSE.

La repentina variazione batimetrica causata dall'accumulo di prodotti vulcanici formanti i *seamounts* durante il Cretacico superiore è all'origine delle scogliere a rudiste e coralli di Pachino (COLACICCHI, 1963).

I depositi calcarei campionati al lato opposto alla Masseria Maccaudo sono più antichi dei depositi calcarei documentati in letteratura al di sopra di elementi testimoni del vulcanismo cretacico. Questo dato indica pertanto un diacronismo negli episodi vulcanici che interessano il dominio ibleo. A Torrente Maccaudo si registra un episodio vulcanico precedente il Cenomaniano-Turoniano, età in cui si sviluppano appunto i calcari di piattaforma descritti. Purtroppo gli affioramenti nel settore ibleo che ricade all'interno del Foglio "Augusta" sono estremamente ridotti e l'intervento antropico ne ha limitato nel tempo la fruibilità.



Fig. 117 – *Calcare ad Acteonellidae* (sezione Maccaudo 1).

APPENDICE 2

LE VULCANITI DEL MIOCENE SUPERIORE: FACIES E CENTRI ERUTTIVI

L'attività vulcanica del Miocene superiore è localizzata nel settore settentrionale dell'Altopiano Ibleo, in una fascia compresa tra l'allineamento Siracusa-M. Lauro (Foglio "Vizzini") a sud e la Piana di Catania a nord, e si collega ad un'area di anomalia gravimetrica positiva, estesa in senso NE-SO da Augusta verso Ragusa (C.N.R., 1991).

I prodotti eruttivi, costituiti da prevalenti vulcanoclastiti e da subordinati corpi lavici, presentano notevoli variazioni di facies e testimoniano l'attività di centri di emissione con più eventi vulcanici. Calcari biohermali, diatomiti e limi lacustri ("disodile"), o paleosuoli intercalati alle vulcanoclastiti, marcano periodi di stasi, più o meno lunghi dell'attività effusiva. Soltanto nel settore più occidentale del margine ibleo le condizioni ambientali rimasero costantemente diverse, in quanto le vulcaniti del Miocene superiore si rinvennero intercalate in marne di *habitat* marino pelagico (GRASSO *et alii*, 1979).

Nel settore nord-orientale del *plateau* emerso o caratterizzato da ambienti transizionali o di basso fondo marino, le manifestazioni vulcaniche sono state attribuite ad attività di tipo diatremico (CARBONE & LENTINI, 1981a). Il materiale eiettato costituisce tre litofacies in rapporto di eteropia latero-verticale: la breccia d'esplosione, con xenoliti calcarei e ignei eterometrici in matrice cineritica e carbonatica, rappresenta il riempimento del diatrema; le piroclastiti a lapilli e cineriti a stratificazione incrociata, sono distribuite per lo più sui bordi dei condotti; i tufi cineritici a laminazione ondulata e/o parallela sono presenti nelle aree più distali. La distribuzione dei prodotti è radiale rispetto ai centri di emissione: i caratteri tessiturali e giacaturali delle litofacies consentono di individuare i condotti, anche quando essi sono morfologicamente mascherati.

I diatremi si presentano come depressioni morfologiche imbutiformi a sezione sub-circolare o ellittica incassati in pareti calcaree, contro cui si appoggia il materiale di riempimento del condotto. Talora i contorni originari sono obliterati dai prodotti che si sono riversati sui bordi, espandendosi fino a costituire un orizzonte più o meno continuo fra un centro e l'altro, oppure, più spesso, sono modificati da faglie.

Nell'area in esame CARBONE & LENTINI (1981a) avevano riconosciuto cinque **centri** eruttivi; altri ne sono stati individuati a seguito dei rilevamenti effettuati per il Foglio "Augusta" (Fig. 118). Alcuni possono essere riferiti a singoli diatremi che hanno esaurito la loro attività in un'unico evento esplosivo; altri presentano morfologia più complessa e, probabilmente, si sono originati dalla coalescenza di più camini.

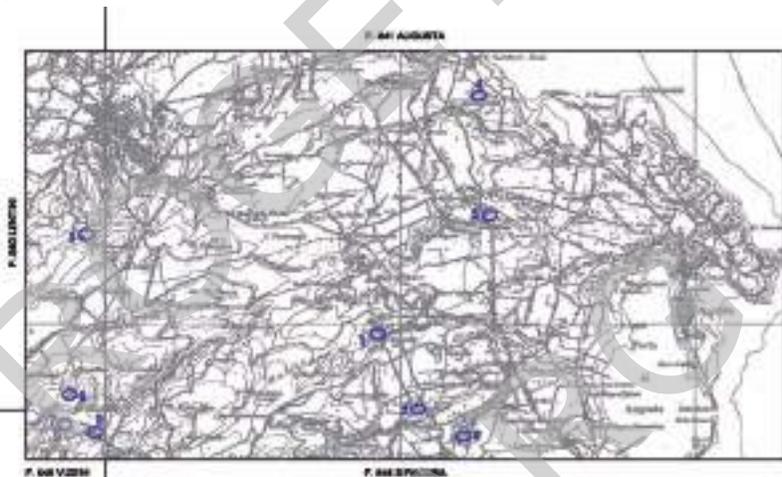


Fig. 118 – Ubicazione dei centri di emissione dei prodotti vulcanici della formazione Carlentini ricadenti nel territorio del Foglio "Augusta" o nei fogli limitrofi: 1- Orto del Monaco, 2- Perecontate, 3- S. Fratello, 4- Tenuta Frandanisi, 5- Carlentini, 6- Monti Cuppodia, 7- Valle Pozzo, 8- Torrente Fiumarella, 9- Vallone Iuso.

1) - **Centro di Orto del Monaco:** È ubicato tra i km 14 e 13 circa della SP Villasmundo-Melilli, lungo l'alto corso del T. Belluzza. Il contorno è mal definito a causa di un fitto reticolo di faglie che convergono nella zona. Lungo i tornanti della strada i prodotti vulcanoclastici riempiono camini secondari (Fig. 119). Il condotto principale ha un diametro di circa 500 m ed è incassato nei "calcri di Siracusa"; i condotti minori hanno diametro di un centinaio di metri e sono intagliati nei calcri del membro di Melilli. La roccia calcarea delle pareti presenta colorazione rosso-giallastra per alterazione termica, ed è finemente brecciata per circa 2 m. I prodotti emessi da questo centro si estendono per circa 2 km lungo



Fig. 119 - *Diatema di Orto del Monaco* (foto G. Sturiale).

il T. Belluzza; in prossimità di Pantalone sono troncati per faglia e vengono a contatto con i depositi quaternari. La litofacies è a stratificazione incrociata. Sono stati attribuiti alla manifestazione del centro di Orto del Monaco anche i due corpi lavici affioranti tra Mass. Palma e la Fossa (lungo il F. Marcellino).

2) - **Centro di Perecontate:** Ricade al limite dei fogli “Augusta” e “Siracusa” lungo la SP Villasmundo-Melilli, tra i km 10 e 9. Costituisce una depressione morfologica sub-circolare di diametro compreso tra 500 e 700 m. I contorni del diatema non sono sempre ben delineati: l’orlo occidentale, che ricade nel Foglio, è rappresentato da pareti calcaree (membro dei calcari di Siracusa) alte circa 50 m; l’orlo orientale è mascherato dagli stessi prodotti vulcanici e dalla copertura quaternaria; quello meridionale, al di fuori del Foglio, è ricoperto dalle vulcanoclastiti. La parete calcarea nei primi centimetri più superficiali è fortemente arrossata e brecciata; è piuttosto irregolare e interessata da condotti minori riempiti da breccia. Tra i litoclasti della breccia quelli calcarei possono superare la decina di metri e rappresentano lembi collassati all’interno del condotto. I prodotti, distribuiti su un’areale di circa 4 kmq, hanno prevalentemente facies a stratificazione incrociata con granulometria via via più fine nelle zone distali.

3) - **Centro di S. Fratello:** È il più ampio fra quelli individuati nell’area del Foglio. La depressione morfologica, di diametro superiore a 1500 m, è localizzata nella frazione S. Fratello del Comune di Melilli, lungo il medio corso del F. Mulinello. Gli orli occidentale e meridionale del condotto, intagliati nei “calcari di Siracusa”, sono osservabili tra i km 129 e 130,5 della SS 114 a ridosso degli *horst* di Petrarò e Mendola, rispettivamente ad ovest e a sud; quello orientale è obliterato dai depositi quaternari. Il condotto centrale è riempito da breccia che

fa transizione ai prodotti della facies a laminazione incrociata e a seguire a quella ondulata/parallela, distribuiti simmetricamente su un'area dal contorno ellittico di circa 5 x 3,5 km, da sud-est di Villasmundo all'alto corso del V. ne Porcaria.

4) - **Centro di Tenuta Frandanisi:** La presenza di questo diatrema è evidenziata dalle caratteristiche di facies dei prodotti vulcanici, sebbene non siano visibili i contorni che lo delimitano. È ubicato tra Cozzo Porte Rosse e Punta Castelluccio, presso Tenuta Frandanisi, ed è riempito da prodotti vulcanoclastici disposti in sequenza ciclica. In basso sono presenti breccia, facies a laminazione parallela, breccie a *pillow* e ialoclastiti; verso l'alto si registra la sequenza breccia, facies a laminazione incrociata, facies a laminazione parallela.

5) - **Centro di Carlentini:** È ubicato ad ovest della congiungente Carlentini-M. Pancali, al di fuori del territorio in esame, al limite col Foglio "Lentini". Si tratta di una depressione morfologica sub-circolare di circa 1 km di diametro, di cui è conservato solo il bordo meridionale e la cui prosecuzione all'interno del Foglio "Augusta" è mascherata da una coltre detritica che si estende fino a C. Commissi. I prodotti emessi da tale centro permettono di ricostruire la successione vulcanostratigrafica tipo della formazione Carlentini, essendo presenti tutte le litofacies vulcanoclastiche oltre ai corpi lavici, per lo più subacquei, prevalenti nella parte medio-bassa, sia quelli subacerei di chiusura degli eventi eruttivi. I prodotti si estendono su una distanza lineare di oltre 10 km dal centro di emissione fino alla baia di Agnone, con ampiezza variabile da circa 2,5 km a qualche decina di metri in prossimità della costa. È probabile che lungo questo areale possano interdigitarsi prodotti relativi a più centri di emissione, quale ad esempio Poggio Don Franco e Poggio Tondo. Questi presentano forma conica positiva, sezione sub-circolare e sono costituiti da prodotti in facies a laminazione ondulata evolvente a facies parallela, sigillati in alto da colate subaeree, oppure sono mascherati dalle coperture laviche plio-pleistoceniche.

La presenza di due livelli di biolititi a coralli, tra cui si riconoscono *Porites* e *Montastraea*, e/o di calcareniti ad *Halimeda* intercalati alle vulcanoclastiti permettono di suddividere il vulcanesimo tortoniano in tre distinti eventi. I relativi prodotti sono differentemente distribuiti: quelli riferiti ai primi due sono confinati all'interno di "alti" strutturali (p.e. a sud di Carlentini o fra C. Russo e Porrizzato), i prodotti del terzo evento sono diffusi su tutta l'area in esame.

Nel centro di Carlentini la facies breccia d'esplosione è limitata all'interno del condotto ubicato al di fuori del Foglio; sottili livelli di questa litofacies, costituiti da clasti minuti ed angolosi, sono osservabili alla periferia sud della cittadina nei pressi del km 28 della SP Carlentini-Villasmundo (Fig. 120).

La facies a laminazione incrociata affiora ad est di Carlentini, a sud di Sorgente Mangano, e nei dintorni di Ponte Cava Lupo (Fig. 121). È caratterizzata da un'alternanza di sottili livelli di ceneri e lapilli, con locali arricchimenti di frazione piroclastica grossolana e angolosa, e da elementi di biolititi a coralli. Lo spessore dei *set* varia da qualche centimetro al metro. La stratificazione



Fig. 120 - Breccia a prevalenti clasti minuti e angolosi presso la periferia sud di Carlentini.

incrociata è determinata da antidune (Fig. 122), che migrano in direzione opposta rispetto a quella della corrente piroclastica. Gli intervalli più spessi, per lo più a gradazione diretta, hanno geometria lenticolare; le lamine più sottili presentano granulometria uniforme e sono più continue. La forma delle ondulazioni è debolmente asimmetrica con ampie depressioni e creste più o meno strette. Sovente questa facies è arricchita in lapilli accrezionali di diametro fino a 1 cm. La frazione carbonatica è generalmente alta (fino al 73%), come pure il grado di cementazione, sebbene vario nei diversi livelli.

La facies a laminazione parallela e ondulata affiora ad est di Carlentini (fra Ponte Cava Lupo ed est di Mass. Minnella), nei pressi di borgo Pancala, a Poggio Don Franco e a Crifesi. È costituita da un'alternanza di livelli medio-sottili a laminazione piano-parallela continua (Fig. 123), caratterizzati da omogeneità composizionale e da lieve scarto granulometrico, e da un'elevata frazione carbonatica sedimentaria derivante dai depositi penecontemporanei ancora non consolidati, o da quelli più antichi attraversati lungo il condotto.



Fig. 121 - *Facies a laminazione incrociata a sud di Sorgente Mangano.*

La facies a laminazione ondulata (Fig. 124), spesso posta al passaggio tra quella incrociata e la parallela, presenta ampiezza delle ondulazioni variabile, eccezionalmente raggiunge i 25 m. Altri affioramenti della facies a laminazione parallela e ondulata sono presenti presso C. Commisi, a sud-ovest di Carlentini. In essi si notano strutture da impatto (Fig. 125) e passate a gradazione diretta e inversa (Fig. 126), che trovano spiegazione nel carattere pulsante dell'evento eruttivo.



Fig. 122 - *Struttura antidunare presso Ponte Cava Lupo. La freccia indica la migrazione sopra corrente della struttura.*



Fig. 123 - *Facies a laminazione parallela presso Ponte Cava Lupo.*

Le lave sono rappresentate da colate subacquee e subaeree di estensione e spessore non sempre cartografabile a scala del Foglio.

Le prime si rinvencono nei pressi di Ponte Cava Lupo, Porrazzito, C. Russo, Fosso Damiano, a sud di Poggio Don Franco e a sud-ovest di Carlentini, e sono caratterizzate dalla presenza dei *pillows* (Fig. 127). Nel corso del raffreddamento la contrazione produce delle fratture che si propagano in modo radiale dalla superficie del *pillow* verso il suo interno. I gas che non riescono a fuoriuscire formano delle bolle che tendono a disporsi concentricamente rispetto al nucleo (MACDONALD, 1972, WILLIAMS & MCBIRNEY, 1979), determinando la tipica struttura a desquamazione cipollare.



Fig. 124 - *Laminazione ondulata presso Ponte Cava Lupo.*



Fig. 125 - *Struttura da impatto con deformazione della laminazione parallela (località C. Commisi).*



Fig.126 – “Passate” a gradazione diretta ed inversa nella facies a laminazione parallela e ondulata (località C. Commisi).

A est di C. Commisi (a sud di Carlentini) affiorano colate ialoclastiche e breccie a *pillow* immerse in matrice ialoclastica, evolventi a colata subacquea (Fig. 128).

Le lave subaeree, notevolmente vacuolari (Figg. 129 e 130), formano colate di estensione cartografabile tra C. Commisi e la periferia meridionale di Carlentini, a sud e ad ovest di Tenuta Gelsi, tra Pancala e Ponte Cava Lupo, presso C. S. Giovannello, a nord di Crifesi, a nord di Poggio Tondo e fra C. Pernicone, Borgo Trigona e S. Domenichello; gli affioramenti più settentrionali sono quelli di Mass. Pagliarizzi, Tenuta Poggio e Mass. Cuccumello.

L'evoluzione dell'attività eruttiva da subacquea a subaerea e il conseguente sviluppo delle due tipologie di colate può essere spiegata con l'accrescimento degli edifici vulcanici sopra il livello del mare, in concomitanza con variazioni batimetriche (SCHMINCKE *et alii*, 1997).

Caratteristiche analoghe alle vulcanoclastiti emesse dal Centro di Carlentini presentano i prodotti affioranti tra M. Carrubba e la Fiumarella (angolo sud-ovest del Foglio), riferiti (CARBONE & LENTINI, 1981a) all'attività eruttiva di tre centri ubicati immediatamente al di fuori del territorio del Foglio (Monti Cuppodia,



Fig. 127 – *Lava a pillows presso Ponte Cava Lupo. A destra particolare della figura: fratturazione radiale e desquamazione cipollare.*



Fig. 128 - Deposito ialoclastico con breccie a pillow che evolve in una colata subacquea (C. Commissi a sud di Carlentini). A destra particolare delle breccie a pillows in matrice ialoclastica.

Valle Pozzo e Torrente Fiumarella; per l'ubicazione v. Carta geologica del settore nord-orientale ibleo, CARBONE *et alii*, 1986 e Fig. 118). Le vulcanoclastiti sono in facies a stratificazione incrociata e passano a quella ondulata/laminata nella quale si intercalano due livelli di biolititi; la facies breccia d'esplosione rimane confinata all'interno dei diatremi, mancano i corpi lavici.



Fig. 129 - Colata subaerea ad est di Ponte Cava Lupo.



Fig. 130 - Lave vacuolari a nord di Crifesi.

PROGETTO
CARG

APPENDICE 3

STRATIGRAFIA E PALEOAMBIENTI DEI DEPOSITI PLEISTOCENICI

La successione stratigrafica del Pleistocene inferiore e medio è stata attraversata da un sondaggio a carotaggio continuo eseguito in località **Pirruccio**, in sinistra idrografica del basso corso del F. Marcellino. Altre due sezioni di dettaglio sono state campionate presso **S. Fratello** e **Masseria Conigliara**, ubicate più a monte tra il F. Marcellino e il T. Mulinello (Fig. 131).

Sondaggio Pirruccio

È ubicato a quota 40 m s.l.m., a nord di Pirruccio, e attraversa una successione spessa 180 m estesa dal Pleistocene medio al Miocene medio. Il *log*, ricostruito sulla base delle carote esaminate da CARBONE (1985), fornisce una sequenza-tipo in cui si riconoscono i due cicli sedimentari del Pleistocene inferiore e medio (sintemi di Lentini e di Augusta), e costituisce la base per l'interpretazione di altri *logs* disponibili nell'area del Foglio.

A partire dal piano campagna il sondaggio attraversa la seguente successione:

- 4,5 m di calcareniti giallastre grossolane cementate a stratificazione incrociata (“panchina” AUG-sintema Augusta);

- 72,5 m di argille grigio-azzurre a stratificazione indistinta (LEI₂-subsintema di Scordia). Le macrofaune sono rappresentate da molluschi di piccola dimensione, sovente mal conservati. Le associazioni microfaunistiche sono sempre ricche di organismi bentonici appartenenti ai generi *Bolivina* e *Bulimina*, e *Hyalinea balthica* (SCHROETER) che permette l'attribuzione dell'unità all'Emiliano (PASINI & COLALONGO, 1994). Tra i foraminiferi planctonici è presente *Globorotalia truncatulinoides* (D'ORBIGNY);

- 51 m circa di calcareniti e sabbie giallastre massive o a stratificazione

incrociata, con lenti sabbiose argilloso-siltose e conglomeratiche, più frequenti nella parte bassa (LEI₁—subsistema di Villasmundo). L'associazione macrofaunistica è costituita da ostreidi e pettinidi, localmente da coralli appartenenti alla specie *Cladocora caespitosa* (LINNÉ). Nelle lenti argilloso-sabbiose microfaune ad ostracodi e foraminiferi (*Ammonia beccarii* (LINNÉ), *Elphidium crispum* (LINNÉ) e *Cibicidoides* sp.).

- 7,5 m di argille nerastre lagunari a *Cardium edule* (LINNÉ).

I restanti circa 45 metri fino a fondo pozzo sono costituiti da: vulcaniti (formazione Militello in Val di Catania-VCT), calcari a lumachelle (formazione M. Carrubba-MUC), lave (FLT_a) e vulcanoclastiti (FLT) con un'intercalazione di biolite a *Porites* (FLT_b) (formazione Carlentini), e calcareniti biancastre (membro dei calcari di Siracusa-FNL₂).

Livelli particolarmente ricchi in fossili e corrispondenti a quelli calcarenitici e sabbiosi attraversati dal sondaggio sono stati rinvenuti nella cava presso Mass. Baratta, lungo il T. Càntera, dove è esposta una sezione potente circa 50 m. La macrofauna, in discreto stato di conservazione, abbonda in forme bentoniche con eccedenza di quelle vagili rispetto alle sessili; l'infrafauna è scarsamente rappresentata con i generi *Spatangus* e *Cardium*. Nel terzo inferiore della sezione, costituita da sabbia calcarea medio-fine, sono presenti *Ditrupa arietina* (MUELLER), *Pecten jacobaeus* (LINNÉ), *Aequipecten opercularis* (LINNÉ) e *Peplum inflexum* (POLI). I due terzi superiori della successione, costituita da sabbie più cementate e in strati paralleli, contengono una ricca associazione a *Ditrupa arietina*, *Serpula* sp., *Sertella* spp., *Spatangus* cfr. *purpureous* (MUELLER), *Turritella* sp., *Natica* cfr. *millepunctata* LAMARCK, *Glycymeris* sp., *Musculus marmoratus* (FORBES), *Pecten jacobaeus*, *Chlamis flexuosa* POLI, *Peplum inflexum* (POLI), *Aequipecten opercularis*, *Pododesmus patelliformis* (LINNÉ), *Anomia ephippium* LINNÉ, *Ostrea edulis* LINNÉ, *Mytilus edulis* LINNÉ, *Acanthocardia* sp., *Laevicardium* sp., *Arctica islandica* (LINNÉ) e *Callista chione* (LINNÉ). L'associazione microfaunistica è povera e dominata da foraminiferi bentonici caratteristici di acque poco profonde quali *Ammonia beccarii* ed *Elphidium crispum*.

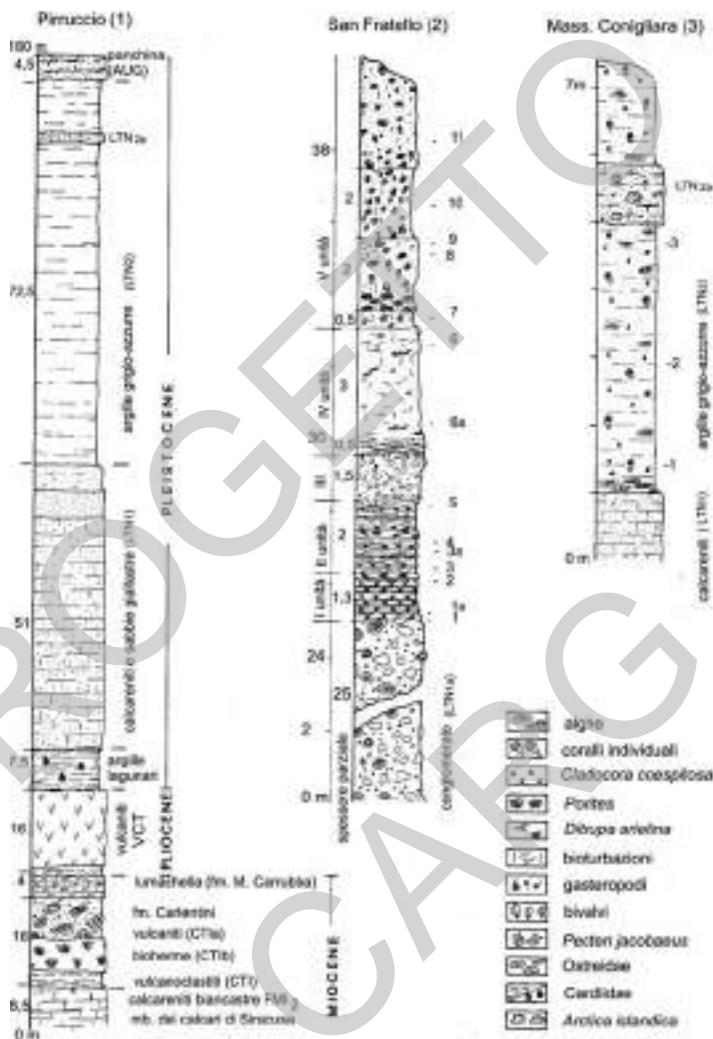


Fig. 131 – Sezioni stratigrafiche dell'area compresa tra i fiumi Mulinello e Marcellino, nell'entroterra del Golfo di Augusta. Il sondaggio Piruccio (1) attraversa una successione continua potente circa 180 m, estesa dal Pleistocene medio al Miocene medio. La sezione affiorante di S. Fratello (2) interessa i soli termini calciclastici arenitico/ruditici (LEI₁ – subsistema di Villasmundo, sistema Lentini) del Pleistocene inferiore. La sezione di Mass. Conigliara (3) è stata misurata alla base delle argille grigio-azzurre (LEI₂ – subsistema di Scordia) della zona di Villasmundo, dove è presente anche un'intercalazione sabbiosa ad *Arctica islandica* (LEI_{2a}) (per l'ubicazione delle sezioni v. carta geologica) (modificata da CARBONE, 1985).

