



ISPRA

Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale

SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA

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

NOTE ILLUSTRATIVE

della

CARTA GEOLOGICA D'ITALIA

alla scala 1:50.000

foglio 571

CROTONE

A cura di:

**M. Zecchin⁽¹⁾, S. Ceramicola⁽¹⁾, D. Civile⁽¹⁾, G. Sturiale⁽²⁾,
R. Ramella⁽¹⁾, C. Roda⁽³⁾ (+)**

Con contributi di:

**J. Centonze⁽¹⁾, M. Coste⁽¹⁾, A. Cova⁽¹⁾, S. Critelli⁽⁴⁾, M. Deponte⁽¹⁾,
A. Di Stefano⁽²⁾, P. Diviaccio⁽¹⁾, R. Dominici⁽⁴⁾, E. Forlin⁽¹⁾, E. Gordini⁽¹⁾,
R. Maniscalco⁽²⁾, F. Muto⁽⁵⁾**

(1) - Istituto Nazionale di Oceanografia e geofisica Sperimentale, OGS - Trieste (2) - Dipartimento di Scienze Biologiche, Geologiche e Ambientali, Università di Catania (3) - Dipartimento di Chimica, Fisica e Ambiente, sezione di Georisorse e Territorio, Università di Udine (4) - Dipartimento di Biologia, Ecologia e Scienze della Terra, Università della Calabria (5) - Dipartimento di Ingegneria per l'Ambiente e il Territorio e Ingegneria Chimica, Università della Calabria

Ente realizzatore



UNIVERSITA' DEGLI STUDI DI UDINE

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

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

*Responsabile del Progetto CARG per l'Università degli Studi di Udine:
C. Roda (†)*

PER IL SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA - ISPRA:

Revisione scientifica:

R. Bonomo, E. La Posta, M. Marino, M. Rossi (aree emerse)

S. D'Angelo, A. Fiorentino (aree sommerse)

Coordinamento cartografico:

D. Tacchia (coord.), **V. Pannuti**

Revisione informatizzazione dei dati geologici:

L. Battaglini, R. Caria, M. Rossi (ASC)

Coordinamento editoriale:

D. Tacchia, V. Pannuti

PER L'UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI UDINE:

*Informatizzazione dei dati geologici, allestimento editoriale e
cartografico:*

A. Marchesini (Dipartimento di Chimica, Fisica e Ambiente, sezione
di Georisorse e Territorio)

Gestione tecnico-amministrativa del Progetto CARG:

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

G. Martelli - Dipartimento di Chimica, Fisica e Ambiente, sezione di
Georisorse e Territorio - Università degli Studi di Udine

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

INDICE

I	- INTRODUZIONE	pag. 5
II	- STUDI PRECEDENTI	» 9
III	- INQUADRAMENTO GEOLOGICO	» 11
IV	- GEOMORFOLOGIA	» 15
V	- STRATIGRAFIA	» 19
1.	- GENERALITÀ	» 19
2.	- UNITÀ DEL BACINO CROTONESE	» 20
2.1.	- ARENARIA DI SCANDALE	» 20
2.2.	- ARGILLA MARNOSA DI CUTRO	» 24
3.	- DEPOSITI MARINI TERRAZZATI	» 28
3.1.	- SINTEMA DEL LAGO DI SANT'ANNA	» 28
3.1.1.	- <i>Facies, ambienti di sedimentazione e ciclicità</i>	» 31
3.2.	- SINTEMA DI SOVERITO	» 38
3.3.	- SINTEMA DI CAPO CIMITI	» 39
3.3.1.	- <i>Facies, ambienti di sedimentazione e ciclicità</i>	» 39
4.	- DEPOSITI OLOCENICI	» 44
4.1.	- SABBIE DUNARI DI MARINELLA	» 44
4.2.	- DEPOSITI LITORALI TERRAZZATI	» 45
4.3.	- DEPOSITI ALLUVIONALI TERRAZZATI	» 45
4.4.	- DEPOSITI ALLUVIONALI RECENTI	» 45
4.5.	- DEPOSITI ALLUVIONALI ATTUALI	» 46
4.6.	- DEPOSITI DI SPIAGGIA	» 46
4.7.	- DEPOSITI DI VERSANTE	» 46
4.8.	- DEPOSITI DI FRANA	» 47
4.9.	- DEPOSITI ANTROPICI	» 47
4.10.	- DEPOSITI DI DISCARICA	» 47
VI	- TETTONICA	» 49
VII	- GEOLOGIA APPLICATA	» 53
VIII	- AREE DI INTERESSE PALEONTOLOGICO E ARCHEOLOGICO	» 55

IX	- SISMICITÀ STORICA E STRUMENTALE	»	57
X	- ESPLORAZIONE PER RICERCA DI IDROCARBURI	»	61
XI	- PROSPEZIONI SISMICHE	»	63
XII	- GEOLOGIA DELLE AREE MARINE	»	69
1.	- DATI E STRUMENTAZIONE.....	»	69
2.	- CRITERI DI CARTOGRAFIA GEOLOGICA.....	»	71
3.	- CARATTERI FISIOGRAFICI DELLE AREE SOMMERSE.....	»	71
4.	- CARATTERE ACUSTICO DEI DEPOSITI SUPERFICIALI ...	»	74
5.	- AMBIENTI DEPOSIZIONALI.....	»	77
6.	- TETTONOSTRATIGRAFIA.....	»	78
	RINGRAZIAMENTI	»	81
	BIBLIOGRAFIA	»	83
	EXTENDED ABSTRACT	»	89

I - INTRODUZIONE

Il Foglio 571 “Crotone” della Carta Geologica d’Italia alla scala 1:50.000 è stato realizzato nell’ambito del Progetto CARG, tramite l’Accordo di Programma tra il Servizio Geologico Nazionale (ora ISPRA), il CNR di Cosenza e il Dipartimento di Georisorse e Territorio (ora Dipartimento di Chimica, Fisica e Ambiente) dell’Università di Udine.

Il Foglio interessa un tratto della costa ionica comprendente la città di Crotone ed il suo entroterra. L’area corrisponde al settore centrale del depocentro neogenico noto nella letteratura geologica come Bacino Crotonese, qui caratterizzato prevalentemente da estesi e spessi depositi pelitici marini profondi di età plio-pleistocenica.

Il Bacino Crotonese è stato oggetto, tra le due guerre, di campagne di rilevamenti geologici per ricerche minerarie (idrocarburi, zolfo, salgemma). A partire dagli anni ’50 si sono intensificate le indagini per ricerca di idrocarburi, indagini che hanno interessato anche l’area del Foglio “Crotone”.

Oltre ai depositi pelitici marini profondi, nell’area compresa nel Foglio, sono presenti anche unità arenacee e conglomeratiche, alcune delle quali costituite da depositi che coprono estese superfici terrazzate. Le località poste nel tratto sud-orientale del Foglio, nei pressi della costa, sono molto note nella letteratura geologica. Infatti in località Vrica affiora la sezione tipo del Calabriano (GIGNOUX, 1910), all’interno della quale è stato definito lo stratotipo (GSSP) del limite Pliocene - Pleistocene (AGUIRRE & PASINI, 1985). Con la recente definizione formale del sistema Quaternario da parte dell’IUGS, lo stratotipo è stato ridefinito come limite tra i piani Gelasiano e Calabriano all’interno del Pleistocene inferiore (FINNEY, 2010).

Al largo della costa, invece, vi è una nota area in cui viene effettuata l’estrazione di gas da depositi miocenici (*Luna field*).

La misura di numerose sezioni stratigrafiche, prevalentemente in corrispondenza dei depositi dei terrazzi marini e continentali, ha portato ad interessanti risultati in campo sia sedimentologico-stratigrafico, sia paleontologico, che hanno evidenziato una certa variabilità negli ambienti deposizionali, dovuta a fattori locali. I rilievi per la parte emersa sono stati effettuati seguendo le Linee Guida del Progetto CARG nei Quaderni del Servizio Geologico d'Italia serie III (SERVIZIO GEOLOGICO NAZIONALE, 1992, 2009). I depositi terrazzati sono stati classificati facendo riferimento alle *Unconformity Bounded Stratigraphic Units* (UBSU), definite in base alla presenza di due discontinuità limite significative e dimostrabili, come raccomandato nel Quaderno 1, serie III (SERVIZIO GEOLOGICO NAZIONALE, 1992).

Il Foglio 571 include una porzione molto ampia di area marina (circa il 50% del Foglio) che si estende dall'area prospiciente il delta del Fiume Neto fino a Capo Colonna. L'area marina include un ambiente di piattaforma relativamente vasto (larghezza massima di 7 km) e un ambiente di scarpata continentale che include la porzione sud della testata del Delta del Neto, il Canyon dell'Esaro e i suoi tributari.

Lo *shelf break*, quando visibile, si trova ad una profondità di circa 80-120 m. La porzione di scarpata presente nel Foglio non supera i 5° di gradiente ed è caratterizzata dalla morfologia ondulata dell'Alto di Luna. L'interpretazione delle aree marine è fornita nel capitolo "Geologia delle aree marine" e illustrata nelle figure fuori testo.

Il rilevamento della parte marina, non previsto nell'Accordo di programma stipulato ex lege 226/99 tra il Servizio Geologico d'Italia e il CNR-IRI di Cosenza/Università di Udine, è stato messo a disposizione a titolo gratuito, a completamento della conoscenza geologica di Foglio. tale rilevamento è stato realizzato con contratto tra il Dipartimento di Georisorse e Territorio (ora Dipartimento di Chimica, Fisica e Ambiente) dell'Università di Udine e Istituto Nazionale di Oceanografia e di Geofisica Sperimentale - OGS, Trieste, al di fuori del Progetto CARG. Tuttavia i dati presentati non consentono una cartografia delle aree sommerse conforme alle linee guida del Progetto. Per questo motivo l'area marina rilevata non viene rappresentata nel campo carta del Foglio, ma in una carta accessoria riguardante le sole aree sommerse.

L'acquisizione di dati geofisici sulla piattaforma continentale è stata realizzata con personale e strumentazione OGS a bordo dell'imbarcazione Joshua nell'ottobre del 2009.

L'acquisizione, il *processing* e l'interpretazione dei dati acquisiti nella Calabria ionica (dati MBES SBP e MCS) relativa ai fogli 554 "Crucoli", 562 "Cirò", 571 "Crotone" e 577 "Isola di Capo Rizzuto", è stata finanziata dall'OGS e dall'Università di Udine nell'ambito dei seguenti progetti (utilizzando la nave da ricerca OGS Explora e personale e strumentazioni OGS):

- MAGIC: *Marine Geohazards along the Italian Coasts* (campagna MAGIC Explora 0409. Responsabile scientifico: Silvia Ceramicola, OGS)
- CARG: Cartografia Geologica d'Italia (campagna CARG Joshua 2009. Responsabile scientifico: Emiliano Gordini e Silvia Ceramicola, OGS)

- WGDТ: *Morphology and Architecture of the Western Portions of the Gulf of Taranto: a Study of Submarine Instability in a Tectonically Active Margin* (campagna WGDТ Explora 2005). Responsabile scientifico: Salvatore Critelli, Università della Calabria

- MESC: *Morphology and Evolution of the submarine canyon in the Ionian margin of Calabria*. Responsabile scientifico: Ester Colizza, Università di Trieste).

Per quanto riguarda la parte a terra, la redazione e la stesura delle presenti Note Illustrative sono a cura di M. Zecchin, D. Civile, G. Sturiale e C. Roda.

Inoltre hanno fornito contributi: A. Di Stefano, R. Maniscalco e M. Caffau per la biostratigrafia a foraminiferi e nannofossili calcarei.

Per quanto riguarda la parte a mare, la redazione e la stesura delle Note sono a cura di S. Ceramicola, M. Zecchin, R. Ramella, C. Roda; la suddivisione del lavoro tra i partecipanti dell'unità di ricerca OGS è stata la seguente:

Coordinamento: Silvia Ceramicola, Massimo Zecchin, Riccardo Ramella

Interpretazione: Silvia Ceramicola, Massimo Zecchin, Marianne Coste

Elaborazione: Edy Forlin, Michele Deponte

Acquisizione: Emiliano Gordini, Michele Deponte

Supporto informatico: Jaques Centonze e Paolo Diviacco

PROGETTO

CARG

II - STUDI PRECEDENTI

Le prime conoscenze geologiche sul Bacino Crotonese derivano dalla Carta Geologica d'Italia alla scala di 1:100.000, rilevata tra il 1886 ed il 1890 da Cortese, Aichino e Novarese, e dalle relative memorie descrittive (CORTESE, 1895; REGIO UFF. GEOL., 1900-1901).

GIGNOUX (1913) descrive le formazioni plioceniche e quaternarie dell'Italia meridionale e della Sicilia, riunendo per il Bacino Crotonese tutti i depositi post messiniani nelle "Argille del Marchesato", segnalando che esse comprendono anche il limite Pliocene-Quaternario. Ulteriori informazioni sul Bacino Crotonese, essenzialmente finalizzate alle attività di esplorazione per l'individuazione di giacimenti di idrocarburi si devono a MIGLIORINI (1952) ed a BRONZINI (1959).

Il primo lavoro di dettaglio sul Bacino Crotonese è il frutto dell'attività di prospezione per l'individuazione di giacimenti di zolfo ed è dovuto a OGNIBEN (1955), il quale ricostruisce con dettaglio la stratigrafia; RODA (1964a,b; 1965a,b,c) approfondisce lo studio dell'evoluzione paleogeografica del bacino e analizza in dettaglio la geologia di un'area del settore nord-occidentale del bacino.

Uno studio specifico sui sedimenti più recenti della successione del bacino ("molassa di S. Mauro") è stato fornito da DI GRANDE (1967).

Dopo una pausa di una ventina d'anni, il decennio che va dal 1990 ed il 2000 vede la pubblicazione di una serie di risultati scientifici di dettaglio da Van Dijk e colleghi (VAN DIJK, 1990, 1991; VAN DIJK & OKKES, 1990, 1991; VAN DIJK & SCHEEPERS, 1995; VAN DIJK *et alii*, 1998; VAN DIJK *et alii*, 2000) e da MORETTI (1993), che illustrano la successione del bacino e ne ricostruiscono le storia evolutiva collegata alle varie fasi deformative che hanno accompagnato la deposizione. I successivi studi di RIO *et alii* (1996), MASSARI *et alii* (1999, 2002), ZECCHIN *et alii* (2003a,b, 2004a), MELLERE *et alii* (2005), ZECCHIN (2005), ZECCHIN *et alii* (2006) e MASSARI *et alii* (2007) approfondiscono aspetti sedimentologici, biostratigrafici, stratigrafico-sequenziali e le relazioni fra tettonica e sedimentazione della successione plio-pleistocenica del bacino.

Per quanto riguarda la parte marina prospiciente le aree rilevate, uno tra i primi studi basati su dati sismici è quello di ROSSI & SARTORI (1981) e SARTORI 2003, mentre i recenti lavori di DEL BEN *et alii* (2008), MINELLI & FACCENNA (2010), POLONIA *et alii* (2011) e CAPOZZI *et alii* (2012) approfondiscono gli aspetti strutturali e geodinamici. PERRI *et alii* (2012) ricostruisce i *pathway* sedimentari terra-mare nel tardo Quaternario lungo il margine calabro-ionico. ROVERI *et alii* (1992) invece ricostruiscono la stratigrafia e l'evoluzione dell'area produttiva di Luna, posta di fronte a Crotona, mentre ZECCHIN *et alii* (2011) effettuano uno studio delle superfici terrazzate e delle scarpate sommerse presso il margine della piattaforma sulla base di dati Chirp. CERAMICOLA *et alii* (2013a) illustrano i principali processi deposizionali sottomarini legati a *mass wasting* nel margine calabro ionico e le conseguenti pericolosità che questi possono rappresentare per le porzioni di fondo mare di piattaforma e scarpata. Lo studio di CERAMICOLA *et alii* (2014) invece è finalizzato alla caratterizzazione geologica e geofisica dei vulcani di fango identificati nel prisma di accrezione calabro, alla ricostruzione della loro recente attività nonché alla relazione di quest'ultima con la geodinamica del prisma.

III - INQUADRAMENTO GEOLOGICO

Il territorio compreso nel Foglio 571 “Crotone” fa parte dell’unità geologica nota nella letteratura come Bacino Crotonese, compreso tra il margine orientale della Sila ed il Mare Ionico (Fig. 1).

Il Bacino Crotonese consiste in un depocentro riempito da sedimenti che variano dal continentale al marino profondo, di età compresa tra il Serravalliano ed il Pleistocene, organizzati in cicli tettono-sedimentari maggiori e minori (RODA, 1964a; VAN DIJK, 1990, 1991; MASSARI *et alii*, 2002; ZECCHIN *et alii*, 2003a,b, 2004a, 2006; MELLERE *et alii*, 2005; ZECCHIN, 2005). Il bacino è delimitato a nord-est ed a sud-ovest da due zone di taglio sinistre orientate NO-SE (Rossano-San Nicola a nord e Petilia-Sosti a sud, Fig. 1), ed il suo sviluppo è stato messo in relazione alla migrazione verso sud-est dell’Arco Calabro, con la conseguente subduzione della crosta ionica e l’apertura del Bacino Tirrenico, a partire dal Serravalliano/Tortoniano (MALINVERNO & RYAN, 1986; MEULENKAMP *et alii*, 1986; REHAULT *et alii*, 1987; PATACCA *et alii*, 1990; VAN DIJK, 1990, 1991; VAN DIJK & OKKES, 1990, 1991; KNOTT & TURCO, 1991; VAN DIJK & SCHEEPERS, 1995; MATTEI *et alii*, 2002). Oggi il Bacino Crotonese è interpretato come parte di un più ampio bacino di avancarco (*Ionian forearc basin*), posto internamente rispetto al prisma d’accrezione dell’Arco Calabro (BONARDI *et alii*, 2001; ZECCHIN *et alii*, 2004a).

La storia deposizionale del Bacino Crotonese è stata prevalentemente accompagnata da un locale regime distensivo, collegato all’estensione che caratterizza l’area di avancarco, come testimoniato dallo sviluppo di bacini controllati dall’attività di faglie normali sinsedimentarie durante il Plio-Pleistocene (MORETTI, 1993; MASSARI *et alii*, 2002; ZECCHIN *et alii*, 2003a, 2004a, 2006). Questo regime distensivo è stato però interrotto episodicamente da eventi deformativi con componente compressiva, probabilmente legati all’attivazione in senso transpressivo delle zone di taglio NO-SE, durante il Messiniano, tra lo Zancleano e il Piacenziano

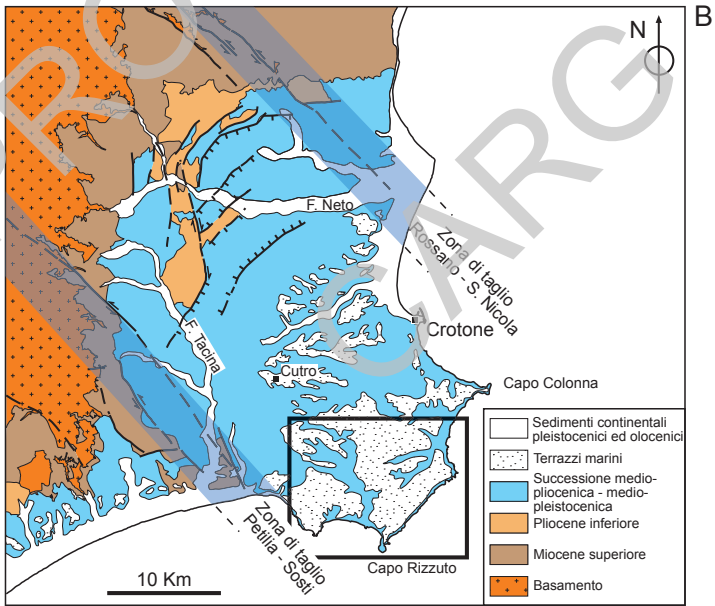
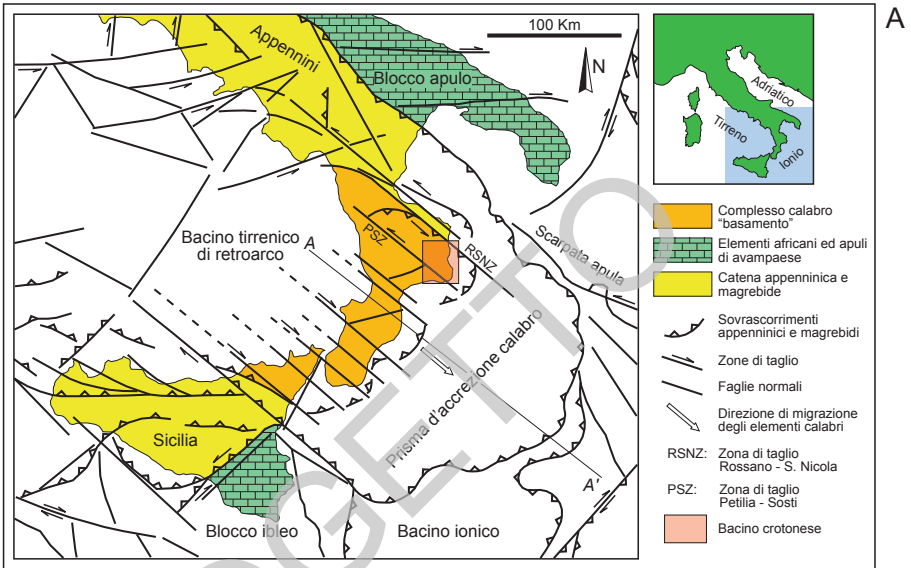


Fig. 1 - Mappa strutturale dell'arco calabro (A) e carta geologica semplificata del Bacino di Crotona (B). L'area oggetto del rilevamento è quella riquadrata in B. Si notino le zone di taglio NO-SE che interessano l'Arco Calabro (modificato da VAN DIJK & OKKES, 1991; VAN DIJK et alii, 1998; ZECCHIN et alii, 2003b).

e il Pleistocene medio (RODA, 1964a; VAN DIJK, 1990, 1991; VAN DIJK & OKKES, 1990, 1991; VAN DIJK *et alii*, 1998, 2000; MASSARI *et alii*, 2002; ZECCHIN *et alii*, 2004a). Altri eventi minori sono registrati all'interno della successione. Queste fasi deformative hanno determinato sollevamenti generalizzati e la formazione di discordanze (RODA, 1964a; VAN DIJK, 1990; ZECCHIN *et alii*, 2003a, 2004a).

A partire dal Pleistocene medio, dopo la deposizione di depositi sabbioso-siltosi che passano rapidamente a sabbie e microconglomerati rossastri di spiaggia ("Formazione di San Mauro"; RODA, 1964a; DI GRANDE, 1967), l'Arco Calabro è stato sottoposto ad un cospicuo sollevamento che ha portato all'emersione di vari bacini, compreso quello Crotonese. Nel crotonese il sollevamento è testimoniato da alcuni ordini di terrazzi marini, già segnalati da GIGNOUX (1913), e poi da RUGGIERI (1941, 1948). Più recentemente questi terrazzi sono stati oggetto di dettagliati studi da parte di BELLUOMINI *et alii* (1987), GLIOZZI (1987), COSENTINO *et alii* (1989), PALMENTOLA *et alii* (1990), MAUZ & HASSLER (2000), ZECCHIN *et alii* (2004b) e NALIN *et alii* (2007). Questi Autori hanno riconosciuto vari ordini di terrazzi ma non c'è accordo sul loro numero e sulla loro età. Ciononostante, gli studi più recenti attribuiscono al terrazzo più antico un'età di circa 200 ka B.P. (stadio isotopico 7), mentre i successivi vanno dal Tirreniano (stadio isotopico 5e, circa 125 ka B.P.) fino a circa 50 ka B.P. (GLIOZZI, 1987; COSENTINO *et alii*, 1989; ZECCHIN *et alii*, 2004b; NALIN *et alii*, 2007).

I tassi di sollevamento calcolati dai vari autori spaziano tra 0,4 e 1,8 m/ka (COSENTINO *et alii*, 1989; PALMENTOLA *et alii*, 1990; ZECCHIN *et alii*, 2004b).