Sezione S. Fratello

N.B. La sezione, campionata nel 2007, a seguito dell'ultimazione dei lavori nel 2009 dell'Autostrada Catania-Siracusa, il cui tracciato attraversa l'area di affioramento, attualmente è osservabile parzialmente (l'ubicazione in carta si riferisce ai tipi IGMI a scala 1.50.000, editi nel 1973).

La sezione affiora lungo la SS 114 al km 129 nei pressi dell'incrocio con la SP Villasmundo-Augusta, lato sud-orientale, ed è compresa tra le vulcaniti plioceniche (VCT) alla base e una superficie di erosione al tetto. Lo spessore complessivo è circa 50 m.

- La sezione inizia con circa 25 m di conglomerato poligenico (LEI_{1a}) a elementi lavici subarrotondati e calcarei spigolosi, di diametro da qualche cm a 50 cm, in matrice rossa. La caoticità e l'eterometria del deposito, l'abbondante matrice e la pessima classazione, indicano trasporto limitato e rapido accumulo.

- Con contatto netto seguono 1,30 m di una fitta alternanza parallela ondulata di peliti silteose grigio chiare spesse 2-4 mm e di biocalcareniti friabili biancastre a *Cladocora coespitosa* (camp. 1a) in strati da 10 a 20 cm, generalmente decrescenti verso l'alto (I unità). Il contenuto di CaCO₃ oscilla tra 72 e 88%. Al di sopra è presente un livello di 20-30 cm ad ostree in posizione fisiologica.

- Segue un'alternanza, spessa 2 m, simile alla precedente (II unità) di livelli argillosi spessi 20-30 cm (campioni 3, 3a, 4 e 5), e calcarenitici a *Cladocora coespitosa* potenti 2-4 cm. Intercalate si rinvencono ostree in posizione fisiologica. La percentuale di CaCO₃ nelle peliti varia da 0 a 12%. I livelli ad ostreidi (*Ostrea edulis* LINNÉ var. *lamellosa* BROCCHI) costituiscono sottili lag conchigliari. Le valve, in discreto stato di conservazione, sono appaiate e chiuse, e incrostate da briozoi e serpulidi, talora perforate da spugne (*Clionidae*) e da bivalvi litofagi. Sopra al primo livello ad ostree sono presenti modelli interni di *Conus* spp. *Cladocora coespitosa* è più abbondante nel livello basale e si rinviene in esemplari isolati e coricati. La modesta percentuale di CaCO₃ (56%) nei primi 20 cm del livello a *Cladocora* della II unità è determinata dall'elevata frazione vulcanica derivante dal substrato.

- Con contatto erosionale si passa a 1,5 m di conglomerato poligenico (III unità) a prevalenti elementi lavici, in matrice sabbiosa grossolana. I ciottoli, di diametro medio di 5 cm, sono mal classati e solo a tratti accennano ad una struttura gradata. I clasti della parte inferiore, a parità di classe granulometrica, presentano una minore sfericità di quelli della parte superiore i quali sono generalmente subarrotondati e di forma discoidale. Le strutture di fondo sono rappresentate da tasche e canali di erosione profondi, in sezione trasversale, circa 50 cm e con direzione E-O.

Verso l'alto il conglomerato sopra descritto passa gradualmente a (IV unità):

a) - 50 cm di sabbia calcarea bianco-giallastra da media a grossolana a stratificazione incrociata in strati di circa 20 cm, con sviluppo di strutture a festoni a grande scala;

b) - 3 m circa di sabbie e/o arenarie fossilifere medio-fini, senza evidenti strutture a causa dell'intensa bioturbazione che ha obliterato l'originaria stratificazione incrociata. Contengono abbondanti clasti vulcanici, granuli di

quarzo ed elementi calcarei arrotondati (camp. 6). Il sedimento è discretamente classato. Sono presenti esemplari di *Ditrupa arietina* quasi sempre interi e disposti orizzontalmente. La granulometria è uniforme in tutto l'intervallo sabbioso (b), come confermato da analisi condotte sui campioni prelevati (v. Tab. 7). Varia invece la percentuale carbonatica, passando da 6,7% nei livelli basali (camp. 6a) a 35,6% in quelli sommitali (camp. 6), a causa della notevole riduzione della frazione vulcanica. In tutta l'unità IV sono presenti bioclasti di lamellibranchi, oltre ad aculei di echinoidi e frammenti di briozoi.

Con passaggio graduale seguono (V unità) 9,5 m di:

a) - 50 cm circa di sabbie conglomeratiche giallastre debolmente cementate e bioturbate, massive e discretamente classate. Sono presenti gallerie di fossori e scarsi resti di molluschi. Il contenuto in CaCO_3 è pari al 6 % nel campione 7;

b) - 2 m di calcarenite friabile bianco-giallastra con clasti lavici arrotondati di diametro da pochi mm a 2 cm, incrostati da briozoi e da alghe. Nella parte alta dell'intervallo il diametro dei ciottoli è maggiore (4-6 cm) e aumenta anche la frazione bioclastica rappresentata da gusci di molluschi rivestiti da alghe e da coralli individuali;

c) - 2 m di sabbie microconglomeratiche giallastre a *Pecten jacobaeus* e *Clausinella fasciata* (DA COSTA), distribuiti uniformemente in tutto l'intervallo. Si notano tracce di bioturbazioni, frequenti accumuli di tritume organogeno e colonie arborescenti di briozoi tra cui *Myriapora truncata* (PALLAS);

d) - 5 m circa di biocalcarenite massiva discretamente classata con ciottoli di 1-2 cm, e alghe in noduli o in sottili lamine. La frazione carbonatica è pari all'82%.

L'associazione macrofaunistica rinvenuta nella parte medio-alta della sezione (campioni 8 e 10) è rappresentata da: *Cladocora coespitosa*, *Sertella* spp., *Myriapora truncata*, *Ditrupa arietina*, *Fissurella* sp., *Diodora italica* (DE FRANCE), *Patella caerulea* LINNÉ, *Vermetus* sp., *Hinia* sp., *Conus mediterraneus* HUASS IN BRUGUIERE, *Glycimeris* sp., *Mytilus edulis* LINNÉ, *Mytilus* sp., *Chlamys multistriata* (POLI), *Chlamys varia* (LINNÉ), *Pecten jacobaeus*, *Flexopecten flexuosa* POLI, *Aequipecten commutatus* MONTEROSATO, *Aequipecten opercularis*, *Lima inflata* (CHEMNITZ), *Anomia ephippium* (LINNÉ), *Anomia* sp., *Pododesmus patelliformis* (LINNÉ), *Ostrea edulis*, *Ostrea edulis lamellosa* BROCCHI, *Diplodonta orbiculata* (MONTEROSATO) LOCARD, *Diplodonta rotundata* (MONTAGU), *Diplodonta* sp., *Astarte fusca* (POLI), *Laevicardium crassum* (GMELIN), *Lutrarina lutraria* (LINNÉ), *Venus casina* LINNÉ, *Venus* sp., *Clausinella fasciata*, *Dosinia exoleta* (LINNÉ), *Arcopagia ventricosa* DE SERRES.

Per quanto riguarda le microfaune, i campioni prelevati nelle unità I, II e IV contengono specie poco significative dal punto di vista biostratigrafico, ma indicative di un ambiente marino poco profondo, tra cui *Elphidium crispum* e *Ammonia beccarii*. Oltre ai foraminiferi sono stati rinvenuti briozoi, ostracodi, radioli di echinidi, frammenti di gusci di molluschi e denti di pesci.

I campioni 1a, 3a e 5 delle unità I e II riflettono caratteristiche sedimentologiche simili. Il valore medio delle granulometrie (Mz) si mantiene quasi costante, come pure lo scarso grado di selezione (σ_1) e i valori del *kurtosis* (K_G). I campioni, decisamente polimodali, presentano mode secondarie in corrispondenza delle frazioni più grossolane. Questi dati indicano una costante bassa energia dell'ambiente deposizionale, leggermente più alta in corrispondenza dell'intervallo delle peliti basali dell'unità II da cui proviene il campione 3a. Il passaggio alle unità IV e V, dopo la sedimentazione dei conglomerati dell'unità III, avviene con una marcata variazione delle modalità sia deposizionali che tessiturali. I campioni 6a, 7 e 10, caratterizzati da una distribuzione decisamente bimodale, rappresentano sedimenti più grossolani rispetto a quelli delle unità precedentemente descritte. Gli altri indici statistici esprimono un'asimmetria (Sk_1) sia positiva che negativa, curve mesoplaticurtiche e leptocurtiche, e una discreta classazione (Tab. 7). Questi caratteri testimoniano un deciso aumento di energia del mezzo di trasporto rispetto alle unità deposizionali inferiori.

Tab. 7 - Valori degli indici statistici granulometrici relativi a sette campioni della Sezione S. Fratello (Mz : Mean Size; σ_1 : Standard Deviation; Sk_1 : Skewness; K_G : Kurtosis).

Parametri Statistici	1a	3°	5	6a	6	7	10
Mz	8,16	8,80	7,79	0,70	1,59	0,65	0,69
σ_1	2,03	1,30	2,14	0,64	0,90	0,63	0,66
Sk_1	-0,53	-0,61	-0,62	-0,07	0,1	-0,07	0,73
K_G	8,19	1,16	0,51	1,26	0,62	0,98	2,21

Considerazioni paleoambientali: L'analisi di facies condotta sulla successione esaminata, che costituisce l'emiclo trasgressivo del Pleistocene inferiore, permette di sostenere che la sedimentazione delle unità I e II è avvenuta in condizioni cicliche di bassa ed elevata energia. La laminazione dei livelli limosi indica una deposizione ritmica in ambiente calmo, mentre quella dei livelli a *Cladocora* è legata a condizioni idrodinamiche più elevate. La profondità di sedimentazione non superava i 10 m, poiché *Cladocora* è un corallo hermatipico che prospera fino a tale profondità e oltre diviene poco comune a causa della diminuzione dell'intensità luminosa (ZIBROWIUS, 1976).

L'unità III rappresenta un improvviso e violento episodio di sedimentazione evidenziato sia dalle dimensioni dei clasti, che dalla presenza di canali che incidono profondamente il tetto dell'unità II. L'ambiente deposizionale delle unità IV e V è essenzialmente lo stesso ed è riconducibile, pur con leggere differenze, a quello degli attuali fondi marini caratterizzati dalla biocenosi delle "Ghiaie Fini e Sabbie Grossolane sotto l'influenza delle correnti di fondo" (SGCF di PERES & PICARD, 1964). Caratterizzano tale biocenosi le specie *Spatangus purpureus*, *Pecten jacobaeus*, *Venus casina*, *Arcopagia ventricosa*, *Laevicardium crassatum*, *Dosinia exoleta*, *Astarte fusca* e le alghe calcaree. Questi ambienti sono costantemente

interessati da forti correnti trattive, che asportano continuamente le particelle più fini dal fondo e che nello stesso tempo permettono alle concrezioni sferoidali di alghe calcaree di accrescersi, tramite rotolamento, su tutta la loro superficie. Le specie indicative di correnti sono in particolare *Venus casina*, *Clausinella fasciata* e *Astarte fusca*, mentre la presenza del genere *Diplodonta* sta a indicare isolati episodi di leggero infangamento. La particolare frequenza di *Ditrupa arietina* verso la base della unità IV è da ricondurre a un'elevata torbidità del fondo causata dal nuovo instaurarsi del regime di corrente su un substrato con alta percentuale di materiale fine appartenente alla matrice del conglomerato della III unità. La profondità di sedimentazione si aggirava sui 20-40 m ed è testimoniata da un certo equilibrio tra specie infra e circalitorali nella fauna raccolta, nonché dall'odierno *optimum* batimetrico di biocenosi simili nel Mediterraneo attuale.

Sezione Masseria Conigliara

La sezione è esposta nella cava ad est di Mass. Conigliara, lungo il F. Mulinello a sud-est di Villasmundo. Dal basso è costituita da 1 m di calcareniti e sabbie giallastre (LEI₁) passanti verso l'alto a circa 6 m di argille siltose e silt grigio-nerastri (LEI₂) con abbondanti noduli limonitici. Nella parte alta delle argille siltose è intercalata una lente sabbioso-calcarenitica di 1 m, contenente modelli interni di *Arctica islandica* (LEI_{2a}).

I campioni 1, 2 e 3 (Fig. 131) raccolti rispettivamente a 40 cm, 2 e 4 m dalla base, contengono cristalli di gesso, grumi ferrosi e una frazione organogena a foraminiferi insieme a spicole di spugne, ostracodi, radioli di echinidi e frammenti di molluschi. Tra i foraminiferi il benthos costituisce il 75-80% dell'associazione; le specie riconosciute sono: *Bolivina catanensis* SEGUENZA, *Bulimina marginata* D'ORBIGNY, *Uvigerina mediterranea* HOFKER e *Hyalinea balthica*; tra i planctonici i più significativi sono *Neogloboquadrina pachyderma* (EHRENBERG), *Globorotalia inflata* (D'ORBIGNY) e *Globorotalia truncatulinoides* (D'ORBIGNY). Tale associazione permette di riferire le argille LEI₂ al Pleistocene inferiore (Emiliano), zona a *Globigerina cariacensis* (IACCARINO, 1985). Il contenuto macrofossilifero è rappresentato da associazioni povere, dominate da gasteropodi e lamellibranchi di piccola taglia e in cattivo stato di conservazione; rari gli scafopodi con prevalenza di *Dentalium rectum* GMELIN. Nella porzione mediana della sezione sono stati rinvenuti modelli interni di echinidi appartenenti a *Schizaster* sp. e di *Azorinus chamalosen* (DA COSTA). Sono inoltre state riconosciute le specie: *Turritella tricarinata pliorecens* SCALIA, *Lunatia fusca* (BLAINVILLE), *Lunatia helicina* (BROCCHI), *Cassidaria echinifera* (LINNÉ), *Amyclina edwardsi* (FISCHER), *Hinia limata* (CHEMNITZ), *Ringicula auriculata* (BROCCHI), *Niotha ficaratiensis* (MONTEROSATO), *Nucula placentina* LAMARCK, *Chlamys varia* (LINNÉ), *Chlamys flexuosa* (POLI), *Tellina* sp.

Considerazioni paleoambientali e biostratigrafiche: Le associazioni di foraminiferi bentonici sono simili nei tre campioni esaminati con prevalenza di *Bolivina* sp. su *Bulimina* sp. nei primi due, mentre nel terzo sono più abbondanti

le *Uvigerinidae*. Nell'attuale biocenosi dei Fanghi Terrigeni Costieri (VTC - *Vase Terrigène Cotière*) un gruppo di specie importanti è dato da quelle caratteristiche dei fondi fangosi, tra cui le *Buliminidae* rappresentate specialmente dai generi *Bulimina* e *Bolivina*, quest'ultima particolarmente frequente quando nel sedimento vi è una notevole frazione colloidale, come alla foce dei fiumi (BLANC-VERNET, 1969).

Per quanto riguarda la stima della paleobatimetria, il rapporto di frequenza nelle microfaune da *Bolivina* dominante a *Bulimina* dominante varia tra 80 e 100 m circa. Le variazioni relative di alcune specie del genere *Bolivina* permettono di stabilire una scala batimetrica dalla biocenosi VTC sino al batiale profondo (BLANC-VERNET, 1969). Un elemento di contraddizione è rappresentato invece dall'elevata frequenza, in tutta la sezione, di *Discospirina tenuissima* (CARPENTER) con diametro variabile tra 9 e 7 mm. Tale specie temperato-fredda, citata per il Pleistocene della Calabria (EMILIANI *et alii*, 1961) vive attualmente nell'Atlantico settentrionale e nei mari adiacenti. Presente anche nel Mare Egeo al di sotto degli 800 m di profondità, solo eccezionalmente è stata rinvenuta in acque poco profonde. Concludendo, l'insieme delle caratteristiche lito- e paleontologiche fa ritenere che la sedimentazione delle argille affioranti nella zona di Villasmundo sia avvenuta in ambiente circalitorale ad una profondità tra 60 e 100 m, su una piattaforma continentale con scarsi apporti terrigeni.

Dal punto di vista biostratigrafico la presenza di *Globorotalia inflata*, *G. truncatulinoides* e *Hyalinea balthica* permette di attribuire l'associazione alla zona a *Globigerina cariacensis* del Pleistocene inferiore (Emiliano) di IACCARINO (1985).

APPENDICE 4

I SITI PALEONTOLOGICI A MAMMALOFAUNE DEL TERRITORIO DI AUGUSTA

Nel territorio di Augusta numerose sono le testimonianze preistoriche e storiche ormai conosciute, non solo dagli addetti ai lavori ma anche da una gran parte dell'opinione pubblica italiana ed estera, risultato cui si è giunti attraverso l'incessante lavoro di tutela, conservazione e divulgazione svolto dalla Soprintendenza ai Beni Culturali e Ambientali di Siracusa. Al contrario, pochi sanno che questa parte di territorio è ricca di giacimenti paleontologici a mammalofauna (Fig. 132).

La fascia costiera del massiccio calcareo ibleo compresa tra la baia di Agnone e Siracusa è infatti costellata dalla presenza di grotte marine e strutture carsiche ipoge e superficiali. La loro formazione, nell'arco del Pleistocene, è dovuta all'azione combinata del sollevamento tettonico e delle oscillazioni del livello marino, generalmente indicate come variazioni glacio-eustatiche (IMBRIE *et alii*, 1984; MARTINSON *et alii*, 1987; BASSINOT *et alii*, 1994).

Dislocazione e allineamento delle morfostrutture marine e carsiche sono distribuite a varie quote corrispondenti a paleolinee di costa incise sulle scarpate di faglia o a bordi interni di terrazzi marini (MONACO, 2007); nel siracusano sono stati riconosciuti sette ordini di terrazzi (CARBONE *et alii*, 1982b; DI GRANDE & RAIMONDO, 1982; BORDONARO *et alii*, 1984) e tre paleolinee di costa scolpite su scarpate di faglia o paleofalesie (CARBONE *et alii*, 1982b; BIANCA *et alii*, 1999). Nelle paleofalesie si aprono grotte e "sacche" di origine marina e/o carsica, per effetto di ingressioni e regressioni marine, che contengono depositi a vertebrati.

Essenzialmente in questo margine costiero, i giacimenti fossiliferi a mammalofauna si suddividono in due tipologie (per l'ubicazione dei siti vedasi Fig. 132):

- a) grotte di riempimento con deposito a terre rosse
- b) depositi “a cielo aperto”

Alla prima tipologia appartiene il sito più conosciuto, quello di San Cusumano-Coste di Gigia (1), già segnalato nei primi anni dell’800 dal canonico ALESSI (1833), che in *Memoria IX* scrive “*che in Melilli.....nelle falde dei colli ibilei soprastanti al mare, e precisamente la dove scorre il fonte di San Cusumano, giornalmente cavansi ossi e denti molari giganteschi*”.

Il sito 1 (37°11’31” N, 15°09’48” E) è situato a sud di Faro Dromo Gigia, sul limite settentrionale del Foglio “Siracusa” al confine col Foglio “Augusta”. Il deposito è ubicato lungo una paleofalesia di calcare miocenico (FNL₂ - membro dei calcari di Siracusa della formazione Monti Climiti) alta circa 50 m che si sviluppa da quota 35 a 85 m s.l.m., corrispondente al margine superiore del terrazzo marino di VII ordine (MONACO, 2007).

L’insorgere e l’avanzamento nell’area di numerose cave di estrazione ha in parte vanificato la conservazione del sito; infatti “*la nuova sacca di San Cusumano*” (ciò presume l’esistenza di altre sacche) descritta da ACCORDI (1957), che ha restituito numerosi reperti prevalentemente di *Hippopotamus pentlandi*, *Elephas mnaidriensis* e *Cervus dama* LINNÉ, è ormai sparita così come altre. Per questi motivi non si sono mai effettuati scavi e studi sistematici ed esaurienti dei vari ritrovamenti. Solo negli ultimi decenni, grazie ad opportuni provvedimenti di tutela e varianti ai piani di coltivazione delle cave imposti dalla Soprintendenza ai Beni Culturali di Siracusa, si è riusciti a salvaguardare parte del sito; una sacca di terre rosse con resti prevalentemente di ippopotamo, rinvenuta negli anni ’90, è stata preservata e ricoperta per un futuro scavo e recupero dei reperti.

In una recente ricognizione effettuata dallo scrivente, si è constatato che nell’area insiste un fitto reticolo carsico, orientato secondo le principali linee di dislocazione tettonica NNO-SSE e NE-SO (LENTINI *et alii*, 1984), con condotti comunicanti con la superficie, sviluppo di sacche e fessure beanti colme di sedimenti rossastri e brecce calcaree stratificate; la sacca esplorata in questa occasione larga circa 3 m ed alta 2 m, posta a circa 4 metri dal piano campagna, non ha restituito resti osteologici.

Dalle ricognizioni effettuate e dall’analisi dei dati bibliografici, si comprende che la tipologia e lo studio del giacimento sono piuttosto complessi; i reperti sembrano tutti provenire da recuperi piuttosto che da scavi, in sacche e anfratti di terre rosse all’interno dei calcari miocenici e nessuno è stato visto o prelevato in connessione anatomica.

La tipologia del giacimento paleontologico descritto dovrebbe essere di tipico “deposito di fessura”, cioè di accumulo e costipamento di resti osteologici e sedimenti provenienti dalla superficie, a suo tempo popolata da animali, che attraverso inghiottitoi e fratture si depositavano all’interno di cavità carsiche, probabilmente comunicanti.

Anche le grotte ubicate lungo la fascia costiera da Capo S. Croce a Punta Castelluccio a breve distanza dal mare, appartengono a questa tipologia.

Il sito a sud di Punta Castelluccio (sito 2) (37°17’55” N, 15°08’53” E),

collocato nel costone costituito dalle calcareniti LEI₁, ha restituito una zanna di elefante nel 1993, mentre quello a sud-ovest di Capo S. Croce (sito 3) (37°14'26" N, 15°15'16" E), ubicato nei calcari della formazione Monte Carrubba (MUC), e già descritto da MAUGERI PATANÈ (1932), ha permesso il recupero di zanne, frammenti mandibolari, molari di elefante e diversi reperti pertinenti a cervidi.

In posizione geografica più interna, ma simile per composizione e associazione faunistica, sono le grotte di "Cozzo Telegrafo" (sito 4) (37°17'04" N, 15°09'20" E) e San Calogero (sito 5) (37°17'42" N, 15°07'03" E) dove prevalgono i resti di cervidi associati a rari resti di elefante. Il sito n. 4 è localizzato nella parete calcarea miocenica (FNL₂ - membro dei calcari di Siracusa), il sito n. 5 è ubicato nelle calcareniti LEI₁.

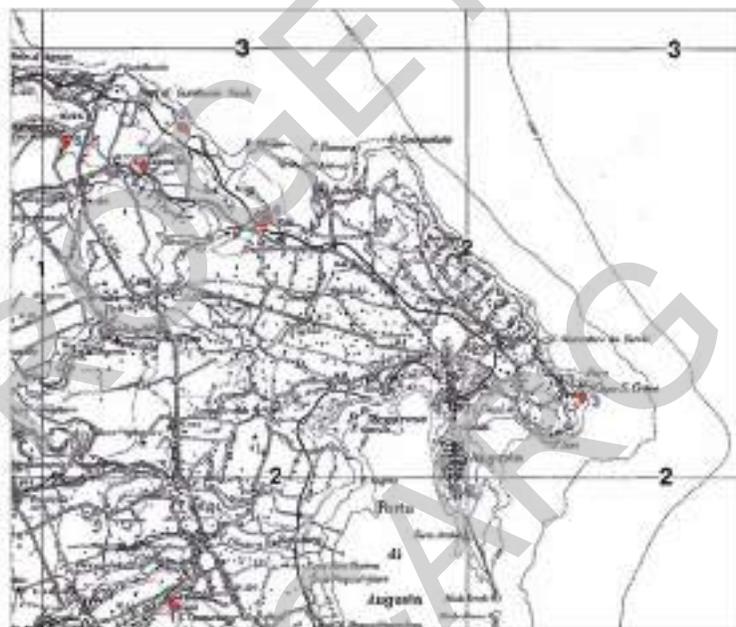


Fig. 132 – Ubicazione dei siti paleontologici a mammalofaune (Coordinate geografiche riferite alla Proiezione Conforme Universale Trasversa di Mercatore – U.T.M.). Il sito 1 ricade sul limite settentrionale del Foglio "Siracusa" al confine col Foglio "Augusta".

Di tutt'altra tipologia è il deposito scoperto nel 2000, in occasione di una segnalazione alla Soprintendenza per sottrazione di zanne d'elefante. Il sito è ubicato a sud di Cozzo Gisira (sito 6) (37°16'37" N, 15°10'12" E), tratto di costa alta costituita prevalentemente dai calcari miocenici (FNL₂ - membro dei calcari di Siracusa), dove è facile imbattersi in cunicoli, anfratti, piccole grotte che possono custodire, non solo resti paleontologici, ma spesso manufatti preistorici

(ceramiche, utensili in selce e pietra lavica), essendo state sede di frequentazioni, insediamenti o ripari umani.

La collinetta, sede del deposito, è situata sulla sponda destra del Vallone Porcaria, poco prima che sbocchi nel Canale di Brucoli, ed è attraversata da una breve galleria ferroviaria. Stratigraficamente è costituita alla base dalle argille grigio-azzurre (LE₁) del Pleistocene inferiore, sormontate dalle calcareniti giallastre (AUG) del Pleistocene medio-superiore che sigillano la serie. Il passaggio tra le due formazioni è rappresentato da sabbie di mare basso più o meno incoerenti con resti di vertebrati.

La particolare tipologia del deposito, resti di vertebrati non in grotta, è già stata evidenziata da studi precedenti (BONFIGLIO, 1992) e solo un'approfondita campagna di scavo e di studi potrà chiarire le relazioni tra le due tipologie di deposito descritte. I reperti osteologici sembrano avere la stessa posizione stratigrafica dei depositi di C.da Fusco (nella periferia occidentale di Siracusa) (CHILARDI, 1996) e del "paleosuolo con resti di *Elephas mnaidrensis*" individuato da ACCORDI (1963) nella Penisola della Maddalena (a sud di Siracusa); in entrambi i siti, ambedue nel territorio di Siracusa, come in questo caso la fauna a vertebrati è inglobata tra le argille del Pleistocene inferiore e le calcareniti del Pleistocene superiore che rappresentano l'ultima fase di trasgressione marina quaternaria.

In occasione del rinvenimento, al fine di salvaguardare i reperti rimasti, si è dovuto agire velocemente, per cui si è eseguito solo il rilievo grafico e fotografico delle ossa a vista e il ricoprimento del deposito, in previsione del reperimento di fondi per una successiva campagna di scavo. I resti rilevati sono costituiti da un cranio di elefante integro in posizione frontale, privo delle difese, una tibia, un omero e numerose vertebre e costole di ippopotamo.

I siti paleontologici con fauna a vertebrati sin qui descritti evidenziano l'ampia ricchezza del territorio in esame, ma si deve precisare che ci si riferisce solo a depositi conosciuti o segnalati all'organo di tutela territoriale, ma che nessuno di questi siti è mai stato studiato sistematicamente; anche i reperti recuperati durante scavi clandestini o consegnati spontaneamente alla Soprintendenza sono stati depositati in magazzini in attesa di studio.

Questo immenso patrimonio scientifico è in attesa di trovare una cornice degna del proprio valore, quale potrebbe essere un polo museale da creare nel territorio della provincia di Siracusa, ricchissima di giacimenti paleontologici.

Lo studio, la divulgazione e in ultima analisi la fruizione di questo ingente patrimonio paleontologico sono sfide da affrontare negli anni futuri. È questo il desiderio di studiosi e non, e l'obiettivo cui la Soprintendenza ai Beni Culturali e Ambientali di Siracusa sta lavorando da diversi anni.

APPENDICE 5

LE SALINE DI AUGUSTA

Il tratto costiero più a meridione del Foglio “Augusta” è rappresentato *pro parte* dal Golfo di Augusta. Esso è formato da due insenature naturali, il Porto Xifonio (la rada esterna), e il Porto Megarese (la rada interna), separate dal Promontorio Fontana-Punta del Bastione e orlate dalle vecchie Saline *Regina-Granatello*, presso il Golfo Xifonio, *Migneco-Lavaggi*, ai margini della città di Augusta, e del *Mulinello*, ai lati del porto commerciale, presso la foce del Mulinello (Fig. 133).

Dal punto di vista topografico, le Saline ricadono all'interno della Tav. Augusta (F°274 I SO), con un'area di circa 1,8 km², e della Tav. Melilli (F°274 IV SE), 2 km², in due settori, separati dalla già citata dorsale argillosa Fontana-Rivellino-Punta del Bastione, orientata N-S.



Fig. 133 - *Inquadramento topografico delle ex saline di Augusta.*

L'estensione attuale delle Saline, e la loro variazione nel tempo, è stata calcolata acquisendo i seguenti dati: cartografia storica in formato cartaceo e digitale, non georiferita; file con punti, quote e tracce, rilevati con sistema GPS (2008); file vettoriali georeferiti relativi al Golfo di Augusta, acquisiti dal sito della Provincia di Siracusa, *file raster* compressi georiferiti delle ortofoto del Golfo di Augusta, acquisiti dal sito della Provincia di Siracusa. Con i dati acquisiti è stato realizzato un *data-base* (Tab. 8) e georeferite le carte e le immagini mediante una funzione di correzione, ottenuta con l'individuazione di decine di punti di controllo, ai quali sono stati attribuiti valori noti e valori nuovi acquisiti con il GPS durante i rilievi. Tale fase è stata eseguita mediante l'ausilio del *software* AutoCad Map 3D (Fig. 134).



Fig. 134 - Definizione dell'area attuale delle saline ottenuta con il database allegato (Tab. 8).

Le Saline, nel loro insieme (Fig. 135), ricadono in due settori, separati dalla già citata dorsale argillosa Fontana-Rivellino-Punta del Bastione, orientata N-S.

In particolare, il primo settore (ex Saline Regina-Granatello), limitato ad occidente dalla dorsale, è orlato ad oriente dalla scarpata morfotettonica Pezza Grande-Cipollazzo, orientata NO-SE. Il settore occidentale dell'area delle saline (ex Saline Migneco-Lavaggi) è limitato ad ovest dal rilievo San Giorgio-Margi, caratterizzato dall'affioramento di calcareniti del Pleistocene medio appartenenti al sintema Augusta (AUG).

Il substrato su cui si sono impostate le saline è rappresentato da argille siltoso-marnose non stratificate, di colore giallastro alla superficie di alterazione e grigio-azzurre al taglio fresco, ascrivibili al subsistema di Scordia (LEI₂) del sintema Lentini (LEI) di età Pleistocene inferiore. Lo spessore del litosoma argilloso non è determinabile in quanto nell'area non affiora la sua base.

Le saline ricadenti all'interno della Tav. Melilli (ex Saline del Mulinello) sono

limitate a nord dall'area del Porto Megarese e a sud dal promontorio di Punta Cugno. Esse sono ubicate ai lati del Porto commerciale, tra gli scavi archeologici di *Megara Hjblaea* e l'*hangar*, opera di alto valore storico e tecnico dei primi anni del '900, in un'area depressa di forma semicircolare legata geneticamente alla presenza del tratto terminale del Torrente Mulinello. Il substrato su cui sono impostate le saline è costituito dalle alluvioni attuali e recenti del Torrente Mulinello, con uno spessore non superiore ai 5 m, che poggiano sulle argille LEI₂.

Nonostante le Saline siano state bonificate e regimentate nel loro assetto idrologico di superficie, e il loro studio sia difficoltoso a causa dell'intensa copertura urbana che ha determinato la loro progressiva scomparsa, per secoli hanno ricoperto un importante ruolo nell'estrazione del sale in Sicilia, necessario per la conservazione della carne e del pesce.

La complessa struttura produttiva del sale praticata ad Augusta, consisteva in successive evaporazioni dell'acqua di mare dai bacini strutturati in *pantani*, *pantaneddi*, *ruffiani* e *caseddi*. I primi, i *pantani*, erano i più ampi, in cui l'acqua defluiva direttamente dal mare; i secondi, i *pantaneddi*, erano vasche di deposito che facevano da serbatoi di distribuzione delle acque che si sollevavano dai pantani. I terzi, i *ruffiani*, erano vasche di concentrazione o mediatrici, intermedie tra i pantani e le successive, in cui l'acqua giungeva in una fase avanzata del ciclo produttivo. Infine, le *caseddi*, erano le vasche salanti in cui avveniva la deposizione e la prima raccolta del sale in piccoli cumuli e ancora intriso d'acqua, che si effettuava, ad opera dei salinari, a partire dalla metà di luglio, festa della Madonna del Carmine, e terminava in settembre. Se l'estate si prolungava, si eseguiva una terza raccolta.

Nel 2000 l'area occupata dalle Saline è stata definita *Sito di Importanza Comunitaria (SIC)* e *Zona di Protezione Speciale (ZPS)*, ai sensi delle direttive comunitarie *Uccelli e Habitat*.

L'area compresa tra le Saline Regina e le Saline dei Pantanelli, queste ultime ubicate a sud di Siracusa, è costituita da vere e proprie aree naturali protette (la Riserva Naturale Orientata -RNO- *Valle dell'Anapo*; la RNO *Saline di Priolo*; la RNO *Fiume Ciane e Saline di Siracusa*; Area Marina Protetta *Penisola della Maddalena e Capo Murro di Porco*).

L'impianto delle saline all'interno del Foglio "Augusta" è dipeso da fattori naturali, quali la presenza di stagni costieri, bacini ben ventilati e soleggiati per consentire una rapida evaporazione. Il loro attuale affioramento è in parte limitato dalla recente antropizzazione dell'area e si presentano ancora come stagni, ma soggetti all'incuria e all'abbandono.



Fig. 135 – Panoramica attuale delle ex Saline Regina-Granatello, Migneco-Lavaggi, del Mulinello.

Tab 8 - Database con i dati acquisiti durante la fase di campagna.

TRACCIA	LATITUDINE	LONGITUDINE	Easting	Northing	ALTITUDINE (m)
28	37 14.820	15 11.151	2536854,6	4122629,79	76
28	37 14.861	15 11.401	2536854,6	4122629,79	64
28	37 14.897	15 11.575	2536854,6	4122629,79	62
28	37 14.947	15 11.810	2537741,44	4122631,62	59
28	37 14.956	15 11.944	2537741,44	4122631,62	58
28	37 14.942	15 12.093	2537741,44	4122631,62	53
28	37 14.956	15 12.179	2537741,44	4122631,62	49
28	37 15.000	15 12.292	2537741,44	4122631,62	46

28	37 15.041	15 12.395	2538628,29	4122633,54	45
28	37 15.047	15 12.509	2538628,29	4122633,54	44
28	37 15.023	15 12.702	2538628,29	4122633,54	39
28	37 15.013	15 12.784	2538628,29	4122633,54	37
28	37 14.978	15 12.819	2538628,29	4122633,54	39
28	37 14.970	15 12.826	2538628,29	4122633,54	38
28	37 14.972	15 12.852	2538628,29	4122633,54	34
28	37 14.987	15 12.929	2539515,14	4122635,56	28
28	37 14.991	15 13.025	2539515,14	4122635,56	24
28	37 14.973	15 13.178	2539515,14	4122635,56	23
28	37 14.960	15 13.192	2539515,14	4122635,56	23
28	37 14.963	15 13.205	2539515,14	4122635,56	22
28	37 14.971	15 13.222	2539515,14	4122635,56	22
28	37 14.975	15 13.231	2539515,14	4122635,56	22
28	37 14.985	15 13.297	2539515,14	4122635,56	20
28	37 14.987	15 13.390	2539515,14	4122635,56	22
28	37 14.987	15 13.420	2539515,14	4122635,56	23
28	37 14.922	15 13.715	2540401,98	4122637,66	21
28	37 14.839	15 13.785	2540401,98	4122637,66	21
28	37 14.796	15 13.919	2540401,98	4122637,66	21
28	37 14.756	15 13.969	2540401,98	4122637,66	21
28	37 14.722	15 14.015	2540401,98	4122637,66	21
28	37 14.633	15 14.088	2540404,68	4121528,28	21
28	37 14.627	15 14.089	2540404,68	4121528,28	21
28	37 14.612	15 14.075	2540404,68	4121528,28	21
28	37 14.611	15 14.070	2540404,68	4121528,28	21
28	37 14.611	15 14.067	2540404,68	4121528,28	21
28	37 14.547	15 13.958	2540404,68	4121528,28	19
28	37 14.538	15 13.948	2540404,68	4121528,28	18
28	37 14.584	15 13.978	2540404,68	4121528,28	17
28	37 14.722	15 14.103	2541288,83	4122639,87	15
28	37 14.716	15 14.123	2541288,83	4122639,87	15

28	37 14.587	15 14.231	2541291,64	4121530,48	18
28	37 14.556	15 14.252	2541291,64	4121530,48	19
28	37 14.558	15 14.269	2541291,64	4121530,48	19
28	37 14.556	15 14.290	2541291,64	4121530,48	19
28	37 14.550	15 14.300	2541291,64	4121530,48	19
<hr/>					
28	37 14.513	15 14.366	2541291,64	4121530,48	21
28	37 14.571	15 14.324	2541291,64	4121530,48	21
28	37 14.591	15 14.304	2541291,64	4121530,48	20
28	37 14.597	15 14.294	2541291,64	4121530,48	25
28	37 14.598	15 14.296	2541291,64	4121530,48	23
28	37 14.594	15 14.293	2541291,64	4121530,48	35
28	37 14.592	15 14.288	2541291,64	4121530,48	41
28	37 14.609	15 14.273	2541291,64	4121530,48	29
28	37 14.599	15 14.276	2541291,64	4121530,48	29
28	37 14.510	15 14.377	2541291,64	4121530,48	29
28	37 14.511	15 14.372	2541291,64	4121530,48	29
28	37 14.573	15 14.241	2541291,64	4121530,48	28
28	37 14.612	15 14.201	2541291,64	4121530,48	28
28	37 14.697	15 14.152	2541291,64	4121530,48	29
28	37 14.706	15 14.138	2541288,83	4122639,87	28
28	37 14.705	15 14.105	2541288,83	4122639,87	28
28	37 14.674	15 14.042	2540404,68	4121528,28	27
28	37 14.664	15 14.005	2540404,68	4121528,28	27
28	37 14.727	15 13.944	2540401,98	4122637,66	27
29	37 15.008	15 13.326	2539515,14	4122635,56	27
29	37 15.004	15 13.322	2539515,14	4122635,56	7
29	37 15.002	15 13.299	2539515,14	4122635,56	5
29	37 15.009	15 13.300	2539515,14	4122635,56	5
29	37 14.989	15 13.314	2539515,14	4122635,56	2
29	37 14.774	15 13.367	2539515,14	4122635,56	2
29	37 14.772	15 13.367	2539515,14	4122635,56	2
29	37 14.762	15 13.373	2539515,14	4122635,56	2

29	37 14.459	15 13.403	2539517,71	4121526,17	4
29	37 14.306	15 13.418	2539517,71	4121526,17	3
29	37 14.094	15 13.102	2539520,29	4120416,78	4
29	37 14.217	15 13.252	2539517,71	4121526,17	4
29	37 14.196	15 13.216	2539517,71	4121526,17	4
29	37 14.194	15 13.209	2539517,71	4121526,17	2
30	37 13.766	15 13.105	2539520,29	4120416,78	3
30	37 13.757	15 13.106	2539520,29	4120416,78	8
30	37 13.748	15 13.110	2539520,29	4120416,78	5
30	37 13.710	15 13.132	2539520,29	4120416,78	8
30	37 13.520	15 13.147	2539520,29	4120416,78	8
30	37 13.315	15 13.240	2539522,87	4119307,4	6
30	37 13.249	15 13.301	2539522,87	4119307,4	6
30	37 13.239	15 13.416	2539522,87	4119307,4	7
30	37 13.175	15 13.612	2540410,07	4119309,51	7
30	37 13.203	15 13.659	2540410,07	4119309,51	7
30	37 13.214	15 13.665	2540410,07	4119309,51	7
30	37 13.307	15 13.617	2540410,07	4119309,51	7
30	37 13.316	15 13.610	2540410,07	4119309,51	11
30	37 13.324	15 13.600	2540410,07	4119309,51	11
30	37 13.337	15 13.572	2540410,07	4119309,51	10
30	37 13.336	15 13.565	2540410,07	4119309,51	8
30	37 13.327	15 13.543	2540410,07	4119309,51	9
30	37 13.323	15 13.524	2540410,07	4119309,51	9
30	37 13.327	15 13.503	2540410,07	4119309,51	10
30	37 13.317	15 13.491	2539522,87	4119307,4	8
30	37 13.310	15 13.461	2539522,87	4119307,4	8
30	37 13.314	15 13.450	2539522,87	4119307,4	9
30	37 13.333	15 13.426	2539522,87	4119307,4	10
30	37 13.480	15 13.377	2539522,87	4119307,4	12
30	37 13.509	15 13.381	2539520,29	4120416,78	13
30	37 13.977	15 13.332	2539520,29	4120416,78	17

30	37 14.218	15 13.445	2539517,71	4121526,17	17
30	37 14.321	15 13.431	2539517,71	4121526,17	16
30	37 14.458	15 13.413	2539517,71	4121526,17	16
30	37 14.581	15 13.400	2539517,71	4121526,17	15
30	37 14.736	15 13.384	2539515,14	4122635,56	15
30	37 14.744	15 13.384	2539515,14	4122635,56	15
30	37 14.954	15 13.345	2539515,14	4122635,56	16
30	37 14.983	15 13.339	2539515,14	4122635,56	14
30	37 14.996	15 13.325	2539515,14	4122635,56	12
30	37 14.997	15 13.309	2539515,14	4122635,56	11
30	37 14.993	15 13.251	2539515,14	4122635,56	10
30	37 14.982	15 13.161	2539515,14	4122635,56	10
30	37 14.982	15 13.141	2539515,14	4122635,56	10
30	37 14.997	15 13.082	2539515,14	4122635,56	10
30	37 15.021	15 12.954	2539515,14	4122635,56	10
30	37 15.041	15 12.792	2538628,29	4122633,54	10
30	37 15.040	15 12.784	2538628,29	4122633,54	10
30	37 14.958	15 12.842	2538628,29	4122633,54	10
30	37 14.953	15 12.833	2538628,29	4122633,54	10
30	37 14.914	15 12.513	2538628,29	4122633,54	10
30	37 14.891	15 12.380	2538628,29	4122633,54	10
30	37 14.877	15 12.348	2538628,29	4122633,54	10
30	37 14.847	15 12.269	2537741,44	4122631,62	10
30	37 14.826	15 12.206	2537741,44	4122631,62	10
30	37 14.821	15 12.179	2537741,44	4122631,62	10
30	37 14.692	15 11.845	2537743,79	4121522,23	10
30	37 14.686	15 11.821	2537743,79	4121522,23	10
31	37 14.679	15 11.815	2537743,79	4121522,23	28
31	37 14.679	15 11.815	2537743,79	4121522,23	28
31	37 14.679	15 11.811	2537743,79	4121522,23	32
31	37 14.671	15 11.783	2537743,79	4121522,23	35
31	37 14.664	15 11.283	2536856,82	4121520,41	34

31	37 14.664	15 11.283	2536856,82	4121520,41	33
31	37 14.693	15 11.132	2536856,82	4121520,41	31
31	37 14.728	15 10.700	2535967,75	4122628,06	31
31	37 14.507	15 10.658	2535969,86	4121518,67	33
31	37 14.453	15 10.619	2535969,86	4121518,67	38
31	37 14.448	15 10.605	2535969,86	4121518,67	38
31	37 14.474	15 10.481	2535082,9	4121517,03	38
31	37 14.468	15 10.363	2535082,9	4121517,03	34
31	37 14.426	15 10.349	2535082,9	4121517,03	30
31	37 14.418	15 10.350	2535082,9	4121517,03	29
31	37 14.295	15 10.367	2535082,9	4121517,03	28
31	37 14.246	15 10.362	2535082,9	4121517,03	26
31	37 14.170	15 10.335	2535082,9	4121517,03	28
31	37 14.146	15 10.341	2535082,9	4121517,03	28
31	37 14.125	15 10.358	2535082,9	4121517,03	29
31	37 14.064	15 10.444	2535084,89	4120407,65	25
31	37 14.050	15 10.458	2535084,89	4120407,65	25
31	37 14.012	15 10.477	2535084,89	4120407,65	27
31	37 13.999	15 10.500	2535971,97	4120409,29	27
31	37 13.992	15 10.524	2535971,97	4120409,29	28
31	37 13.975	15 10.546	2535971,97	4120409,29	29
31	37 13.970	15 10.550	2535971,97	4120409,29	29
31	37 13.969	15 10.555	2535971,97	4120409,29	29
31	37 13.982	15 10.601	2535971,97	4120409,29	30
31	37 13.973	15 10.637	2535971,97	4120409,29	29
31	37 13.968	15 10.642	2535971,97	4120409,29	29
31	37 13.950	15 10.662	2535971,97	4120409,29	29
31	37 13.600	15 10.792	2535971,97	4120409,29	28
32	37 13.426	15 11.403	2536861,28	4119301,64	16
32	37 13.383	15 11.416	2536861,28	4119301,64	50
32	37 13.350	15 11.407	2536861,28	4119301,64	21
32	37 13.331	15 11.398	2536861,28	4119301,64	21

32	37 13.312	15 11.383	2536861,28	4119301,64	16
32	37 13.277	15 11.349	2536861,28	4119301,64	14
32	37 13.276	15 11.344	2536861,28	4119301,64	9
32	37 13.275	15 11.347	2536861,28	4119301,64	6
32	37 13.325	15 11.397	2536861,28	4119301,64	7
32	37 13.388	15 11.447	2536861,28	4119301,64	7
32	37 13.472	15 11.353	2536861,28	4119301,64	8
32	37 13.498	15 11.264	2536861,28	4119301,64	7
32	37 13.498	15 11.264	2536861,28	4119301,64	7
32	37 13.482	15 11.277	2536861,28	4119301,64	9
32	37 13.461	15 11.343	2536861,28	4119301,64	11
32	37 13.616	15 11.447	2536859,05	4120411,02	11
32	37 13.628	15 11.534	2536859,05	4120411,02	14
32	37 13.654	15 11.509	2536859,05	4120411,02	15
32	37 13.644	15 11.526	2536859,05	4120411,02	13
32	37 13.678	15 11.489	2536859,05	4120411,02	13
32	37 13.637	15 11.586	2536859,05	4120411,02	13
32	37 13.637	15 11.586	2536859,05	4120411,02	13
32	37 13.670	15 11.512	2536859,05	4120411,02	13
32	37 13.658	15 11.513	2536859,05	4120411,02	13
32	37 13.651	15 11.519	2536859,05	4120411,02	13
32	37 13.646	15 11.524	2536859,05	4120411,02	13
32	37 13.656	15 11.505	2536859,05	4120411,02	13
32	37 13.651	15 11.513	2536859,05	4120411,02	12
32	37 13.644	15 11.523	2536859,05	4120411,02	11
32	37 13.632	15 11.535	2536859,05	4120411,02	11
32	37 13.626	15 11.540	2536859,05	4120411,02	10
32	37 13.620	15 11.542	2536859,05	4120411,02	10
32	37 13.626	15 11.542	2536859,05	4120411,02	12
32	37 13.619	15 11.542	2536859,05	4120411,02	12
32	37 13.646	15 11.405	2536859,05	4120411,02	12
33	37 13.571	15 11.006	2535971,97	4120409,29	14

33	37 13.590	15 10.989	2535971,97	4120409,29	15
33	37 13.611	15 10.982	2535971,97	4120409,29	25
33	37 13.650	15 10.977	2535971,97	4120409,29	26
33	37 13.652	15 10.979	2535971,97	4120409,29	26
33	37 13.651	15 10.982	2535971,97	4120409,29	32
33	37 13.712	15 10.956	2535971,97	4120409,29	38
33	37 13.763	15 10.895	2535971,97	4120409,29	33
33	37 13.803	15 10.798	2535971,97	4120409,29	34
33	37 13.876	15 10.668	2535971,97	4120409,29	32
33	37 13.927	15 10.650	2535971,97	4120409,29	33
33	37 13.963	15 10.638	2535971,97	4120409,29	33
33	37 13.979	15 10.626	2535971,97	4120409,29	40
33	37 14.820	15 10.585	2535967,75	4122628,06	40
33	37 14.861	15 10.548	2535967,75	4122628,06	39
33	37 14.897	15 10.543	2535967,75	4122628,06	38

PROGETTO
CARG

APPENDICE 6

RISERVE, RISORSE ANTROPICHE E BENI ARCHEOLOGICI

Nel territorio del Foglio “Augusta” ricadono alcune delle principali entità paesistico-ambientali della Sicilia sud-orientale, tra cui il Litorale ionico e il delta del Simeto, ed antropici quali i siti preistorici di tipo italico risalenti all’Età del Bronzo, antiche abitazioni datate all’XI sec. a.C., oltre a siti archeologici antecedenti alla colonizzazione ellenica del VI secolo a.C.