Le cause del sollevamento dell'Arco Calabro sono ancora molto dibattute. Alcuni autori ipotizzano che esso sia connesso ad una risposta isostatica seguita alla rottura dello *slab* in subduzione (RITSEMA, 1972; SPAKMAN, 1986; WESTAWAY, 1993), altri invece ipotizzano una rimozione convettiva delle radici profonde ed il disaccoppiamento del *forearc* Calabro dalla placca in subduzione (DOGLIONI, 1991; GVIRTZMAN & NUR, 2001). Infine, diversi autori propendono per una subduzione ancora attiva di crosta ionica assottigliata (REHAULT *et alii*, 1987; DEWEY *et alii*, 1989; AMATO & CIMINI, 2001). Il sollevamento è stato accompagnato nell'area di studio da una intensa attività tettonica estensionale (CIARANFI *et alii*, 1982; COSENTINO *et alii*, 1989). In particolare, COSENTINO *et alii* (1989) nell'area compresa tra Capo Rizzuto e Crotona individuano diversi sistemi di faglie estensionali, di cui i principali orientati ENE-OSO e NNE-SSO, attivi a partire da 200 ka B.P.

PROGETTO

CARG

IV - GEOMORFOLOGIA

L'area di studio è caratterizzata dalla presenza di una serie di dorsali collinari a modesta elevazione che nelle aree interne ed occidentali del Foglio superano di poco i 200 m s.l.m., separate da un reticolo dendritico di valli fluviali piuttosto ampie. I corsi d'acqua che attraversano queste valli sono per lo più a carattere stagionale (fiumare calabre) e tra questi i principali sono il Fiume Neto, a nord, ed Esaro, che sfocia circa 1 km a nord del centro di Crotona. Proprio dall'abitato di Crotona, in direzione nord lungo la costa ionica, si estende un'ampia piana costiera che giunge fino alla valle del Neto. Le valli fluviali principali e le dorsali collinari che le delimitano sono orientate N-S, NNE-SSO e ENE-OSO nella porzione meridionale del Foglio, mentre in quella settentrionale il *trend* è NO-SE ed E-O.

Le unità stratigrafiche che occupano interamente l'area del Foglio, l'arenaria di Scandale, l'argilla marnosa di Cutro, i terrazzi pleistocenici e quelli alluvionali più recenti si differenziano chiaramente anche nella morfologia legata alla diversa erodibilità delle rocce che le compongono.

Una morfologia collinare dolce, sovente interessata da un'intensa erosione di tipo calanchivo, localizzata soprattutto nei rilievi posti a ridosso della costa, interessa l'argilla marnosa di Cutro (Figg. 2, 3, 4). In tali depositi, nonostante le argille siano la litologia decisamente prevalente, mancano fenomeni franosi rilevanti mentre è stato possibile osservare, soprattutto dopo periodi piovosi, piccoli smottamenti. Mentre nel settore meridionale, in particolare nell'area costiera a sud di Crotona (tra le aree della Vrica e del Semaforo), i fenomeni calanchivi sono ben sviluppati (Figg. 3, 4), nel settore settentrionale questi sono meno cospicui. Ciò è dovuto probabilmente al fatto che l'area settentrionale presenta in generale un'acclività molto bassa che, determinando lo sviluppo di una bassa energia di versante, causa la limitata diffusione di forme di erosione accelerata. La formazione e lo sviluppo di forme calanchive con fenomeni di migrazione dai fondovalle, nel settore



Fig. 2 - Panoramica del settore centro-occidentale del Foglio. È visibile la morfologia delle aree caratterizzate dall'affioramento di litotipi argillosi. Sullo sfondo le aree che appaiono più accidentate sono caratterizzate dall'affioramento di litotipi arenacei.



Fig. 3 - Paesaggio a calanchi nella dorsale del Semaforo. Sullo sfondo è visibile la morfologia tabulare del sistema del Lago di S. Anna.



Fig. 4 - Calanchi impostati sull'argilla marnosa di Cutro nei pressi del Semaforo (sud di Crotone).

nord sono limitate alle aree di Timpone di Santa Marina, Timpone di Brasimato, Manco di Brasimato e Celestrino.

Una morfologia generalmente tabulare, leggermente inclinata verso la costa, caratterizza i terrazzi marini, i cui depositi formano i sistemi del Lago di S. Anna (Fig. 3), di Soverito e Capo Cimiti, costituiti da depositi calcarei e silicoclastici in genere ben cementati. L'attuale espressione del sistema del Lago di S. Anna consiste in una serie di lembi caratterizzati da superfici per lo più da sub-orizzontali a leggermente inclinate verso mare, occupanti la sommità di numerose dorsali collinari. I depositi del sistema del Lago di S. Anna sono bordati verso mare in corrispondenza delle dorsali della Vrica e del Semaforo da una scarpata erosionale bruscamente degradante verso l'attuale linea di costa a nord e verso Capo Colonna a sud. Su alcuni lembi di terrazzo, in particolare quelli posti nel settore centrale del Foglio, la morfologia è più complessa e caratterizzata da una superficie irregolare costituita da una serie di "mammelloni" separati da ampie incisioni.

Nel tratto sud-orientale, invece, il sistema di Capo Cimiti si estende verso mare per 3 km formando il promontorio leggermente inclinato verso est di Capo Colonna. Lo smembramento dei depositi terrazzati è la diretta conseguenza sia dell'arretramento delle testate vallive e della rapida erosione dei fianchi delle valli, facilitata dalla natura erodibile dei litotipi argillosi, che della neotettonica. I prin-

cipali processi di degradazione sui depositi dei terrazzi sono rappresentati dalla pedogenesi e soprattutto dalle attività antropiche, spesso così intense da obliterare o distruggere completamente le strutture primarie del deposito.

Una morfologia collinare più aspra è invece osservabile nel settore nord-occidentale del Foglio, in corrispondenza dell'area di affioramento dell'arenaria di Scandale (Fig. 2). La dorsale di Serra di Timperosso, il Timpone della Vecchia e la zona collinare su cui si trova Rocca di Neto sono esempi di questa morfologia, caratterizzata a volte da pareti verticali localmente associate all'attività di faglie normali. L'alternanza tra intervalli arenacei e pelitici è spesso evidenziata da uno stacco morfologico tra morfologie più dolci, in corrispondenza delle litologie più fini ed erodibili, e più aspre in corrispondenza delle litologie più grossolane.

V - STRATIGRAFIA

1. - GENERALITÀ

All'interno dell'area del Foglio 571 "Crotone" affiorano terreni appartenenti soltanto all'unità tettono-stratigrafica più recente pertinente al Bacino Crotonese (il ciclo mediopliocenico-pleistocenico di RODA, 1964a), ed unità terrazzate del Pleistocene medio e superiore, qui trattate come sintemi (SGN, 1992). In particolare, nell'area è stata ricostruita la seguente successione stratigrafica:

- arenaria di Scandale (Gelasiano);
- argilla marnosa di Cutro (Piacenziano - Calabriano);
- sintema del Lago di Sant'Anna (Pleistocene medio);
- sintema di Soverito (Tirreniano);
- sintema di Capo Cimiti (Pleistocene superiore);
- sabbie dunari di Marinella (Olocene);
- depositi litorali terrazzati (Olocene);
- depositi alluvionali terrazzati (Olocene);
- depositi alluvionali recenti (Olocene);
- depositi alluvionali (Attuale);
- depositi di spiaggia (Attuale);
- depositi di versante (Attuale);
- depositi di frana (Attuale).

2. - UNITÀ DEL BACINO CROTONESE

2.1. - ARENARIA DI SCANDALE (ASD; *cf.* arenarie e argille della Val di Neto del Foglio 561 “San Giovanni in Fiore”)

Rappresenta, con l'argilla marnosa di Cutro, la parte più recente della successione del Bacino Crotonese. Tale formazione è stata istituita da OGNIBEN (1955) con il nome di “molassa di Scandale” per indicare una formazione prevalentemente arenacea, comprendente un insieme di subgrovacche, grovacche quarzose, sabbie quarzose e conglomerati con il significato di unità arenacea basale della trasgressione medio-suprapliocenica nel Bacino Crotonese (RODA, 1965a).

RODA (1964a) identifica all'interno della formazione due membri, non distinguibili all'interno dell'area considerata: quello inferiore (“membro di Pedalacci”) rappresentato da alternanze di sabbie e microconglomerati e quello superiore (“membro di Barretta”) rappresentato da un'alternanza di banchi di sabbia e arenarie con intercalazioni pelitiche, litologicamente e faunisticamente simili a quelle osservabili nella soprastante argilla marnosa di Cutro. L'arenaria di Scandale affiora nel settore occidentale dell'area rilevata. Essa è rappresentata in prevalenza da sabbie quarzose giallastre di spiaggia sommersa (Fig. 5), spesso con stratificazione incrociata concava e strati bioclastici di tempesta, contenenti i foraminiferi *Ammonia tepida* (Cushman), *Lenticulina vortex* (Fichtel & Moll) e *Globigerina* sp. A luoghi il deposito è rappresentato da una calcirudite stratificata con gusci di lamellibranchi del genere *Pecten* e *Chlamys* (Fig. 6). La base della formazione, di probabile età piacentiana (per continuità con il Foglio 562 “Ciro” e MELLERE *et alii* (2005) nell'area studiata non è affiorante.

Nell'area di Serra di Fota, Valle dell'Economio e Timpone della Vecchia esse affiorano in maniera continua, raggiungendo uno spessore di circa 75 m. Le arenarie immergono generalmente verso est e passano lateralmente e verso l'alto all'argilla marnosa di Cutro (Fig. 7). Il passaggio tra le due formazioni è marcato dall'affioramento di intercalazioni pelitiche di dimensione metrica all'interno dei banchi sabbiosi (Fig. 8).

In uno di questi intervalli pelitici, posto in corrispondenza dell'abitato di Rocca di Neto, è stato raccolto un campione al fine di determinare l'età del tetto dell'arenaria di Scandale.



Fig. 5 - (A) Rondinella: arenaria di Scandale. (B) Particolare della figura precedente. Il deposito presenta una granulometria sabbiosa ed è privo di macrofossili.



Fig. 6 - Serra di Timparosso: calcirudite contenente frammenti di molluschi.



Fig. 7 - Panoramica del settore nord-occidentale. I depositi dell'arenaria di Scandale immergono verso est (a destra), passando alla soprastante argilla marnosa di Cutro.



Fig. 8 - Rocca di Neto. Intercalazioni pelitiche (di colore grigio-chiaro) nell'arenaria di Scandale.

Le analisi sul contenuto della microfauna a foraminiferi hanno evidenziato la seguente associazione: *Ammonia* sp. *Elphidium crispum* (Linnaeus), *Bulimina marginata* d'Orbigny, *Orbulina universa* d'Orbigny, *Globigerinoides obliquus extremis* Bolli and Bermúdez., *Neogloboquadrina pachyderma* (Ehrenberg) ad avvolgimento destrorso, *Globigerinoides ruber* (d'Orbigny), *Cassidulina neocarinata* Thalmann, *Brizalina alata* (Seguenza), *Globigerinita glutinata* (Egger), e rara *Globorotalia inflata* (d'Orbigny), ascrivibile alla zona MPL6 (Gelasiano) di CITA (1973; 1975; emendata da SPROVIERI, 1992).

L'analisi del contenuto a nannofossili calcarei evidenzia un'associazione riferibile alla Biozona MNN19a (Gelasiano) di RIO *et al.* (1990), che conferma il dato emerso dall'analisi del contenuto a foraminiferi.

Un'altra intercalazione pelitica è stata campionata nei pressi di un piano di faglia nelle vicinanze di Valle Granaro ed il dato ricavato dall'analisi dei foraminiferi e dei nannofossili indica un'età gelasiana (Biozone MPL5b e MNN19a).

2.2. - ARGILLA MARNOSA DI CUTRO (KCR)

I depositi pelagici attribuiti a questa formazione occupano gran parte dell'area rilevata. Tali terreni risultano ottimamente esposti, con spessori variabili dalle diverse decine fino anche alle centinaia di metri, lungo tutta la dorsale collinare costiera che da Crotone arriva fino a Capo Colonna. Infatti, proprio in quest'area, nella zona della Vrica (Fig. 9) studiata da numerosi autori (tra cui: SELLI *et alii*, 1977; BERTOLANI *et alii*, 1978; COLALONGO & PASINI, 1980; COLALONGO *et alii*, 1981, 1982; PASINI & COLALONGO, 1982, 1994; LOURENS *et alii*, 1996, 1998; NAKAGAWA *et alii*, 1997), è stato istituito, come già detto, lo stratotipo del Calabriano. Questa sezione ha costituito fino al 2009 il GSSP (*Global Stratotype Section and Point*) del passaggio Pliocene-Pleistocene, così come definito da AGUIRRE & PASINI (1985). Con la recente definizione formale del sistema Quaternario da parte dell'IUGS, lo stratotipo è stato ridefinito come limite tra i piani Gelasiano e Calabriano all'interno del Pleistocene inferiore (FINNEY, 2010).

In quest'area sono state esaminate diverse sezioni (Vrica, Crotone e Semaforo) che nell'insieme rappresentano una potente successione continua e priva di significative lacune, del Pleistocene inferiore (TAUXE *et alii*, 1983; HILGEN, 1990). La parte più spessa della successione è quella rappresentata nella sezione della Vrica, potente circa 400 m (Fig. 9) (SELLI *et alii*, 1977). Questa successione si è rivelata molto ricca in contenuto paleontologico, costituito da nannoplancton calcareo, diatomee, foraminiferi planctonici e bentonici, ostracodi, molluschi, pesci e pollini. Inoltre sono presenti ma non ancora studiati, silicoflagellati, radiolari, octocoralli, brachiopodi, pteropodi ed echinodermi.

Esposizioni comunque ottime e di spessore dell'ordine delle decine di metri, sono osservabili lungo le due dorsali orientate circa N-S poste immediatamente alle spalle di quella costiera. Più all'interno la situazione cambia rapidamente: gli affioramenti di spessore considerevole (in genere fino ad una decina di metri), localizzati per lo più nei fondovalle, sono rari e le argille sono solitamente subaffioranti.

I depositi che costituiscono questa formazione consistono in una monotona successione di argille e silt compatti di colore per lo più azzurro e grigiastro e più raramente giallastro (Fig. 10), spesso fossilifere sia a livello macroscopico, per la presenza di *Dentalium* sp., bivalvi, gasteropodi, echinodermi e resti di pesci, che microscopico, per la presenza di foraminiferi planctonici osservabili con l'ausilio di una lente. Tali depositi, sulla base di dati relativi a foraminiferi bentonici (D'ONOFRIO, 1981), ostracodi (COLALONGO & PASINI, 1980), molluschi (TAMPIERI in SELLI *et alii*, 1977) e resti di pesci (LANDINI & MENESINI, 1978) analizzati nella sezione della Vrica, dovrebbero essersi depositi in un ambiente marino profondo tra 500 e 800 m.

In affioramento le argille ed i silt si presentano in genere massivi e non cementati, interessati da fratture estensionali e da bande giallastre di alterazione. Non di rado è possibile però osservare la presenza di orizzonti costituiti da livelli argillosi laminati e cementati (Fig. 10), con superfici ossidate di spessore variabile da una



Fig. 9 - Argilla marnosa di Cutro: particolare della sezione della Vrica a sud di Crotona.



Fig. 10 - Tipico aspetto dell'argilla marnosa di Cutro in affioramento (sezione della Vrica). Si noti l'intervallo laminato in corrispondenza della persona.



Fig. 11 - Silt nella parte inferiore dell'argilla marnosa di Cutro (settore settentrionale del Foglio).

decina di cm fino a oltre 3 m, che hanno consentito di raccogliere misure giacitureali. Questi livelli sono stati interpretati da PASINI & COLALONGO (1982) come orizzonti sapropelitici, cioè sedimenti formatisi durante brevi periodi caratterizzati da condizioni anossiche o comunque sottossigenate sul fondo del mare. Questi orizzonti si caratterizzano spesso per essere molto ricchi di resti fossili di pesci frequentemente molto ben preservati.

Inoltre lungo la dorsale costiera e nei rilievi situati subito ad ovest dell'abitato di Crotona sono stati rinvenuti rarissimi livelli, di spessore al massimo decimetrico, di sabbie grigiastre non cementate, quarzoso-micacee a granulometria medio fine. Nella zona della collina del Semaforo sono stati osservati anche rari livelli biancastri e molto leggeri spessi 10-20 cm, costituiti da una sorta di "farina silicea". In corrispondenza della penisola di Capo Colonna, nelle argille sottostanti ai depositi terrazzati sono state osservate pieghe contorte dovute a fenomeni di *slumping*. Infine, spesso è possibile osservare all'interno della formazione la presenza di noduli di ferro e manganese con diametro massimo di qualche centimetro.

Nello studio della successione della Vrica è stata inoltre documentata la presenza di un livello vulcanico (COLALONGO & PASINI, 1980) di spessore centimetrico

contenente circa l'80% di vetro vulcanico non alterato, piccole quantità di plagioclasio, biotite, miche alterate, microfossili e frammenti carbonatici. L'abbondanza di vetro, plagioclasio e biotite praticamente inalterati ha permesso di ipotizzare che la messa in posto di questo deposito fu sincrona con l'eruzione vulcanica (OBRADOVICH *et alii*, 1982).

Dall'analisi della stratigrafia del pozzo *Perrotta 2* per la ricerca di idrocarburi, ubicato in corrispondenza della collina del Semaforo alle spalle di Capo Colonna, si osserva la presenza in questa porzione distale del Bacino Crotonese di una successione pelitica praticamente continua per 1.200 m dalla base dello Zancleano al Calabriano, considerando l'età della porzione più elevata della successione della Vrica, poggiate su depositi messiniani. Questa successione pelitica continua comprenderebbe l'argilla marnosa di Cutro e le argille di Timpa dei Cavalieri, unità ascritte allo Zancleano ed affiorante nel vicino Foglio 562 "Cirò" (marna argillosa dei Cavalieri in RODA, 1964a). Verso i margini del bacino di Crotona queste due formazioni sono invece separate da depositi di mare basso appartenenti a diverse unità quali l'arenaria di Zinga, l'argilla di Montagnola, la formazione di Belvedere, l'argilla di Spartizzo e l'arenaria di Scandale (RODA, 1964a; ZECCHIN *et alii*, 2003a, 2003b, 2004a; MELLERE *et alii*, 2005; ZECCHIN, 2005).

Tra queste unità solo l'arenaria di Scandale è presente nella parte settentrionale dell'area di studio e presenta passaggi sia laterali che verticali con l'argilla marnosa di Cutro (Fig. 6).

Sulla base del dato di pozzo non ci sono elementi certi che permettano di separare le due unità pelitiche e quindi di valutare lo spessore dell'argilla marnosa di Cutro. Dall'analisi di due sezioni sismiche acquisite dall'AGIP all'interno dell'area di studio è stato possibile osservare la presenza nella successione pelitica di un orizzonte, posto a circa 500 m di profondità, che potrebbe marcare la base dell'argilla marnosa di Cutro.

Nel settore settentrionale del Foglio la formazione affiora estesamente. Nei quadranti occidentali essa è intercalata all'arenaria di Scandale; l'esposizione e lo spessore di questo corpo sedimentario aumenta progressivamente verso est, dove è coperto in discordanza dai depositi terrazzati pleistocenici e dalle alluvioni recenti. A luoghi (versante nord di Timparosso, S. Anastasia) nei livelli basali della formazione affiorano silt di colore giallo chiaro (KCR_a; Fig. 11), probabilmente depositi in ambiente di piattaforma.

Sull'argilla marnosa di Cutro è stato eseguito un campionamento al fine di determinare l'età della formazione nell'area di affioramento settentrionale (campioni RNST5, RNST12, RNST13).

Il contenuto in foraminiferi del campione RNST5 è il seguente: *Globigerinoides ruber*, *Bulimina marginata* d'Orbigny, *Cassidulina neocarinata*, *Orbulina universa*, *Sphaeroidina bulloides* d'Orbigny, *Oridorsalis umbonatus* (Reuss), *Ammonia beccari*, *Hanzawaia boueana* (d'Orbigny), *Brizalina alata*, *Globigerinoides elongatus* (d'Orbigny), ascrivibile al Gelasiano; il contenuto di nannofossili calcarei è riferibile alla zona MNN19a di Rio *et alii* (1990).

Il contenuto in foraminiferi del campione RNST12 è il seguente: *Globigerinoides ruber*, *Orbulina universa*, *Hanzawaia boueana*, *Cassidulina neocarinata*, *Melonis barleanum* (Williamson), *Globigerinoides elongatus*, *Planulina ariminensis* d'Orbigny, *Bulimina marginata*, *Brizalina alata*, *Planorbulina mediterraneensis* (d'Orbigny), *Globorotalia* cf. *inflata* ascrivibile alla zona MPL6 (CITA, 1973; 1975; emendata da SPROVIERI, 1992) (piano Gelasiano); l'associazione a nannofossili calcarei è riferibile alle biozone MNN18 e MNN19a di Rio *et alii* (1990).

Il contenuto in foraminiferi del campione RNST13, preso nella stessa sezione del precedente ma 30 m più in basso è il seguente: *Sphaeroidina bulloides*, *Uvigerina* sp., *Bulimina marginata*, *Globigerinoides ruber*, *Orbulina universa*, *Planulina ariminensis*, *Hanzawaia boueana*, *Cassidulina neocarinata*, *Neogloboquadrina pachyderma* (destrorsa), *Melonis barleanum*, *Brizalina alata*.

L'associazione è ascrivibile alla zona MPL5b (Gelasiano) (CITA, 1973; 1975; emend. da SPROVIERI, 1992).

Il campione RNST6 è stato prelevato in un'area di affioramento più orientale rispetto ai precedenti e verosimilmente rappresenta i livelli apicali dell'argilla marnosa di Cutro affiorante nel settore nord del Foglio, in quanto situato stratigraficamente poco al di sotto della superficie di erosione su cui si impostano i sovrastanti depositi terrazzati pleistocenici.

Il contenuto a foraminiferi è poco significativo ed è il seguente: *Quinqueloculina* sp., *Cassidulina neocarinata*, *Globigerina* sp., *Sphaeroidina bulloides*. Il contenuto in nannofossili calcarei evidenzia un'associazione riferibile alla Biozona MNN19b di Rio *et al.* (1990) (Calabriano).

Il contenuto micropaleontologico di un campione prelevato nella parte meridionale del Foglio, presso Capo Colonna (campione CR-07/1), presenta un'associazione a foraminiferi a *Globorotalia bononiensis* (Biozone MPL4/MPL5; CITA, 1973; 1975; emend. da SPROVIERI, 1992) e a nannofossili della biozona MNN16a (Rio *et alii*, 1990), entrambe del Piacenziano.

I dati sulle analisi effettuate sull'argilla marnosa di Cutro evidenziano un'età della formazione compresa tra il Piacenziano ed il Calabriano con una possibile progradazione spazio-temporale della sedimentazione argillosa da aree occidentali, più interne, verso aree orientali più esterne del settore del Bacino Crotonese ricadente nell'area studiata.

3. - DEPOSITI MARINI TERRAZZATI

3.1. - SINTEMA DEL LAGO DI SANT'ANNA (NNA)

I depositi del sintema del Lago di S. Anna, noti in precedenza come depositi del terrazzo di Cutro (ZECCHIN *et alii*, 2004b, 2011; NALIN *et alii*, 2007), costituiscono nell'area di studio numerosi lembi più o meno estesi, debolmente degradanti verso mare e talvolta dislocati da faglie dirette recenti con modesti rigetti.

L'età del sintema è stata stimata intorno a 200 ka B.P. (GLIOZZI, 1987, ZECCHIN *et alii*, 2004b). Il sintema è marcato alla base da una discordanza dovuta all'azione erosiva dell'onda durante una fase di trasgressione marina (ZECCHIN *et alii*, 2004b), mentre il tetto consiste in una superficie di esposizione subaerea. Il lembo più vasto è rappresentato dal tavolato che si estende in continuità dal Vallone di Rosito fino a ridosso della costa ionica e in gran parte ricadente nel Foglio "Isola di Capo Rizzuto". Su questo tavolato sono presenti l'aeroporto di Crotona e l'invaso artificiale di Sant'Anna.

I lembi del sintema localizzati lungo la costa e a sud della linea ferroviaria mostrano generalmente una morfologia sub-pianeggiante mentre quelli posti nel settore centrale del Foglio risultano caratterizzati da una morfologia fortemente ondulata per la presenza di colli arrotondati (mammelloni), alti al massimo 15 m e separati da larghi impluvi.