Le entità naturalistiche, con la Legge Nazionale “Galasso” (n. 431/1985) e Legge Regionale n. 98/1981, costituiscono beni ambientali naturali e antropici, sottoposti a tutela; i siti archeologici sono, attualmente, tutelati dalla Soprintendenza ai Beni Culturali ed Ambientali di Siracusa.

Il litorale ionico catanese: il Fiume Simeto

Il tratto settentrionale di litorale del Foglio “Augusta” fa parte dell’ampia falcatura del Golfo di Catania, caratterizzato nella sua parte mediana da una costa sabbiosa (Plaia) esteso per circa 20 km circa in direzione N-S e tagliato dalle foci dei fiumi Simeto e S. Leonardo.

Il delta del F. Simeto è ubicato in prossimità del limite geografico dei fogli “Catania” e “Augusta”; tale limite disseca esattamente l’asse nodale del suo apparato fociale, e costituisce un elemento fisiografico di riferimento ben netto e definito.

La foce del F. Simeto, insieme ad altri ambienti limitrofi quali i laghi Gurnazza e Gornalunga, in sua destra idrografica, risulta attualmente tutelata dal punto di vista naturalistico come Riserva Naturale Orientata (RNO) “Oasi del Simeto”, ed è caratterizzata da una varietà di elementi geomorfologici e da singolari contenuti

naturalistici e paesistici. Istituita nel 1984 per salvaguardare ambienti naturali di particolare interesse seriamente minacciati dall'azione antropica, l'Oasi del Simeto è tipologicamente individuata come riserva naturale orientata al fine di favorire e incrementare le condizioni per la sosta e la nidificazione della fauna e il ripristino della vegetazione psammo-alofila e mediterranea (D.A. 14/03/1984). Benché stravolta da varie opere di bonifica e degradata da un diffuso e dilagante abusivismo edilizio, la foce del Simeto rappresenta ancora una zona umida di notevole importanza in quanto luogo di sosta per numerosi uccelli migratori che utilizzano la penisola italiana e la Sicilia come direttrice nelle migrazioni tra il nord Europa e l'Africa.

Il litorale ionico siracusano

Lungo il litorale ionico siracusano del Foglio, dalla foce del Fiume S. Leonardo-Baia di Agnone ad Augusta-foce del F. Càntera, sono presenti paesaggi naturalistici di pregevole bellezza con insediamenti turistici e villaggi balneari perfettamente integrati nel contesto ambientale.

Gli aspetti più propriamente naturalistici di Augusta sono degnamente rappresentati dal borgo marittimo di Brucoli, dalla penisola di Monte Tauro e dalle saline delle aree portuali Xifonio e Megarese.

- La località geo-turistica più nota è il "fiordo" di Brucoli. Antico borgo portuale greco, già villaggio neolitico e poi bizantino, oggi borgo marittimo, è un museo a cielo aperto in utilizzo da parte dei pescatori che riparano nelle grotte, abitate sino agli anni '50 del passato secolo, barche in secca, "nasse", reti e utensili marinari vari. La baia, bene attrezzata dal punto di vista ricettivo e poco distante dalla città di Augusta, sa unire splendidamente le bellezze naturalistiche come il porto-canale formato dall'estuario T. Porcaria a quelle storiche come la seicentesca fortificazione costruita per difendere il locale "caricatore" e il "Castello" rappresentato da una quattrocentesca torre quadrata.

- Di selvaggia bellezza è la penisola di Monte Tauro, per la gran parte non contaminata dall'azione antropica. Essa è caratterizzata da brulle coste rocciose frastagliate con suggestive insenature, baie e capi, che espongono in sezione naturale successioni stratigrafiche estese dal Miocene medio all'Attuale. La roccia calcarea è scolpita a varie altezze da linee di costa pleistoceniche; l'erosione si esprime in forme carsiche con grotte, molte ancora non esplorate, inghiottitoi, marmitte, scannellature e microforme che impartiscono al paesaggio un aspetto aspro, a luoghi, inaccessibile.

- La città di **Augusta** è situata su un'isola collegata alla terraferma attraverso gli angusti sottopassaggi dei ponti del Rivellino che separano i porti Xifonio e Megarese sul cui interno è ospitato l'aeroporto militare. Dalle sue origini storiche, certe e documentate solo a partire da Federico II di Svevia, la città ha sempre avuto, per la sua posizione strategica a guardia dell'omonimo golfo, un accentuato carattere difensivo. Tale ruolo è continuato nel corso dei secoli tanto da essere un prestigioso porto militare sotto gli Aragonesi contro i Turchi e il centro militare

siracusano più importante durante la Seconda Guerra Mondiale. Se nel passato storico Augusta ha esercitato il controllo dei traffici marittimi commerciali, oggi essa ha potenziato il controllo di quelli petroliferi e ha sviluppato il settore industriale.

Il suo aspetto architettonico è relativamente recente perché ha subito una discreta ricostruzione urbana dopo il terremoto del 1693.

Siti archeologici

Notevoli spunti archeologici offrono il sito di Megara Hyblaea e il Parco di Leontinoi.

Megara Hyblaea

È un'antica colonia greca situata a dieci chilometri da Augusta, in una posizione privilegiata all'interno del golfo (Fig. 136). Fu fondata, secondo Tucidide, nel 728 a.C. da colonizzatori megaresi, i quali in precedenza si erano insediati nei pressi di Trotilon (l'attuale Brucoli), a Leontinoi e a Thapsos. Vicina ad altri interessanti insediamenti, quali Thapsos e Stentinello e ad alcuni villaggi preistorici, Megara Hyblaea è la testimonianza più significativa, nella Sicilia orientale, della migrazione dal mondo greco verso il Mediterraneo, datata VIII secolo a.C. Il nome della città deriva dal re siculo Hyblone che abitava nella vicina Pantalica, lungo l'alto corso del F. Anapo, nel territorio di Siracusa.



Fig. 136 – Sito archeologico di Megara Hyblaea (foto da: www.sicilyontour.com).

Città abbastanza prosperosa grazie al suo porto, nel 483 a.C. il tiranno Gelone la distrusse impossessandosi del territorio che rimase abbandonato per oltre un secolo. Rifondata da Timoleonte tornò ad essere importante anche strategicamente, ma nel 213 a.C. fu conquistata dal generale romano Marcello e definitivamente distrutta.

Gli scavi si trovano immersi in un “insolito paesaggio” che al mare unisce le ciminiere delle raffinerie di Augusta (Fig. 137). Gli scavi guidati da archeologi illustri come Bernabò Brea, Georges Vallet e François Villard, hanno riportato alla luce tracce talmente chiare dell’urbanistica di Megara, che oggi se ne comprende l’intera evoluzione. Abitato sin dal neolitico medio (4000 a.C.), il sito mostra anche tracce di manufatti litici cui si aggiunsero gli influssi della cultura di Castelluccio.

La posizione geografica di Megara facilitava gli scambi commerciali con la madre patria: il flusso costante di mercanti e viaggiatori agevolava lo scambio dei manufatti etnici con i prodotti locali quali il grano e il famoso miele di Hybla. Una delle caratteristiche del sito è che si possono ancora leggere le varie fasi di vita della città, a partire dai resti arcaici cui si sono sovrapposti gli edifici del periodo ellenistico.

La maggior parte del patrimonio archeologico di Megara è oggi custodito nel museo P. Orsi di Siracusa dove, tra l’altro, si può ammirare la scultura arcaica della “madre in trono con i gemelli” (**kourotrophos**), l’elegante “torso marmoreo” di uomo (**kouros**), in stile dorico, e una particolare **maschera teatrale** del VI sec. a.C.



Fig. 137 – Particolare del sito di Megara Hyblaea. Sullo sfondo le ciminiere del polo petrolchimico del Càntera (foto da: www.sicilyontour.com).

Il parco archeologico di Leontinoi

Leontinoi, una delle più antiche colonie greche di Sicilia, fu fondata nel 729 a.C. dai Calcidesi provenienti da Naxos (a sud di Taormina), guidati da Teocle che scacciò i siculi, una popolazione indigena che aveva occupato queste terre secoli

prima. Essa era situata a sud dell'attuale Lentini e ad ovest di Carlentini, su due colli: il Meta Piccola e il San Mauro. La città fu costruita per un duplice scopo: fermare l'espansione verso nord della corinzia Siracusa, ma soprattutto, avere il dominio della fertilissima Piana di Catania, allora conosciuta come Campi Leontini. Il più antico insediamento calcidese occupò il colle San Mauro; più tardi, quando la città divenne un grosso centro commerciale, l'abitato incluse l'opposto colle Meta Piccola, con l'immediata valle San Mauro.

La più antica storia della città è quasi del tutto ignota: assoggettata al tiranno Panaitios, verso la fine del VII secolo a.C., agli inizi del V secolo a.C. fu conquistata da Ippocrate, che distrusse la prima fortificazione "tenaglia". In seguito entrò nella sfera di Siracusa che la condizionò enormemente; varie volte la città fu sottomessa, abbandonata e i leontini costretti a trasferirsi a Siracusa. Nel 214 a.C., nel corso della seconda guerra punica, fu conquistata dai Romani e iscritta fra le città decumane.

Non sono mai stati compiuti scavi archeologici approfonditi, tant'è che fino a pochi decenni fa i carlentinesi chiamavano il parco "le grotte di San Mauro". Il parco archeologico comprende gli scavi del Colle San Mauro, dove sono stati scoperti luoghi di culto della metà del VI secolo a.C., e del Colle Meta Piccola, il villaggio preistorico di Meta Piccola, parte della necropoli di Cava Ruccia e alcune chiese rupestri, fra cui la chiesa di San Mauro fondata dai monaci benedettini nel VI secolo. Gli scavi hanno portato alla luce affreschi bizantini all'interno della grotta di San Mauro.

Le fortificazioni sui due colli, caratterizzate da un sistema a "tenaglia", sono databili dal VI secolo a.C. in avanti; successivi rifacimenti e rafforzamenti, in rapporto alle vicende storiche, giungono fino al III secolo a.C. Il muro che circonda il Colle San Mauro, sulla base dei caratteri epigrafici dei marchi di cava, è databile probabilmente al IV secolo a.C.

Le necropoli si estendono in prevalenza a nord della città. Il settore più antico finora rinvenuto, con tombe scavate nella roccia risalenti al VII secolo a.C., è ubicato sul Colle di S. Eligio, al di sotto della moderna Lentini. Antistante la Porta Sud si estende la necropoli meridionale (VI/III secolo a.C.) (Fig. 138) con caratteristiche tombe monumentali a gradoni (epitimbie) (Fig. 139), collocate al di sopra o in corrispondenza di inumazioni in fossa, di età ellenistica e riservate ad una classe di potenti.



Fig. 138 - Parco Archeologico Leontinoi: basamento della porta sud (foto da: www.sicilyontour.com).



Fig. 139 - Tombe monumentali dette "epitimbias" (foto da: www.sicilyontour.com).

Al Colle Meta Piccola, tra gli anni '54 e '55, nel corso di una campagna di scavi condotta dal Prof. G. Rizza dell'Ateneo catanese, furono messe in luce le basi di sette capanne di forma rettangolare con il fondo incassato nella roccia. Lungo i margini perimetrali sono disposte buche per i pali che dovevano reggere l'alzato ligneo (Fig. 140). Probabilmente si tratta dei resti di Xouthia, città indigena fondata da popolazioni provenienti da Lipari. Nelle capanne sono

stati ritrovati numerosi oggetti databili tra la fine dell'Età del Bronzo e gli inizi dell'Età del Ferro, tra cui due bellissimi vasi che ricordano i keroni cretesi. Il villaggio forse non esisteva più quando arrivarono i greci, nel 729 a.C., iniziando la costruzione di Leontinoi.

Molti dei ritrovamenti archeologici di Leontinoi sono esposti nel piccolo Museo Archeologico di Lentini.



Fig. 140 - Resti di capanne preistoriche sul Colle Meta Piccola (foto da: www.sicilyontour.com).

PROGETTO
CARG

EXTENDED ABSTRACT

Map Sheet 641 “Augusta” of the Geological Map of Italy 1:50.000 scale, is realized on the base of a convention between the APAT – Geological Survey of Italy (*Servizio Geologico d'Italia*), the Autonomous Region of Sicily (*Regione Siciliana*) and Department of Geological Sciences of Catania University.

The map sheet is located in the north-east area of the Hyblean Plateau, in south-eastern Sicily. It lies nearly entirely within the province of Siracusa, and includes the municipal territories of Augusta, Lentini *p.p.*, Carlentini and Villasmundo small towns; only the northernmost part of the map is placed in the territory of Catania province.

The geological map has been investigated and surveyed on a former map at the scale 1:10.000 (CTR – Carta Tecnica Regionale). The field survey has been coordinated by S. Carbone, directed by F. Lentini and performed by G. Sturiale, F. Lentini and S. Carbone.

1. -REGIONAL GEOLOGICAL FRAMEWORK

The Hyblean Plateau represents part of the orogenic foreland deformed by extensional and strike slip faults. These faults are associated with extensive Upper Miocene-Lower Pleistocene volcanic activity and uplift, together with the development of Plio-Quaternary basins such as Lentini Graben and Catania-Gela Foredeep to the north, both basin being separated by the intervening S. Demetrio High.

The Catania-Gela Foredeep basin flanks the collapsed margin of the Hyblean Plateau to the north and west and runs from Catania to Gela. The thrust front also runs from Catania to Gela, its frontal part being buried by sediments of Early Pleistocene age.

The Hyblean Plateau and the adjacent Catania-Gela Foredeep are bordered on the east by Hyblean-Maltese Escarpment. This fault system extends over a length of about 300 km from the eastern coast of Sicily southward, with a steep slope that drops to more than 3000 m below sea level.

Onshore strands of the Hyblean-Maltese Escarpment can be observed along the Ionian coast of SE Sicily and give rise to incipient pull-apart grabens (Augusta and Anapo grabens) of Late Pliocene-Early Pleistocene age.

The eastern edge of the Hyblean Plateau is located in one of the most seismically active region of the Mediterranean Area. The seismic history of this region is characterized by few earthquakes with high-magnitude. The major active normal structures are located in the Ionian offshore fault system between Catania and Siracusa and show a NNW-SSE direction and a ENE dip. This coastal area, representing the footwall of the offshore fault system, has been affected during the last 400.000 years by a uniform uplift linked to the recent activity of these structures. The morphological analysis of the several orders of Middle-Upper Pleistocene marine terraces occurring along the coast allowed us to estimate a constant tectonic uplift rate of about 0.65 mm/y.

2. - STRATIGRAPHY

The Hyblean Plateau is composed of a thick, undeformed Mesozoic-Cenozoic shallow-water to basin carbonate sedimentary succession, with intercalated volcanic rocks in numerous horizons.

Volcanism occurred from the Late Triassic up to Quaternary on the Hyblean Plateau. During the Mesozoic, the African continental margin was affected by two main extensional tectonic phases that led to volcanism. In the collisional stage, from the Upper Cretaceous-Paleocene to Middle Miocene, no volcanism occurred in the region. The eruptive activity resumed on the north side of the plateau in the Late Miocene and gradually shifted northward up to the Etnean region in the Middle Pleistocene. The most recent phase of Hyblean volcanism occurred during the Pliocene-Lower Pleistocene along the northern margin of the plateau. The volcanic succession records the fluctuation between submarine and subaerial eruptive activity related to sea-level changes and tectonism occurring mainly along NE-SW trending faults. The volcanic products have tholeiitic and alkaline affinity. The youngest Hyblean volcanics are pillow lavas with alkaline affinity and an age of about 1.4 My. A thick volcanic succession, buried within the foredeep Pleistocene sediments on the Catania Plain, is evidenced by a large magnetic anomaly and sampled by drilling. It proves the extension of the volcanism beyond the present northern boundary of the plateau. On the whole, Late Miocene-Pleistocene Hyblean volcanism is strictly connected with the neotectonic activity of eastern Sicily. In particular, the eruptive activity distribution is mainly related to a NE-SW extensional tectonic accommodating the dextral component of the

NNE-SSW Scicli-Ragusa-Irminio Line: the Hyblean volcanism stopped when that line vanished in the Lower Pleistocene.

The exposed sedimentary rocks on the Hyblean Plateau are mostly of Miocene age. This succession can be divided into an eastern and a western facies association.

The western part of the Hyblean Plateau is characterized by well-exposed Upper Oligocene-Miocene limestones (Ragusa Fm.) and marls (Tellaro Fm.) deposited on a carbonate ramp under neritic to pelagic conditions. Pliocene and Quaternary near-shore carbonates passing basinward into clays are widespread along the margins of the plateau, at places intercalated with mafic volcanics.

The eastern Miocene succession consists of massive to thick-bedded carbonates (Monti Climiti fm.) and overlying reefal to lagoonal limestones (Monte Carrubba fm.) with intercalated pyroclastic rocks (Carlentini fm.). This sequence, named Sortino group, rests on Upper Cretaceous to Paleogene shallow-water carbonates (Priolo fm.) and volcanics (Capo Passero volcanics), remnants of an earlier platform carbonate sequence, which was deposited on volcanic seamounts.

The lowest exposed horizons in the Hyblean Plateau is of Cretaceous age and information on lower horizons is available only from boreholes. In the study area oldest products consist of Cretaceous volcanics and rudist-bearing limestones over which Oligo-Miocene shallow shelf carbonates belonging to the Monti Climiti Formation transgress. The oldest member of this formation consists of a coarse bioclastic carbonate (Melilli Member) but a thick coralline algal rhodolite sequence (Siracusa Limestone Member) comprises its upper part, which frequently exhibits patch-reefs at the top (*calcarei a echinodermi e molluschi* fm.).

The Carlentini formation directly overlies the Siracusa Limestones member. In the western sector of the study area (Carlentini-Agnone area) it is dominantly a volcanic sequence consisting of extrusive volcanic strata produced of phreatomagmatic eruptions, but with two intervening bioherm levels. In the east (Monte Tauro) it is characterized by a massive biohermal carbonate.

The Monte Carrubba formation lies directly above the final major volcanoclastic episode of the Carlentini fm. and is dominantly a micritic sequence with some oolitic grainstones in the east (Monte Tauro). The succession is covered by Pliocene lavas.

Lower Pliocene sediments in the eastern Hyblean region crop out discontinuously in the vicinity of Carlentini, as sands and calcareous breccias with gastropod *Strombus coronatus* (*brecce e sabbie di Valle Cupa*) further to the west near Buccheri. In the coastal region west of Augusta (Monte Carrubba-Porrizzito-Carlentini) Pliocene sediments are not developed because of the general uplift of the area at the end of the Miocene.

In the northern and northeastern Hyblean Plateau there are extensive outcrops of basic, submarine and subaerial lava flows of Pliocene (*Militello in Val di Catania* fm.) and Lower Pleistocene (*S. Febronia* fm.) age. They overlie, or are

intercalated with coarse-grained sediments containing a Middle-Upper Pliocene fauna. These sediments are discontinuous and of limited thickness and extent, and their shallow water origin also confirms the persistence of local brief marine incursions in an area in which uplift was the principal trend.

The Quaternary sediments, distributed along the Ionian coast, were formed during two sedimentary cycles. The earlier, Lower Pleistocene, is made up of calcarenites and sands with *Arctica islandica* grading up and laterally into bluish clays with *Hyalinea balthica*. The sediments of the second cycle, Middle Pleistocene, consist of yellowish biocalcarenes, separated from the preceding cycle by a paleosol.

A subsequent younger cycle, ascribed to Late Pleistocene (Tyrrhenian), formed by few meters of biocalcarenes and cobblestones with *Strombus bubonius* crops out in the Monte Tauro peninsula and Brucoli. They unconformably overlay the older deposits.

The Pleistocene succession has been grouped into the “*Iblei settentrionali*” supersynthem, including the Lentini, the Augusta and the Monte Tauro synthem.

The Upper Pleistocene-Holocene sediments consist of continental and transitional environment deposits, including primarily inactive alluvial deposits (**b_n**) undergoing pedogenesis or terracing developed during different pulses of the glacial-eustatic activity; active alluvial deposits (**b**), active and inactive palustrine (**e**), old beaches (**d**) and longshore bar (**g**) deposits; eluvium and colluvium (**b₂**) and also anthropic deposits (urban structures, industrial installation, archaeological sites, etc). Widely outcrops of anthropic deposits of urban solid and fill materials, wasters, and numerous active quarries are localized around the northwestern sector of the San Demetrio hill.

3. - THE TECTONICS OF THE AREA AND OF THE HYBLEAN-MALTESE ESCARPMENT

During the Late Cretaceous the extrusion of a thick cover of submarine volcanics produced a discontinuous chain of seamounts trending along the present-day Ionian coastline, from Capo Passero to north of Augusta. Upon them widespread reefs developed, while to the west pelagic sedimentation continued in the basinal environment established during the Early Mesozoic following the dissection of the Triassic platform (the Ragusa Belt of PATACCA *et alii*, 1979).

From the Late Cretaceous to Late Miocene, the eastern and north-eastern areas of the Hyblean Plateau (the Syracuse Belt of PATACCA *et alii*, 1979) probably comprising some areas now lying in the near offshore, took on the role of structural highs, whereas the region to the southwest formed a moderately deep subsiding basin.

An Early Tertiary tectonic phase caused emergence of some eastern areas and further emphasized the paleoenvironmental characters of the two Hyblean sectors.

The stratigraphic history points to a period of relative tectonic tranquillity

during Oligocene and Miocene times. During Messinian time the region from Agnone to Syracuse was emergent while to the south, in the Capo Passero area, hemipelagic marls and evaporites deposited.

Southeast of Capo Passero, on the Ionian bathyal plain, evaporites have been recognized by seismic profiles. Messinian marls have been also recovered along the scarp (CITA *et alii*, 1980) as well as Lower Pliocene marls which can be easily correlated with coeval sediments cropping out in land.

Messinian marls and evaporites and Lower Pliocene marls actually crop out in two areas separated by a throw of about 3000 m, the Capo Passero plain onshore and the Ionian bathyal plain offshore.

A contemporaneous deposition of the Early Pleistocene deposits is unlikely at these very different elevations. This suggests the occurrence of strong post-Messinian displacements along the Hyblean-Maltese Escarpment.

Neotectonic activity in the Hyblean area facing the Hyblean-Maltese Escarpment occurred at three main phases: Late Messinian?-Early Pliocene, Late Pliocene-Early Pleistocene, and Middle Pleistocene to Recent.

The older tectonic phase, of a compressional character, is detectable in the Hyblean Plateau as well as in many parts of Sicily and Calabria.

In the Hyblean Plateau the Early Pliocene tectonic activity was characterized by a wrench faulting which generated dextral movements along the NE-SW trending fault planes and sinistral movements along NW-SE trending conjugate fault planes (GHISETTI & VEZZANI, 1981; LENTINI *et alii*, 1984).

The development of NW-SE fault trends along the Ionian coast, further emphasized during the following Early Pleistocene extensional phase, controlled the distribution of the Early Pleistocene sediments and the location of the coastlines.

The main results of this second tectonic phase consist of the formation of some coastal horst-graben structures delimited by NNW-SSE and NW-SE faults subparallel to the modern Pantelleria Graben, and to the neotectonic fault system found in the Maltese Islands. The coastal grabens are filled by a thick cover of sediments, the oldest of which are of Early Pleistocene age. They lie on Miocene or Cretaceous rocks, because Pliocene sediments are absent.

The seaward continuation of the NNW-SSE trending faults links with the Hyblean-Maltese fault system.

Morphological features such as a submarine valley along the scarp south of Syracuse are probably the topographic expression of one or more of the NW-SE trending faults (C.N.R., 1991).

The final phase of faulting, of Middle Pleistocene-Recent? age, is developed within the Hyblean area and is shown by the reactivation of faults originated during earlier phases and affecting the Lower Pleistocene sediments.

This tectonic stage can be better observed to the north, along the eastern side of Mount Etna, where Quaternary lava flows are cut by faults parallel to the Hyblean-Maltese Escarpment.

PROGETTO
CARG

LEGEND OF THE GEOLOGICAL MAP

QUATERNARY DEPOSITS

Anthropic deposits (h)

Salt and salt settling basin (NaCl) (**h₂**). Urban solid wastes, fill materials and reclaimed areas (**h₁**).

Present alluvial deposits (b_a)

Silts, silty sands and gravels of varying dimensions with prevalent bounded calcareous clasts and subordinately smoothed volcanic pebbles. Thickness from decimetre to 1 m. *HOLOCENE*

Present palustrine deposits (e₅)

Darkish silts rich in vegetable organic fraction, deposited at a seasonal rhythm in marshy depressed areas of the peri-coastal areas or abandoned embayments of the Simeto, Gornalunga and S. Leonardo rivers. *HOLOCENE*

Present beach deposits (g₂)

Medium to coarse yellow-whitish well selected sands of quartz grains, minor calcite and heavy minerals, in very thin to modestly thick layers, normally amalgamated, locally alternating with fine sands and silts. Diffuse and discontinuous lags of more or less intact calcareous shells with abundant bioclasts and biosomes prevalently with *Tellina* sp., Cardidae and rare gastropods. The sedimentary structures are ephemeral. They form wedge-shaped 8-10 m thick and up to 250 m wide bodies. The deposit passes laterally inland into a dune facies (d), and toward the sea into submerged beach deposits. In the high-coast littoral, isolated embayments and/or bays are constituted by thin bands of beach with calcareous gravelly sands and scarce volcanics of varying dimensions. *HOLOCENE*

Slope debris deposits (a)

Incoherent, chaotic deposit constituted by fragments of lava and varying dimensions limestone, from angular to sub-rounded, surrounded by scanty sandy-silty matrix. *HOLOCENE*

Eluvial and colluvial deposits (b₂)

Detritus with angular volcanic and/or calcareous clasts of varying dimensions, with silty and/or sandy matrix, red soils, black silty sands. Thickness from a few tens of cm to 1 m. *HOLOCENE*

Eolian deposits (d)

Fine yellowish, well sorted sands, prevalently constituted by quartz with minor heavy minerals and calcite. They form coastal dunes with sinuous crests up to 8 m high. The original large-scale cross-bedded stratigraphy has been obliterated by vegetation and a thin silty soil layer and/or destroyed by human activity. Locally the deposit passes into marshy silts. *HOLOCENE*

Recent alluvial deposits (b_b)

Silty clays, rarely brownish silty sands; thin to coarse sands, silts and clays with gravels in lenses (alluvial plain deposits). The deposit passes into lagoonal clays and silts, and beach sands. Outcropping thickness indeterminable, in subsoil up to 10 m. *HOLOCENE*

Inactive palustrine deposits (e₃)

Brownish sandy silts, black silts and clays with increased vegetation content and fauna dominated by pulmonate. In the areas where boggy areas have been reclaimed near Lentini and Gelsari, the deposit reaches, in subsoil, a thickness of 3 m. ¹⁴C dating of pulmonate gastropods indicates an age of no more than 3 ka for these deposits. In depressed areas constituted by volcanics the deposit is represented by rounded blocks of varying dimensions surrounded by a scanty silty-clayey fraction or soil. Thickness up to 30 cm. *HOLOCENE*

Alluvial terraced deposits (b_{n1-6})

Prevalent coarse-grained gravels, sands and sandy silts of rusty colour with yellowish lenses of gravel, sub-rounded to sub-spherical volcanic and limestone fragments, with diameters of 2 to 20 cm; on carbonatic surfaces red soils are present. The deposit is terraced and distributed depending on the pertaining basin, between altitudes of 440 m (b_{n6}) and 20 m (b_{n1}). Thickness about 1 m. *UPPER PLEISTOCENE -HOLOCENE*

PLEISTOCENE DEPOSITS*Northern Iblei supersynthem (IS)***MONTE TAURO SYNTHEM (MNU)**

Conglomerates prevalently composed of calcareous clasts, massive or with poorly developed stratification, containing rare samples of *Strombus bubonius*, mostly at the base of the unit; coarse-grained calcareous sands with elevated clayey component occur upward; locally there are yellowish clayey sands and silty clays containing *Cladocora coespitosa*, besides yellowish biodetritic stratified calcarenites. The fossil content is concentrated in lenses or bags and is characterized by a rich malacofauna with forms living today in the Mediterranean

except *Strombus bubonius*. The unit lies discordantly, with on-lap geometry, upon various units of the substrate. Thicknesses vary from 1 to 3 m. Beach environment. From Punta Bonico to Faro S. Croce the unit forms two orders of dislocated marine terraces between 20 and 10 m a.s.l., and between 5 and 0 m. The upper of these deposits is up to 3 m thick; the lower one does not exceed 1 m. Absolute age: 80-60 ky (MONACO *et alii*, 2002). TYRRHENIAN

AUGUSTA SYNTHEM (“Panchina” Auct.) (AUG)

Coarse-grained sands and organogenic calcarenites of yellowish color, slightly cemented, showing cross and/or undulating stratification. Locally at the base of the unit there are meter-sized lenses of conglomerates containing rounded volcanic and calcareous clasts 5-20 cm in diameter, within a yellowish-brown sandy matrix. Faunal content is represented by poorly preserved and encrusted fossil remains of a “bland” fauna of *Ostrea* sp., *Glycimeris* sp. and pectinids, and temperate-warm environment associations. Erosional lower boundary with LEI and the pre-Quaternary substratum; upper boundary is marked by marine abrasion plains and/or terraces, thin and discontinuous occurrences of red soils (b₂), or corresponds to topographic pedolith surface. Thickness from a few cm to 5 m. Infralittoral environment. The formation constitutes up to six orders of terraces distributed at elevations between 210 m and 20 m a.s.l. Absolute age between 330 and 100 ky (BIANCA *et alii*, 1999). MIDDLE-UPPER PLEISTOCENE

LENTINI SYNTHEM (LEI)

This includes clearly marine sediments of various texture and depositional environment, which can be divided into the subsynthem of Villasmundo (LEI₁) and Scordia (LEI₂), showing a lateral-vertical heteropic relationship.

Scordia subsythem (LEI₂)

Clays and silty-marly clays of grey-blue colour, yellowish when altered, massive or weakly stratified (LEI₂), due to the presence of silty-sandy levels (LEI_{2a}). At the base local lenses up to 2 m thick of sands and calcarenites rich in molluscs including *Arctica islandica*, *Nucula placentina* and *Dentalium rectum*. The clays contain bathyal associations with *Dentalium agile*, *Entalina tetragona*, *Abra longicallus*, *Delectopecten vitreus*, *Nucula sulcata*, and corals (*Lophelia pertusa*), or more shallow water associations with *Dentalium rectum*, *Schizaster* sp., *Turritella tricarinata pliocens*. In the microfauna there are associations referable, respectively, to the foraminifer and nannofossil biozones *Globigerina cariacensis* zone / *Globorotalia truncatulinoides excelsa* zone (IACCARINO, 1985) and “large” and “small” *Gephyrocapsa* (zone MNN19d/MNN19e, RIO *et alii*, 1990). Outcropping thickness from 0 to 60 m, and up to 300 m in subsoil within the Augusta bay. Circalittoral environment. LOWER PLEISTOCENE (*Emilian-Sicilian*)

Villasmundo subsythem (LEI₁)

Yellowish fossiliferous calcarenites and sands, massive or with plain-parallel stratification (LEI₁), or clinostratified (LEI_{1b}) in the medium-lower portion.

At the base there are frequent lenses up to 5 m thick, of sands, silty clays, and polygenetic conglomerates (**LEI_{1a}**). At the base of the formation planktonic microfauna: *Globigerinoides ruber*, *Globigerinoides elongatus*, *Globigerinita glutinata*, *Orbulina universa*, *Neogloboquadrina pachyderma* (s) and benthic: *Bulimia marginata*, indicative of the Santernian. In the medium-upper portion macrofauna with *Aequipecten opercularis* and *Pecten jacobaeus*, locally with *Cladocora coespitosa* and *Arctica islandica*. Microfauna characterized by smooth-shelled ostracods, dominant benthic shallow water foraminifers (*Ammonia beccari*, *Elphidium crispum*) together with *Brizalina alata*, *Cibicidoides* sp., *Hyalinea balthica*, and planktonic foraminifers such as *Globorotalia inflata*, *Globigerinoides ruber*, *G. elongatus*, *Globigerina calida calida*, *Globigerina* cf. *carriacoensis*, referred to the Emilian. The unit rests discordantly, with an onlap geometry, on the various units of the substrate. Thickness from some meters to 150 m. Infra-circalittoral environment. **LOWER PLEISTOCENE (Santernian-Emilian)**

MIOCENE-LOWER PLEISTOCENE VOLCANO-SEDIMENTARY SUCCESSION

Palagonia group (PL)

S. Febronia FORMATION (UFE)

Alkalic basaltic volcanics, varying from basanites to alkali basalts to nephelinites. These are characterized by scoriae and lavas with thicknesses exceeding 10 m, often constituted by single lava flow units. Volcaniclastic products show strong alteration and granulometries ranging from a few to 10 cm, and are closely associated and subordinate with effusive products. The lavas are of black color and little altered, showing porphyritic structure with predominant phenocrystals of clinopyroxene sometimes occurring in crystals more than 2 mm in diameter, and minor olivine; columnar jointing is conspicuous. **LOWER PLEISTOCENE**

MILITELLO IN VAL DI CATANIA FORMATION (VCT)

Tholeiitic basalts of gray colour and aphyric structure, occurring in tabular subaerial bodies consisting of individual flow units up to a few meters thick (**VCT**). Each lava flow shows in the upper sector a great degree of vesiculation. The lava units present a typical exfoliation (*desquamazione cipollare*), columnar jointing and pahoehoe structures. Within these lavas there are lenses up to 5 m thick of sands and breccias of calcarenitic clasts and lava fragments in a sandy matrix (**VCT_a**), with microfaunal associations of *Globorotalia puncticulata padana* or *G. crassaformis crassaformis*. In the upper part of these volcanics there are lenses up to 10 m thick of white oolitic calcilutites (**VCT_b**), with abraded or poorly preserved foraminifers, of which *Globorotalia inflata* can be recognized.

Outcropping thickness of the full unit up to 250 m. *MIDDLE-UPPER PLIOCENE*

BRECCE E SABBIE DI VALLE CUPA (VCU)

Calcareous gravels with more or less abundant sandy matrix, and coarse-grained sands of yellow ochre color with calcarenitic clasts and angular calcirudites, and lesser lava fragments. In the sands occur rare bioclasts bearing *Amussium* sp. and impressions of gastropods of the genus *Gibbula*. The setting is chaotic, and the geometry of the bodies lenticular. The unit rests discordantly upon the MUC limestones. Its age is deduced from the stratigraphic position and correlation with levels cropping out outside the area of the map sheet, which contain a macrofauna with *Strombus coronatus* e and dulcicole faunas (*Limnaea* sp., *Planorbis* sp.) Maximum thickness 40 m. *LOWER-MIDDLE PLIOCENE*

CATALICCIARDO FORMATION (CTD)

Lavas of black colour and porphyritic structure, with large augitic clinopyroxene phenocrysts at times more than 1 cm in diameter, and abundant olivine phenocrysts mostly altered to brown color. The composition is nephelinitic. The unit rests upon the Carlentini and Monte Carrubba formations, and is covered by lower Pleistocene LEI₁ sands and calcarenites. The age of this unit is determined from its stratigraphic position and paleomagnetic and radiometric dating, giving a K/Ar age of 5.4 Ma (BEHNCKE, 2000). Thickness from 5 to 10 m; often the unit occurs as residual rounded blocks. Emplacement in a largely subaqueous environment.

MESSINIAN

Sortino group (SI)

MONTE CARRUBBA FORMATION (MUC)

Formation characterized by various lithofacies: yellowish-white brittle calcarenites with ostreids or pectinids (*Pecten vigolenensis*, *Anadara turonica*), in thin layers to megarata (infralittoral environment), passing upward (M. Carrubba) into a thin alternation of calcarenites and marls with pectinid remains and laminated calcarenites showing oligotypical associations (*Euxinocardium* sp., *Abra* sp., *Didacna* sp., *Ervilia podolica*) (fresh/brackish habitat); whitish-gray, cross-bedded oolitic calcarenites (Capo S. Croce) and *patch-reefs* with *Porites* (Faro S. Croce), passing laterally and upsection into several tens of meters of limestones characterized by oligotypical faunas with prevalent Cardidae and gastropods, alternating with yellowish calcarenites containing pectinids (tidal/lagoonal environment). Along the coastal belt, due to the progressive pinching out of the FLT volcanics, the unit rests directly on the CHH limestones. Thickness up to 30 m. *UPPER TORTONIAN-LOWER MESSINIAN*

CARLENTINI FORMATION (FLT)

Volcaniclastics with granulometries varying from blocks to ash, with a more or less abundant sedimentary carbonate fraction (**FLT**), and minor basaltic lavas

FLT_a), prevalently of sodic alkaline composition. The volcanoclastics show intercalations of coral bioliths (*Porites*, *Tarbellastraea*, *Montastraea*, *Favites*), lithothamns or *Halimeda*-bearing calcarenites (**FLT_b**), and local lacustrine deposits constituted by thin levels of whitish marls (Disodile di Melilli), or foliated diatomites containing plant remains (**FLT_c**). The volcanoclastics show impact or load structures, reverse grading, and accretionary lapilli, cross beddings with antidunes, and parallel or undulating lamination. These are the products of phreatomagmatic eruptions in a subaerial or shallow marine environment, referable to two events. The earlier produced pyroclastics and lavas of scarce aerial extent and shows two biolith intercalations. The products of the more recent event were more widely distributed and constitute a continuous horizon. Outcropping thickness up to 100 m. **TORTONIAN**

CALCARI A ECHINODERMI E MOLLUSCHI (echinoderma and mollusc bearing limestones) (CHH)

White calcarenites and calcirudites in medium to thick strata, coquina limestones bearing *Pecten* sp., *Cardium* sp., *Panopaea* sp., *Conus* sp and *Clypeaster* sp. (M. Pancali), or with rich associations of bryozoa, algae, ostreids, *Amussium* sp. and *Clypeaster* sp. (Mass. Manchitta); locally *patch-reefs* of *Porites* or banks containing *Heterostegina*. At Monte Tauro the FNL₂ limestones are overlain by calcarenites rich in *Clypeaster*, passing upward into a dozen of meters of yellowish brecciated pectinid and ostreid limestones with isolated *patch-reefs* of *Porites* and *Tarbellastraea*. The formation is heterophic with the oldest products of the Carlentini fm. Thickness from 10 to 50 m. **TORTONIAN**

MONTI CLIMITI FORMATION (FNL)

Formation constituted by two heteropic members in the mid to upper portion: Melilli member (**FNL₁**) at the base and Siracusa limestone member (**FNL₂**) at the top. Proximal to scarp margin carbonate platform environment. The formation is Upper Oligocene–Tortonian in age; in the map sheet area the outcropping levels are of the **BURDIGALIAN-SERRAVALLIAN**.

Siracusa limestone member (FNL₂). Calcarenites and calcirudites of grayish-white color, with lithothamns and bryozoa, showing irregular stratification and conspicuous karstification, sometimes grading into algal bioliths. The lower levels show biocalciruditic facies with fragments of bryozoa, echinoderma, algae and bivalvs, well cemented and often cross-bedding. North of Augusta the base of the unit is characterized by about 15 m of biocalcarenites with associations of *Amphistegina* sp and *Miogypsina* spp., indicative of the Burdigalian. Thin limestones bearing *Ditrupa* sp. are present in the apical levels, brittle calcarenites rich in *Heterostegina* sp. are encountered in nearly all outcrops. Thickness up to 100 m.

Melilli member (FNL₁). Fine to coarse-grained calcarenites showing bioturbation, at times with pectinids, internal models of unrecognizable bivalves, or with anellids (*Ditrupa* spp.), in moderately thick strata to banks. In the upper

portion of the formation there is an alternation of marly limestones and marls in levels 20-50 cm thick, with microfaunas of the *P. partimlabiata* zone, and the *P. mayeri* (MMi7b) subzone with *Paragloborotalia mayeri*, *P. partimlabiata*, rare *Orbulina universa* and *O. suturalis* (Serravallian). Locally there are levels bearing *Heterostegina* spp. At the passage with FNL₂ detritic algal limestones occur in channel bodies. Outcropping thickness up to 100 m.

UPPER CRETACEOUS VOLCANO-SEDIMENTARY SUCCESSION

PRIOLO FORMATION (PRI)

Alternation of yellowish-white limestones mud- to grain supported with medium grain size, sometimes dolomitized, in layers ranging from modest thickness to banks, showing thorough fracturing. The faunal content is characterized mainly by benthic foraminifers (*Cisalveolina?* sp., *Keramosphaerina* sp., *Dicyclina schlumbergeri*, *Cuneolina pavonia*, *Cuneolina* sp., *Rotalia* sp., *Stomiosphaera* sp., *Montcharmontia* sp., *Pseudolituonella* sp., *Spiroplectamina multicamerata*), fragments of echinoderma and gastropods (Acteonellidae), and secondary planktonic foraminifers (*Whiteinella* sp., *Rotalipora* sp., *Dicarinella* sp.), besides miliolids and bryozoa occurring in all levels. The gastropods are concentrated in oligotypical levels that constitute lenticular biostroma. Maximum thickness about 50 m. Carbonatic platform edge-slope environment. CENOMANIAN-TURONIAN

CAPO PASSERO VOLCANICS (VCP)

Fine-grained yellowish-brown volcanoclastics (VCP_a), breccias and pillow lavas traversed by massive black dyke intrusions (VCP_b), fine-grained hyaloclastites with rare pillow fragments, which contain aphyric feeder dykes of alkali basaltic to hawaiitic composition. Lavas, volcanoclastics and dykes belong to the sodic alkaline series, and are often profoundly altered, with abundant augite phenocrysts and subordinate clinopyroxene, and a groundmass constituted by plagioclase, titanite, olivine, and Ti-magnetite. Lower boundary covered. Outcropping thickness up to 100 m. Produced in subaqueous environment. Absolute age between 81.1 (±2.5) / 78.5 (±2.5) Ma (dykes) (BARBERI *et alii*, 1974) and 66.5 (±1.3) / 65.3 (±1.3) Ma (pillow lavas) (GRASSO *et alii*, 1983). UPPER CRETACEOUS

BIBLIOGRAFIA

- ACCORDI B. (1957) - *Nuovi resti di ippopotamo nano nel Pleistocene dei dintorni di Siracusa*. Atti Acc. Gioenia Sc. Nat., **11** (6): 99-109.
- ACCORDI B. (1962) - *Some data on the Pleistocene stratigraphy and related pigmy mammalian faunas of eastern Sicily*. Quaternaria, **6**: 415-430.
- ACCORDI B. (1963) - *Rapporti fra il "Milazziano" della costa iblea (Sicilia sud-orientale) e la comparsa di Elephas mnaidriensis*. Geologica Romana, **2**: 295-304.
- ACCORDI B., CAMPISI B. & COLACICCHI R. (1959) - *Scoperta di un giacimento di elefanti nani e ghiro gigante nella grotta di Spinagallo (Siracusa)*. Atti Acc. Gioenia Sc. Nat. Catania, **12**: 167-182.
- ACCORDI B. & COLACICCHI R. (1962) - *Excavation in the pigmy elephante cave of Spinagallo (Siracusa)*. Geologica Romana, **1**: 217-229.
- ACCORDI B. & FRANCAVIGLIA A. (1960) - *"La geologia del Bacino del Simeto"* - *Tecnica Agricola*, Anno XII, **3**.
- AFFRICANO M. (1962) - *Le malacofaune del Quaternario di Spinagallo (Siracusa)*. Geologica Romana, **1**: 231-236.
- AGDS (1693a) - *Consultas decretos y notas, n. 9, Ristretto dei messaggi inviati al vicerè di Sicilia dalle località del Regno colpite dai terremoti del 9 e 11 gennaio*. Palermo, Archivio General de Simancas, Secretaría de Estado, Negociación de Sicilia, legajo 3507 (1693-1694).
- AGDS (1693b) - *Relazione delle città e luoghi devastati in Sicilia, a causa dei terremoti del 9 e 11 gennaio; numero antico dei vivi, numero dei morti nelle rovine e rendite che pagavano ogni anno*. Palermo, Archivio General de Simancas, Secretarías Provinciales, Sicilia, legajo 1222 (1693), Correspondencia de virreyes y ministros con S.M.
- AGDS (1693c) - *Archivio General de Simancas, Secretaría de Estado, Negociación de Sicilia, legajo 3507 (1693-1694). Consultas decretos y notas, n. 11, Relazione dei luoghi che hanno sofferto in Sicilia nei Terremoti dal nove di gennaio fino al cinque di febbraio del 1693 che si sono sentite ventuno scosse, le prime tre grandi e le altre più lievi*, Palermo.
- ALEMAGNA C. (1920) - *Osservazioni geologiche nei dintorni di Buccheri, in provincia di Siracusa*. Atti Acc. Gioenia Sc. Nat. Catania, s. 5, **12**: 12pp.
- ALEMAGNA C. (1936) - *Nuove ricerche sul sistema miocenico della Sicilia sud-orientale*. Ist. Geo-Pal., R. Univ. Catania, **4**: 1-41.
- ALESSI G. (1833) - *Memoria sulle ossa fossili ritrovate in ogni tempo in Sicilia e recentemente in Siracusa, con osservazioni geologiche storiche filosofiche*, Atti Acc. Gioenia Sc. Nat., tom. **7**: 203 pp.
- ALLISON A. (1955) - *La geologia della struttura della Zona di Priolo*. In: "Guida alle escursioni della 57ª riunione della Società Geologica Italiana". Boll. Soc. Geol. It., **22**: 109-111, Roma.
- AMODIO MORELLI L., BONARDI G., COLONNA V., DIETRICH D., GIUNTA G., IPPOLITO F., LIGUORI V., LORENZONI S., PAGLIONICO A., PERRONE V., PICCARRETA G., RUSSO