La quota della base del sintema del Lago di S. Anna varia da circa 200 m nelle zone interne, in corrispondenza dei lembi prossimi all'abitato di Cutro, a circa 90 m nella porzione orientale su cui sorge l'abitato di Apriglianello, per un dislivello complessivo intorno ai 110 m. A nord, però, i depositi terrazzati scendono rapidamente di quota verso mare a causa di alcune dislocazioni e probabilmente per un generale basculamento della superficie, fino alle alluvioni recenti (circa 15 m s.l.m.). Più elevata è invece la base del sintema nella zona sud-orientale del Foglio dove, nella zona del Semaforo, è posta a circa 140 m. Considerando due direzioni, una circa est-ovest, dal Semaforo al lembo del sintema più interno dove il dislivello è di circa 60 m su 13 km circa, e una seconda direzione NE-SO, dalla zona di Apriglianello a quella di Cutro, dove il dislivello è di 110 m su poco meno di 10 km, si ottiene nel primo caso un'inclinazione di circa 0.43° e nel secondo di 1.1° , supponendo che non ci siano importanti dislocazioni tettoniche. Ci sono comunque gradini minori e locali variazioni nella direzione di pendenza relative alla presenza di sistemi di faglie normali che sono state attive durante il Pleistocene medio ed il Pleistocene superiore (COSENTINO *et alii*, 1989). Lembi del sintema del Lago di S. Anna si trovano ribassati da faglie fino a circa 80 m di quota in corrispondenza di Timpone S. Esposito e del piccolo rilievo posto immediatamente a NE della stazione ferroviaria di Isola di Capo Rizzuto.

I depositi che costituiscono il sintema del Lago di S. Anna sono affioranti localmente, ed in genere si ritrovano sezioni spesse qualche metro solo in corrispondenza delle scarpate che delimitano alcuni lembi, ad eccezione di località Manca del Vescovo, dove una cava ha esposto una sezione spessa circa 15 m, che rappresenta lo spessore massimo osservato in affioramento (vedi sotto). Nell'area del Semaforo non è stato possibile osservare sezioni significative del sintema. Solo nell'intorno della località Semaforo sono stati osservati sui bordi del tavolato *reef* carbonatici e calcareniti con spessori fino a 2-3 m.

Nel settore settentrionale del Foglio, presso C. Campanaro e Serra di Galoppa, il deposito del sintema del Lago di S. Anna presenta deboli spessori o è addirittura assente; qui è osservabile una superficie morfologica tabulare impostata sull'argilla marnosa di Cutro (Fig. 12).



Fig. 12 - Sinteria del Lago di S. Anna impostato sull'argilla marnosa di Cutro, in località Serra di Galoppa.



Fig. 13 - Blocchi disarticolati tipo "Panchina" che rappresentano una facies dei depositi pleistocenici del sistema del Lago di S. Anna, in località C. Campanaro.



Fig. 14 - Contatto tra i depositi pleistocenici e le sottostanti argille in località Santa Domenica. Il limite è marcato da un netto stacco morfologico. Lo spessore dei depositi pleistocenici aumenta verso est (destra della foto).

A luoghi il deposito è rappresentato da blocchi calcarei disarticolati di spessore non superiore ai 2 m (Fig. 13). Tale litotipo è costituito da *patch reef* ad alghe calcaree e da una calcirudite/calcarenite a frammenti di bivalvi, gasteropodi e briozoi (litofacies biocostruita NNA_a ; tipo “Panchina”).

In aree più orientali rispetto alle precedenti, il deposito aumenta gradualmente di spessore, fino a raggiungere una potenza di circa 15 m (Fig. 14).

Presso Contrada del Cario, il deposito è rappresentato da sabbie di colore bruno con abbondanti bivalvi tra cui esemplari di *Ostrea* sp.

Nelle aree più settentrionali ed occidentali (Casello di Scavone, Poerio, C.da Suvaretto) il deposito raggiunge lo spessore massimo in affioramento (circa 16 m) ed affiora una litofacies costituita da sabbie e conglomerati di colore bruno rossastro (litofacies clastica NNA_b). In tali aree il deposito è ricoperto in discordanza dalle alluvioni terrazzate e recenti che, mascherando il contatto con le sottostanti argille, non permettono la valutazione dello spessore complessivo.

3.1.1. - Facies, ambienti di sedimentazione e ciclicità

I depositi che costituiscono il sintema del Lago di S. Anna mostrano una considerevole variabilità laterale (Fig. 1 f.t.), che riflette variazioni di ambiente di sedimentazione sia lungo il pendio deposizionale che lungo l’antica linea di costa, a causa della fisiografia locale. L’eterogeneità dei depositi del sintema, distribuiti nella parte meridionale del presente Foglio e nel contiguo “Isola di Capo Rizzuto”, è



Fig. 15 - Particolare dei depositi del sistema del Lago di S. Anna presso il lago omonimo. Sono osservabili due cicli formati da depositi di shoreface, separati da una superficie ben cementata (la banda più chiara) che registra condizioni di esposizione subaerea. In entrambi i cicli sono osservabili arenarie di shoreface inferiore nella parte bassa, e shoreface superiore in quella alta.

già stata descritta in precedenza (ZECCHIN *et alii*, 2004b, 2011; NALIN *et alii*, 2007). Nel settore sud-orientale, nell'area della Vrica, il sistema del Lago di S. Anna mostra depositi carbonatici, costituiti da *patch reef* algali e calcareniti a gusci di molluschi, localmente marcati alla base da *lags* a rodoliti (litofacies NNA_a ; Fig. 1 f.t.). Dove preservata, la parte superiore di questi depositi è costituita da arenarie fini e arenarie siltose bioturbate, localmente marcate alla base da un *lag* grossolano ricco di gusci di molluschi, che passano verso l'alto ad arenarie medie e grossolane con strutture di tempesta (*swaley cross-stratification*) (litofacies NNA_b).

Lo spessore massimo dei depositi arriva localmente a 16,5 m. In altri punti, invece, la parte superiore della successione appare profondamente alterata. Le facies osservate consentono di attribuire la parte inferiore carbonatica ad un ambiente di piattaforma, mentre la parte superiore silicoclastica mostra un *trend* regressivo con il passaggio da una *shoreface* inferiore ad una intermedia e superiore (Fig. 1 f.t.). Il *lag* che separa i due intervalli marca il limite tra due cicli sedimentari (Fig. 1 f.t.) e rappresenta l'evento trasgressivo alla base del secondo ciclo.

Deposit prevalentemente silicoclastici, per uno spessore massimo di 4 m, sono invece osservabili poco a nord-ovest del Lago di Sant'Anna, nel settore meridiona-

le del Foglio (Figg. 1 f.t., 15). Anche qui sono documentabili due cicli sedimentari che mostrano un *trend* regressivo dalla *shoreface* inferiore a quella superiore e, nel caso del secondo ciclo, all'alluvionale nella parte superiore.

Spessi depositi alluvionali (fino ad una decina di metri), soprastanti a depositi di *shoreface* dello spessore di un paio di metri, marcati alla base da un *lag* di ciottoli pelitici, sono osservabili a sud-ovest di Papanice (Fig. 1 f.t.). I depositi alluvionali sono costituiti da sabbie grossolane con matrice siltosa, ricche di *caliche* e con lenti ghiaiose intercalate. All'estremità orientale della superficie terrazzata su cui si trova Cutro e ad est di Apriglianello, i sedimenti marini marginali (mai più spessi di 3-3,5 m) sono invece coperti da depositi di ambiente ristretto (laguna o baia) dello spessore variabile tra 2 e 5 m (Figg. 1 f.t., 16). Questi depositi consistono in sabbie fini siltose contenenti associazioni oligotipiche a *Cerastoderma edule* (Linnaeus) (a est di Cutro) e ad ostreidi con occasionali pettinidi (a est di Apriglianello), che denotano un ambiente più aperto. La locale presenza di un paleosuolo, evidenziato da noduli carbonatici e tracce di radici (Figg. 1 f.t., 17), in corrispondenza delle sabbie sottostanti ai depositi di ambiente marino ristretto, testimonia condizioni di esposizione subaerea che precedono una nuova fase trasgressiva. Anche in questi casi, quindi, i depositi del sistema mostrano due cicli sedimentari.



Fig. 16 - Il sistema del Lago di S. Anna nei pressi di Apriglianello. È visibile il contatto tra arenarie di spiaggia e soprastanti depositi più fini di ambiente marino ristretto.



Fig. 17 - Livello pedogenizzato nei depositi del sintema del Lago di S. Anna ad est di Cutro. Al centro dell'immagine sono visibili tracce di radici.

Un solo ciclo è invece osservabile in località Piana Brasa, poco ad ovest di Crotona (Fig. 1 f.t.). Qui il sintema è costituito da 3,5 m di calcareniti grossolane, che evidenziano un *trend* regressivo dalla *shoreface* inferiore (bioturbazione prevalente) alla superiore (*trough cross-stratification* marcata alla base da *swaley cross-stratification*) ed alla *beachface* (con una caratteristica laminazione a basso angolo) (Figg. 1 f.t., 18, 19). Tra queste due ultime divisioni è presente una lente spessa fino a 20 cm a noduli algali. Il deposito è marcato alla base da una superficie trasgressiva di erosione marina (*ravinement*), senza un *lag* al contatto con l'argilla marnosa di Cutro.

Spettacolari sono gli affioramenti in corrispondenza di una cava in località Manca del Vescovo, nel tratto centro-occidentale del Foglio (Figg. 1 f.t., 20). In quest'area i depositi del sintema arrivano a circa 15 m di spessore e sono costituiti anche qui da depositi regressivi sabbiosi e ghiaiosi di *shoreface* e *beachface* nella parte inferiore (primi 8 m), mentre la parte superiore è formata da depositi continentali (Figg. 1 f.t., 21, 22). Questi ultimi sono rappresentati da canali fluviali e da depositi sabbiosi e pelitici spessi da uno a due metri, contenenti ostracodi e molluschi d'acqua dolce. Tali depositi si sono messi in posto in piccoli laghi e paludi sviluppatasi nelle aree di *overbank*; al loro interno sono stati rinvenuti resti carbonizzati di piante e ossa e denti di cervidi.



Fig. 18 - Calcareniti bioturbate di shoreface inferiore nei depositi del sistema del Lago di S. Anna in loc. Piana Brasa.



Fig. 19 - Calcareniti a stratificazione incrociata concava (shoreface superiore) nei depositi del sistema del Lago di S. Anna in località Piana Brasa.



Fig. 20 - Panoramica della cava sui depositi del sistema del Lago di S. Anna in località Manca del Vescovo.



Fig. 21 - Ghiaie e sabbie di shoreface superiore passanti verso l'alto a beachface nei depositi del sistema del Lago di S. Anna in località Manca del Vescovo.

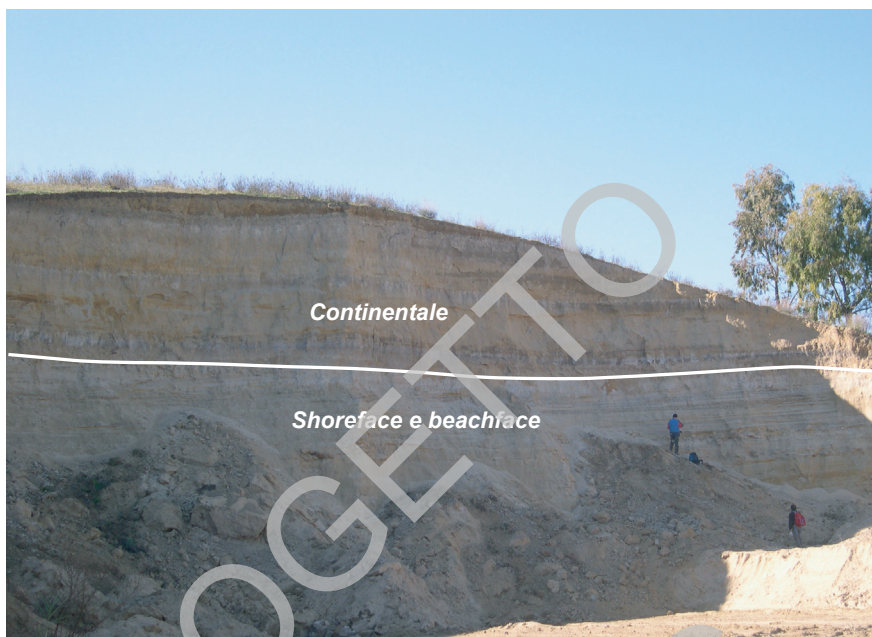


Fig. 22 - Depositi di shoreface superiore e di beachface e depositi continentali nel sistema del Lago di S. Anna di Manca del Vescovo. I depositi continentali consistono di arenarie e peliti di piana alluvionale e lacustri.

In località Margherita vi è una successione simile a quella di Manca del Vescovo, con spessi depositi di *shoreface* nella parte inferiore, passanti però verso l'alto ad intervalli pelitici lagunari, mentre nella vicina località Tre Chiese è riconoscibile solo la parte superiore del tratto marino marginale, passante verso l'alto a depositi ghiaiosi e sabbiosi fluviali. Depositi fluviali molto grossolani di tipo *braided*, spessi fino ad almeno 10 m (non è osservabile la base) ed organizzati in cicli, sono presenti vicino a Contrada Suvaretto. Più ad ovest sono riconoscibili dei sottili sedimenti marini al contatto con l'argilla marnosa di Cutro, costituiti da calcareniti a noduli algali.

In località C. Salice, NALIN *et alii* (2007) riconoscono alla base depositi a stratificazione incrociata a grande scala e alternanze sabbia-pelite, interpretati come depositi di estuario. Questi sono troncati da una superficie di *ravinement*, che marca la base di depositi di *shoreface*. Sopra ad un paleosuolo, impostato sui depositi marini, vi sono depositi alluvionali. Gli stessi autori riconoscono in località Fonte di Cristo dei depositi marini nella parte inferiore e continentali in quella superiore. Argille e silt a cerastodermi di ambiente lagunare passano con contatto erosivo (superficie di *ravinement*) ad un conglomerato trasgressivo e sabbie fini laminate e bioturbate di *shoreface* inferiore o transizione. Si passa poi ad un intervallo di

circa 2 m formato da sabbie a *trough cross-stratification* (*shoreface* superiore) con rari livelli di ghiaie su cui poggiano con contatto erosivo depositi continentali fluviali conglomeratici e sabbiosi alternati nella parte alta a livelli fini rossastri localmente pedogenizzati. In entrambi i casi, gli autori riconoscono due cicli sedimentari, separati dalla superficie di contatto tra sedimenti marini e continentali, ed ipotizzano che un primo e più antico ciclo sia stato eroso.

Sulla base delle presenti osservazioni, quindi, sono riconoscibili non più di due cicli sedimentari sui depositi del sintema (Fig. 1 f.t.), i quali sono in gran parte rappresentati nel tratto marino da depositi regressivi, mentre le trasgressioni sono evidenziate da sottili *lag* o al massimo da un intervallo spesso circa 20 cm. Cicli trasgressivo-regressivi mostrandoci questa architettura dominata dal tratto regressivo sono noti come parasequenze (VAN WAGONER *et alii*, 1987) e sono stati recentemente chiamati *R cycles* da ZECCHIN (2007).

I depositi del sintema testimoniano quindi una sedimentazione prevalentemente carbonatica in ambiente di piattaforma nel tratto sud-orientale del Foglio, in particolare nel ciclo inferiore, che passano a depositi di *shoreface* verso nord e verso ovest. Il secondo ciclo, invece, è composto da sedimenti prevalentemente silicoclastici, di *shoreface* nel settore più esterno (sudest) e di ambiente marino ristretto e continentale più internamente. La sedimentazione carbonatica che caratterizza il ciclo inferiore raggiunge la sua massima espressione a sud, nel Foglio "Isola di Capo Rizzuto", dove sono presenti *reef* algali dotati di una certa estensione e che raggiungono uno spessore di 5-6 m (GLIOZZI, 1987; ZECCHIN *et alii*, 2004b; NALIN *et alii*, 2007). Data la complessità nella distribuzione degli ambienti sedimentari riconosciuti, un'accurata ricostruzione paleogeografica per il presente Foglio appare complessa.

3.2. - SINTEMA DI SOVERITO (SVX)

Un lembo appartenente a questo sintema è osservabile solo a sudovest di Capo Colonna, tra i sintemi del Lago di S. Anna e di Capo Cimiti, ed è collocato tra 50 e 85 m s.l.m. Nel presente caso la sua espressione di campagna è solo una superficie piatta ed inclinata verso mare, allungata in senso NE-SO per poco più di 1 km. Il sintema di Soverito è ben rappresentato nel limitrofo Foglio "Isola di Capo Rizzuto", dove mostra sia sedimenti silicoclastici a stratificazione incrociata di mare basso, sia carbonatici (*reef* algali e calcareniti) (ZECCHIN *et alii*, 2004b), mentre nel presente caso si tratta di un lembo residuo che scompare rapidamente a nord, senza affioramenti veri e propri. Lungo i campi arati si rinvencono numerosi blocchi calcarenitici ricchi di gusci di molluschi, che testimoniano la presenza dei depositi del sintema. Le condizioni di affioramento dell'unità rendono incerta la valutazione del suo spessore, che comunque è dell'ordine del metro, mentre la diffusa copertura e antropizzazione impediscono l'osservazione diretta delle litologie. La scarpata che separa questo sintema da quello di S. Anna è alta 50 m, mentre quella che lo separa dal sintema di Capo Cimiti è alta 10 m nel tratto orientale ed arriva

a 25 m in quello meridionale. Le superfici di questi due depositi terrazzati hanno chiaramente una giacitura differente. La modesta distanza tra i bordi interno ed esterno della superficie terrazzata, variabile tra i 200 ed i 450 m nel presente Foglio, è una caratteristica osservabile anche nel Foglio “Isola di Capo Rizzuto”. Vi è accordo in letteratura sull’attribuzione del sintema di Soverito al Tirreniano (*stage* isotopico 5e), circa 125 ka B.P. (GLIOZZI, 1987; ZECCHIN *et alii*, 2004b).

3.3. - SINTEMA DI CAPO CIMITI (UIC)

Si trova in corrispondenza della penisola di Capo Colonna, e si estende verso mare per circa 3 km, ed in senso nord-sud per circa 2,5 km. Un piccolo lembo, esteso per soli 150 m, è osservabile a sud presso il bordo meridionale del Foglio tra 30 e 40 m s.l.m. ed è proprio questo a permettere una facile correlazione tra il tratto che si estende sulla penisola di Capo Colonna e quello che copre grandi estensioni nel vicino Foglio “Isola di Capo Rizzuto” (ZECCHIN *et alii*, 2004b).

In corrispondenza della penisola di Capo Colonna, il deposito terrazzato mostra un’inclinazione media verso est di circa 1°, che decresce gradualmente nella stessa direzione, ed è dislocato da una faglia normale orientata ONO-ESE presso l’estremo orientale del promontorio. Mentre nel tratto più orientale il sintema si trova ad appena una decina di metri s.l.m., in corrispondenza del bordo interno la sua quota varia tra 40 e 55 m s.l.m. Come sopra citato, l’altezza della scarpata che separa il presente sintema da quello di Soverito varia tra 10 e 25 m, mentre poco a nord, dove il sintema di Soverito è stato totalmente smantellato, una scarpata che arriva fino a 90 m d’altezza separa il sintema di Capo Cimiti da quello del Lago di S. Anna.

Il sintema di Capo Cimiti affiorante a Capo Colonna è stato attribuito a differenti età dai vari autori. PALMENTOLA *et alii* (1990) considerano gran parte del deposito corrispondente allo *stage* isotopico 5c (circa 100 ka B.P.), mentre attribuisce la parte più bassa, presso il Capo, allo *stage* 5a (circa 80 ka B.P.). GLIOZZI (1987), invece, considera tutto il deposito come appartenente allo *stage* 5a. Considerando le presenti evidenze che permettono di riconoscere l’attività di una faglia normale come responsabile dell’abbassamento della parte più orientale del sintema, questo è tutto da considerarsi legato ad un solo innalzamento glacio-eustatico maggiore, mentre i suoi depositi possono eventualmente evidenziare episodi trasgressivi minori (vedi sotto). Considerata l’attribuzione del presente deposito terrazzato al sintema di Capo Cimiti, definito nel vicino Foglio “Isola di Capo Rizzuto”, l’età stimata è di circa 100 ka B.P. (*stage* 5c) (ZECCHIN *et alii*, 2004b).

3.3.1. - *Facies, ambienti di sedimentazione e ciclicità*

I depositi del sintema di Capo Cimiti sono ben affioranti lungo la falesia settentrionale della penisola di Capo Colonna e localmente anche in quella meridionale. Il bordo settentrionale costituisce un transetto prossimale-distale, che permette il

riconoscimento di facies e relativi ambienti di sedimentazione dall'antica linea di costa alla piattaforma (ZECCHIN *et alii*, 2009; ZECCHIN & CAFFAU, 2011).

Questo transetto è ben rappresentato nello schema di correlazione (Fig. 2 f.t.), che mostra la variabilità laterale della facies e permette di riconoscere una ciclicità ad alta frequenza. Come si può osservare dallo schema, depositi prevalentemente silicoclastici sono presenti nell'area prossimale e nel tratto inferiore di quella distale, mentre depositi carbonatici (*reef* algali e calcareniti) sono dominanti nel settore centrale e nel tratto superiore di quello distale (Fig. 2 f.t.). Le analisi di facies e stratigrafico-sequenziale hanno permesso il riconoscimento di due cicli sedimentari delimitati alla base da superfici di trasgressione erosive legate al moto ondoso (*wave ravinement surfaces*).

Il ciclo inferiore (spesso fino a 7 m) è limitato al settore più distale del transetto ed è costituito nella parte bassa da un *lag* formato da clasti carbonatici di scala metrica misti a sabbie medio-grossolane e conglomerati a ciottoli, direttamente soprastanti la superficie erosiva basale (Fig. 2 f.t.). I clasti carbonatici derivano dallo smantellamento dei sistemi più antichi (del Lago di S. Anna e di Soverito) durante l'ingressione del mare. La parte superiore del ciclo consiste in una successione *coarsening* e *shallowing-upward*, costituita dal passaggio tra arenarie medie a laminazione orizzontale e *hummocky cross-stratification* e arenarie grossolane e molto grossolane a stratificazione incrociata concava (Fig. 2 f.t., 23). Questo



Fig. 23 - Arenaria a stratificazione incrociata concava attraversata da lunghi burrows, nella parte superiore del primo ciclo del sistema di Capo Cimiti (Capo Colonna) (da ZECCHIN *et alii*, 2009).

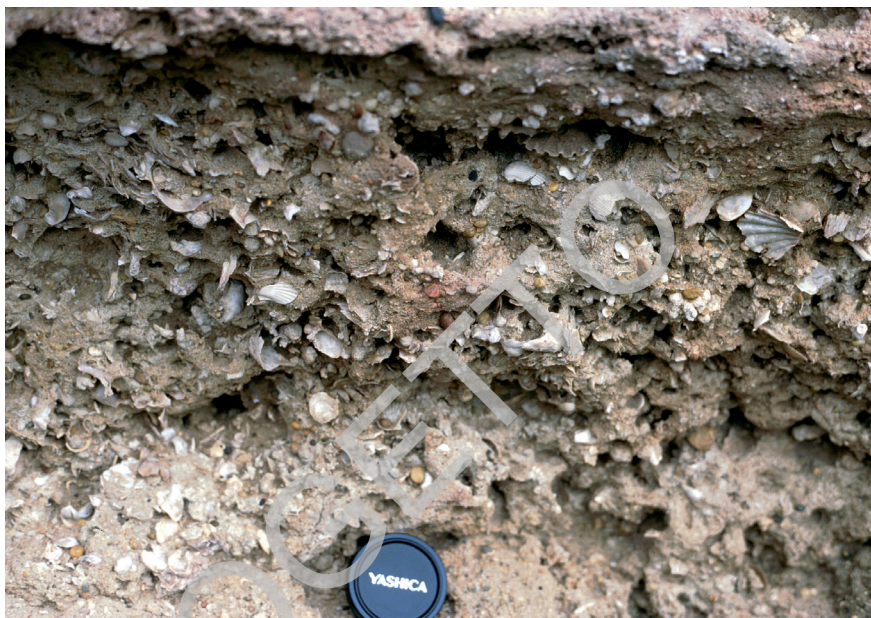


Fig. 24 - Shell bed a matrice arenacea, costituente la parte inferiore del secondo ciclo del sintema di Capo Cimitti (Capo Colonna) (da ZECCHIN et alii, 2009).

trend denota il passaggio da una *shoreface* inferiore ad una superiore dominata dalle correnti lungo costa.