- M., SCANDONE P., ZANETTIN LORENZONI E. & ZUPPETTA A. (1976) - *L'arco Calabro-Peloritano nell'orogene Appenninico-Maghrebide*. Mem. Soc. Geol. It., **17**: 1-60.
- AMORE C., CARVENI P., SCRIBANO V. & STURIALE C. (1988) - *Facies ed età del vulcanismo nella fascia sudorientale della Sicilia (Pachino-Capo Passero)*. Boll. Soc. Geol. It., **107**: 481-489.
- AMORE C., GANDOLFI G., GIUFFRIDA E., PAGANELLI L. & ZANINI A. (1979) - *Caratteristiche morfologiche, tessiturali e composizionali del litorale del Golfo di Catania*. Min. Petr. Acta, **23**: 47-75.
- ARISI ROTA F. & FICHERA R. (1985) - *Magnetic interpretation connected to "Geo-Magnetic Provinces": The Italian case History*. In: 47 Meeting EAEG, 4-7 June, Budapest-Hungary
- ASPA (1818) - *Lettera del Capitano Giustiziere di Augusta alla Real Segreteria dell'Interno, e Ministero di Stato, Augusta 26 febbraio 1818*. Archivio di Stato di Palermo, Real Segreteria, Incartamenti, b. 5705 (1818-19).
- ASV (1693a) - *Relación de lo que refirió el Patron Marco Calapar que vino de Zaragoza, Augusta y Catania en Santa Cruz de Mesina en 15 del corriente mies de Enero del 1693*. Archivio Vaticano, Roma (inedito).
- ASV (1693b) - *Relazione dell'Inquisitore di Malta F. d'Acquaviva al Segretario di Stato Cardinale Spada sui danni causati a Malta e in Sicilia dal terremoto dell'11 gennaio 1693, Malta 18 gennaio 1693*. Archivio Segreto Vaticano, Segreteria di Stato, Inquisizione Malta, vol. **44**, cc. 11-16.
- ATZORI P., MAZZOLENI P., PUNTURO R. & SCRIBANO V. (1999) - *Garnet-spinel-pyroxenite xenoliths from Hyblean Plateau (South-eastern Sicily, Italy)*. Mineralogy and Petrology, **66**: 215-226.
- AURELI A., ADORNI G., CHIAVETTA A.F., FAZIO F., FAZZINA S. & MESSINEO G. (1989) - *Carta della vulnerabilità delle falde idriche del settore nord-orientale ibleo (Sicilia S.E.) alla scala 1:50.000*. S.EL.CA., Firenze.
- AZZARO R. & BARBANO M.S. (2000) - *Analysis of seismicity of Southeastern Sicily: proposal of a tectonic interpretation*. Annali di Geofisica, **43** (1): 1-18.
- AZZARO R., BARBANO M.S., ANTICHI B. & RIGANO R. (2000a) - *Macroseismic catalogue of Mt. Etna earthquakes from 1832 to 1998*. Acta Volcanologica, **12** (1): 3-36 e CDROM.
- AZZARO R., BARBANO M.S., RIGANO R. & ANTICHI B. (2000b) - *Contributo alla revisione delle zone sismogenetiche della Sicilia*. In: F. GALADINI, C. MELETTI, A. REBEZ (Eds.): *Le ricerche del GNDT nel campo della pericolosità sismica (1996-1999)*. CNR-GNDT, Roma, 31-38.
- BACCARINI P. (1900) - *Sopra alcuni microrganismi del disodile di melilli. Nota preliminare*. Boll. Gioenia (nuova), LXIV: 3-7, Catania
- BALBONI A. & BRUGNER W. (1956) - *Contributi allo studio della geologia della Sicilia. Rilevamento geologico della Tav. IVNE "Mineo" (Foglio Caltagirone)*. Riv. Min. Sic., a.VII, **38**: 58-64, Palermo.
- BALDACCIO L. (1886) - *Descrizione geologica dell'Isola di Sicilia*. Mem. Descr. della Carta Geol. d'It., vol. **1**: 408 pp.

- BARATTA M. (1901) - *I terremoti d'Italia*. Torino (rist. anast., Bologna 1979), 950 pp.
- BARATTA M. (1910) - *La catastrofe sismica calabro messinese (28 dicembre 1908)*. Roma, 2 vol., 453 pp.
- BARBANO M.S., BOTTARI A., CARVENI P., COSENTINO M., FEDERICO B., FONTE G., LO GIUDICE E., LOMBARDO G. & PATANÈ G. (1979) - *Macroseismic study of the Gulf of Patti earthquake in the geostructural frame of NE Sicily*. Boll. Soc. Geol. It., **98**: 155-174.
- BARBANO M.S. & RIGANO R. (2001) - *Earthquake sources and seismic hazard in Southeastern Sicily*. Annali di Geofisica, **44** (4): 723-738.
- BARBANO M.S., RIGANO R. & AZZARO R. (2000) - *Analisi storico-sismologiche sugli eventi sismici principali che hanno interessato le città di Augusta, Noto e Siracusa*. In: L. DECANINI & G. PANZA (Eds.): "Scenari di pericolosità sismica ad Augusta, Siracusa e Noto". CNR – GNDT, Roma, 14-31.
- BARBANO M.S., RIGANO R., COSENTINO M. & LOMBARDO G. (2001) - *Seismic history and hazard in some localities of south-eastern Sicily*. Boll. Geof. Teor. Appl., **42** (1-2): 107-120.
- BARBERI F., CIVETTA L., GASPARINI P., INNOCENTI F., SCANDONE R. & VILLARI L. (1974) - *Evolution of a section of the Africa-Europe plate boundary: paleomagnetic and volcanologic evidence from Sicily*. Earth Planet. Sci. Lett., **22**: 123-132.
- BARONE A., FABBRI A., ROSSI S. & SARTORI R. (1982) - *Geological structure and evolution of the marine areas adjacent to the Calabrian Arc*. Earth Evol. Sc., **3**: 207-221.
- BASILE B. & CHILARDI S. (1996) - *Siracusa: le ossa dei giganti*. Arnaldo Lombardi Ed., Palermo, 199 pp.
- BASSINOT F.C., LABEYRIE L.D., VINCENT E., QUIDELLEUR X., SHACKLETON N.J., LANCELOT Y. (1994) - *The astronomical theory of climate and the age of the Brunhes-Matuyama magnetic reversal*. Earth Planet. Sci. Lett., **126**: 91-108.
- BCDA (1693) - *Cronaca dei terremoti del 9 e 11 gennaio 1693 scritta da una monaca del Monastero di S. Caterina di Augusta, ms. sec. XVII*. Biblioteca Comunale di Augusta, Manoscritti, Raccolta Blasco, vol. **638**.
- BECCALUVA L., DI GRANDE A., LO GIUDICE A., MACCIOTTA G. & SIENA F. (1993) - *Carta geopetrografica dell'area centro-settentrionale iblea (Sicilia Sud-Orientale)*, scala 1:50.000. S.EL.CA., Firenze.
- BECCALUVA L., SIENA F., COLTORTI M., DI GRANDE A., LO GIUDICE A., MACCIOTTA G. & TASSINARI R. (1998) - *Nephelinitic to tholeiitic magma generation in a transtentional tectonic setting: an integrated model for the Iblean volcanism, Sicily*. J. Petrol., **39**: 1547 – 1576.
- BELLO M., FRANCHINO A. & MERLINI S. (2000) - *Structural model of eastern Sicily*. Mem. Soc. Geol. It., **55**: 61-70.
- BEN-AVRAHAM Z., BOCCALETTI M., CELLO G., GRASSO M., LENTINI F., TORELLI L. & TORTORICI L. (1990) - *Principali domini strutturali originatisi dalla collisione nogenico-quadernaria nel Mediterraneo centrale*. Mem. Soc. Geol. It., **45**: 453-462.

- BEHNCKE B. (2000) - *Palaecoastlines captured in volcanic facies: an approach to dating of Karst phenomena of the Hyblean Palteau, SE Sicily*. Atti del I seminario di studi sul carsismo negli Iblei e nell'area sud-mediterranea, *Speleologia Iblea*, **8**: 37-42, Ragusa.
- BENEO F. (1958) - *Sull'olistostroma quaternario di Gela (Sicilia meridionale)*. *Boll. Serv. Geol. It.*, **79**: 5-15.
- BIANCA M., MONACO C., TORTORICI L. & CERNOBORI L. (1999) - *Quaternary normal faulting in southeastern Sicily (Italy): a seismic source for the 1693 large earthquake*. *Geophys. J. Int.*, **139**: 370-394.
- BIANCHI F., CARBONE S., GRASSO M., INVERNIZZI G., LENTINI F., LONGARETTI G., MERLINI S. & MOSTARDINI F. (1987) - *Sicilia orientale: profilo geologico Nebrodi-Iblei*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **38**: 429-458.
- BLANC-VERNET L. (1969) - *Contribution à l'étude des Foraminifères de Méditerranée*. Recueil des travaux de la Station Marine d'Endoume, fasc. 64, *Bull.* **48**: 1-315.
- BOCCALETTI M., CELLO G., LENTINI F., NICOLICH R. & TORTORICI L. (1987) - *Structural evolution of the Pelagian Block and in eastern Tunisia*. In: A. BORIANI, M. BONAFEDE, G.B. PICCARDO & G.B. VAI (Eds.): "The lithosphere in Italy". *Acc. Naz. Lincei* (1989), 129-138.
- BOCCALETTI M., CONEDERA C., DAINELLI P. & GOCEV P. (1982) - *The recent (Miocene-Quaternary) regmatic system of the western Mediterranean region*. *J. Petrol. Geol.*, **5**: 31-49.
- BOCCALETTI M., NICOLICH R. & TORTORICI L. (1984) - *The Calabrian arc and the Ionian sea in the dynamic evolution of the central Mediterranean*. *Marine Geology*, **55**: 219-245.
- BOCCONE P. (1674) - *Recherches et observations naturelles*. 217 pp., Amsterdam.
- BOCCONE P. (1697) - *Intorno al terremoto della Sicilia seguito l'anno 1693*. Museo di Fisica, Venezia, 1-31.
- BONAZZI C. (1991) - *Analisi paleoclimatica e sedimentologica di carote provenienti dal "Rise di Messina" (Mare Ionio occidentale)*. Tesi di Laurea inedita, Università di Bologna.
- BONFIGLIO L. (1991) - *Correlazioni tra depositi a mammiferi, depositi marini, linee di costa e terrazzi medio e tardo-pleistocenici nella Sicilia orientale*. *Il Quaternario*, **4** (1b): 205-214.
- BONFIGLIO L. (1992) - *Middle and Upper Pleistocene mammal-bearing deposits in south-eastern Sicily: new stratigraphical records from Coste di Giga (Syracuse)*. *Geobios, Mém. Spéc.*, **14**: 189-199.
- BONFIGLIO L. & BURGIO E. (1992) - *Significato paleoambientale e cronologico delle mammalofaune pleistoceniche della Sicilia in relazione all'evoluzione paleogeografica*. *Il Quaternario*, **5**: 223-234.
- BONFIGLIO L., DI MAGGIO C., MARRA A.C., MASINI F. & PETRUSO D. (2003) - *Bio-chronology of Pleistocene vertebrate faunas of Sicily and correlation of vertebrate bearing deposits with marine deposits*. *Il Quaternario*, **16** (1 bis): 107-114.

- BONFIGLIO L. & INSACCO G. (1992) – *Palaeoenvironmental, paleontologic and stratigraphic significance of vertebrate remains in Pleistocene limnic and alluvial deposits from southeastern Sicily*. *Palaeog. Palaeoclim. Palaeoecol.*, **95**: 195-208.
- BORDONARO S., DI GRANDE A. & RAIMONDO W. (1984) – *Lineamenti geomorfostratigrafici pleistocenici tra Melilli, Augusta e Lentini (Siracusa)*. *Boll. Acc. Gioenia Sc. Nat. Catania*, n. 323, **17**: 65-88.
- BOSCHI E. & GUIDOBONI E. (2001) – *Catania: Terremoti e Lave dal mondo antico alla fine del Novecento*. INGV-SGA, Editrice Compositori, Bologna, 207-216.
- BOSCHI E., GUIDOBONI E., FERRARI G., MARIOTTI D., VALENSISE G. & GASPERINI P. (2000) – *Catalogue of strong earthquakes in Italy from 461 B.C. to 1997*. *Annali di Geofisica*, **43** (4): 843-868 e CD-ROM.
- BOTTONE D. (1718) - *De immuni Trinacriae terraemotu. Idea historico-physica, in qua non solum telluris concussiones transactae recensentur, sed novissimae anni 1717*, Messina.
- BOYNTON W.V. (1984) - *Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies*. IN: HENDERSON P. (Ed.): “*Rare earth elements geochemistry*”. Elsevier, 63-114.
- BTJN (sec. XVI) - *Lettera di Yosef ha-Kohen a Yishaq ha-Kohen*, (ms). Biblioteca The Jewish National and University Library, Raccolta Epistolare KM 55.
- BURGOS A. (1693) - *Distinta relazione avuta per lettera del P. Alessandro Burgos scritta ad un suo amico, che contiene le notizie fin'ora avute de' danni cagionati in Sicilia da terremoti a 9 e 11 gennaio 1693*. Palermo-Roma.
- BURROLLET P.F., MUGNIOT G.M. & SWEENEY P. (1978) – *The geology of the Pelagian Block: the margins and basins of southern Tunisia and Tripolitania*, in: A. NARIN, W. KANES & F.G. STELHI (Eds.): “*The ocean basins and Margins*”. Plenum Press, New York, 331-339.
- BUTLER R.W.H., GRASSO M., GARDINER W. & SEDGELEY D. (1997) – *Depositional patterns and their tectonic controls within the Plio-Quaternary carbonate sands and muds of onshore and offshore SE Sicily (Italy)*. *Marine and Petroleum Geology*, **14**(7-8): 879-892.
- CAFICI I. (1880) – *La formazione gessosa del Vizzinese e del Licodiano*. *Boll. R. Com. Geol. Ital.*, **11**: 37-54, Roma.
- CAMOIN G. (1985) – *Relations entre volcanisme sous-marin, récifs à Rudistes campaniens et irrégularités de la sédimentation paléogène dans le Sud-Est de la Sicile (Italie)* – *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. **300**: 619-624.
- CAMOIN G., PHILIP J. & BERNET-ROLLANDE M.C. (1983) – *Stratigraphie et éaléobiogéographie des récifs à Rudistes du Sénonien supérieur du Sud-Est de la Sicile. Relations avec le volcanisme sous-marin* – *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. **296**: 1093-1096.
- CAMPIS P. (1694) - *Disegno storico o siano l'abbozzate historiae della nobile e fidelissima città di Lipari (ms.)*, a cura di G. Iacolino. Lipari 1991.
- CARAPEZZA M. & MORANDI N. (1966a) – *Studio petrografico sulle vulcaniti della Val di Noto affioranti a Nord di Vizzini (Sicilia)*. *Min. Petr. Acta*, **12**: 125-162.

- CARAPEZZA M. & MORANDI N. (1966b) – *Sulla genesi delle alterazioni montmorillonitiche nelle ialoclastiti della Val di Noto (Sicilia)*. Min. Petr. Acta, **12**: 163-180.
- CARBONE S. (1985) – *I depositi pleistocenici del settore nord-orientale ibleo tra Agnone e Melilli (Sicilia SE): relazione tra facies e lineamenti strutturali*. Boll. Soc. Geol. It., **104**: 405-420.
- CARBONE S., CATALANO S., GRASSO M., LENTINI F. & MONACO C. (1990) – *Carta geologica della Sicilia centro-orientale*. Scala 1:50.000. S.EL.CA., Firenze
- CARBONE S., COSENTINO M., GRASSO M., LENTINI F., LOMBARDO G. & PATANÈ G. (1982a) – *Elementi per una prima valutazione dei caratteri sismotettonici dell'Avampaease Ibleo (Sicilia Sud-Orientale)*. Mem. Soc. Geol. It., **24**: 507-520.
- CARBONE S., DI GERONIMO I., GRASSO M., IOZZIA S. & LENTINI F. (1982b) – *I terrazzi marini quaternari dell'area iblea (Sicilia Sud-Orientale)*. CNR, P. F. Geodinamica, pubbl. n. **506**: 1-35, 1 carta f.t..
- CARBONE S., GRASSO M. & LENTINI F. (1982c) – *Considerazioni sull'evoluzione geodinamica della Sicilia sud – orientale dal Cretaceo al Quaternario*, Mem. Soc. Geol. It., **24**: 362-386.
- CARBONE S., GRASSO M. & LENTINI F. (1986) – *Carta geologica del settore nord-orientale ibleo (Sicilia S-E)*, scala 1:50.000. S.EL.CA., Firenze.
- CARBONE S., GRASSO M. & LENTINI F. (1987) – *Lineamenti geologici del Plateau Ibleo ibleo (Sicilia S-E): presentazione delle carte geologiche della Sicilia sud-orientale*. Mem. Soc. Geol. It., **38**: 127-135.
- CARBONE S. & LENTINI F. (1981a) – *Caratteri deposizionali delle vulcaniti del Miocene superiore negli Iblei (Sicilia Sud-Orientale)*. Geologica Romana, **20**: 79-101.
- CARBONE S. & LENTINI F. (1981b) – *Rapporti tra vulcanesimo miocenico e tettonica nel settore orientale dei M. Iblei (Sicilia Sud-Orientale)*. Rend. Soc. Geol. It., **4**: 245-248.
- CARTER S.R. (1976) – *Petrology and geochemistry of the lavas of Mt. Etna, Sicily*. Ph. D., Oxford.
- CARTER S.R. & CIVETTA L. (1977) – *Genetic implications of the isotope and trace element variations in the eastern sicilian volcanics*. Earth Planet. Sci. Lett., **36**: 168-180.
- CARVENI P., GRASSO M., ROMANO R. & TRICOMI S. (1991) – *Vulcanismo del margine settentrionale Ibleo*. Mem. Soc. Geol. It., **47**: 417-429.
- CASERO P., CITA M.B., CROCE M. & DE MICHELI A. (1984) – *Tentativo di interpretazione evolutiva della Scarpata di Malta basata su dati geologici e geofisici*. Mem. Soc. Geol. It., **27**: 233-253.
- CATALANO S., DE GUIDI G., ROMAGNOLI G., TORRISI S., TORTORICI G. & TORTORICI L. (2008a) – *Evidence of a late Quaternary tectonic inversion along the Scicli Line: implication for the sismotectonics of SE Sicily*. Riassunti estesi, 25°Convegno GNGTS, Roma 28-29 Novembre 2006, p. 286-289.

- CATALANO S., DE GUIDI G., ROMAGNOLI G., TORRISI S., TORTORICI G. & TORTORICI L. (2008b) - *The migration of the plate boundaries in SE Sicily: Influence on the large-scale kinematic model of the African promontori in the southern Italy*. *Tectonophysics*, **429**: 41-62.
- CHANNEL J.E.T., D'ARGENIO B. & HORVATH F. (1979) - *Adria, the African Promontory in Mediterranean Paleogeography*. *Earth Sciences Review*, **15**: 213-292.
- CHESTER D.K. & DUNCAN A.M. (1982) - The interaction of volcanic activity in Quaternary times up on the evolution of the Alcantara and Simeto rivers (Mt. Etna, Sicily). *Catena*, **9**: 319-342.
- CHILARDI S. (1996) - *I siti paleontologici del territorio siracusano*. In: "Siracusa - *Le ossa dei giganti*", a cura di B. BASILE & CHILARDI S., Arnoldo Lombardi (Ed.), 87-91, Siracusa.
- CHIOCCHINI M., FARINACCI A., MANCINELLI A., MOLINARI V. & POTETTI M. (1994) - *Biostratigrafia a foraminiferi, dasicladali e calpionelle delle successioni carbonati che mesozoiche dell'Appennino centrale (Italia)*. *Studi Geologici Camerti*, vol. spec.: 9-128.
- CHRONACA SICILIANA (XVI sec.) - in V. Epifanio. e A. Gulli (Ed.), Palermo 1902.
- CILIBERTO E., CRISAFULLI C., MANUELLA F.C., SAMPERI F., SCIRÈ S., SCRIBANO V., VICCARO M. & VISCUSO E. (2009) - *Aliphatic hydrocarbons in metasomatized gabbroic xenoliths from Hyblean diatremes (Sicily): genesis in a serpentinite hydrothermal system*. *Chem. Geol.*, **258**: 258-268, doi: 10.1016/j.chemgeo.2008.10.029.
- CITA M.B., BENELLI F., BIGIOGGERO B., CHEZAR H., COLOMBO A., FANTINI SESTINI N., FREEDMAN R., IACCARINO S., JADUL F., LEGNANI E., MALINVERNO A., MASSIOTTA P., PAGGI L. & PREMOLI & SILVA I. (1980) - *Contribution to the geological exploration of the Malta Escarpment*. *Riv. Ital. Paleont. Strat.*, **86**: 317-357.
- CIVITA M. & DE MAIO M. (1997) - *Un sistema parametrico per la valutazione e la cartografia della vulnerabilità degli acquiferi all'inquinamento. Metodologia e automatizzazione*. *Quaderni di Tecniche di Protezione Ambientale*. Pitagora Ed., **60**: 191 pp., Bologna.
- C.N.R. (1991) - *Structural model of Italy. Sheet n° 6*. Scale 1:500.000. S.EL.CA., Firenze.
- C.N.R. (1991) - *Gravity Map of Italy. Sheet n° 3*. Scale 1:500.000. S.EL.CA., Firenze.
- COGAN J., RIGO L., GRASSO M. & LERCHE I. (1989) - *Flexural tectonics of southeastern Sicily*. *J. Geodynamics*, **11**: 189-241.
- COLACICCHI R. (1963) - *Geologia del territorio di Pachino (Sicilia meridionale)*. *Geologica Romana*, **2**: 343-404.
- COLANTONI P., FABBRI A., GALLIGNANI P., SARTORI R. & REHAULT J.P. (1981) - *Carta litologica e stratigrafica dei mari italiani (1:1.500.000)*. L.A.C., Firenze.
- CONSIGLIO NAZIONALE DELLE RICERCHE (1974) - *Modello strutturale d'Italia, scala 1:1.000.000*, Autori vari. Roma
- CONTI M.A., DI GERONIMO I., ESU D. & GRASSO M. (1979) - *Il Pleistocene in facies limnica di Vittoria*. *Geologica Romana*, **18**: 93-104.