Il ciclo superiore, che mostra spessori massimi di 4 m nel settore distale e di 8,5 m in quello prossimale, è invece molto più traslato verso ovest, e giunge fino al bordo interno del sintema (Fig. 2 f.t.). La superficie di *ravinement* basale è associata a numerosi *burrows* lunghi fino a 2 m, che penetrano le sottostanti sabbie del ciclo inferiore (Fig. 2 f.t., 23). Queste tracce costituiscono un'ichnofacies a *Glossifungites*, tipica di substrati stabili ma non ancora litificati (*firmground*).

La *ravinement* è coperta nel settore distale da uno spessore variabile (da pochi cm fino a 1 m) di calcareniti a gusci di molluschi (pettinidi e ostree) ed a briozoi, questi ultimi tipicamente ben cementati (Fig. 2 f.t., 24, 25). Questi livelli bioclastici tendono a scomparire avvicinandosi all'antica linea di costa, mentre nel tratto più prossimale vengono sostituiti da un conglomerato a grossi blocchi carbonatici (Fig. 2 f.t.). Gli strati bioclastici sono interpretabili come livelli condensati che riflettono condizioni di relativa starvazione di sedimento silicoclastico durante la fase trasgressiva del ciclo.

La parte superiore del ciclo è dominata da *reef* algali nel settore centrodistale, che raggiungono spessori massimi di 3,5 m (Fig. 2 f.t., 26). Questi *reef* passano ad arenarie silicoclastiche grossolane, che spesso riempiono gli spazi tra i *reef*



Fig. 25 - Calcarenite a briozoi nella parte inferiore del secondo ciclo del sistema di Capo Cimiti (Capo Colonna) (da ZECCHIN et alii, 2009).



Fig. 26 - Particolare di reef algale nel secondo ciclo del sistema di Capo Cimiti (Capo Colonna) (da ZECCHIN et alii, 2009).

stessi, verso costa (Fig. 2 f.t.). Le arenarie, localmente ricche di livelli di tempesta ed a stratificazione incrociata concava, e le calcareniti miste ad arenarie, in alcuni casi coprono i reef con un contatto erosivo (Fig. 2 f.t.). Sia i reef che le arenarie del settore prossimale sono interpretabili come depositi di stazionamento alto del mare (*highstand*), mentre i sedimenti clastici che coprono i reef sono attribuibili a depositi di regressione forzata, accumulatisi durante la caduta del livello relativo del mare.

Nel settore nord-ovest del sintema, la parte superiore del secondo ciclo è rappresentata da un deposito sterile a grana fine, contenente clasti di taglia maggiore, che presenta uno spessore massimo di 7 m a ridosso del bordo interno, decrescente gradualmente verso est e verso sud (Fig. 2 f.t., 27). Questo deposito è interpretabile come una conoide accumulatasi in condizioni subaeree, dovuta all'erosione delle argille formanti l'antica falesia posta alle spalle della linea di costa, ed alla loro rideposizione sopra ai depositi marini ormai esposti. Il deposito si sarebbe accumulato durante la caduta glacioeustatica che ha portato all'emersione definitiva del sintema, a causa del rapido collasso della paleofalesia in quel momento probabilmente molto ripida. Il pendio alle spalle della conoide, infatti, appare oggi irregolare e la sua pendenza molto attenuata a causa della precedente profonda erosione.

I depositi del sintema di Capo Cimiti, quindi, evidenziano due cicli sedimentari che testimoniano un complessivo *trend* trasgressivo durante lo *stage* isotopico 5c. Depositati di regressione forzata sono presenti al top del secondo ciclo. I singoli cicli presentano depositi trasgressivi relativamente sottili e depositi regressivi più spessi, in particolare dove la sedimentazione silicoclastica è dominante (*R cycles* di ZECCHIN, 2007). Il diffuso sviluppo dei reef algali è una caratteristica tipica del sintema di Capo Cimiti, come evidenziato da ZECCHIN *et alii* (2004b) nell'area di Isola di Capo Rizzuto.



Fig. 27 - Parte interna del sintema di Capo Cimiti. Sono osservabili le arenarie (secondo ciclo) che poggiano in discordanza sull'argilla marnosa di Cutro, e i soprastanti depositi continentali derivanti dallo smantellamento della paleofalesia alle spalle del deposito (da ZECCHIN *et alii*, 2009).

In quest'area, però, nel sintema non sono evidenti più cicli sedimentari, e le loro facies fanno supporre la preservazione nell'area di Isola di Capo Rizzuto del solo secondo ciclo, che appare decisamente più traslato verso terra rispetto al primo. Questo appare giustificabile se si considera che a Capo Colonna il limite interno del ciclo inferiore è posto a quasi 3 km dal bordo interno del deposito terrazzato stesso (che corrisponde al bordo interno del ciclo superiore) e, ipotizzando una situazione simile per l'area di Isola di Capo Rizzuto, il primo ciclo sarebbe solo sfiorato a Capo Cimiti che si trova appunto a quasi 3 km dal locale bordo interno del sintema.

4 - DEPOSITI OLOCENICI

4.1. - SABBIE DUNARI DI MARINELLA (NEL)

Il deposito riferito a questa unità si sviluppa, in maniera pressoché continua, con decorso parallelo alla costa ed ampiezza che nelle aree settentrionali raggiunge i 300 metri, mentre nelle aree più meridionali si riduce a qualche decina di metri. Si tratta di sabbie fini e finissime di colore giallastro. Il duneto 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 di qualche metro sul livello del mare e che nel settore settentrionale è interessata da copertura arborea (Fig. 28).



Fig. 28 - Panoramica del duneto costituito dalle sabbie dunari di Marinella, affiorante presso Pagliani. In primo piano sono visibili i depositi alluvionali recenti.

Spostandosi nelle aree meridionali, più densamente antropizzate, l'originario assetto di questo deposito è ampiamente modificato e mascherato.

4.2. - DEPOSITI LITORALI TERRAZZATI (g_n)

Lungo la linea di costa a sud di Crotone, in un'area compresa tra il cimitero della città e punta S. Leonardo, sono stati ritrovati, immediatamente alle spalle della spiaggia attuale ed in appoggio sull'argilla marnosa di Cutro, dei depositi litoranei formanti una piccola falesia spessa poco più di 2 metri.

Questi depositi, comunque mal esposti, sono costituiti da un conglomerato basale più o meno cementato con ciottoli appiattiti di dimensioni massime fino a 10 cm, a cui seguono livelli laminati di sabbie rossastre a granulometria media grossolana, male o non cementate.

Data la posizione immediatamente alle spalle del litorale attuale, e la quota modesta, il deposito terrazzato è interpretato come un deposito di spiaggia olocenico, il cui sollevamento è da mettere in relazione con il sollevamento generalizzato dell'area.

4.3. - DEPOSITI ALLUVIONALI TERRAZZATI (b_n)

In località Manca di Sparta, poco più di 1 km a nord della stazione di Isola di capo Rizzuto, è presente tra gli 80 e i 90 metri di quota, un deposito continentale di origine alluvionale spesso all'incirca 5-6 m. Tale deposito, poggiante direttamente sull'argilla marnosa di Cutro, è costituito per lo più da sabbie non cementate di colore marrone e rossiccio, a grana da media a grossolana, con abbondante matrice e con rari livelli conglomeratici a clasti di dimensioni al massimo di 2-3 cm per lo più silicoclastici. Sono stati inoltre osservati paleosuoli di spessore decimetrico contenenti noduli calcarei (*caliche*) e rari livelletti argillosi verdastri anch'essi di spessore decimetrico.

Più a nord, nell'area di Rocca di Neto, i depositi terrazzati di origine continentale affiorano lungo i margini del fondovalle del fiume Neto e sono costituiti prevalentemente da ghiaie e sabbie di colore rossastro e ruggine. Nei settori occidentali essi poggiano in discordanza sui termini appartenenti al substrato sedimentario, mentre nei settori orientali poggiano sul sintema del Lago di S. Anna. Lo spessore è mediamente di qualche metro. L'età è olocenica. La frazione grossolana è formata da clasti prevalentemente arrotondati, di diametro fino a 20 cm.

4.4. - DEPOSITI ALLUVIONALI RECENTI (b_b)

I depositi alluvionali recenti, in genere misti a prodotti di dilavamento dei versanti, coprono tutti i fondovalle principali e costituiscono il lembo di piana costie-

ra, localmente larga 2 km, posto tra Crotone e la valle del Neto. Non sono stati osservati tagli naturali che permettano di analizzare la costituzione di tali terreni. In ogni caso, vista la natura dei terreni affioranti nell'area, si può ipotizzare che questi siano composti da una frazione fine argilloso-siltosa preponderante legata all'erosione dei depositi dell'argilla marnosa di Cutro e da clasti e blocchi anche di dimensioni notevoli, sia carbonatici che arenacei, connessi al disfacimento dei depositi più grossolani.

4.5. - DEPOSITI ALLUVIONALI ATTUALI (**b_a**)

Ghiaie e sabbie alluvionali dello spessore di qualche metro sono osservabili lungo l'alveo del vallone Cacchiavia, a nord dell'abitato di Papanice, e del Fiume Neto.

4.6. - DEPOSITI DI SPIAGGIA (**g₂**)

I depositi litorali sono tipicamente costituiti di sabbie quarzose da medie a grossolane, localmente con elementi ghiaiosi, e sono distribuiti lungo una stretta fascia avente una massima estensione dell'ordine dei cento metri. Nel tratto meridionale del Foglio, i depositi litorali sono delimitati alle spalle dalla falesia impostata sull'argilla marnosa di Cutro, e possono essere in parte coperti dal detrito derivante dai depositi del sistema di Capo Cimiti, in particolare nel tratto settentrionale del promontorio di Capo Colonna. A nord di Crotone, e fino al limite settentrionale del Foglio, i depositi litorali passano verso terra ai depositi eolici delle sabbie dunari di Marinella.

4.7. - DEPOSITI DI VERSANTE (**a**)

Nell'area di studio falde detritiche di spessore considerevole, tale da obliterare il substrato, sono state cartografate lungo un tratto del pendio a monte del sistema di Capo Cimiti ed in sinistra orografica della Valle Iampa, nei pressi di Papanice. Nella prima località è osservabile un deposito detritico a grossi blocchi, in alcuni casi plurimetri, derivante dal disfacimento dei depositi misti carbonatici e silicoclastici del sistema del Lago di S. Anna. Nella seconda località, in un taglio artificiale, è visibile un deposito detritico spesso almeno 3 m di colore giallognolo, costituito da una matrice per lo più argilloso-sabbiosa con blocchi di dimensioni anche metriche, derivanti dal disfacimento del sovrastante sistema del Lago di S. Anna. Falde detritiche di spessore minore sono inoltre presenti a monte di località Casino Micesi, nella porzione centro-meridionale della tavoletta. Queste falde detritiche, da cui emergono lembi del sistema del Lago di S. Anna, sono costituite da blocchi anche di dimensioni metriche, per lo più calcarenitici, derivanti esclusi-

vamente dall'erosione dello stesso sintema del Lago di S. Anna. Lungo quasi tutti i versanti dell'area di studio è possibile osservare blocchi eterometrici derivanti dallo smantellamento del sintema del Lago di S. Anna, talvolta di dimensioni variabili da centimetriche a metriche, in appoggio sull'argilla marnosa di Cutro.

4.8. - DEPOSITI DI FRANA (**a₁**)

Si tratta di un accumulo presso il bordo nordoccidentale del Foglio, a ridosso del centro di Rocca di Neto, che coinvolge i depositi dell'argilla marnosa di Cutro e dell'arenaria di Scandale. Gran parte del corpo di frana si estende nell'adiacente Foglio "Petilia Policastro".

4.9. - DEPOSITI ANTROPICI (**h**)

Si tratta di una diga in terra che delimita un piccolo bacino artificiale, nei pressi di C. S. Spirito, immediatamente ad ovest dell'area di affioramento del sintema di Capo Cimiti.

4.10. - DEPOSITI DI DISCARICA (**h₁**)

Sono state individuate, nel territorio comunale della città di Crotona, due discariche. Una di recente costruzione, sita in località Colombra, nella quale vengono smaltiti i rifiuti del capoluogo, e un'altra in disuso a sud della città, lungo la strada che porta al promontorio di Capo Colonna.

La discarica attiva è stata realizzata nei depositi argillosi dell'argilla marnosa di Cutro ed è articolata in vasche di raccolta poste su livelli terrazzati a diversa quota. La seconda discarica, anch'essa impostata sull'argilla marnosa di Cutro, è attualmente in uno stato di completo abbandono ed è costituita da diversi cumuli, in alcuni casi alti più di una decina di metri. I cumuli, costituiti da diverse tipologie di rifiuto (plastica, gomma, vetro, mattoni, imballaggi, tessili) risultano ampiamente visibili e solo in alcuni punti coperti da un esiguo spessore di materiale argilloso.

PROGETTO

CARG

VI - TETTONICA

La generale costituzione argillosa del substrato dell'area meridionale ha reso difficile evidenziare la presenza di strutture tettoniche: infatti quelle cartografate si basano essenzialmente su considerazioni relative alla quota della base dei diversi lembi del sintema del Lago di S. Anna e alla presenza all'interno di questo di scarpate morfologiche. Le strutture cartografate sono rappresentate da faglie dirette recenti con modesti rigetti, dell'ordine delle decine di metri, attive dal Pleistocene medio al Pleistocene superiore. È possibile individuare un sistema principale diffuso nel settore meridionale e localmente anche in quello settentrionale del Foglio, rappresentato da strutture orientate circa ENE-OSO, ben delineato anche nel Foglio "Isola di Capo Rizzuto", e due sistemi secondari orientati circa NNO-SSE e NNE-SSO. L'andamento dei tre sistemi di faglie corrisponde essenzialmente a quello delle valli fluviali presenti nell'area. Il sistema di faglie principali disloca il sintema del Lago di S. Anna in diverse aree come lungo la dorsale costiera da Crotona alla collina del Semaforo, a monte di località Casino Micesi, nell'area subito a nord della stazione di Isola di Capo Rizzuto, e lungo il Vallone Cacchiavia. Queste faglie generalmente producono ribassamenti verso il settore settentrionale, ad eccezione delle strutture cartografate nella zona del Semaforo e a sud-ovest di Crotona, dove i lembi del sintema del Lago di S. Anna sono ribassati verso SE. Nell'ambito del sistema di faglie orientato NNO-SSE, la struttura principale, in parte presunta, si estenderebbe per circa 3 km, ribassando verso mare immediatamente ad ovest di Crotona. Un'altra faglia orientata NNO-SSE coinvolge il sintema del Lago di S. Anna in contrada Suvaretto, a sud del delta del Neto, abbassandone la parte a OSO e determinando un basculamento dell'intero blocco, come evidenziato dalle pendenze superiori alla media e dalle quote relativamente basse del tratto verso costa del sintema. Una faglia appartenente al sistema NNE-SSO, che determina un rigetto massimo di una decina di metri, è osservabile poco ad ovest di Capo Colonna. La dislocazione si azzera



Fig. 29 - Panoramica della dorsale Timparosso-valle Granaro (da sud-ovest). Si noti la faglia che mette a contatto l'arenaria di Scandale con l'argilla marnosa di Cutro.

rapidamente sia verso nord che verso sud. Una seconda faglia appartenente allo stesso sistema è osservabile a nord, presso Timpone della Vecchia, essa abbassa di qualche decina di metri l'argilla marnosa di Cutro rispetto all'arenaria di Scandale.

Per quanto concerne l'assetto strutturale generale dei depositi dell'argilla marnosa di Cutro, basato sull'esame delle giaciture di strato rilevate, si osserva una divisione del settore meridionale in due aree. Un'area orientale comprendente tutta la dorsale costiera e la parte centro-meridionale del Foglio dove gli strati mostrano una direzione media all'incirca N-S con immersione di pochi gradi, tra 5 e 10° in genere, verso ovest. La porzione più occidentale, caratterizzata da un numero molto più esiguo di giaciture, mostra invece un *trend* diverso, con strati che tendono a disporsi NO-SE ed immersione a NE, tra 45 e 10°.

Nel settore settentrionale del Foglio, forse anche a causa dell'estesa copertura alluvionale presente, sono state rilevate solo poche strutture tettoniche con chiare evidenze sul terreno.

La faglia Timparosso-Valle Granaro è una struttura normale e ha un'orientazione circa ONO-ESE; il blocco rialzato forma una dorsale tiltata immergente verso nord. Esso rappresenta l'elemento morfo-tettonico di maggiore evidenza affiorante nell'area settentrionale (Fig. 29). Il piano di faglia è subverticale ed immerge verso sud. La faglia mette a contatto, rialzandola, l'arenaria di Scandale con l'argilla marnosa di Cutro. Il rigetto è superiore ai 50 m.

A luoghi lungo il piano di faglia, alla base del corpo arenaceo, affiorano intercalazioni pelitiche (Fig. 30). Tale evidenza suggerisce che la faglia rialza i livelli sommitali dell'arenaria di Scandale che, come descritto in precedenza, sono caratterizzati dall'affioramento di intercalazioni pelitiche che verso l'alto passano all'argilla marnosa di Cutro.

Altre evidenti strutture tettoniche affiorano presso l'abitato di Rocca di Neto. Si tratta di due faglie dirette (quella più occidentale ricade fuori dal Foglio) orientate circa N-S e immergenti verso ovest che isolano dei blocchi basculati verso est che costituiscono due evidenti dorsali morfologiche (Fig. 31).



Fig. 30 - Piano di faglia affiorante presso Valle Granaro. Il piano di faglia è subverticale e immerge verso sud (a sinistra nella figura).



Fig. 31 - Panoramica dell'area su cui sorge l'abitato di Rocca di Neto (da sud). Sono evidenti i blocchi rialzati delle strutture (linee rosse a tratto continuo e a tratteggio) tiltati e immergenti verso est (a destra). All'estrema sinistra è visibile la nicchia di distacco di un ampio movimento franoso che interessa l'area orientale del centro abitato.

Lo studio delle foto aeree evidenzia la presenza di morfolineamenti orientati circa O-E, che in particolare limitano a sud e a nord il fondovalle del fiume Neto. Si potrebbe ipotizzare la presenza di strutture pre-oloceniche, sepolte dalle alluvioni recenti del fiume Neto, che hanno portato alla formazione di un'area depressa su cui si è impostato il tratto terminale dello stesso Neto, che attraversa la sezione in direzione O-E. La stessa orientazione mostrano le dorsali argillose, presenti nella zona centro-settentrionale del Foglio, che sono limitate dalle aste torrentizie che attraversano l'area.

Comunque la relazione tra l'assetto morfologico riscontrato con un eventuale assetto tettonico, caratterizzato da una geometria tipo *horst-graben*, rimane empirico.

VII - GEOLOGIA APPLICATA

L'area di studio è caratterizzata in gran parte dall'affiorare di litotipi argilloso-siltosi appartenenti all'argilla marnosa di Cutro. Tali litotipi si presentano fortemente compatti e non interessati da fenomeni franosi di rilevanza.

L'unica frana di dimensioni cartografabili è stata osservata nell'area di Rocca di Neto, proprio in prossimità della zona meridionale dell'abitato. La nicchia di questo corpo di frana, essendo prossima all'abitato, andrebbe monitorata con molta attenzione.

I depositi dell'argilla marnosa di Cutro sono però soggetti in diverse zone ad una notevole azione erosiva di tipo calanchivo e lineare operata dal dilavamento e da corsi d'acqua a carattere prevalentemente stagionale, che comporta un arretramento delle testate vallive.

Tale processo è inoltre in grado di innescare continui crolli di materiale più o meno litoide calcareo e silicoclastico, appartenente al sintema del Lago di S. Anna, che affiora in lembi più o meno estesi al di sopra dell'argilla marnosa di Cutro. Blocchi a spigoli vivi eterometrici, appartenenti al sintema del Lago di S. Anna, si ritrovano sovente lungo i versanti delle numerose dorsali presenti nell'area di studio e nei fondovalle.

Importanti fenomeni di erosione costiera riguardano invece le falesie del promontorio di Capo Colonna, alla base delle quali sono ben visibili notevoli accumuli eterogenei da crollo, costituiti da argilla e da blocchi provenienti dai depositi del sintema di Capo Cimiti. In particolare è opportuno segnalare il rapido arretramento che sta interessando la porzione del promontorio dove è situato l'importante sito archeologico del tempio di Hera Lacinia.

Cave di piccole dimensioni, per lo più inattive, sono state osservate nei depositi del sintema del Lago di S. Anna a Manca del Vescovo (a nord di Papanice) e in località Serre di Cristo, pochi chilometri ad est di Papanice. Sempre in prossimità della dorsale di Manca del Vescovo, versante meridionale, è presente una piccola cava nell'argilla marnosa di Cutro.

Nell'area di studio sono inoltre localizzate due discariche di rifiuti solidi urbani ricavate nell'argilla marnosa di Cutro. La prima discarica, più vecchia e inattiva, è posta lungo la strada interna che collega Crotone al Villaggio Salica. In questa discarica i rifiuti sono ancora oggi esposti in colline alte fino a una decina di metri, solo parzialmente ricoperte da un sottile strato di terreno. La seconda discarica, di recentissima costruzione, rappresenta il principale sito di stoccaggio della provincia di Crotone. Tale sito occupa una parte del versante settentrionale, oggi gradonato, della dorsale di Serre del Salice posta tra Papanice e Crotone.

Infine, una particolarità dell'area di studio è rappresentata dalla diffusa presenza di numerosissimi invasi artificiali di piccole dimensioni non impermeabilizzati, localizzati in genere alla base dei versanti delle colline dove sboccano piccoli canali. Tali invasi, impostati nei depositi dell'argilla marnosa di Cutro, sono utilizzati per raccogliere acque piovane e di dilavamento da utilizzare per agricoltura e allevamento.

Un invaso artificiale di notevole dimensioni, impermeabilizzato, e di forma circolare è stato creato nella zona di S. Anna (Lago di S. Anna), in coincidenza della superficie terrazzata. Questo lago, posto a circa 160 m di quota, è stato realizzato asportando la sottile copertura di depositi marini del sistema del Lago di S. Anna.

VIII - AREE DI INTERESSE PALEONTOLOGICO E ARCHEOLOGICO

L'area coperta dal presente Foglio contiene alcune località di interesse paleontologico ed archeologico. In particolare, nella già citata Manca del Vescovo (set-tore centro-occidentale), dove affiorano depositi marino-marginali e continentali del sintema del Lago di S. Anna, si rinvergono resti di piante ed ossa e denti di mammiferi, in particolare cervidi. La frequenza dei ritrovamenti indica una certa abbondanza di reperti, tutti trasportati e sedimentati in un contesto di piana alluvionale con abbondanti acquitrini.

A sud, in corrispondenza della ben nota sezione della Vrica nei pressi di Cro-tone, sono state osservate alcune grosse vertebre di cetaceo affioranti nell'argilla marnosa di Cutro, un ritrovamento mai segnalato in precedenza nella zona.

Un'area di interesse archeologico si trova invece in corrispondenza di località Trechiese, ubicata tra le località Suvarotto e Margherita nel settore settentrionale del Foglio dove, al di sopra di depositi continentali, si rinvergono resti di attività antropica antica. In particolare sono presenti numerosissimi frammenti di vasi ed anfore caratterizzati da una cottura piuttosto grezza, rinvenibili fino a circa 1,5 m di profondità dal piano campagna. Sono presenti anche frammenti di ossa, forse attribuibili a resti di pasto. L'età dei reperti non è facilmente determinabile ed è stata ipotizzata un'età compresa tra quella greca e quella romana.

PROGETTO

CARG

IX - SISMICITÀ STORICA E STRUMENTALE

Le notizie sulla sismicità storica dell'area del Bacino Crotonese sono scarse, essenzialmente perché sino all'inizio del secolo XIX l'area era scarsamente abitata, lontana dalle principali vie di comunicazione e di modesto interesse economico.