- CORNELL C.A. (1968) - *Engineering seismic risk analysis*. Bull. Seism. Soc. Am., **58**: 1583-1606.
- COSENTINO D. & GLIOZZI E. (1988) - *Considerazioni sulle velocità di sollevamento di depositi eutirreniani dell'Italia meridionale e della Sicilia*. Mem. Soc. Geol. It., **41**: 653-665.
- CRISTOFOLINI R. (1967a) - *Osservazioni vulcaniche sulle manifestazioni eruttive dei dintorni di Militello Val di Catania (Altopiano Ibleo)*. Atti Acc. Gioenia Sc. Nat. Catania, s. 6, **19**: 110-121.
- CRISTOFOLINI R. (1967b) - *Le vulcaniti plio-pleistoceniche al margine settentrionale dell'Altopiano Ibleo*. Atti Acc. Gioenia Sc. Nat. Catania, Suppl. sc. Geol., s. 6, **18**: 265-270.
- CRISTOFOLINI R. (1969) - *Le vulcaniti del Miocene superiore e del Pliocene inferiore della zona compresa fra Mineo, Palagonia e Vizzini (Altopiano ibleo)*. Atti Acc. Gioenia Sc. Nat. Catania, s. 7, **1**: 211-238.
- CRISTOFOLINI R., DI GIROLAMO P. & STANZIONE D. (1973) - *Caratteri genetici e mineralogici di ialoclastiti dell'altopiano ibleo (Sicilia) e dell'Isola di Procida (Campania)*. Soc. It. Min. Petr., **29** (2): 397-412.
- CRISTOFOLINI R., LENTINI F., PATANÈ G. & RASÀ R. (1979) - *Integrazione di dati geologici, geofisici e petrologici per la stesura di un profilo crostale in corrispondenza dell'Etna*. Boll. Soc. Geol. It., **98**: 239-247.
- CUCUZZA SILVESTRI S. (1954) - *I basalti globulari di Grammichele (Nota preventiva)*. Boll. Acc. Gioenia Sc. Nat. Catania, s. 4, **6**: 469-473.
- CUCUZZA SILVESTRI S. (1961) - *Notizie su alcuni lembi eruttivi iblei. I - Vizzini*. Boll. Acc. Gioenia Sc. Nat. Catania, s. 4, **6**: 265-282.
- CUCUZZA SILVESTRI S. (1962) - *Contributo alla classificazione del materiale vulcanico "ialoclastico" della Sicilia*. Boll. Acc. Gioenia Sc. Nat. Catania, s. 4, **7**: 151-165.
- CUCUZZA SILVESTRI S. (1963) - *Proposal for a genetic classification of hyaloclastites*. Bull. Volc., **25**: 315-321.
- DALL'AGLIO M. & QUATTROCCHI F. (1991) - *Relazione preliminare sulle misure geochemiche effettuate dopo il terremoto del 13/12/1990 nella Sicilia orientale*. In: E.BOSCHI & A.BASILI (Eds.), "Contributi allo studio del terremoto della Sicilia orientale del 13 Dicembre 1990". I.N.G., Pubbl. n. **537**: 127-144, Roma.
- D'ARRIGO A. (1950) - *Le migrazioni della Foce del Simeto dal 1154 al 1948*. Boll. Acc. Gioenia Sc. Nat. Catania, vol. IV, **5**: 313-324.
- DE BENI E. (2004)- *Indagine stratigrafico-strutturale del basso versante sud-orientale del Monte Etna ed applicazione $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ per la definizione delle principali fasi evolutive del vulcano Etna*. Tesi dottorato Univ. Catania, 149 pp.
- DE FIORE O. (1920) - *I fenomeni sismici della Sicilia e delle isole adiacenti*. Atti Acc. Gioenia, Sc. Nat. Catania, s.5, **12**: 1-18.
- DE FIORE O. (1937) - *Fauna del Pliocene superiore nel territorio di Mineo (Catania)*. Ist. Geo. Pal. R. Un. Catania, **16**: 15 pp.

- DE ROSA R., MAZZUOLI R., SCRIBANO V. & TRUA T. (1991) - *Nuovi dati petrologici sulle vulcaniti dei Monti Iblei (Sicilia sud-orientale): implicazioni genetiche e geotettoniche*. Mineral. Petrogr. Acta **34**: 133-151
- DE ROSA R., MAZZUOLI R. & TRUA T. (1992) - *A petrogenetic model for the coexistence of alkali basalts and tholeiites in the Plio- Pleistocene volcanism of Hyblean Plateau (South-East Sicily, Italy)*. Acta Vulcanol., **2**: 199-207.
- DE STEFANI T. (1953) - *Il Tirreniano dell'Isola di Levanzo (Egadi)*. Actes IV Congr. Int. Quat., 2 pp, Roma.
- DI GERONIMO I. (1979) - *Il Pleistocene in facies batiale di Valle Palione (Grammichele, Catania)*. Boll. Malac., **15**: 85-156.
- DI GERONIMO I. & BARRIER P. (1984) - *La sezione di Monte Carrubba*. In: "Atti 3° Simposio di Ecologia e Paleoecologia delle Comunità Bentoniche", P. BARRIER & I. DI GERONIMO (Eds.), Guida all'Escursione, 6 pp.
- DI GERONIMO I. & COSTA B. (1978) - *Il Pleistocene di Monte dell'Apa (Gela)*. Riv. It. Paleont. Strat., **84**: 1121-1158.
- DI GERONIMO I. & COSTA B. (1980) - *La malacofauna pleistocenica di Santo Pietro, presso Caltagirone (Catania)*. Ann. Univ. Ferrara, sez. IX Sc. Geol. e Paleontol., **6**: 163-198.
- DI GERONIMO I., GHISSETTI F., GRASSO M., LENTINI F., SCAMARDA G. & VEZZANI L. (1980) - *Dati preliminari sulla neotettonica della Sicilia sud-orientale: Fogli 273 (Caltagirone), 274 (Siracusa), 275 (Scoglitti), 276 (Ragusa) e 277 (Noto)*. C.N.R.-P.F.G., Nuovi contributi alla Carta Neotettonica d'Italia, pubbl. **356**: 747-773.
- DI GERONIMO I., GHISSETTI F., LENTINI F. & VEZZANI L. (1978) - *Lineamenti neotettonici della Sicilia orientale*. Mem. Soc. Geol. It., **19**: 543-549.
- DI GIACOMO A. (1824) - *Breve relazione geognostica dei contorni di Militello*. Atti Acc. Gioenia Sc. Nat. Catania, s. 1, **1**: 83-97.
- DI GRANDE A. (1967) - *I sedimenti pleistocenici del margine settentrionale dell'Altipiano Ibleo*. Atti Acc. Gioenia Sc. Nat. Catania, s. 6, **18**: 247-263.
- DI GRANDE A. (1969) - *L'alternanza neogenico-quadernaria di vulcaniti e di sedimenti al margine nord-occidentale dell'Altipiano Ibleo*. Atti Acc. Gioenia Sc. Nat. Catania, s. 7, **1**: 91-125.
- DI GRANDE A. (1972) - *Geologia dell'area a nord di Augusta-Francofonte (Sicilia SE)*. Atti Acc. Gioenia, s. 7, **4**: 32 pp.
- DI GRANDE A. (1975) - *Geologia dei dintorni di Scicli*. Riv. Min. Siciliana, **26** (151-153): 15-26.
- DI GRANDE A. & NERI M. (1988) - *Tirreniano a Strombus b. a M. Tauro (Augusta - Siracusa)*. Rend. Soc. Geol. It., **11**: 57-58.
- DI GRANDE A. & RAIMONDO W. (1982) - *Linee di costa plio-pleistoceniche e schema litostratigrafico del Quaternario siracusano*. Geologica Romana, **21**: 279-309.
- DI GRANDE A. & SCAMARDA G. (1973) - *Segnalazione di livelli a Strombus bubonius LAMARK nei dintorni di Augusta (Siracusa)*. Boll. Acc. Gioenia Sc. Nat. Catania, s. 4, **11** (9-10): 157-172.

- DI STEFANO A. & BRANCA S. (2002) – *Long-term uplift rate of the Etna volcano basement (southern Italy) based on biochronological data from Pleistocene sediments*. Terra Nova, **14** (1): 61-68.
- EMILIANI C., MAYEDA T. & SELLI R. (1961) – *Palaeotemperature analysis of the Plio-Pleistocene section at le Castella, Calabria, Southern Italy*. Soc. Geol. Am. Bull., **72**: 679-688.
- E.N.I. (1969) – *Enciclopedia del petrolio e del gas naturale*. Vol. 6, Ed. Colombo, Roma.
- EVANGELISTI D. (1991) – *Studio della distribuzione delle proprietà fisico-meccaniche dei sedimenti provenienti dal “Rise di Messina” (Mare Ionio occidentale)*. Tesi di Laurea, Univ. Bologna.
- FABIANI R. (1952) – *Studi e ricerche a scopo petrolifero in Sicilia nel primo cinquantennio del secolo*. Contributi di Sc. Geol., Suppl. a “La ricerca Scientifica”, **3**: 1-32, Roma.
- FACCENNA C., BECKER T., LUCENTE F.P., JOLIVET L. & ROSSETTI F. (2001) – *History of subduction and back-arc extension in the Central Mediterranean*. Geophys. Int., **145**: 809-820.
- FAZELLO T. (1560) - *De rebus Siculis decades duae*. Palermo.
- FERRARA V. (1986) - *Elaborazione e sintesi dati idrogeologici*. In: AA.VV. “*Carta geologica del settore nord-orientale ibleo*”. S.EL.CA., Firenze.
- FERRARA V., PAPPALARDO G. & RAPISARDA F. (2007) – *Salinization factors affecting the coastal aquifers in eastern Sicily*. In: A. PULIDO BOSCH, J.A.LÓPEZ GETAY, G. RAMOS GONZALEZ (Eds.), “*Los acuíferos costeros: retos y soluciones*”, (TIAC '07) 16-19 Ottobre 2007, Almeria. Instituto Geológico y Minero de Espana, Serie Hidrogeología y Aguas Subterráneas, **23**: 105-116, Madrid.
- FERRUGGIA-RUSSO S. (1852) - *Memoria sul tremuoto dell'11 gennaio 1848*. Siracusa. 61 pp.
- FINETTI I. (1982) – *Structure, stratigraphy and evolution of central Mediterranean*. Boll. Geof. Teor. Appl., **24**: 247-426.
- FINETTI I. & DEL BEN A. (2005) – *Ionian lithosphere roll-back sinking and back-arc Tyrrhenian opening from new CROP seismic data*. In: I.R. Finetti (Ed.): “*CROP Project - Deep Seismic exploration of the Central Mediterranean and Italy*” Spec. Vol. Elsevier, **26**: 581-595.
- 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: I.R. Finetti (Ed.): “*CROP Project - Deep Seismic exploration of the Central Mediterranean and Italy*”. Spec. Vol. Elsevier, **15**: 319-376.
- FLORES G. (1958) – *Geologia della zona di Ragusa*. Atti Conv. It. Studi Gela, **7** pp, Palermo.
- GASPARINI M.G. (1962) – *Le microfaune del Quaternario di Spinagallo (Siracusa)*. Geologica Romana, **1**: 237-254.
- GEMMELLARO C. (1827) – *Sopra i vulcani estinti della Val di Noto*. Memoria 1, Atti Acc. Gioenia Sc. Nat. Catania, s.1, **3**: 225-245.

- GHISETTI F. (1979) - *Relationship between plio-quaternary tectonics and morphology in eastern Sicily*. Pro. 15th meeting "Geomorphological Survey and Mapping", p. 325-334, Modena.
- GHISETTI F. (1992) - *Fault parameters in the Messina Straits (southern Italy) and relations with the seismogenetic sources*. *Tectonophysics*, **210**: 117-133.
- GHISETTI F. & VEZZANI L. (1980) - *The structural features of the Iblean Plateau and of the Mount Judica area (South-Eastern Sicily): a microtectonic contribution to the deformational history of the Calabrian Arc*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **99**: 57-102.
- GILLOT P.Y., KIEFER G. & ROMANO R. (1994) - *The evolution of Mount Etna in the light of Potassium-argon dating*. *Acta Vulcanol.*, **5**: 81-87.
- GIGNOUX M. (1913) - *Les formations marines pliocènes de l'Italie du Sud et de la Sicilie*. *Ann. Univ. Lyon*, n.1, **36**: 195 pp.
- GOTTINI V. (1961) - *Sulle limburgiti iblee*. *Rend.Soc. It. Min.*, **17**: 361-372.
- GRASSO M. & BEHNCKE B. (1998) - *Evoluzione neogenico-quaternaria del Plateau Ibleo: dati Stratigrafici*. 79° Congr. Naz. Soc. Geol. It., La Sicilia Centro-Orientale (guida alle escursioni), **2**: 81-101.
- GRASSO M., BEHNCKE B., DI GERONIMO I., GIUFFRIDA S., LA MANNA F., MANISCALCO R., PEDLEY H.M., RAFFI S., SCHMINCKE H.U., STRANO D. & STURIALE G. (2004a) - *Carta Geologica del settore nord-orientale ibleo e del fronte della Falda di Gela*. Scala 1:25.000, S.EL.CA., Firenze.
- GRASSO M. & BEN AVRAHAM Z. (1992) - *Magnetic study of the northern margin of the Hyblean Plateau, southern Sicily: structural implication*. *Ann. Tectonicae*, **6**: 202-213.
- GRASSO M., DE DOMINICIS A. & MAZZOLDI G. (1990) - *Structures and tectonic setting of the western margin of the Hyblean-Malta shelf, Central Mediterranean*. *Ann. Tectonicae*, **4** (2): 140-154.
- GRASSO M. & LENTINI F. (1982) - *Sedimentary and tectonic evolution of the eastern Hyblean Plateau (Southeastern Sicily) during Late Cretaceous to Quaternary time*. *Palaeog. Palaeocl. Palaeoecol.*, **39**: 261-280.
- GRASSO M., LENTINI F., LOMBARDO G. & SCAMARDA G. (1979) - *Distribuzione delle facies cretaceo-mioceniche lungo l'allineamento Augusta-M. Lauro (Sicilia Sud-Orientale)*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **98**: 175-188.
- GRASSO M., LENTINI F., NAIRN A.E.M. & VIGLIOTTI L. (1983) - *A geological and palaeomagnetic study of the Hyblean volcanic rocks*. *Tectonophysics*, **98**: 271-295.
- GRASSO M., LENTINI F. & PEDLEY H.M. (1982) - *Late Tortonian-Lower Messinian (Miocene palaeogeography of SE Sicily: information from two new formations of the Sortino Group*. *Sedimentary Geology*, **32**: 279-300.
- GRASSO M., MANISCALCO R. & RUGGIERI R. (2002) - *Evidenze della superficie di erosione messiniana in Sicilia sud-orientale*. *Speleologia Iblea*, **10**: 49-58.
- GRASSO M., PEDLEY H.M., BEHNCKE B., MANISCALCO R. & STURIALE G. (2004b) - *Integrated stratigraphic approach to the study of the Neogene-Quaternary sedimentation and volcanism in the northern Hyblean Plateau (Sicily)*. In: G.

- PASQUARÈ & C. VENTURINI (Eds.): “*Mapping Geology in Italy*”. APAT, 159-166, Roma.
- GRESTA S., BELLA D., MUSUMECI C. & CARVENI P. (1997) - *Some efforts on active faulting processes (earthquakes and aseismic creep) acting on the eastern flank of Mt. Etna (Sicily)*. Acta Vulcanol., **9**: 101-108.
- GRÜNTAL G. (Ed.) (1998) - *European Macroseismic Scale 1998 (EMS-98)*. European Seismological Commission, subcommission on Engineering Seismology, working Group Macroseismic Scales. Conseil de l'Europe, Cahiers du Centre Européen de Géodynamique et de Séismologie, **15**: 99 pp, Luxembourg.
- GRUPPO DI LAVORO CPTI (2004) - *Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani*. ING-GNDT-SGA-SSN, 92 pp.
- GRUPPO DI LAVORO MPS (2004) - *Redazione della mappa di pericolosità sismica prevista dall'ordinanza PCM 3274 del 20 marzo 2003*. INGV, Milano-Roma, aprile 2004, 65 pp., 5 appendici.
- GUARNIERI P., CARBONE S. & DI STEFANO A. (2002) - *The Sicilian orogenic wedge: a critical tapered wedge?* Boll. Soc. Geol. It., **121**: 221-230.
- HONNOREZ J. (1962) – *Observation sur les coulées et centres éruptives constituant une partie des formations volcaniques des mont Ibléi (Sud-Est de la Sicilie)*. Bull. Soc. Belge Geol. Paleont. Hydrol., **71**: 297-316.
- IACCARINO S. (1985) - *Mediterranean Miocene and Pliocene planktic foraminifera*. BOLLI H., SAUNDERS J.B. & PERCH-NIELSEN K. (Eds.), Cambridge, 283-314.
- IMBRIE J., HAYS J.D., MARTINSON D.G., MCINTYRE A., MIX A.C. MORLEY J.J., PISIAS N.G., PRELL W.L. & SHACKLETON N.J. (1984) - *The orbital theory of Pleistocene climate: Support from a revised chronology of the marine ¹⁸O record*. In: BERGER et alii (Eds.): “*Milankovitch and Climate*”, Part **1**: 269-305, Reidel, The Netherlands.
- JACQUES E., MONACO C., TAPPONIER P., TORTORICI L. & WINTER T. (2001) - *Faulting and earthquake triggering during the 1783 Calabria seismic sequence*. Geophys. J. Int., **147**: 499-516.
- IRVINE T.N. & BARAGAR W.R.A. (1971) - *A guide to the chemical classification of common volcanic rocks*. Canad. J. Earth Sc., **8**: 523-548.
- KAFKA F.T. & KIRKBRIDE R.K. (1959) – *The Ragusa oil field (Sicily)*. V. World Petr. Congr., Proc. Geol. Sect., 1, New York.
- KIEFFER G. (1971) – *Dépôts et niveaux marines et fluviaux de la région de Catnae (Sicile)*. Mediterranee, N. **5-6**: 591-626.
- LACISIO P. (1543) - *Lettera di Paolo Lacisio ad Amerbach, Strasburgo 7 marzo 1543*, in “*Die Amerbachkorrespondens*”, a cura di A. Hartmann, tomo **5**, p. 414, Basel 1858.
- LE BAS M.J., LE MAITRE R.W., STRECKEISEN A. & ZANETTIN B. (1986) - *A chemical classification of volcanic rocks based on total alkali-silica diagram*. Journal of Petrology, **27**: 745-750.
- LENTINI F. (1974) – *Caratteri stratigrafici e strutturali della zona di M. Judica (Sicilia Orientale)*. Riv. Min. Sic., **25** (145-147): 1-22.

- LENTINI F. (1979) - *Presentazione della nuova Carta Geologica dell'Etna: inquadramento geologico dell'area etnea nell'ambito delle principali unità strutturali della Sicilia*. C.N.R., P. F. Geodinamica, rapp. n. **235**: 11 pp.
- LENTINI F. (1982) - *The geology of the Mt. Etna basement*. Mem. Soc. Geol. It., **23**: 7-25.
- LENTINI F., CARBONE S. & CATALANO S. (1994) - *Main structural domains of the central mediterranean region and their tectonic evolution*. Boll. Geof. Teor. Appl., **36**: 103-125.
- LENTINI F., CARBONE S., CATALANO S. & GRASSO M. (1995) - *Principali elementi strutturali della Sicilia Nord-Orientale*. Studi Geologici Camerti, Vol. spec. 1995/2, 319-329.
- LENTINI F., CARBONE S., CATALANO S. & GRASSO M. (1996) - *Elementi per la ricostruzione del quadro strutturale della Sicilia orientale*. Mem. Soc. Geol. It., **51**: 179-195, 1 carta geol.
- LENTINI F., CARBONE S., CATALANO S., GRASSO M. & MONACO C. (1990) - *Principali elementi strutturali del thrust belt appenninico-maghrebide in Sicilia centro-orientale*. Mem. Soc. Geol. It., **45**: 495-502.
- LENTINI F., CARBONE S. & GRASSO M. (1984) - *Carta geologica della Sicilia sud-orientale*, scala 1:100.000. S.EL.CA., Firenze.
- LENTINI F., CARBONE S. & GUARNIERI P. (2006) - *Collisional and post-collisional tectonics of the Apenninic-Maghrebian Orogen (Southern Italy)*. In: Y. DILEK & S. PAVLIDES (Eds.), "Post-collisional Tectonics and Magmatism in the Eastern Mediterranean Region". Geological Society of America, Special Paper 409, 57-81.
- LENTINI F., CATALANO S. & CARBONE S. (2000) - *Note illustrative della carta geologica della Provincia di Messina*. Scala 1: 50.000. S.EL.CA. Ed., Firenze.
- LENTINI F., GRASSO M. & CARBONE S. (1987) - *Introduzione alla geologia della Sicilia e guida all'escursione*. In: F. LENTINI, M. GRASSO & S. CARBONE (Eds.): "Sistemi avanfossa-avampaese lungo la Catena Appenninico-Maghrebide". Convegno Soc. Geol. It., Naxos-Pergusa, Aprile 1987, 60 pp.
- LENTINI F. & VEZZANI L. (1978) - *Tentativo di elaborazione di uno schema strutturale della Sicilia orientale*. Mem. Soc. Geol. It., **19**: 495-500.
- LICKORISH H., GRASSO M., BUTLER R.W.H., ARGNANI A. & MANISCALCO R. (1999) - *Structural styles and regional tectonic setting of the "Gela Nappe" and frontal part of the Maghrebic thrust belt in Sicily*. Tectonics, **18**: 655-668.
- LOMBARDO G. (1985) - *The Catania earthquake of February 4, 1169*. In: D. POSTPISCHL (Ed.): "Atlas of isoseismal maps of Italian earthquakes". PFG-CNR, Quad. Ric. Scie., **114** (2A): 12-13, Bologna.
- LONGARETTI G. & ROCCHI S. (1990) - *Il magmatismo dell'avampaese ibleo (Sicilia orientale) tra il Trias e il Quaternario: dati stratigrafici e petrologici di sottosuolo*. Mem. Soc. Geol. It., **45**: 911-925.
- LONGARETTI G., ROCCHI S. & FERRARI L. (1991) - *Il magmatismo dell'avampaese ibleo (Sicilia orientale) tra il Trias e il Quaternario: dati di sottosuolo della Piana di Catania dal Pleistocene al Miocene medio*. Mem. Soc. Geol. It., **47**: 537-555.

- LONGHITANO S. & COLELLA A. (2007) - *Geomorphology, sedimentology and recent evolution of the anthropogenically modified Simeto River delta system (eastern Sicily, Italy)*. *Sedimentary Geology*, **194**: 195–221.
- LONGHITANO S. & ZANINI A. (2002) - *Sedimentary features and morphological prediction for the modern Simeto River Delta (eastern Sicily)*. *The Changing Coast*, **3**: 245-252.
- LONGHITANO S. & ZANINI A. (2006) - *Coastal Models and Beach Types in NE Sicily: How Does Coastal Uplift Influence be Beach Morphology?* Il Quaternario, Italian Jour. of Quaternary Sciences, **19** (1): 103-117.
- MACDONALD G.A. (1972) – *Volcanoes*. Prentice Hall Inc., Englewood Cliffs, 510 pp., N. Jersey.
- MAGRI L., MUCCIARELLI M. & ALBARELLO D. (1994) - *Estimates of site seismicity rates using ill-defined macroseismic data*. *Pageoph*, **143** (4): 617-632.
- MALATESTA A (1960) – *Malacofauna pleistocenica di Grammichele (Sicilia)*. *Mem. Descr. Carta Geol. d'Italia*, **12**: 1-392.
- 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.
- MANTOVANI E. (2005) – *Evolutionary reconstruction of the Mediterranean region: extrusion tectonics driven by plate convergence*. In: I.R. Finetti (Ed.): “CROP Deep Seismic exploration of the Mediterranean Region” Spec. Vol. Elsevier, **32**: 705-746.
- MANTOVANI E., ALBARELLO D., BABBUCCI D., TAMBURELLI C. & VITI M. (2002) – *Trench-Arc-Back Arc system in the Mediterranean area: examples of extrusion tectonics*. *J. of the Virtual Explorer*, **8**: 125-141.
- MANTOVANI E., ALBARELLO D., TAMBURELLI C., BABBUCCI D. & VITI M. (1997) – *Plate convergence, crustal delamination, extrusion tectonics and minimization of shortening work as main controlling factors of the recent Mediterranean deformation pattern*. *Annali Geofisica*, **40**: 611-643.
- MANTOVANI E., VITI M., BABBUCCI D. & TAMBURELLI C. (2007) – *Majorevidence on the driving mechanism of the Tyrrhenian-Apennines arc-trench-back arc system from CROP seismic data*. *Boll. Soc. Geol. It. (Italian J. Geosci.)*, **126**: 459-471.
- MARTINSON D.G., PISIAS N.G., HAYS J.D., IMBRIE J., MUORE J.R.T.C. & SHAKLETON N.J. (1987) – *Age dating and the orbital theory of ice ages: development of a high-resolution 0 to 300,000 years chronostratigraphy*. *Quat. Res.*, **27**: 1-29.
- MAUGERI PATANÈ G. (1928) – *Brachiopodi post-pliocenici delle marne a briozoi dei dintorni di Augusta (Sicilia)*. *Paleontografica Italica*, **29-30**: 89-128.
- MAUGERI PATANE G. (1932) - *Su alcune ossa di mammiferi quaternari in Contrada Batteria presso Augusta (Sicilia)*. *Atti Acc. Gioenia Sc. Nat*, ser. V, Vol. **XIX**.
- MAZZOLENI P. & SCRIBANO V. (1994) - *Preliminary geochemical information on selected upper-mantle and lower-crust xenoliths from Hyblean Plateau (South Eastern Sicily)*. *Miner. Petr. Acta*, **37**: 295-305.
- MCDONOUGH W.F. & SUN S.S. (1995) - *The composition of the Earth*. *Chem.*

- Geol., **120**: 223-253.
- MELETTI C., SLEJKO D. & VACCARI F. (2000) - *Confronti tra le stime di pericolosità sismica del territorio nazionale realizzate in ambito GNDT*. In: F. GALADINI, C. MELETTI & A. REBEZ (Eds.): "Ricerche del GNDT nel campo della pericolosità sismica (1996-1999)". CNR-GNDT, 275-290, Roma.
- Monachesi G., Peruzza L., Slejko D. & Stucchi M. (1994) - *Seismic hazard assessment using intensity point data*. Soil Dyn. Earthquake Eng., **13**: 219-226.
- MONACO C. (1997) - *Tettonica pleistocenica nell'area a sud dell'Etna (Sicilia orientale)*. Il Quaternario, **10**: 395-400.
- MONACO C. (2007) - *Lineamenti geologici e geomorfologici degli Iblei*. Atti del convegno "L'uomo negli Iblei" Ente Fauna Siciliana Noto (SR), 37-50.
- MONACO C., ANTONIOLI F., DE GUIDI G., LAMBECK K., TORTORICI L. & VERRUBBI V. (2004) - *Tectonic uplift and sea-level change during the Holocene in the Catania Plain (eastern Sicily)*. Quaternaria Nova, **7**: 171-185.
- MONACO C., BIANCA M., CATALANO S., DE GUIDI G. & TORTORICI L. (2002) - *Sudden change in the Late Quaternary tectonic regime in eastern Sicily: evidences from geological and geomorphological features*. Boll. Soc. Geol. It., **1**: 901-913.
- MONACO C. & TORTORICI L. (2000) - *Active faulting in the Calabrian Arc and eastern Sicily*. J. of Geodynamics, **29**: 407-424.
- MONCHARMONT ZEI M. (1960) - *Contributo alla conoscenza del Pleistocene della Sicilia*. Boll. Soc. Geol. Nat. Napoli, **69**: 141-185.
- MONGITORE A. (1743) - *Istoria cronologica de' terremoti di Sicilia*. In: "Della Sicilia Ricercata delle cose più memorabili", Tomo 2, pp. 345-445. Palermo.
- MONTANARI L. (1982) - *Modello deposizionale del Cretaceo e del Paleogene siracusano*. Rend. Soc. Geol. It., **5**: 57-60.
- MONTIGNY R., EDEL I.B. & THUIZAT R. (1981) - *Oligo-Miocene rotation of Sardinia: K-Ar ages and paleomagnetic data of Tertiary volcanics*. Earth and Planetary Sci. Letters, **54**: 261-271.
- MUCCIARELLI M., PERUZZA L. & CAROLI P. (2000) - *Tuning of seismic hazard estimated by means of observed site intensities*. J. Earth. Eng., **4**: 141-159.
- MULARGIA F., GASPERINI P. & TINTI S. (1987) - *A procedure to identify objectively active seismotectonic structures*. Boll. Geof. Teor. Appl., **19** (114): 147-164.
- MURRAY J.W. (1991) - *Ecology and paleoecology of benthic foraminifera*. Longman Scientific & Technical Ed.
- NORTH AMERICAN COMMISSION ON STRATIGRAPHIC NOMENCLATURE (1983) - *North American Stratigraphic Code*. A.A.P.G., **67**: 841-875.
- OGNIBEN L. (1969) - *Schema introduttivo alla geologia del confine calabro-lucano*. Mem. Soc. Geol. It., **8**: 453-763.
- ORTON G.J. & READING H.G. (1993) - *Variability of deltaic processes in terms of sediment supply, with particular emphasis on grain size*. Sedimentology, **40**: 475-512.
- PAMPALONI L. (1902) - *I resti organici nel disodile di Melilli, in Sicilia*. Paleont.

- Italica, T. 2, **8**: 121-130, Pisa.
- PASINI G. & COLALONGO M.L. (1994) – *Proposal for the erection of the Santernian/Emilian boundary-stratotype (lower Pleistocene) and new data on the Pliocene-Pleistocene boundary-stratotype*. Boll. Soc. Paleont. Ital., **33**: 101-120.
- PASQUARÉ G., ABBATE E., BOSI C., CASTIGLIONI G.B., MERENDA L., MUTTI E., OROMBELLI G., ORTOLANI F., PAROTTO M., PIGNONE M., POLINO R., PREMOLI SILVA I. & SASSI F.P. (1992) – *Carta geologica d'Italia – 1:50.000. Guida al Rilevamento*. Serv. Geol. Naz., Quad. s.III, **1**: 203 pp., Roma.
- PATACCA E., SCANDONE P., GIUNTA G. & LIGUORI V. (1979) - *Mesozoic paleotectonic evolution of the Ragusa zone (southern Sicily)*. Geologica Romana, **18**: 331-369.
- PEARCE J.A. (2008) - *Geochemical fingerprint of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust*. Lithos, **100**:14-48.
- PEDLEY H.M. (1981) – *Sedimentology and paleoenvironment of the southeast Sicilian Tertiary platform carbonates*. Sedimentary Geology, **28**: 273-291.
- PEDLEY H.M. & GRASSO M. (1992) – *Miocene syntectonic sedimentation along the western margins of the Hyblean-Malta Platform: a guide to plate margin processes in the Central Mediterranean*. J. Geodinamics, **15**: 19-37.
- PEDLEY H.M. GRASSO M., MANISCALCO R., BEHNICHE B., DI STEFANO A., GIUFFRIDA S. & STURIALE G. (2001) – *The sedimentology and palaeoenvironment of Quaternary temperate carbonates and their distribution around the northern Hyblean Mountains (SE Sicily)*. Boll. Soc. Geol. It., **121**: 233-255.
- PEDLEY H.M., GRASSO M., MANISCALCO R. & ESU D. (2007) – *The Monte Carrubba Formation (Messinian, Sicily): New light on basin-wide processes controlling sediment and biota distributions during the Palaeomediterranean-Mediterranean transition*. Palaeog. Palaeocl. Palaeoecol., **253**: 363-384.
- PERES J. & PICARD J. (1964) – *Nouveau manuel de bionomie bentique de la Mer Méditerranée*. Rec. Trav. St. Mar Endoume, **31**: 137 pp., Marsiglia.
- PONTE G. (1916) – *La formazione vulcanica sottomarina di Capo Passero*. Atti Acc. Gioenia Sc. Nat., Catania, s. V (14), **9**: 62 pp.
- PUNTURO R., KERN H., SCRIBANO V. & ATZORI P. (2000) - *Petrophysical and petrological characteristics of deep-seated xenoliths from the Hyblean Plateau, south-eastern Sicily, Italy: suggestions for a lithospheric model*. Mineral. Petrogr. Acta, **43**: 1 - 20.
- RAGUSA E. (1903) – *Struttura tettonica dei calcari di Modica*: Atti Acc. Gioenia Sc. Nat. Catania, **16** (4): 16 pp.
- REHAULT J.P., BOILLOT G. & MAUFFRET A. (1984) - *The Western Mediterranean Basin geological evolution*. Marine Geology, **55**: 447-477.
- RIGO M. & BARBIERI F. (1958) - *Stratigrafia pratica applicata in Sicilia*. Boll. Serv. Geol. d'It., **80**: 351-441.
- RIGO M. & CORTESINI A. (1961) - *Contributo alla conoscenza strutturale della Sicilia sud-orientale*. Boll. Soc. Geol. It., **81**: 349-369.
- RIO D., RAFFI I. & VILLA G. (1990) - *Pliocene-Pleistocene calcareous nannofossil*

- distribution patterns in the Western Mediterranean*. In: K.A. KASTENS, J. MASCLE, *et alii* (Eds.): “*Proceeding ODP Sc. Results*”, **107**: 513-533.
- RITTMANN A. (1958) - *Il meccanismo di formazione delle lave a pillows e dei cosiddetti tufi palagonitici*. Boll. Acc. Gioenia Sc. Nat., s. 4, **4**: 318-322.
- RITTMANN A. (1973) - *Lave a pillow ed ialoclastiti*. Rend. Soc. Ital. Mineral. Petrol., **29**: 397—412.
- ROCCHI S., LONGARETTI G. & SALVADORI M. (1998) - *Subsurface Mesozoic and Cenozoic magmatism in south-eastern Sicily: distribution, volume and geochemistry magmas*. Acta Vulcanol., **10**: 395-408.
- ROCCO T. (1959) – *Gela in Sicilia. Un singolare campo petrolifero*. Riv. Min. Sic., **10**: 167-188.
- RODA C. (1965) – *La sezione stratigrafica pleistocenica di Niscemi (Caltanissetta)*. Atti Acc. Gioenia Sc. Nat., Catania, s. 6, **17**: 37-62.
- ROMANO R. & VILLARI L. (1973) – *Caratteri petrologici e magmatologici del vulcanismo ibleo*. Rend. Soc. It. Min. Petr. **29** (2): 453-484.
- ROYDEN L.H. (1993) – *Evolution of retreating subduction boundaries formed during continental collision*. Tectonics, **12**: 629-638.
- R. UFFICIO GEOLOGICO (1885) - *Carta geologica d'Italia, a scala 1.100.000: Foglio 274 Siracusa*. Direttore G.G. GEMMELLARO; Rilevato da R. TRAVAGLIA e M. CASSETTI (1877-1882). Istituto Geografico Militare, Firenze.
- RUGGIERI G. (1959) – *Geologia della zona costiera di Torre Vendicari (Sicilia sud-orientale)*. Riv. Min. Sic., **10**: 12 pp.
- RUGGIERI G. (1973) – *La malacofauna del Pleistocene inferiore di Casa Schifo presso Gela (Sicilia)*. Boll. Ser. Pal. It., **12** (2): 158-165.
- RUGGIERI G. & GRECO A. (1965) – *Studi geologici e paleontologici su Capo Milazzo con particolare riguardo al Milazziano*. Geologica Romana, **4**: 41-88.
- RUGGIERI G. & SPROVIERI R. (1978) - *A revision of Italian Pleistocene stratigraphy*. Geologica Romana, **16**: 131-140.
- RUGGIERI G., SPROVIERI R. & UNTI M. (1979a) – *Evidenze della trasgressione dell'Emiliano (Pleistocene inferiore) nella Sicilia orientale*. Boll. Soc. Geol. It., **98**: 469-473.
- RUGGIERI G., SPROVIERI R., UNTI M. & MORONI M.A. (1979b) – *Indagini batimetriche sulle argille pleistoceniche (Siciliano) di Primosole (Siracusa)*. Nat. Siciliana, **3**: 119-129.
- RUGGIERI G. & UNTI M. (1974) – *Pliocene e Pleistocene nell'entroterra di Marsala*. Boll. Soc. Geol. It., **93**: 723-733.
- RUGGIERI G. & UNTI M. (1977) – *Il Quaternario del Pianoro di S. Margherita di Belice (Sicilia)*. Boll. Soc. Geol. It., **96**: 803-812.
- RUGGIERI R., GRASSO M., MANISCALCO R. & STURIALE G. (2008) - *Evolution of Karstic phenomena in the Hyblean Plateau*. In: “Tethys to Mediterranean: a journey of geological discovery”. Meeting in Memory of A. Di Grande e M. Grasso. Catania 3rd-5th June, 2008. Abstract book, p. 97.
- RUGGIERI R., MANISCALCO R. & GRASSO M. (2004) – *Variazioni eustatiche pleistoceniche e carsismo nell'area del Graben dell'Anapo (Sicilia SE)*.

- Speleologia Iblea, **12**: 53-60.
- SAPIENZA G., HILTON D.R. & SCRIBANO V. (2005) - *Helium isotopes in peridotite mineral phases from Hyblean Plateau xenoliths (south-eastern Sicily, Italy)*. Chem. Geol., **219**: 115-129.
- SAPIENZA G. & SCRIBANO V. (2000) - *Distribution and representative whole-rock chemistry of deep-seated xenoliths from the Iblean Plateau, South-Eastern Sicily, Italy*. Periodico di Mineralogia, **69**: 185-204
- SARTORI R., COLALONGO M.L., GABBIANELLI G., BONAZZI C., CARBONE S., CURZI P.V., EVANGELISTI D., GRASSO M., LENTINI F., ROSSI S. & SELLI L. (1991) - *Note stratigrafiche e tettoniche sul rise di Messina (Ionio nord-occidentale)*. Giornale di Geologia, **53**: 49-64.
- SCANDONE P. (1979) - *Origin of the Tyrrhenian Sea and Calabrian Arc*. Boll. Soc. Geol. It., **98**: 27-34.
- SCANDONE P., PATACCA E., RADOICIC R., RYAN W.B.F., CITA M.B., RAWSON M., CHEZAR H., MILLER E., MCKENZIE J. & ROSSI S. (1981) - *Mesozoic and Cenozoic rocks from Malta Escarpment (Central Mediterranean)*. A.A.P.G. Bull., **65**: 1299-1319.
- SCHMIDT DI FRIEDBERG P. (1964-1965) - *Litostratigrafia petrolifera della Sicilia*: Rivista Mineraria Siciliana, v. **88/90**: 188-217; v. **91/93**: 73-140.
- SCHMINCKE H.U., BEHNCKE B., GRASSO M. & RAFFI S. (1997) - *Evolution of the northwestern Iblean Mountains, Sicily: uplift, Pliocene/Pleistocene sea-level changes, paleoenvironment, and volcanism*. Geol. Rundsch., **86**: 637-669.
- SCRIBANO V. (1987) - *The harzburgite xenoliths in a quaternary basanitoid lava near scordia (Hyblean Plateau)*. Rend Soc. Ital. Mineral. Petrol., **41**: 245-255.
- SCRIBANO V. (1988a) - *The ultramafic and mafic nodule suite in a tuff-breccia pipe from Cozzo Molino (Hyblean Plateau -SE Sicily)*. Rend Soc. Ital. Mineral. Petrol., **42**: 203-217.
- SCRIBANO V. (1988b) - *Petrological notes on lower-crustal nodules from Hyblean Plateau (Sicily)*. Periodico di Mineralogia, **57**: 41-52.
- SCRIBANO V., IOPPOLO S. & CENSI P. (2006b) - *Chlorite/smectite-alkali feldspar metasomatic xenoliths from Hyblean Miocene diatremes (Sicily, Italy): evidence for early interaction between hydrothermal brines and ultramafic/mafic rocks at crustal levels*. Ofioliti, **31**: 161-171.
- SCRIBANO V., SAPIENZA G., BRAGA R. & MORTEN L. (2006a) - *Gabbroic xenoliths in tuff-breccia pipes from the Hyblean Plateau: insights into the nature and composition of the lower crust underneath South-Eastern Sicily, Italy*. Mineral. Petrol., **86**: 63-88.
- SCRIBANO V., VICCARO M., CRISTOFOLINI R. & OTTOLINI L. (2008) - *Metasomatic events recorded in ultramafic xenoliths from the Hyblean area (Southeastern Sicily, Italy)*. Mineral. and Petrol., **95**: 325-250.
- SHERIDAN M.F. & WOHLTZ K.H. (1981) - *Hydrovolcanic Explosions: the systematics of water-pyroclast equilibration*. Science, n. 4501, **212**: 1387-1389.
- SELLI R. & FABBRI A. (1971) - *Tyrrhenian: a Pliocene deep sea*. Rend. Sci. Fis.

- Mat. Nat., **50**: 95-118.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1973) – *Foglio 652 Capo Passero alla scala 1:50.000*.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (2009) – *Foglio 634 Catania della Carta Geologica d'Italia, scala 1:50.000*. Coordinatore e Direttore del Rilevamento F. LENTINI; Note Illustrative a cura di S. CARBONE, S. BRANCA & F. LENTINI, 167 pp., A.T.I. (Eds.).
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (2010) – *Foglio 633 Paternò della Carta Geologica d'Italia, scala 1:50.000*, Coordinatore F. LENTINI; Direttori dei Rilevamenti S. CARBONE, S. BRANCA; Note Illustrative a cura di S. CARBONE, F. LENTINI & S. BRANCA, 160 pp., A.T.I. (Eds.).
- SGARELLA F. & MONTCHARMONT-ZEI M. (1993) - *Benthic foraminifera of the Gulf of Naples (Italy): systematics and autoecology*. Boll. Soc. Paleont. It., **32** (2): 145-264.
- SLEJKO D., PERUZZA L. & REBEZ A. (1998) - *Seismic hazard maps of Italy*. Ann. Geofis., **41** (2): 183-214.
- SPROVIERI R., BONOMO S., CARUSO A., DI STEFANO A., DI STEFANO E., FORESI L.M., IACCARINO S.M., LIRER F., MAZZEI R. & SALVATORINI G. (2002) – *An integrated calcareous plankton biostratigraphic scheme and biochronology for the Mediterranean middle Miocene*. Riv. It. Paleont. Strat., **108** (2): 337-353.
- Stramondo A. (1958) – *Il Neocomiano di Monte Boschitello presso Licodia Eubea (prov. Catania)*. Boll. Acc. Gioenia Sc. Nat. Catania, s. 4, **4**: 175-183.
- STUCCHI M., CAMASSI R., ROVIDA A., LOCATI M., ERCOLANI E., MELETTI C., MIGLIAVACCA P., BERNARDINI F. & AZZARO R. (2007) - *DBMI04 il database delle osservazioni macrosismiche dei terremoti italiani utilizzate per la compilazione del catalogo parametrico CPTI04*. <http://emidius.mi.ingv.it/DBMI04/> Quaderni di Geofisica, **49**: pp.38.
- STURIALE G. (2000) - *Rapporti tra vulcaniti e sedimenti del Plio-Quaternario, nel quadro dell'evoluzione tettono-sedimentaria del margine settentrionale dell'avampaese ibleo*. Tesi di dottorato, Univ. Catania.
- TAPPONIER P. (1977) – *Evolution Tectonique du système alpin en Méditerranée: poinconnement et écrasement rigide-plastique*. Bull. Soc. Geol. France, **19**: 437-460.
- TONARINI S., D'ORAZIO M., ARMIENTI P., INNOCENTI F. & SCRIBANO V. (1996) – *Geochemical features of eastern Sicily lithosphere as probed by Hyblean xenoliths and lavas*. European. J. Miner., **8**: 1153-1173.
- TORELLI L., GRASSO M., MAZZOLDI G. & PEIS D. (1998) - *Plio-Quaternary tectonic evolution and structure of the Catania foredeep, the northern Hyblean Plateau and the Ionian shelf (SE Sicily)*. Tectonophysics, **298**: 209-221.
- TRAVAGLIA R. (1880a) – *La sezione di Licodia Eubea e la serie dei terreni nella regione SE della Sicilia*. Boll. R. Com. Geol. Ital., **11** (5-6), Roma.
- TRAVAGLIA R. (1880b) – *La sezione di Licodia Eubea e la serie dei terreni nella regione SE della Sicilia*. Nota II. Boll. R. Com. Geol. Ital., **11** (11-12), Roma.
- TREVISAN L. (1935) - *Primi risultati di revisioni geologiche nella Sicilia sud-*

- orientale*. Ass. Miner. Sicilia, **13**: 8 pp.
- TRINGALI S. & LA ROSA R. (1993) - *Siracusa e la sua provincia, Provincia Regionale di Siracusa*, L.C.T. (Ed.), 174 pp.
- TRONCHETTI G. & CAMOIN G. (1986) - *Foraminifères et rudistes du Campanien de la région de Priolo (Sicile sud-orientale). Biostratigraphie et paléoenvironnements* - Cahiers de Micropaléontologie, vol. **1**, n. 1 et 2: 67-75.
- TRUA T., ESPERANÇA S. & MAZZUOLI R. (1998) - *The evolution of the lithospheric mantle along the N. African plate: geochemical and isotopic evidence from the tholeiitic and alkaline volcanic rocks of the Hyblean Plateau, Italy*. Contrib. Mineral. Petrol., **131**: 307-322.
- TRUA T., LAURENZI M.A. & ODDONE M. (1997) - *Geochronology of the Plio-Pleistocene Hyblean volcanism (SE Sicily): new $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ data*. Acta Vulcanol., **9** (1-2): 167-176.
- UFFICIO IDROGRAFICO REGIONALE (2007) - *Progetto pilota per la lotta alla desertificazione nella Regione Sicilia*. Palermo.
- VALENSISE G. & D'ADDEZIO G. (1994) - *Il contributo della geologia di superficie all'identificazione della strutture sismogenetiche della Piana di Gioia Tauro*. ING Publications, **559**: 34 pp.
- VALENSISE G. & PANTOSTI D. (1992) - *A 125 Kyr-long geological record of seismic source repeatability: in the Messina Straits (southern Italy) and the 1908 earthquake*. Terra Nova, **44**: 472-483.
- VALENSISE G. & PANTOSTI D. (2001) - *The investigation of potential earthquake sources in peninsular Italy: a review*. Journal of Seismology, **5**: 287-306.
- VENZO S. & PELOSIO G. (1963) - *La malacofauna tortoniana del Colle di Vigoleno (Preappennino piacentino)*. Paleont. Italica, **58**: 42-213.
- VILLARI L. (1973) - *Carta geologica del Complesso eruttivo dei Monti Iblei (Sicilia Orientale)*, scala 1:75.000. L.A.C., Firenze.
- WALKER G.P.L. (1971) - *Compound and simple lava flows and flood basalts*. Bull. Volcanol., **35**: 579-590.
- WEZEL F.C. (1965) - *Geologia della Tavoletta Mirabella Imbaccari (Prov. di Catania, Caltanissetta ed Enna, F. 272, I NE)*. Boll. Soc. Geol. It., **84**: 1-35.
- WEZEL F.C. (1967) - *"I terreni quaternari del substrato dell'Etna"*. Atti Acc. Gioienna Sc. Nat. Catania, **6**: 271-281.
- WILLIAMS H. & MCBIRNEY A.R. (1979) - *Volcanology*. Freeman Cooper, 397 pp., San Francisco.
- WOHLETZ K.H. & SHERIDAN M.F. (1979) - *A model of pyroclastic surge*. In: C.E. CHAPIN & W.E. ELSTON (Eds.): *"Ash-flow tuff"*. Geol. Soc. of America, special paper, **180**: 177-194.
- ZIBROWIUS H. (1976) - *Les Scléractiniaux de la Méditerranée et de l'Atlantique nord-oriental*. These Un. D'Aix-Marseille, 302 pp.

PROGETTO
CARG