Storicamente sono conosciuti per l'area crotonese due eventi sismici distruttivi, verificatisi rispettivamente l'8 giugno 1638 e l'8 marzo 1832. Dal Catalogo DOM 4.1 (MONACHESI & STUCCHI, 2000) e dal suo aggiornamento DBMI04 (STUCCHI *et alii*, 2007) si ricavano le informazioni sulla storia sismica di Crotona e di tre località vicine all'area del Foglio: Cutro, Scandale e Rocca di Neto (Figg. 32, 33, 34 e Tabelle 1, 2, 3).

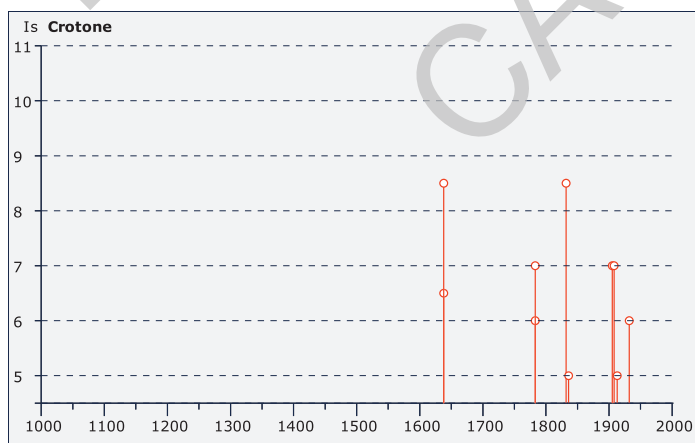


Fig. 32 - Storia sismica di Crotona.

Tab. 1 - Osservazioni sismiche disponibili per Crotona (KR).

Data					Effetti	in occasione del terremoto di:		
Ye	Mo	Da	Ho	Mi	Is (MCS)	Area epicentrale	Ix	Ms
1638	06	09	00	20	85	CROTONESE	100	64
1832	03	08			80	CROTONESE	100	64
1783	03	28			70	CALABRIA CENTR.	110	67
1905	09	08	01	43	70	GOLFO DI S.EUFEMIA	105	75
1932	01	02	23	36	60	CROTONESE	60	55
1836	04	25			50	ROSSANO	100	64
1913	06	28	08	53	50	ROGGIANO	85	55
1947	05	11	06	32	40	MAR IONIO	90	56
1980	11	23	18	34	40	IRPINIA-LUCANIA	100	69
1869	11	28			35	VIBO VALENTIA	65	47
1894	11	16	17	52	30	BAGNARA CALABRA	90	59
1887	12	03	03	45	NF	BISIGNANO	90	59
1907	10	23	20	28	NF	FERRUZZANO	90	59

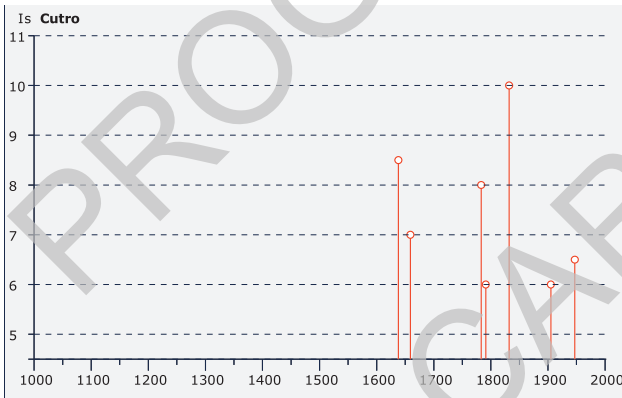


Fig. 33 - Storia sismica di Cutro.

Tab. 2 - Osservazioni sismiche disponibili per Cutro (KR).

Data					Effetti	in occasione del terremoto di:		
Ye	Mo	Da	Ho	Mi	Is (MCS)	Area epicentrale	Ix	Ms
1832	03	08			100	CROTONESE	100	64
1638	06	09	00	20	85	CROTONESE	100	64
1783	03	28			70	CALABRIA CENTR.	110	67
1947	05	11	06	32	65	MAR IONIO	90	56
1791	10	13	01	20	60	LE SERRE	90	62
1905	09	08	01	43	60	GOLFO DI S.EUFEMIA	105	75

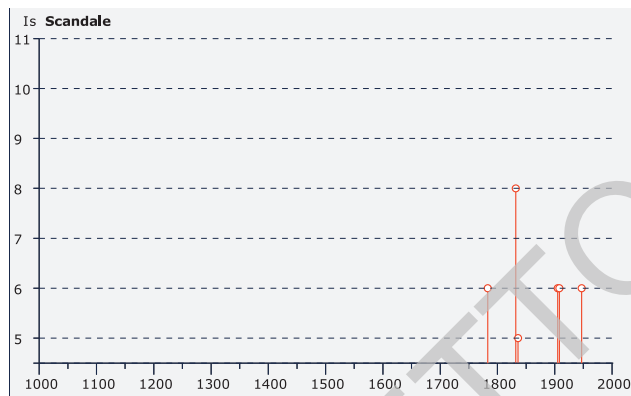


Fig. 34 - Storia sismica di Scandale.

Tab. 3 - Osservazioni sismiche disponibili per Scandale (KR).

Data					Effetti	in occasione del terremoto di:		
Ye	Mo	Da	Ho	Mi	Is (MCS)	Area epicentrale	Ix	Ms
1832	03	08			80	CROTONESE	100	64
1783	03	28			65	CALABRIA CENTR.	110	67
1905	09	08	01	43	60	GOLFO DI S.EUFEMIA	105	75
1947	05	11	06	32	60	MAR IONIO	90	56
1836	04	25			50	ROSSANO	100	64
1932	01	02	23	36	30	CROTONESE	60	55

MORETTI (1993) riporta la mappa delle isosiste per il terremoto del 9 giugno 1638; l'area di massimo danneggiamento è allungata in senso meridiano ed è localizzata lungo la fascia delle faglie normali che delimitano il margine silano orientale (Fig. 35).

L'area ipocentrale è ubicata vicino all'abitato di Verzino. Poco più a sud si trova anche l'area ipocentrale del terremoto dell'8 marzo 1832.

Anche l'attività microsismica dell'area comincia ad essere conosciuta, grazie alla Rete Sismica Regionale dell'Università della Calabria, che dispone di una maglia sufficientemente stretta da permettere di localizzare anche eventi di bassa energia (GUERRA & COREA, 1990; CHIDO *et alii*, 1993; MORETTI, 1993).

La mappa degli eventi microsismici registrati tra il 1985 ed il 1991, riportata in Fig. 36 (MORETTI *et alii*, 1991) mostra per l'area crotonese che gli epicentri sono ubicati in corrispondenza del limite del massiccio cristallino.

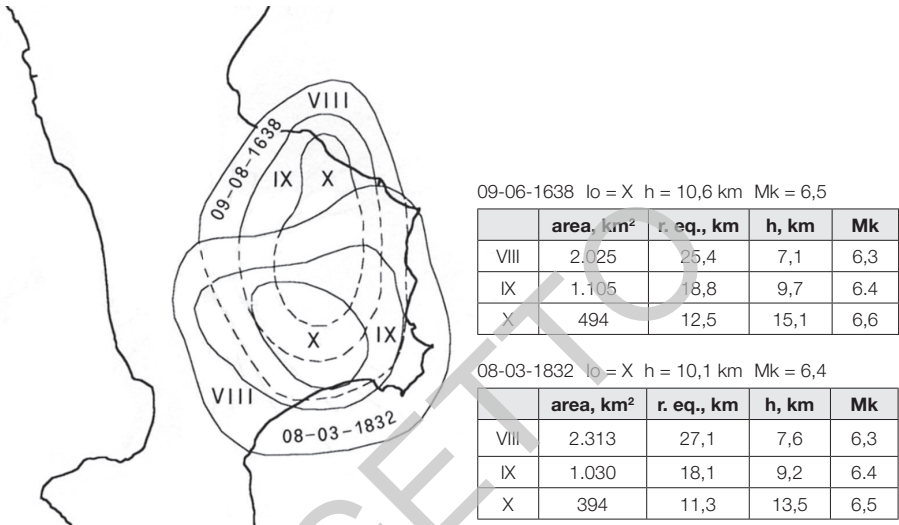


Fig. 35 - Mappa delle isosisme di VIII, IX e X grado dei due terremoti del 9 Giugno 1638 e dell'8 Marzo 1832 e relativi parametri macrosismici (da MORETTI, 1994).

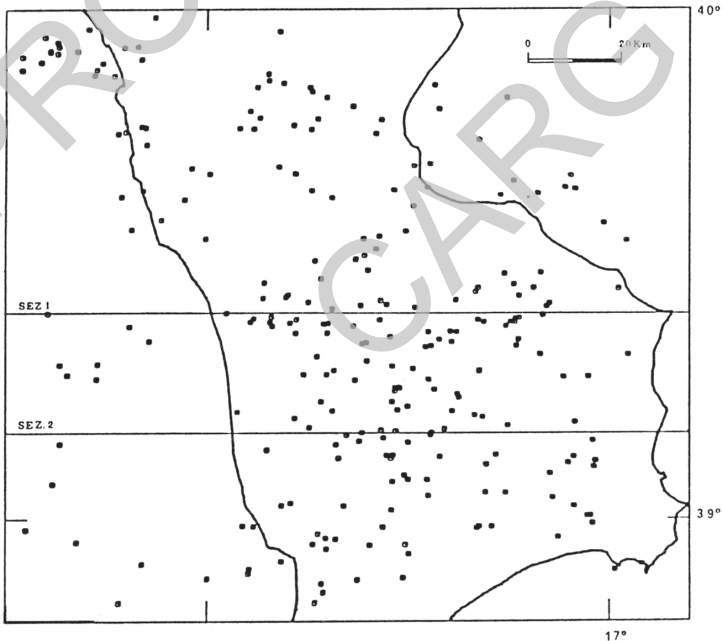


Fig. 36 - Mappa della microsismicità rilevata dalla Rete Sismica Regionale dell'Università della Calabria tra il 1896 ed il 1991 (da MORETTI et alii, 1991).

X - ESPLORAZIONE PER RICERCA DI IDROCARBURI

Attività di esplorazione per ricerca di idrocarburi nel Bacino Crotonese sono state sviluppate negli anni '30 essenzialmente mediante rilievi geologici speditivi tesi a chiarire l'origine delle manifestazioni superficiali tra San Nicola dell'Alto e Strongoli, al margine settentrionale del bacino.

Tra il marzo 1938 ed il gennaio dell'anno successivo fu eseguito un rilievo geologico, rimasto inedito, di buona parte del Bacino Crotonese da parte di geologi americani della Caltex (MIGLIORINI, 1952). Tuttavia è solo negli anni '50 che la Società Montecatini ha avviato una sistematica attività esplorativa mediante rilievi geologici di dettaglio, rilievi gravimetrici, linee sismiche a riflessione e pozzi esplorativi. Di questa attività e delle conoscenze geologiche ottenute rimangono solo limitate documentazioni, nonostante questa attività sia stata realizzata da professionisti di rilevante valore scientifico. In queste note si ritiene doveroso riassumere alcuni dati, ancorché lacunosi, onde evitare che essi vengano completamente dimenticati.

BRONZINI (1959) ricorda che per il Crotonese i rilievi geologici furono guidati inizialmente dal Prof. C. Migliorini con la collaborazione del Prof. G. Ruggieri, del Dr. Ramaccioni e dell'Ing. Di Stefano. Alla morte del Prof. Migliorini i rilievi furono affidati al Prof. R. Selli, con la collaborazione del Dr. Ramaccioni, dei dottori Donzelli e Ruker e di altri.

Fu anche eseguito un dettagliato rilievo gravimetrico su tutto il bacino, alcune linee sismiche e furono perforati alcuni pozzi esplorativi. Per l'area del Foglio si hanno informazioni, dal lavoro di BRONZINI (1959), sulla ubicazione di un pozzo nei pressi di Capo Colonna (CA in tab. 4) e di altri pozzi denominati *Perrotta* (PE1 e PE2 in tab. 4) tra le contrade Campione e Semaforo, tutti vicini al bordo meridionale del Foglio, dei quali l'Autore non ha potuto riportare le stratigrafie. Di questi pozzi rimangono pertanto solo notizie molto sommarie, che qui di seguito sono riassunte (Tab. 4).

Tab. 4 - Ubicazione e profondità dei pozzi per ricerca petrolifera perforati dalla Società Montecatini negli anni '50 e '60.

Pozzo	Latitudine	Longitudine	Quota	Profondità	Data
CA	39° 01' 43"	4° 44' 17"	28,70	1.275,70	8 - 1953
PE1	39° 01' 04"	4° 42' 18"	62,44	1.296,00	9 - 1955
PE2	39° 01' 1"	4° 42' 33"	140,10	1.456,00	11 - 1969

L'Agip ha perforato successivamente alcuni pozzi in terra e numerosi pozzi in mare a non grande distanza dalla costa. Di questi pozzi non sono attualmente disponibili le stratigrafie. In terraferma il pozzo più vicino all'area coperta dal Foglio è il *Pozzo Crotone 1*, ubicato pochi chilometri ad ovest del Foglio, il quale ha raggiunto il cristallino alla profondità di circa 2.410 m, dopo avere attraversato una successione comprendente depositi pliocenici per uno spessore di circa 850 m, sedimenti messiniani per ulteriori 800 m circa e sedimenti tortoniani per i restanti 760 m circa.

XI - PROSPEZIONI SISMICHE

Al fine di analizzare la struttura profonda dell'area rilevata si sono reperite le sezioni sismiche e i log di pozzo disponibili, acquisiti per esplorazione petrolifera. In particolare nell'ambito del Foglio "Crotone" sono state acquisite dall'AGIP, nel 1975 e nel 1982, due sezioni sismiche a riflessione multicanale denominate PAP-75-02 e PAP-4-82, situate ad ovest di Crotone, ed una terza (RCB-2-STR-5) nel settore settentrionale del Foglio (Fig. 37). Inoltre è stato possibile reperire il log del pozzo *Perrotta 2*, profondo circa 1500 m, e ubicato in località Semaforo, al margine sud-orientale della dorsale della Vrica, ed il log del pozzo *Strongoli 1*, situato nella parte meridionale del delta del Neto, in località Pagliamiti. Questi dati sono disponibili presso Eni S.p.A. e su <http://unmig.sviluppoeconomico.gov.it/videpi/> (Visibilità Dati Esplorazione Petrolifera in Italia, Progetto ViDEPI).

Le due sezioni sismiche più meridionali risultano entrambe orientate OSO-ENE e sono lunghe circa 10 km (Figg. 38, 39). L'interpretazione delle sezioni è stata effettuata tenendo conto sia delle informazioni desunte dal pozzo *Perrotta 2* che da pozzi effettuati in aree limitrofe (*Torre Cannone 1*), nonché dall'analisi delle velocità sismiche. Ciò ha permesso di definire i seguenti orizzonti stratigrafici:

- base del Pliocene;
- base del Messiniano;
- base della formazione del Ponda;
- base della formazione di San Nicola.

Il tratto di successione di età plio-pleistocenica ha evidenziato una velocità di circa 2.000 m/sec e la sua base è stata posta ad una profondità in tempi intorno a 1-1,2 sec nelle zone occidentali delle sezioni analizzate, quindi verso il bordo del bacino di Crotone. Nelle zone più orientali invece tale orizzonte si approfondisce attestandosi tra 1,4 sec nella sezione PAP-4-82 e 1,7 nella PAP 75-02. In termini di spessori, la successione plio-pleistocenica presenta uno spessore di circa 1.000-



Fig. 37 - Ubicazione delle linee sismiche.

1.200 m nelle aree occidentali e di oltre 2 km in quelle orientali verso il centro del bacino (Figg. 38, 39). L'analisi delle due sezioni ha inoltre evidenziato come all'interno della successione siano visibili, intorno a 0,5-0,7 sec, orizzonti continui caratterizzati da un segnale molto intenso che potrebbero essere connessi alla presenza di livelli sabbiosi all'interno di una successione che nel suo insieme è prevalentemente pelitica.

La base del Messiniano è posta a circa 1,5 sec nelle zone occidentali e a 2,3 sec in quelle orientali che, tradotte in termini di profondità, significa passare da 2 a 3 km (Figg. 38, 39). Lo spessore complessivo della successione messiniana, che ha mostrato una velocità di circa 2.800 m/sec, dovrebbe quindi variare da circa 800

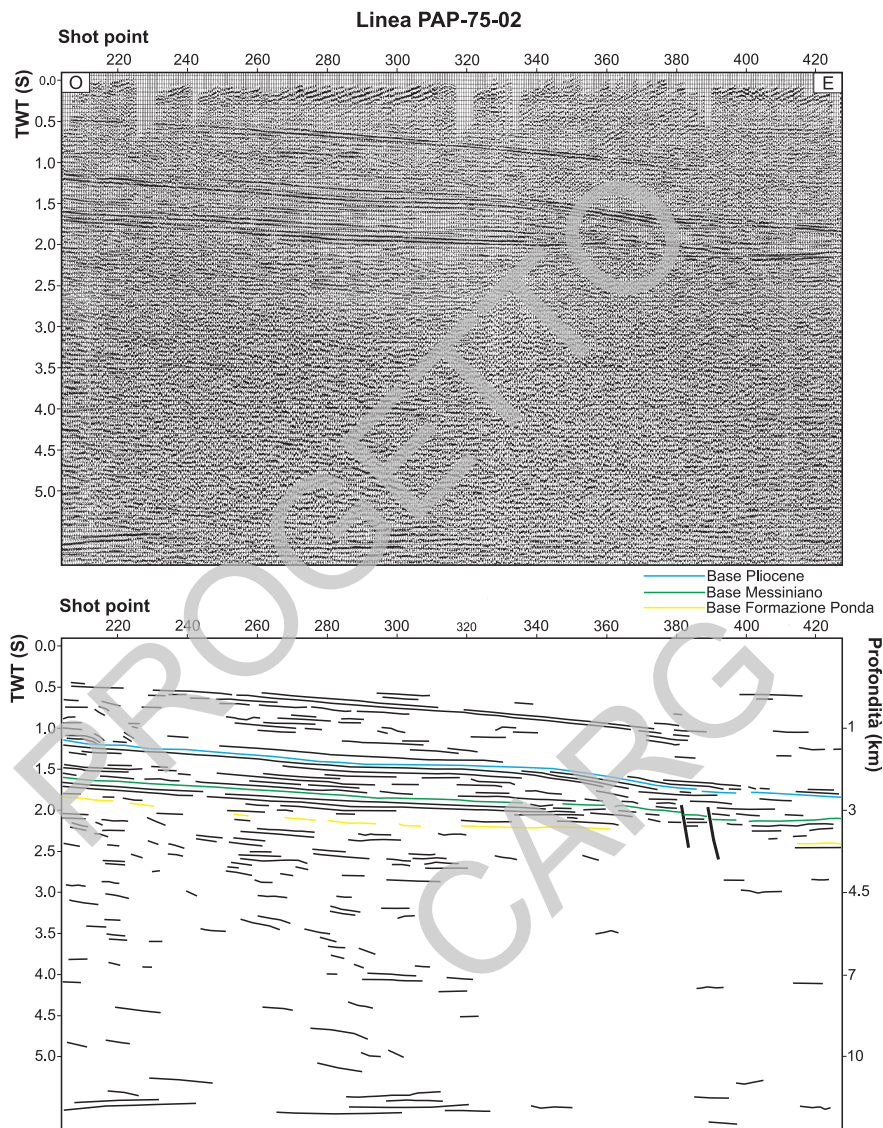


Fig. 38 - Linea sismica PAP-75-02, situata ad ovest di Crotone. Sono osservabili tre orizzonti interni principali, corrispondenti alla base del Pliocene, del Messiniano e della "formazione del Ponda".

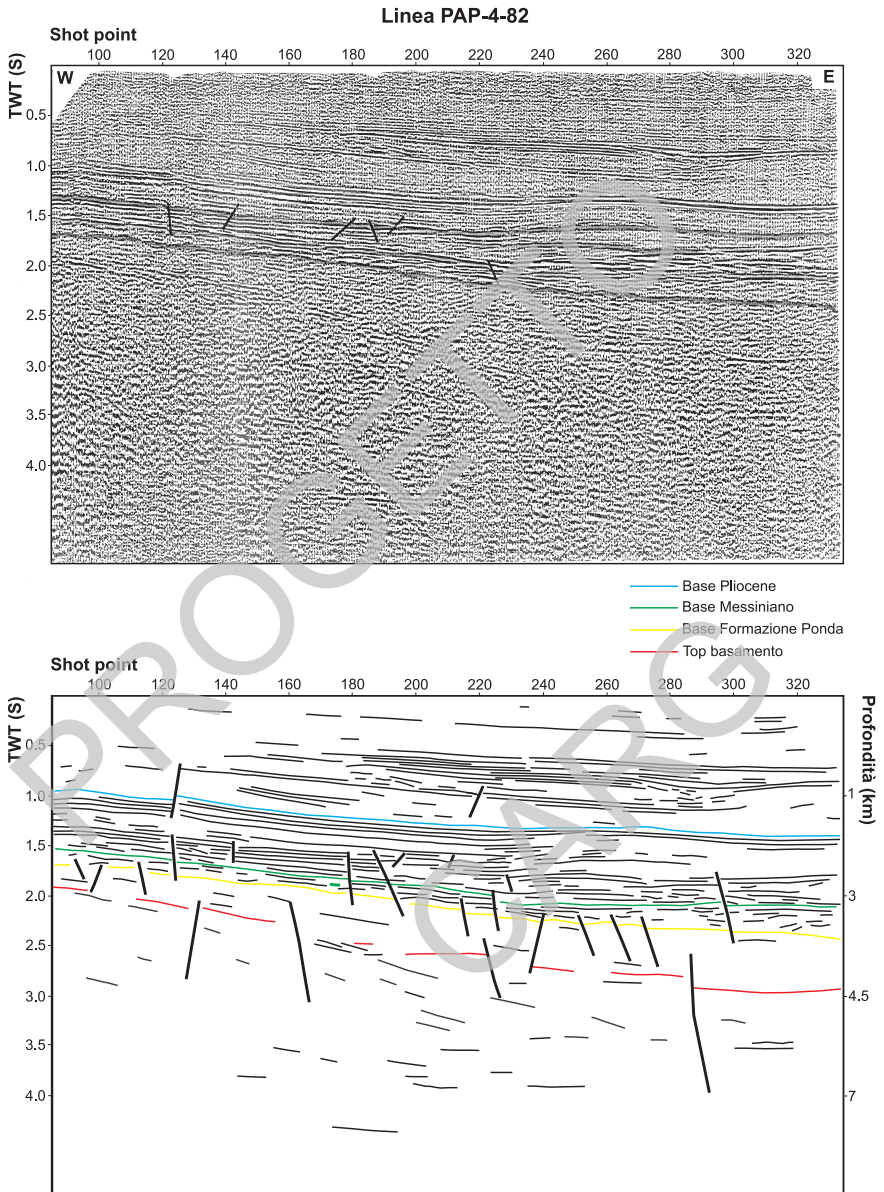


Fig. 39 - Linea sismica PAP-4-82, situata ad ovest di Crotona. Oltre a tre orizzonti principali, all'interno della successione neogenica è riconoscibile il tetto del basamento.

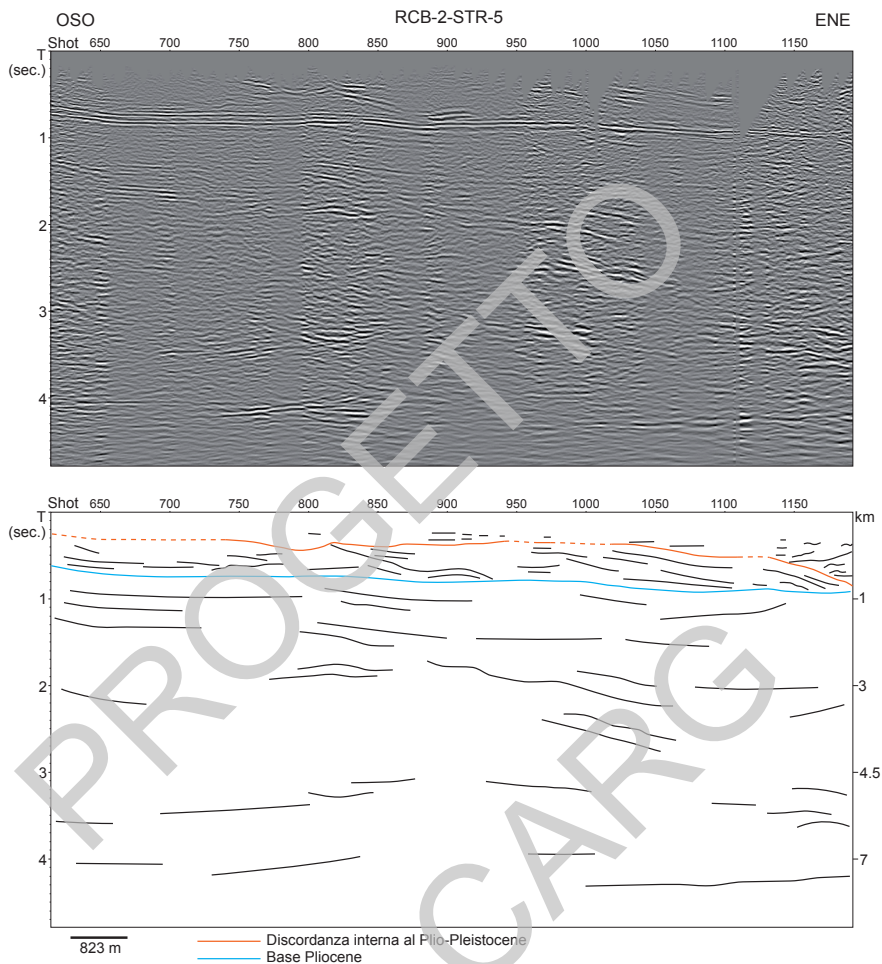


Fig. 40 - Linea sismica RCB-2-STR-5, situata lungo la valle del Neto. È osservabile la base della successione plio-pleistocenica ed un riflettore interno a questa (vedi testo).

a 1.000 m evidenziando un ispessimento verso il centro del bacino, molto meno accentuato rispetto all'intervallo precedente.

La base della formazione del Ponda (RODA, 1964a; gruppo del Ponda nei limi- trofi fogli del Progetto CARG) è stata posta a 1.6-1.7 sec nelle zone occidentali e a 2.5-2.4 sec in quelle orientali. La base della formazione di San Nicola (RODA, 1964a), invece, è stata posta a circa 2 sec nelle zone occidentali e a circa 2,8-2,9 sec in quelle orientali che, tradotto in termini di profondità, significa passare da circa 3 km a oltre 4,4 km (Figg. 38, 39). La velocità dell'intervallo Serravalliano-Tortoniano è risultata di circa 3.600 m/sec e il suo spessore varia da circa 1.000 m nelle zone occidentali a 1.500 in quelle orientali.

In conclusione, nell'area di Crotona è presente una successione sedimentaria caratterizzata da uno spessore variabile da circa 3.000 a circa 4.500 m, interessata da diverse faglie dirette, con rigetto modesto, localizzate per lo più nei depositi miocenici.

La linea RCB-2-STR-5 è stata acquisita lungo la valle del Neto, e ha un'orien- tazione ENE-OSO (Figg. 37, 40). La linea attraversa l'area del Foglio per un tratto di circa 10 km. Solo la base del Pliocene ed una seconda superficie all'interno della successione plio-pleistocenica sono riconoscibili con sicurezza (Fig. 40). La base del Pliocene è leggermente inclinata verso mare e la sua profondità varia da circa 600 m nel tratto più interno a quasi 1 km in quello più esterno. La succes- sione soprastante mostra relazioni di *downlap* su questa superficie ed appare come un corpo progradante delimitato al tetto dalla superficie interna alla successione plio-pleistocenica. Questa seconda superficie, di origine incerta, si approfondisce con decisione nel tratto verso mare (tra 250 m e quasi 1 km, Fig. 40), e confluisce con la base di una struttura tipo canyon profonda più di 1 km, meglio osservabile su linee più settentrionali. Al di sopra di questa superficie sono osservabili rela- zioni di *onlap*.

XII - GEOLOGIA DELLE AREE MARINE

1. - DATI E STRUMENTAZIONE

Per la realizzazione della mappatura dell'area marina del Foglio "Crotone" sono stati studiati 310 km² di dati OGS di ecoscandaglio *multibeam* (MBES), 354 km di profili OGS *sub-bottom* (SBP) e 91 km di profili sismici multicanale (MCS) "ministeriali" disponibili sul sito ViDEPI (<http://unmig.sviluppoeconomico.gov.it/videpi/>) (Fig. 41). Per correlare l'interpretazione dei dati MBES, SBP e MCS sono stati utilizzati i dati di *log* dei pozzi esplorativi (1000-3000 m) per ricerche idrocarburi "ministeriali", anch'essi disponibili sul sito ViDEPI (<http://unmig.sviluppoeconomico.gov.it/videpi/>) (Fig. 41). I dati OGS sono stati acquisiti dalla nave da ricerca OGS-Explora e nel 2005 e 2009 e dall'Imbarcazione Joshua nel 2009. Tutti i dati MBES sono stati processati nel 2009 e 2010 dal Dipartimento RIMA dell'OGS.

La strumentazione scientifica utilizzata per l'acquisizione di dati morfobatimetrici è: Multibeam RESON Seabat 8125, per rilievi in fondali da 0 m a 120 m, Multibeam RESON Seabat 8111, per rilievi su fondali compresi tra i 70 m ed i 450-500 m, un Multibeam RESON Seabat 8150 per rilievi su fondali caratterizzati da profondità maggiori. Entrambi gli strumenti RESON 8111 e 8150 sono inoltre stati utilizzati per acquisire informazioni riguardanti la riflettività del fondale marino, sia nel formato *Pseudo-Side Scan Sonar* che in quello *Snippets*. La qualità dei dati acquisiti nel 2005 è medio-alta, mentre la qualità dei dati acquisiti nel 2009 è ottima. I dati acquisiti in acqua profonda hanno una risoluzione variabile tra 10 m e 50 m, mentre quelli in acqua mediobassa arrivano ad una risoluzione di qualche metro, in acqua bassa la risoluzione è decimetrica (Fig. 42).

Per l'acquisizione di profili sismici ad altissima risoluzione è stato utilizzato un sistema *sub-bottom profiler* Datasonics-Benthos CAP 6600 a tecnologia Chirp (7-10 kHz) a bordo della nave OGS Explora e di un sistema *sub-bottom profiler*

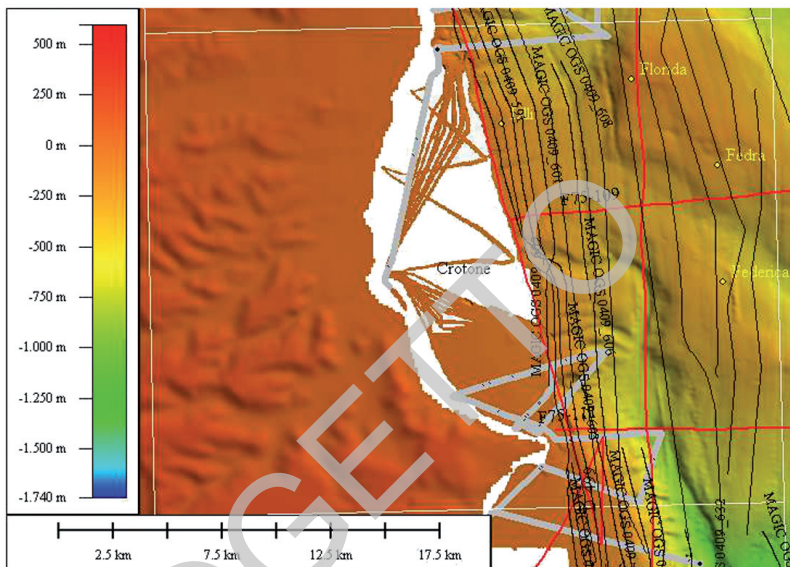


Fig. 41 - Rilievo ombreggiato delle area emerse e marine CARG relativa al Foglio "Crotone" (riquadro giallo). In grigio e nero la posizione dei profili sub-bottom, in rosso la posizione dei profili sismici "ministeriali", in giallo la posizione dei pozzi "ministeriali" ricadenti nell'area di studio.

EDGETECH 3200 XS, towfish (2-7 kHz), trainato a poppavia, sulla imbarcazione minore Joshua.

L'interpretazione dei dati sismici è stata realizzata con l'ausilio del software Kingdom Suite della Seismic Micro-Technology (University Gift Programme). L'interpretazione dei dati morfo-batimetrici è stata realizzata con l'ausilio del software Global Mapper.

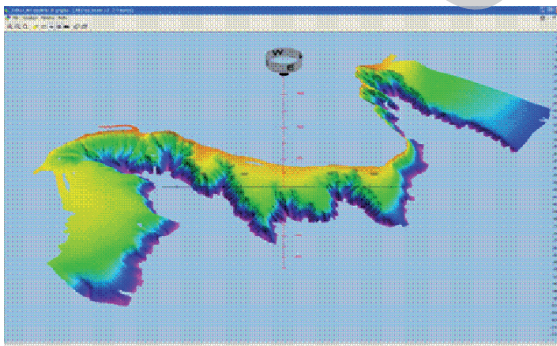


Fig. 42 - Dettaglio del processing dei dati multibeam realizzato con il software PDS200.

2. - CRITERI DI CARTOGRAFIA GEOLOGICA

La rappresentazione delle aree sommerse, non essendo prevista dall'Accordo di programma tra il Servizio Geologico d'Italia e il CNR e l'Università di Udine, ma fornita a titolo gratuito per la completezza delle informazioni, è stata rilevata esclusivamente con metodi strumentali da remoto e per questo non risponde ai criteri delle Linee guida previste per il Progetto CARG. Pertanto non è stato possibile inserirla nel Campo carta, ma è stata rappresentata in una carta accessoria alla scala circa 1:100.000. Per l'indagine diretta delle aree CARG si è usufruito delle informazioni fornite dai pozzi "ministeriali" (profondità media da circa 1.000 m fino 3.000 m), in quanto nell'area di studio non sono disponibili carotaggi del sottofondo.

La definizione degli ambienti deposizionali e relativi depositi delle unità affioranti e delle unità recenti depositate sul margine è stata ricavata dall'interpretazione delle *echo-facies* sismiche osservate nei profili *sub-bottom*. Il metodo consiste nella mappatura delle facies acustiche identificate sui profili Chirp utilizzando il contesto fisiografico fornito dal rilievo morfobatimetrico. Questo metodo utilizza la complementarietà delle informazioni ricavate dallo studio del rilievo morfobatimetrico di un'area di fondo mare e dal carattere acustico dei sedimenti marini rilevati nella parte più superficiale (100/300 m) delle prospezioni sismiche. Il metodo permette di identificare i principali pattern deposizionali e i processi a loro associati, avvenuti a partire dal tardo Pleistocene e di capire se questi processi siano stati controllati tettonicamente o meno.

3. - CARATTERI FISIOGRAFICI DELLE AREE SOMMERSE

Il margine continentale Calabro Ionico è caratterizzato da una piattaforma continentale generalmente molto ridotta in estensione, e da una scarpata continentale calabra (SCC) estremamente ripida (che può raggiungere anche i 20° di pendenza in meno di un chilometro di distanza), molto estesa e molto articolata (CERAMICOLA *et alii*, 2008, 2009, 2010, 2013a).

Non esiste una vera e propria piana abissale, ma la parte inferiore della scarpata è delimitata a sud da una serie di aree bacinali (Bacino di Crotona e di Spartivento) e a nord dalla prosecuzione sottomarina della Fossa Bradanica (Valle di Taranto) che, con andamento rettilineo, separa il fondale della scarpata continentale dai due versanti calabro e apulo.

La SCC è incisa da numerosi canyon e da canali erosivi che drenano l'imponente apporto sedimentario proveniente dall'entroterra calabro verso la Valle di Taranto e il Bacino di Crotona-Spartivento. Le testate di canyon sono imponenti e composte da numerosi tributari che in genere incidono lo *shelf break* raggiungendo spesso distanze di pochi centinaia di metri dalla linea di costa. L'andamento regolare della scarpata è interrotto da rilievi "intrascarpata" di notevoli dimensioni (Dorsale dell'Amedolara, Alto di Cirò) che conferiscono alla scarpata un aspetto articolato

composto da alternanze di alti e bassi morfologici (CERAMICOLA *et alii*, 2008, 2009, 2010, 2013a).

I fondali interessati da questo Foglio vanno da profondità -20 m s.l.m. fino a -550 m (Fig. 43). La piattaforma continentale è poco rappresentata, e dove presente è caratterizzata da sedimenti ricchi in gas (osservati sui dati *subbottom*) (CERAMICOLA *et alii*, 2009, 2014). La scarpata continentale in questione non è molto acclive (circa 3° di gradiente, fino ad un massimo di 5°) con profondità che vanno da 200 m a circa 550 m. I lineamenti primari caratteristici di questo fondale sono nella parte nord del foglio la parte meridionale del complesso Canyon del Neto che incide fortemente la piattaforma continentale arrivando nei pressi della linea di costa; e nella parte meridionale del foglio le incisioni da canali erosivi con letto generalmente a V e cigli a spigoli vivi che si sviluppano perpendicolarmente alla linea di costa.

Spostandosi verso sud è presente un altro canyon molto meno imponente, il Canyon dell'Esaro il quale mostra una testata poco sviluppata, e dopo un breve tratto orientato circa E-O piega improvvisamente di quasi 90° per disporsi circa NNO-SSE per circa 16 km (Fig. 43). Nella parte più profonda della scarpata si osservano dei rilievi di intrascarpata di circa 150- 200 m con apparente orientazione NO-SE di probabile controllo tettonico, l'Alto di Luna.

Una notevole presenza di micchie di distacco si osserva sui versanti acclivi di questi rilievi. L'alto strutturale di Luna presenta una morfologia articolata per la

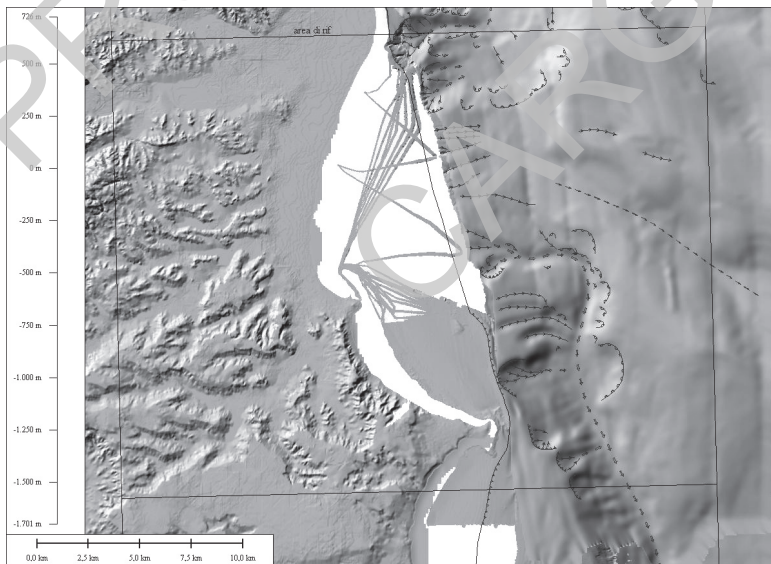


Fig. 43 - Rilievo ombreggiato della parte marina del Foglio Crotona (quadrato nero) e i principali elementi morfologici individuati.

presenza di due rilievi principali separati da un canale molto ampio e svasato che mette in comunicazione due bacini intrascarpati (Fig. 43).

I versanti di questi rilievi sono interessati da importanti fenomeni franosi. Inoltre, sul rilievo posto più a nord sono stati identificati depositi che per la loro facies acustica e architettura deposizionale sembrano essere stati depositati da correnti di fondo. Il versante NE dell'alto strutturale di Luna mostra la presenza di un gradino morfologico, di probabile origine tettonica, molto ben delineato prima di raccordarsi alla piana bacinale. L'area della scarpata più profonda presenta una morfologia generalmente meno disturbata.

Dall'osservazione congiunta delle tracce delle fumarie e dei *thalweg* di canyon (Fig. 44) si osserva generalmente una buona continuità tra i corsi d'acqua subaerei e i canyon sottomarini. Inoltre nei profili longitudinali si osserva come vi sia sempre una significativa rottura di pendio in corrispondenza dell'attuale livello del mare, che conferisce al profilo un aspetto che va dal doppio concavo al doppio rettilineo (Fig. 45).

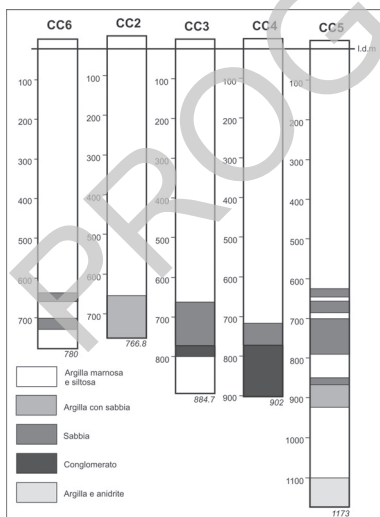


Fig. 44 - Rilevato ombreggiato del margine crotonese. In blu i corsi d'acqua subaerei e in marrone i canyon sottomarini corrispettivi.

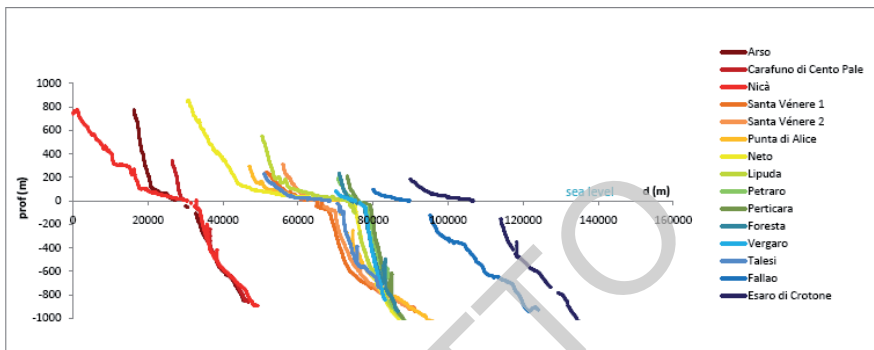


Fig. 45 - Profili longitudinali dei canyon principali con le rispettive prosecuzioni nelle fiamare e corsi d'acqua subacquei.

4. - CARATTERE ACUSTICO DEI DEPOSITI SUPERFICIALI

L'analisi delle *echo-facies* (o facies acustiche) è stata realizzata per individuare i principali caratteri deposizionali e la loro distribuzione nell'area di studio (Fig. 46). La mappa del carattere acustico del margine calabro ionico (Fig. 47) è stata realizzata integrando i *datasets* dei profili ad altissima risoluzione, SBP (7-10 kHz), con le informazioni derivanti dal rilievo morfobatimetrico.

Il metodo consiste nella mappatura delle facies acustiche identificate sui profili SBP utilizzando il contesto fisiografico fornito dal rilievo morfobatimetrico. Questo metodo utilizza la complementarietà delle informazioni ricavate dallo studio del rilievo morfobatimetrico di un'area di fondo mare e dal carattere acustico dei sedimenti rilevati nella parte più superficiale (100/300 m) delle prospezioni sismiche.

In questo modo sono stati identificati i principali *pattern* deposizionali e i processi a loro associati, avvenuti recentemente nel margine ionico calabro. Questo metodo è spiegato in modo più esteso in CERAMICOLA *et alii* (2013b).

L'analisi dei profili SBP disponibili ha consentito di definire le caratteristiche del substrato Plio-Quaternario attraverso il riconoscimento di sei differenti facies acustiche (Fig. 46).

Facies acustica di tipo *bedded* (BB): Orizzonti piano-paralleli, continui e netti. Questa facies acustica è associabile a depositi di tipo torbiditi, emipelagiti, o contouriti (Figg. 46, 47).

Facies acustica *buried transparent bedded* (BTB): Facies acustica composta dalla associazione, talora ciclica, di una unità superiore e una inferiore di tipo *bedded* (BB) e da una unità interposta trasparente. Questa facies acustica è associabile a depositi di tipo *debris flows* seppelliti (Figg. 46, 47).

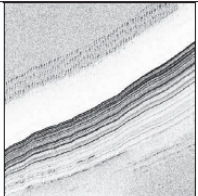
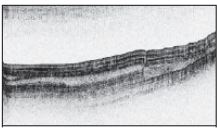
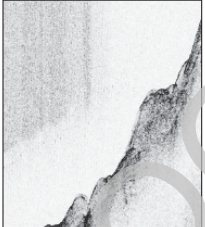


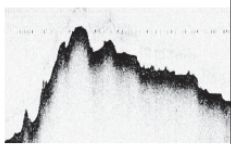
FACIES ACUSTICA	NOME	DESCRIZIONE	INTERPRETAZIONE	PROCESSI SEDIMENTARI
	Bedded BB	Orizzonti piano-paralleli, continui, di ampiezza decrescente verso il basso fino a facies acustica trasparente.	Torbiditi, emipelagiti, o contouriti	Correnti di torbida o sedimentazione emipelagica o sedimentazione da correnti di fondo
	Buried Transparent Bedded BTB	Facies acustica composta da una unità superiore e inferiore tipicamente bedded (BB) con intercalata una o più unità trasparenti.	Debris flows seppelliti	Mass wasting (mass flow) + Correnti di torbida o sedimentazione emipelagica o sedimentazione da correnti di fondo
	Chaotic C	Facies acustica da trasparente a caotica passante verso il basso a riflettori piano-paralleli discontinui e di bassa ampiezza. Presenza di iperboli di diffrazione in corrispondenza del fondale.	Prodotti di mass wasting (slides, debris flows)	Erosione e rideposizione dovuti a mass wasting: (slumps, slides & debris flows)
	Hyperbolae H	Facies acustica composta da iperboli di diffrazione larghe e irregolari in corrispondenza del fondale e del sottofondo.	Nicchie di distacco o scarpata di testata di canyon (slope artifacts)	Testate di canyon in erosione e retroattive
	Slope S	Facies acustica caratterizzata da un riflettore di bassa ampiezza e relativamente continuo sul fondo mare e un sottofondo trasparente. La facies passa a Bedded (BB) verso l'alto del pendio	Copertura sedimentaria indisturbata su pendii molto ripidi	Sedimentazione emipelagica o sedimentazione da correnti di fondo su pendii ripidi
	Rough R	Facies acustica caratterizzata da un riflettore del fondo continuo e a elevata ampiezza. Facies acustica sorda	Segnale riconducibile e sia a depositi grossolani non consolidati, sia ad affioramenti rocciosi, sia a banchi di coralli	Correnti di torbida, o substrato roccioso sedimentario o cristallino o banchi corallini

Fig. 46 - Tavola descrittiva delle facies sismiche riconosciute nei fondali del margine crotonese.

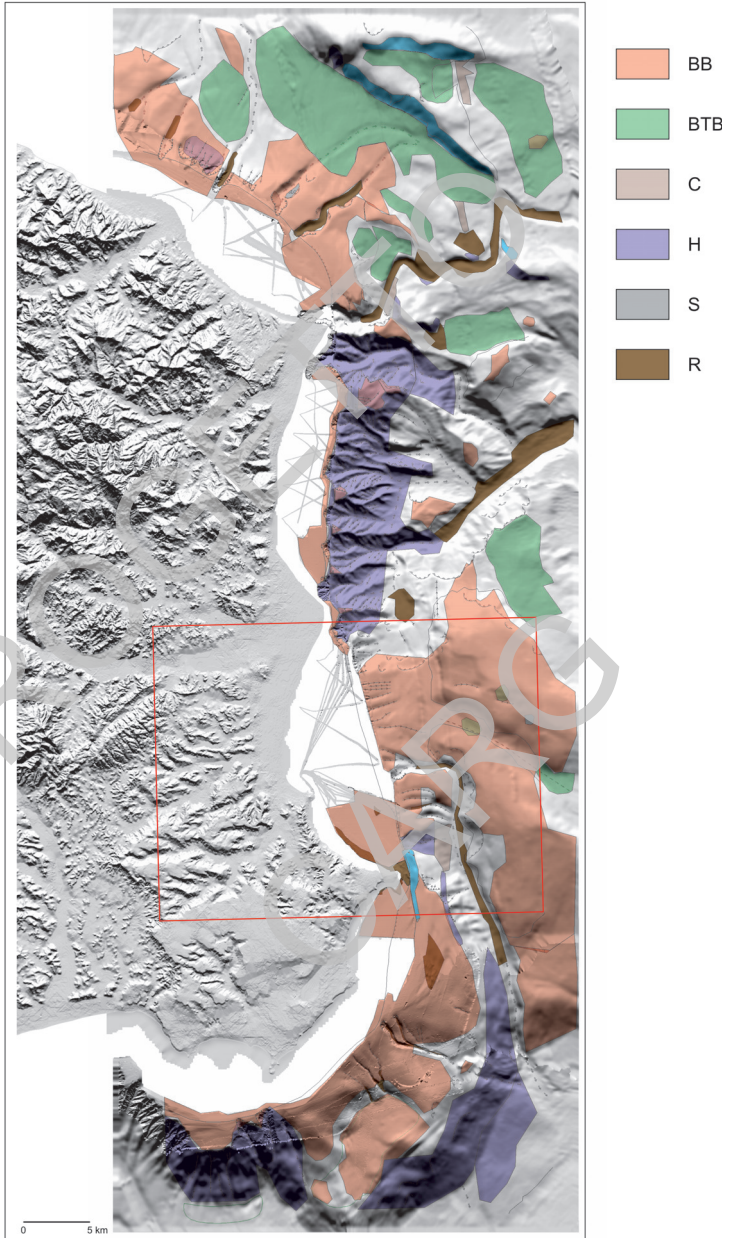


Fig. 47 - *Mapa del carattere acustico del margine crotonese. BB è la facies Bedded, BTB è la Buried Transparent Bedded, C è la Chaotic, H è l'Hyperbolae, S è la Slope e R è la Rough.*

Facies acustica chaotic (C): Facies acustica da trasparente a caotica passante verso il basso a riflettori piano-paralleli discontinui e di bassa ampiezza. Presenza di iperboli di diffrazione in corrispondenza del fondale. Questa facies acustica è associabile a depositi di *mass wasting*, *slides*, *debris flows* (Figg. 46, 47).

Facies acustica hyperbolae (H): Facies acustica caratterizzata da iperboli di diffrazione larghe e irregolari in corrispondenza del fondale e del sottofondo. Questa facies acustica può essere associata a morfologie del fondale con cambiamento repentino di continuità, del tipo nicchie di distacco, scarpate o testate di canyon (*slope artifacts*) (Figg. 46, 47).

Facies acustica slope (S): Facies acustica caratterizzata da un riflettore di bassa ampiezza e relativamente continuo sul fondo mare e un sottofondo trasparente. La facies passa a *Bedded* (BB) verso l'alto del pendio. Questa facies acustica è associabile a depositi di tipo copertura sedimentaria indisturbata su pendii molto ripidi (Figg. 46, 47).

Facies acustica rough (R): Facies acustica caratterizzata da un riflettore del fondo continuo e a elevata ampiezza. Facies acustica sorda. Segnale riconducibile sia a depositi grossolani non consolidati, sia ad affioramenti rocciosi, sia a banchi di coralli (Figg. 46, 47).

5. - AMBIENTI DEPOSIZIONALI

Le facies acustiche sono state mappate sulla base morfobatimetrica e sono stati così identificati i seguenti ambienti deposizionali: ambiente di piattaforma e ambiente di scarpata continentale e di bacino.

Ambiente di piattaforma continentale

Depositi di piattaforma (g_{18})

Si tratta di sedimenti caratterizzati da facies acustiche di tipo *bedded* (BB). Facies acustica associata a depositi di tipo emipelagiti e/o *sediment drift* di piattaforma continentale (Figg. 46, 47). Questa interpretazione si estende anche alle aree limitrofe di scarpata continentale in cui non abbiamo informazione morfologica.

Ambiente di scarpata continentale e di bacino

Depositi da flussi gravitativi non canalizzati (m_1)

Si tratta di sedimenti caratterizzati da facies acustica *buried transparent bedded* (BTB). Facies acustica associata a depositi debritici seppelliti da drappaggi emipelagici, riconducibili a episodi di flussi gravitativi non canalizzati avvenuti recentemente e anche ripetutamente sui pendii della scarpata continentale (Figg. 46, 47).

Inoltre possiamo trovare aree a sedimenti non campionati, caratterizzati da facies acustica *chaotic* (C). Facies acustica associata a depositi debritici affioranti a fondo mare, riconducibili a depositi gravitativi non canalizzati in attività sulla scarpata continentale (Figg. 46, 47).

Depositi di scarpata continentale (m₂)

Si tratta di sedimenti caratterizzati da facies acustiche di tipo *bedded* (BB). Facies acustica associata a depositi di tipo emipelagiti e/o *sediment drift* di scarpata continentale. Questa interpretazione si estende anche alle aree limitrofe di scarpata continentale in cui non abbiamo informazione morfologica (Figg. 46, 47)

Depositi gravitativi di riempimento di canyon (m₇)

Sedimenti caratterizzati da facies acustiche di tipo *Rough* (R). Facies acustica riconducibile a depositi grossolani non consolidati all'interno di canali o canyon (Figg. 46, 47).

Substrato affiorante indifferenziato (XAI)

Formazioni affioranti e subaffioranti, non campionate, con facies acustiche di tipo *hyperbolae* (H) riconducibili a pendii in erosione, morfologicamente molto diverse rispetto ai fondali marini circostanti (Figg. 46, 47). Nelle porzioni più costiere esse sono da riferire alle formazioni affioranti nell'entroterra e sono localizzate all'interno scarpata di testata di canyon e/o nicchie di distacco.

La mappa degli ambienti deposizionali e delle facies acustiche è illustrata nella tavola fuori testo.

6. - TETTONOSTRATIGRAFIA

L'analisi delle linee sismiche "ministeriali", abbinata alla correlazione dei pozzi disponibili, ha permesso di riconoscere l'assetto strutturale del tratto marino compreso tra l'attuale scarpata ed il bacino adiacente. In particolare, due lineamenti principali orientati NO-SE e sepolti dai sedimenti plio-pleistocenici, delimitano l'alto strutturale di Luna al largo di Crotona, interpretato come una struttura a fiore positivo. I lineamenti NO-SE consistono quindi in faglie trascorrenti, il cui senso di movimento non è determinabile, e rappresentano la prosecuzione a mare della zona di taglio Rossano-San Nicola. La parte meridionale dell'attuale scarpata nel presente Foglio si trova in corrispondenza di un sistema di *thrust* vergente verso est e SE, ben sviluppato nel sottostante Foglio 577, alla base del quale si è impostato il Canyon dell'Esaro con andamento nord-sud.

Questo stile deformativo ha generato una serie di bacini che hanno permesso notevoli accumuli di sedimenti plio-pleistocenici prevalentemente fini, i cui spessori arrivano a 2500 m (Fig. 48). Sugli alti strutturali, invece, l'unità plio-pleistocenica è limitata a qualche centinaio di metri di spessore (Fig. 48). Se comparata

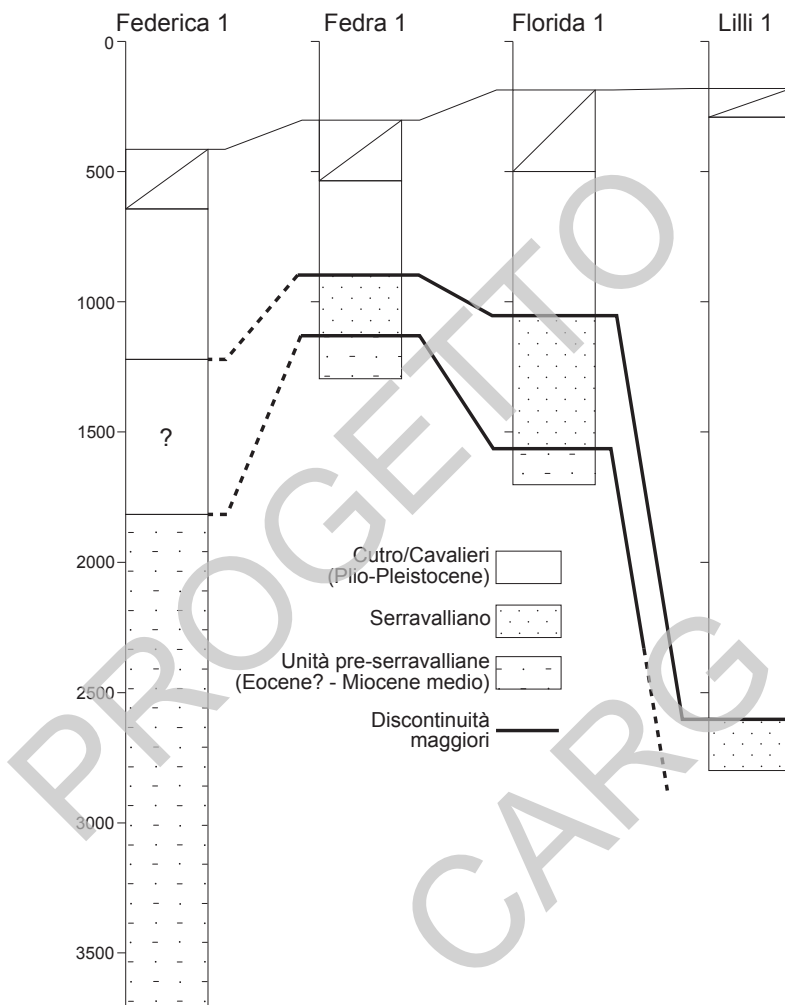


Fig. 48 - Interpretazione dei pozzi "ministeriali".

ai depositi più antichi, l'unità plio-pleistocenica mostra un grado di deformazione minore; tuttavia, essa è stata localmente coinvolta in una tettonica probabilmente transpressiva.

La successione degli eventi deformativi in quest'area non è di facile determinazione. È comunque ipotizzabile una correlazione con le maggiori fasi deformative che hanno coinvolto l'Arco Calabro, le quali hanno dato luogo alla formazione di *thrust* fuori sequenza durante il Messiniano (BONARDI *et alii*, 2001), e sono legati a movimenti trascorrenti lungo i lineamenti NO-SE associati alla Linea del Pollino (KNOTT & TURCO, 1991). La notevole irregolarità topografica generata in seguito al *thrusting* messiniano ha localmente determinato la totale assenza di depositi evaporitici e post-evaporitici (Fig. 48).

RINGRAZIAMENTI

Si ringrazia Andrea Caburlotto e Dario Civile (OGS) per il contributo alla prima stesura del riconoscimento delle echofacies; Jacques Centonze e Paolo Diviacco (OGS) per l'ausilio nel supporto informatico per la conversione dei file SEG-Y. Si ringraziano Francesco Muto (Università della Calabria), Franco Fanucci e Ester Colizza (Università di Trieste) per il supporto fornito durante la preparazione dei Fogli CARG. Si ringraziano l'equipaggio e i partecipanti delle campagne MESC 2005, WGDT 2005, MAGIC 2009, Joshua 2009. Si ringraziano di Agata Di Stefano e Rosanna Maniscalco per lo svolgimento delle analisi micropaleontologiche.

PROGETTO

CARG

BIBLIOGRAFIA

- AGUIRRE E. & PASINI G. (1985) - *The Pliocene-Pleistocene boundary*. Episodes, **8**: 116-120.
- AMATO A. & CIMINI G.B. (2001) - *Deep structure from seismic tomography*. In: VAI G.B. & MARTINI I.P. (Eds.) *Anatomy of an orogen: The Apennines and adjacent Mediterranean basins*. Kluwer Academic Publishers, Bodmin: 33-46.
- BELLUOMINI G., GLIOZZI E., RUGGIERI G., BRANCA M. & DELITALA L. (1987) *First dates on the terraces of the Crotona peninsula (Calabria, Southern Italy)*. Boll. Soc. Geol. It., **7**: 249-254.
- BERTOLANI MARCHETTI D., ACCORSI C.A. & BANDINI MOZZANTI M. (1978) - *Primi dati palinologici sulla serie marina plio-pleistocenica di Vrica presso Crotona (Calabria)*. Giorn. Botanico Ital., **4**: 296.
- BONARDI G., CAVAZZA W., PERRONE V. & ROSSI S. (2001) - *Calabria-Peloritani terrane and northern Ionian Sea*. In: VAI G.B. & MARTINI I.P. (Eds.), *Anatomy of an orogen: The Apennines and adjacent Mediterranean basins*. Kluwer Academic Publishers, Bodmin: 287-306.
- BRONZINI S. (1959) - *Note sulle ricerche di gas in alcune aree del litorale ionico*. I giacimenti gassiferi dell'Europa occidentale: atti del convegno di Milano, 30 settembre - 5 ottobre 1957, Roma Accademia nazionale dei Lincei, **1959**: 399-405.
- CAPOZZI R., ARTONI A., TORELLI L., LORENZINI S., OPPO D., MUSSONI P. & POLONIA A. (2012) - *Neogene to Quaternary tectonics and mud diapirism in the Gulf of Squillace (Crotona-Spartivento Basin, Calabria Arc, Italy)*. Marine and Petroleum Geology, **35**: 219-234.
- CERAMICOLA S., CABURLOTTO A., COSTE M., COVA A., MIGEON S., FORLIN E., PRAEG D., DIVIACCO P., COTTERLE D., ROMEO R., FACCHIN L., CIVILE D., RAMELLA R., CRITELLI S. & CHIOCCI F.L. (2010) - *Seabed features in relation to geohazards on the Ionian Calabrian margin: results from the MAGIC Project*. 39th. CIESM Congress, 10-14 May 2010, Venice, Italy.
- CERAMICOLA S., CIVILE D., CABURLOTTO A., COVA A., ACCETTELLA D., CAFFAU M., COTTERLE D., DIVIACCO P., WARDELL N. & RAMELLA, R. (2008) - *Dinamiche morfo-sedimentarie del margine calabro ionico settentrionale per definire il rischio geologico (Progetto MaGIC)*. 84° Congresso della Società Geologica Italiana, 15-17 settembre 2008, Sassari, Italy. In: OGGIANO G., CARMIGNANI L., FUNEDDA A., CONTI P. (Eds.), *Rendiconti Online della Società Geologica Italiana*. Vol. 3, Fasc. 1, pp. 210-11 (http://www.socgeol.it/318/Rendiconti_on_line.html).
- CERAMICOLA S., CIVILE D., CABURLOTTO A., COVA A., COTTERLE D., DIVIACCO P., CAFFAU M., PRAEG D., ACCETTELLA D., COLLIZZA E., CRITELLI S., CUPPARI A., DOMINICI F., FANUCCI F., MORELLI D., MUTO F., ROMANO C. & RAMELLA R. (2009) - *Features of mass-wasting along the submarine slopes of the Ionian Calabrian margin*. International Conference on Seafloor Mapping for Geohazard Assessment, 11-13 May 2009, Ischia (Na), Italy. In: CHIOCCI F.L., RIDENTE D., CASALBONE D. & BOSMAN A. (Eds.), *Rendiconti Online della Società Geologica Italiana*, **7**, 87-89 (http://www.socgeol.it/318/Rendiconti_on_line.html).
- CERAMICOLA S., PRAEG D., COSTE M., FORLIN E., FANUCCI F. & CRITELLI S. (2013a) - *Submarine mass-movements in the Ionian Calabrian margin and their consequences for marine geohazards*. In: KRSTEL et al. (Eds.), *Submarine Mass Movements and Their Consequences, 6th International Symposium, Advances in Natural and Technological Hazards Research*. Springer Science + Business Media B.V.
- CERAMICOLA S., PRAEG D., COVA A., ACCETTELLA D., ZECCHIN M. & FORLIN E. (2014) - *Seabed Investigations of a Mud Volcano Province on the Calabrian Accretionary Prism, Central Mediterranean Sea*. Geo-Marine Letters.
- CERAMICOLA S., PRAEG D., ZECCHIN M., COVA A., GORDINI E., FORLIN E., DEPONTE M. & ACCETTELLA D. (2013b) - *Integrated Acoustic Mapping for the Geological Characterization of the Seabed and Near Bottom processes*. ISPRA, contributi al Meeting Marino (Roma, 25-26 ottobre 2012). Atti 2013, 122-127.
- CHIODO G., MORETTI A. & GUERRA I. (1993) - *Nuove informazioni sulla sismicità storica del Crotonese*. Atti Convegno annuale GNGTS, 41-54.
- CIARANFI N., FRANCESCANGELI R. & RAPISARDI L. (1982) - *Osservazioni sulla neotettonica dei fogli 237 "San Giovanni in Fiore" e 238 "Crotona"*. Contrib. Concl. Realizzazione Carta Neotett. D'Italia, Publ. Progetto Finalizzato Geodinamica, **513**: 405-425.
- CITA M.B. (1973) - *Pliocene biostratigraphy and chronostratigraphy*. In: RYAN W.B.F., HSÜ K.J., et al. (Eds.), *Init. Repts. DSDP*, 13 (Pt. 2): Washington (U.S. Govt. Printing Office), 1343-1379.

- CITA M.B. (1975) - *Studi sul Pliocene e gli strati di passaggio dal Miocene al Pliocene, VII. Planktonic foraminiferal biozonation of the Mediterranean Pliocene deep sea record: a revision*. Riv. Ital. Paleontol. Stratigr., **81**: 527-544.
- COLALONGO M.L. & PASINI G. (1980) - *La ostracofauna della Sezione Vrica in Calabria (con considerazioni sul limite Neogene/Quaternario)*. Boll. Soc. Paleont. Ital., **19**: 44-126.
- COLALONGO M.L., PASINI G., PELOSIO G., RAFFI S., RIO D., RUGGIERI G., SARTONI S., SELLI R. & SPROVIERI R. (1982) - *The Neogene/Quaternary boundary definition: a review and proposal*. Geogr. Fis. Din. Quat., **5**: 59-68.
- COLALONGO M.L., PASINI G. & SARTONI S. (1981) - *Remarks on the Neogene/Quaternary boundary and the Vrica Section (Calabria, Italy)*. Boll. Soc. Paleont. It., **20**: 99-120
- CORTESE E. (1895) - *Descrizione geologica della Calabria*. Mem. Descr. Carta Geol. d'Italia, **9**: 310 pp.
- COSENTINO D., GLIOZZI E. & SALVINI F. (1989) - *Brittle deformations in the Upper Pleistocene deposits of the Crotona Peninsula, Calabria, southern Italy*. Tectonophysics, **163**: 205-217.
- DEL BEN A., BARNABA C. & TABOGA A. (2008) - *Strike-slip systems as the main tectonic features in the Plio-Quaternary kinematics of the Calabrian Arc*. Marine Geophysical Researches, **29**: 1-12.
- DEWEY J.F., HELMAN M.L., TURCO E., HUTTON D.H.W. & KNOTT S.D. (1989) - *Kinematics of the western Mediterranean*. In: COWARD, M.P., DIETRICH, D. & PARK, R.G. (Eds.), *Alpine Tectonics*. Spec. Publ. Geol. Soc., **45**: 265-283.
- DI GRANDE A. (1967) - *Sezione tipo della Molassa di San Mauro (Calabrian) nel Bacino Crotonese*. Riv. It. Pal. Strat., **13**: 199-271.
- DOGLIONI C. (1991) - *A proposal of kinematic modelling for W-dipping subductions. Possible applications to the Tyrrhenian-Apeninnes system*. Terra Nova, **3**: 423-434.
- D'ONOFRIO S. (1981) - *I Foraminiferi bentonici della Sezione Vrica (Calabria, Italia)*. Giorn. Geol., **43**: 327-364.
- FINNEY S.C. (2010) - *Formal definition of the Quaternary System/Period and redefinition of the Pleistocene Series/Epoch*. Episodes, **33**(3): 159-163.
- GIGNOUX M. (1910) - *Sur la classification du Pliocène et du Quaternaire dans l'Italie du Sud*. Comptes: Rendus de l'Academie des Sciences, **150**: 841-844.
- GIGNOUX M. (1913) - *Les formations marines pliocènes et quaternaire de l'Italie du Sud et de la Sicilie*. Ann. Univ. Lyon, N.S., **1** (36): 693 p.
- GLIOZZI E. (1987) - *I terrazzi del Pleistocene superiore della penisola di Crotona (Calabria)*. Geol. Romana, **26**: 17-79.
- GUERRA I. & COREA I. (1990) - *Sismicità della Calabria negli Anni 1986-89*, Atti Convegno annuale GNGTS 1989, 41-52.
- GVIRTZMAN Z. & NUR A. (2001) - *Residual topography, lithospheric structure and sunken slabs in the central Mediterranean*. Earth and Planet. Sci. Lett., **187**: 117-130.
- HILGEN F.J. (1990) - *Closing the gap in the Plio-Pleistocene boundary stratotype sequence of Crotona (Southern Italy)*. Newsl. Stratigr., **22**: 43-51.
- KNOTT S.D. & TURCO E. (1991) - *Late Cenozoic kinematics of the Calabrian Arc, southern Italy*. Tectonics, **10**: 1164-1172.
- LANDINI W. & MENESINI E. (1978) - *L'ittiofauna plio-pleistocenica della Sezione Vrica (Crotona-Calabria)*. Boll. Soc. Pal. It., **17**: 143-175.
- LOURENS L.J., HILGEN F.J. & RAFFI I. (1998) - *Base of large Gephyrocapsa and astronomical calibration of early Pleistocene sapropels in Site 967 and Hole 969D: solving the chronology of the Vrica section (Calabria, Italy)*, in ROBERTSON A.H.F. et alii (Eds.), *Proc. O.D.P., Sci. Res.*, **160**: 191-197.
- LOURENS L.J., HILGEN F.J., RAFFI I. & VERGNAUD-GRAZZINI C. (1996) - *Early Pleistocene chronology of the Vrica section (Calabria, Italy)*. Paleoceanography, **11**: 797-812.
- MALINVERNO A., & RYAN W.B.F. (1986) - *Extension in the Tyrrhenian Sea and shortening in the Apeninnes as a result of arc migration driven by sinking of the lithosphere*. Tectonics, **5**: 227-245.
- MASSARI F., CAPRARO L. & RIO D. (2007) - *Climatic modulation of timing of systems-tract development with respect to sea-level changes (middle Pleistocene of Crotona, Calabria, southern Italy)*. J. Sed. Res., **77**: 461-468.
- MASSARI F., RIO D., SGAVETTI M., PROSSER G., D'ALESSANDRO A., ASIOLI A., CAPRARO L., FORNACIARI E. & TATEO F. (2002) - *Interplay between tectonics and glacio-eustasy: Pleistocene succession of the Crotona basin, Calabria (southern Italy)*. GSA Bull., **114**: 1183-1209.

- MASSARI F., SGAVETTI M., RIO D., D'ALESSANDRO A. & PROSSER G. (1999) - *Composite sedimentary record of falling stages of Pleistocene glacio-eustatic cycles in a shelf setting (Crotonese basin, south Italy)*. *Sed. Geol.*, **127**: 85-110.
- MATTEI M., CIPOLLARI P., COSENTINO D., ARGENTIERI A., ROSSETTI F., SPERANZA F. & DI BELLA L. (2002) - *The Miocene tectono-sedimentary evolution of the southern Tyrrhenian Sea: Stratigraphy, structural and palaeomagnetic data from the on-shore Amantea basin (Calabrian Arc, Italy)*. *Basin Res.*, **14**: 147-168.
- MAUZ B. & HASSLER U. (2000) - *Luminescence chronology of Late Pleistocene raised beaches in southern Italy: new data of relative sea-level changes*. *Mar. Geol.*, **170**: 187-203.
- MELLERE D., ZECCHIN M. & PERALE C. (2005) - *Stratigraphy and sedimentology of fault-controlled backstepping shorefaces, middle Pliocene of Crotonese Basin, Southern Italy*. *Sed. Geol.*, **176**: 281-303.
- MEULENKAMP J.E., HILGEN F. & VOGT E. (1986) - *Late Cenozoic sedimentary-tectonic history of the Calabrian Arc*. In: BOCCALETTI M., GELATI R. & RICCI LUCCHI F. (Eds.), *Paleogeography and geodynamics of the perityrrhenian area*. *Giorn. Geol.*, **48**: 345-359.
- MIGLIORINI C. I. (1952) - *Prospettive petrolifere e gassifere e ricerche nel Crotonese*. *Atti VII Conv. Naz. Metano Petrolio*, **1**: 189-193.
- MINELLI L. & FACCENNA C. (2010) - *Evolution of the Calabrian accretionary wedge (central Mediterranean)*. *Tectonics*, **29**: TC4004, doi:10.1029/2009TC002562, 2010.
- MONACHESI G. & STUCCHI M. (2000) - *DOM4.1, un database di osservazioni macrosismiche di terremoto di area italiana al di sopra della soglia del danno*, <http://emidius.mi.ingv.it/DOM/>
- MORETTI A. (1993) - *Note sull'evoluzione tettono-stratigrafica del bacino crotonese dopo la fine del Miocene*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **112**: 845-867.
- MORETTI A., COREA I., GUERRA I., (1991) - *Sismicità attuale e sistemi di fratture superficiali in Calabria*. *Atti Convegno GNDT 1990*, **1**, 89-101.
- NAKAGAWA N., NIITSUMA N., TAKAYAMA T., MATOBA Y., ODA M., TOKUNAGA S., KITAZATO H., SAKAI T. & KOIZUMI I. (1997) - *The magnetostratigraphy of the Vrica section, Italy, and its correlation with the Plio-Pleistocene of the Boso Peninsula, Japan*. In: VAN COUVERING J.A. (Eds.), *The Pleistocene Boundary and Beginning of the Quaternary*. *World and Reg. Geol.*, **9**: 46-56.
- NALIN R., MASSARI F. & ZECCHIN M. (2007) - *Superimposed cycles of composite marine terraces: the example of Cutro Terrace (Calabria, southern Italy)*. *J. Sed. Res.*, **77**: 340-354.
- OBRADOVICH J.D., NAESER C.W., IZETT G.A., PASINI G. & BIGAZZI G. (1982) - *Age constraints on the proposed Plio-Pleistocene boundary stratotype at Vrica, Italy*. *Nature*, **298**: 55-59.
- OGNIBEN L. (1955) - *Le argille scagliose del Crotonese*. *Mem e Note Ist. Geol. Appl. Napoli*, **6**: 1-72.
- PALMENTOLA G., CAROBENE L., MASTRONUZZI G. & SANSÒ P. (1990) - *I terrazzi marini Pleistocenici della Penisola di Crotonese (Calabria)*. *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria*, **13**: 75-80.
- PASINI G. & COLALONGO M.L. (1982) - *Recent research on the Vrica Section (Calabria, Italy), the proposed Neogene/quaternary boundary stratotype section*. Report presented at the XI INQUA Congress (Moscow 1982), 75 pp.
- 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. Pal. It.*, **33(1)**: 101-120.
- PASINI G. & COLALONGO M.L. (1997) - *The Pleistocene boundary stratotype at Vrica, Italy*. In: VAN COUVERING J.A. (Ed.), *The Pleistocene Boundary and the Beginning of the Quaternary*, Cambridge University Press, Cambridge, 15-45.
- PASINI G. & COLALONGO M.L. (2001) - *The Pliocene/Pleistocene boundary-stratotype and the proposed Santernian/Emilian boundary-stratotype (lower Pleistocene) at the Vrica Section (Calabria, Southern Italy)*. In CIARANFI N., PASINI G. & RIO D. (Eds.), *The Meeting on the Pliocene-Pleistocene boundary and the Lower/Middle Pleistocene transition: type areas and sections (Bari, 25-29 September 2000)*. *Memorie di Scienze Geologiche*, **53**: 113-123.
- PATACCA E., SARTORI R. & SCANDONE P. (1990) - *Tyrrhenian Basin and Apenninic Arcs: kinematics relations since Late Tortonian times*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **45**: 425-451.
- PERRI F., CRITELLI S., DOMINICI R., MUTO F., TRIPODI V., CERAMICOLA S. (2012) - *Provenance and accommodation pathways of late Quaternary sediments in the deep-water northern Ionian Basin, southern Italy*. *Sedimentary Geology*, **280**: 244-259.

- POLONIA A., TORELLI L., MUSSONI P., GASPERINI L., ARTONI A. & KLAESCHEN D. (2011) - *The Calabrian Arc subduction complex in the Ionian Sea: Regional architecture, active deformation and seismic hazard*. *Tectonics*, **30**: TC5018, doi:10.1029/2010TC002821.
- REGIO UFFICIO GEOLOGICO (1900-1901) - *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000, Foglio 238 Crotona, rilevato da E. Cortese e C. Aichino*. R. Stab. Lit. e Cartografico C. Virano e C., Roma.
- REHAULT J.P., MOUSSAT E. & FABBRI A. (1987) - *Structural evolution of the Tyrrhenian back-arc basin*. *Mar. Geol.*, **74**: 123-150.
- RIO D., CHANNEL J.E.T., MASSARI F., POLI M.S., SGAVETTI M., D'ALESSANDRO A. & PROSSER G. (1996) - *Reading Pleistocene eustasy in a tectonically active siliciclastic shelf setting (Crotona peninsula, southern Italy)*. *Geology*, **24**: 743-746.
- RIO D., RAFFI I. & VILLA G. (1990) - *Pliocene-Pleistocene calcareous nannofossil distribution patterns in the Western Mediterranean*. In: KASTENS K.A., MASCLE J. et al., (Eds.), *Proceedings of the ODP, Scientific Result*, **107**: 513-533.
- RITSEMA A.R. (1972) - *Deep earthquakes of the Tyrrhenian Sea*. *Geol. Mijnbouw*, **51**: 541-545.
- RODA C. (1964a) - *Distribuzione e facies dei sedimenti Neogenici nel Bacino Crotonese*. *Geol. Romana*, **3**: 319-366.
- RODA C. (1964b) - *Il Membro di Barretta della Molassa di Scandale (Pliocene medio-superiore del Bacino Crotonese)*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **83**: 335-347.
- RODA C. (1965a) - *Geologia della tavoletta Belvedere di Spinello (prov. di Catanzaro, F. 237 I-SE)*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **84**: 159-285.
- RODA C. (1965b) - *La sezione pliocenica di Barretta (Bacino Crotonese - Calabria)*. *Riv. It. Pal. Strat.*, **71**: 605-660.
- RODA C. (1965c) - *Studio granulometrico della barra sabbiosa mediopliocenica di M. Pedalacci*. *Ric. Scientifici, Rdc.* **8**: 1169-1215.
- ROSSI S. & SARTORI R. (1981) - *A seismic reflection study of the external Calabrian Arc in the northern Ionian Sea (eastern Mediterranean)*. *Marine Geophysical Researches*, **4**: 403-426.
- ROVERI J., BERNASCONI A., ROSSI M.E. & VISENTIN C. (1992) - *Sedimentary evolution of the Luna Field area, Calabria, southern Italy*. In: SPENCER A.M. (Ed.), *Generation, Accumulation and Production of Europe's Hydrocarbons II*. Special Publication of the European Association of Petroleum Geoscientists, **2**: 217-224. Springer-Verlag, Berlin.
- RUGGIERI G. (1941) - *Terrazzi quaternari e faune siciliane nel Golfo di Squillace*. *Giorn. Geol.*, ser. 2, **15**: 78-88.
- RUGGIERI G. (1948) - *Il terrazzo marino presiciliano della penisola di Crotona*. *Giorn. Geol.*, ser. 2, **20**: 39-62.
- SARTORI R. (2003) - *The Tyrrhenian back-arc basin and subduction of the Ionian lithosphere*. *Episodes*, **26**: 217-221.
- SELLI R. (1962) - *Le Quaternarie marin du versant Adriatique-Jonien de la péninsule italienne*. *Quaternaria*, **6**: 391-413.
- SELLI R., ACCORSI C.A., BANDINI MOZZANTI M., BERTOLANI MARCHETTI D., BIGAZZI G., BONADONNA F.G., BORSETTI A.M., CATI F., COLALONGO M.L., D'ONOFRIO S., LANDINI W., MENESINI E., MEZZETTI R., PASINI G., SAVELLI C. & TAMPIERI R. (1977) - *The Vrica section (Calabria, Italy). A potential Neogene/Quaternary Boundary Stratotype*. *Giorn. Geol.*, **41**: 181-204.
- SERVIZIO GEOLOGICO NAZIONALE (1992) - *Carta Geologica d'Italia - 1:50.000. Guida al rilevamento*. Quaderni, serie III, **1**: pp. 203.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA - ISPRA (2009) - *Indicazioni per il rilevamento del Quaternario continentale*. Quaderni, serie III, **12** (3): 54 pp.
- SPAKMAN W. (1986) - *Subduction beneath Eurasia in connection with the Mesozoic Tethys*. *Geol. Mijnbouw*, **65**: 145-153.
- SPROVIERI, R. (1992) - *Mediterranean Pliocene biochronology: an high resolution record based on quantitative planktonic foraminifera distribution*. *Riv. It. Paleont. Strat.*, **98**: 61-100.
- 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/>
- TAUXE L., OPDYKE N.D., PASINI G. & ELMI C. (1983) - *Age of the Plio-Pleistocene boundary in the Vrica section, southern Italy*. *Nature*, **304**: 125-129.

- TORTORICI, L. (1981) - *Analisi delle deformazioni fragili dei sedimenti postorogenici della Calabria settentrionale*. Boll. Soc. Geol. It., **100**: 291-308.
- VAN DIJK J. P. (1990) - *Sequence stratigraphy, kinematics and dynamic geohistory of the Crotona Basin (Calabria Arc, Central Mediterranean): an integrated approach*. Mem. Soc. Geol. It., **44**: 259-285.
- VAN DIJK J. P. (1991) - *Basin dynamics and sequence stratigraphy in the Calabrian Arc (Central Mediterranean): records and pathways of the Crotona Basin*. Geol. Mijnbouw, **70**: 187-201.
- VAN DIJK J. P. (1994) - *Late Neogene kinematics of intra-arc oblique shear zones: the Petilia-Rizzuto fault zone (Calabrian Arc, Central Mediterranean)*. Tectonics, **13**: 1201-1230.
- VAN DIJK J.P., BARBERIS A., CANTARELLA G., MASSA E. & PESCATORI L. (1998) - *Central Mediterranean Messinian basin evolution: tectono-eustasy or eustato-tectonics?* Ann. Tecton., **12**: 7-27.
- VAN DIJK J.P., BELLO M., BRANCALEONI G.P., CANTARELLA G., COSTA V., FRIXA A., GOLFETTO F., MERLINI S., RIVA M., TORRICELLI S., TOSCANO C. & ZERILLI A. (2000) - *A regional structural model for the northern sector of the Calabrian Arc (southern Italy)*. Tectonophysics, **324**: 267-320.
- VAN DIJK J. & OKKES M. (1990) - *The analysis of shear zones in Calabria; implications for the geodynamics of the Central Mediterranean*. Riv. It. Pal. Strat., **96**: 241-270.
- VAN DIJK J. & OKKES M. (1991) - *Neogene tectonostratigraphy and kinematics of Calabrian basin; implications for the geodynamics of the Central Mediterranean*. Tectonophysics, **196**: 23-60.
- VAN DIJK J.P. & SCHEEPERS P.J.J. (1995) - *Neotectonic rotations in the Calabrian Arc; implications for a Pliocene-Recent geodynamic scenario for the Central Mediterranean*. Earth-Sci. Rev., **39**: 207-246.
- VAN WAGONER J.C., MITCHUM R.M., POSAMENTER H.W. & VAIL P.R. (1987) - *Seismic stratigraphy interpretation using sequence stratigraphy, part 2: key definitions of sequence stratigraphy*. In: BALLY A.W. (Ed.), *Atlas of Seismic Stratigraphy*. AAPG Stud. Geol., **27**: 11-14.
- WESTAWAY R. (1993) - *Quaternary uplift of Southern Italy*. J. Geophys. Res., **98**: 21741- 21772.
- ZECCHIN M. (2005) - *Relationships between fault-controlled subsidence and preservation of shallow-marine small-scale cycles: example from the lower Pliocene of the Crotona Basin (southern Italy)*. J. SED. RES., **75**: 300-312.
- ZECCHIN M. (2007) - *The architectural variability of small-scale cycles in shelf and ramp clastic systems: the controlling factors*. Earth-Sci. Rev., **84**: 21-55.
- ZECCHIN M. & CAFFAU M. (2011) - *Key features of mixed carbonate-siliciclastic shallow-marine systems: the case of the Capo Colonna terrace (southern Italy)*. Italian Journal of Geosciences, **130**: 370-379.
- ZECCHIN M., CERAMICOLA S., GORDINI E., DEPONTE M. & CRITELLI S. (2011) - *Cliff overstep model and variability in the geometry of transgressive erosional surfaces in high-gradient shelves: The case of the Ionian Calabrian margin (southern Italy)*. Marine Geology, **281**: 43-58.
- ZECCHIN M., CIVILE D., CAFFAU M., STURIALE G. & RODA C. (2011) - *Sequence stratigraphy in the context of rapid regional uplift and high-amplitude glacio-eustatic changes: the Pleistocene Cutro Terrace (Calabria, southern Italy)*. Sedimentology, **58**: 442-477.
- ZECCHIN M., CIVILE D., CAFFAU M. & RODA C. (2009) - *Facies and cycle architecture of a Pleistocene marine terrace (Crotona, southern Italy): a sedimentary response to late Quaternary, high-frequency glacio-eustatic changes*. Sed. Geol., **216**: 138-157.
- ZECCHIN M., MASSARI F., MELLERE D. & PROSSER G. (2003b) - *Architectural styles of prograding wedges in a tectonically active setting, Crotona Basin, Southern Italy*. J. Geol. Soc., London, **160**: 863-880.
- ZECCHIN M., MASSARI F., MELLERE D. & PROSSER G. (2004a) - *Anatomy and evolution of a Mediterranean-type fault bounded basin: the Lower Pliocene of the northern Crotona Basin (Southern Italy)*. Basin Res., **16**: 117-143.
- ZECCHIN M., MELLERE D., MASSARI F. & PROSSER G. (2003a) - *Interplay between tectonics and sedimentation in the lower Pliocene fill of the Crotona Basin, Southern Italy*. AAPG/SEPM Annual Convention, Salt Lake City, Utah, Expanded Abstracts, **12**: 187.
- ZECCHIN M., MELLERE D. & RODA C. (2006) - *Sequence stratigraphy and architectural variability in growth fault-bounded basin fills: a review of Plio-Pleistocene stratal units of the Crotona Basin, southern Italy*. J. Geol. Soc., London, **163**: 471-486.
- ZECCHIN M., NALIN R. & RODA C. (2004b) - *Raised Pleistocene marine terraces of the Crotona peninsula (Calabria, southern Italy): facies analysis and organization of their deposits*. Sed. Geol., **172**: 165-185.

PROGETTO

CARG

EXTENDED ABSTRACT

1. - GEOLOGICAL SETTING AND STRATIGRAPHIC UNITS

The area comprised in the 571 sheet “Crotona” is part of the geological unit known in literature as the Crotona Basin, which is located between the eastern margin of the Sila massif and the Ionian Sea (Fig. 1).

The Crotona Basin consists of a depocenter filled by Serravallian to Pleistocene, continental to deep-marine sediments, which are organized in major and minor tectono-sedimentary cycles (RODA, 1964a; VAN DIJK, 1990, 1991; MASSARI *et alii*, 2002; ZECCHIN *et alii*, 2003a,b, 2004a, 2006; MELLERE *et alii*, 2005; ZECCHIN, 2005). The basin is bordered to the NE and to the SW by two NW-trending left-lateral shear zones (Rossano-S. Nicola to the north and Petilia-Sosti to the south, Fig. 1), and the development of the basin was related to the SE migration of the Calabrian Arc and the consequent subduction of the Ionian crust and the opening of the Tyrrhenian Basin since Serravallian/Tortonian (MALINVERNO & RYAN, 1986; MEULENKAMP *et alii*, 1986; REHAULT *et alii*, 1987; VAN DIJK, 1990, 1991; VAN DIJK & OKKES, 1990, 1991; VAN DIJK & SCHEEPERS, 1995; MATTEI *et alii*, 2002). At present the Crotona Basin is interpreted as part of a larger forearc basin (the Ionian Forearc Basin), placed internally with respect to the Calabrian accretionary wedge (BONARDI *et alii*, 2001; ZECCHIN *et alii*, 2004a).

The depositional history of the Crotona Basin was accompanied by a prevalent extensional tectonic regime linked to the extension characterizing the forearc area, as testified by the development of sub-basins controlled by synsedimentary normal faults during Plio-Pleistocene time (MORETTI, 1993; MASSARI *et alii*, 2002; ZECCHIN *et alii*, 2003a, 2004a, 2006). This extensional tectonic regime was interrupted episodically by some tectonic events having compressional component, probably linked to the transpressional activation of the NW-trending shear zones, during the Messinian, between Zanclean and Piacentian, and in the middle Pleistocene (RODA, 1964a; VAN DIJK, 1990, 1991; VAN DIJK & OKKES, 1990, 1991; VAN DIJK *et alii*, 1998, 2000; MASSARI *et alii*, 2002; ZECCHIN *et alii*, 2004a). Other minor events are recorded in the sedimentary succession. These tectonic phases led to overall uplift of the area and to the formation of unconformities (RODA, 1964a; VAN DIJK, 1990; ZECCHIN *et alii*, 2003a, 2004a).

Starting from middle Pleistocene, after the deposition of shallow-marine sandstones, siltstones and microconglomerates (“Formazione di San Mauro”; RODA, 1964a; DI GRANDE, 1967), the Calabrian Arc underwent an overall uplift leading to the emergence of several basins, including the Crotona Basin. In the Crotona area the uplift is testified by a staircase of marine terraces, which were already documented by GIGNOUX (1913) and RUGGIERI (1941, 1948). In recent time these terraces have been the target of detailed studies by BELLUOMINI *et alii* (1987), GLIOZZI (1987), COSENTINO *et alii* (1989), PALMENTOLA *et alii* (1990), MAUZ & HASSLER (2000), ZECCHIN *et alii* (2004b), NALIN *et alii* (2007) e ZECCHIN *et alii* (2010, 2011).

Such authors have recognized some terrace levels, although there is no agreement on their number and age. However, the most recent studies have attributed an age of about 200 ka B.P. (Marine Isotope Stage, MIS, 7) to the oldest terrace, whereas the younger ones span from the Tyrrhenian (MIS 5e, about 125 ka B.P.) to about 50 ka B.P. (GLIOZZI, 1987; COSENTINO *et alii*, 1989; ZECCHIN *et alii*, 2004b; NALIN *et alii*, 2007; ZECCHIN *et alii*, 2010, 2011). The calculated uplift rates range between 0,4 and 1,8 m/ka (COSENTINO *et alii*, 1989; PALMENTOLA *et alii*, 1990; ZECCHIN *et alii*, 2004b).

The mechanism triggering the rapid Quaternary uplift of the Calabrian Arc is still unclear. Some authors supposed that the uplift is the result of an isostatic rebound that followed the breaking of the subducted Ionian Crust (RITSEMA, 1972; SPAKMAN, 1986; WESTAWAY, 1993), others hypothesized a convective removal of the deep root and consequent decoupling of the Calabrian forearc from the subducting plate (DOGLIONI, 1991; GVIRTZMAN & NUR, 2001). Another hypothesis assumes the active subduction of the thinned Ionian crust (REHAULT *et alii*, 1987; DEWEY *et alii*, 1989; AMATO & CIMINI, 2001). In the study area, a strong extensional tectonics accompanied the uplift (CIARANI *et alii*, 1982; COSENTINO *et alii*, 1989). In particular, COSENTINO *et alii* (1989) identify in the area between Capo Rizzuto and Crotone several extensional fault systems, the main of which show a ENE and NNE orientation, active since 200 ka B.P. Only the deposits of the most recent Tectono-Stratigraphic unit of the Crotone Basin succession (the middle Pliocene-Pleistocene cycle of RODA, 1964a) and of the middle-upper Pleistocene marine terraces (here considered as synthem) crop out in the 571 sheet. In particular, the following stratigraphic succession has been reconstructed:

- Scandale sandstone (Gelasian);
- Cutro marly clay (Piacenzian - Calabrian);
- Lago di Sant'Anna synthem (middle Pleistocene);
- Soverito synthem (upper Pleistocene, Tirrenian);
- Capo Cimiti synthem (upper Pleistocene);
- Marinella sand dunes (Holocene);
- coastal terrace deposits (Holocene);
- terrace alluvial deposits (Holocene);
- recent alluvial deposits (Holocene);
- alluvial deposits (Present);
- beach deposits (Present);
- slope deposits (Present);
- landslide deposits (Present).

2. - LEGEND

*HOLOCENE DEPOSITS***Anthropic deposit**

Earth dam bordering artificial lakes (**h**). *Present*

Landfill

Landfills made in the deposits of the Cutro marly clay (**h₁**). *Present*

Landslide deposits

Chaotic accumulations with pelitic and/or sandy matrix (**a₁**). *Present*

Slope deposits

Detrital deposits accumulated after processes acting along slopes, composed of heterometric gravels with reddish-yellow sandy matrix (**a**). *Present*

Beach deposits

Medium- to very coarse-grained quartz sands locally containing gravel clasts. They form beach ridges and the backshore area (**g₂**). *Present*

Modern alluvial deposits

Gravels and sands of the modern fluvial beds. Their thickness is in the order of a few meters (**b_a**). *Present*

Recent alluvial deposits

Gravels, sands and silts of alluvial origin with abundant large size clasts. They include the terrace deposits and the alluvial deposits of the coastal plain. The thickness is in the order of a few meters (**b_b**). *Holocene*

Alluvial terrace deposits

Brownish to reddish gravels and sands of alluvial origin. Paleosoils a few decimetres thick with calcareous nodules (caliche) and rare greenish clay layers are present. The thickness is up to 5-6 m. The contact with the basal units is sharp (**b_n**). *Holocene*

Littoral terrace deposits

Shoreface and foreshore conglomerates and sands up to 2 m thick, forming small scarps (**g_n**). *Holocene*

Sabbie dunari di Marinella

Reddish-yellow to brown, well sorted medium to coarse-grained sands. They form stable dune ridges a few meters thick (**NEL**). *Holocene*

MARINE TERRACE DEPOSITS

Sintema di Capo Cimiti

Burrowed, laminated and trough cross-stratified sandstones (shoreface), biocalcarenites including mollusc shells and bryozoans, and bioconstructed limestones made up of calcareous algae and bryozoans (shelf). Fine-grained continental deposits related to slope dismantling are present landwards. The thickness ranges between 3.5 and 8.5 m. The contact with the substrate (the Cutro marly clay) is sharp and erosional (**UIC**). *Upper Pleistocene*

Sintema di Soverito

Poorly outcropping clastic deposits with meter-scale thickness. The unit is defined on the basis of the observations performed in the adjacent sheets (**SVX**). *Upper Pleistocene (Tyrrhenian)*

Sintema del Lago di Sant'Anna

Two facies are distinguishable: clastic facies (**NNA_b**), sandstones, conglomerates and biocalcarenites with trough cross-stratification, storm beds and mollusc shells (shoreface), low-angle cross-stratified gravels (foreshore), minor algal bioconstructions (shelf), clays and sands including gravel layers and pedogenetic carbonate concretions (continental), burrowed muds and sands with *Cerastoderma* sp. and ostreids (bay and lagoon). The thickness is very variable between 4 and 16.5 m. Vertebrate bones are found in the fine-grained continental intervals. The contact with the substrate (the Cutro marly clay) is sharp and erosional; bioconstructed facies (**NNA_a**), shelf bioconstructed limestones up to 3 m thick, composed of a calcareous algal framework. Bryozoans, serpulids, corals and mollusc shells are also abundant. The contact with the substrate (the Cutro marly clay) is sharp and erosional, and is usually marked by clastic deposits. *Middle Pleistocene*

UNITS OF THE CROTONE BASIN

Argilla marnosa di Cutro

Gray to brown clays, marly clays and siltstones with faint stratification and occasional macrofauna (bivalves and gastropods) (**KCR**). The micropaleontological content documents a bathyal depositional environment, and consists of Piacenzian (MPL4/MPL5 Biozones containing *Globorotalia bononiensis*, CITA, 1973, 1975, emend. from SPROVIERI, 1992, and the MNN16a Biozone, RIO *et alii*, 1990) and Gelasian (*Globorotalia inflata*, *Discoaster broweri* and *Gephyrocapsa* "small", MPL6 and MNN 18/19a Biozones) foraminifera and nannofossils associations. The uppermost stratigraphic levels include foraminifera associations with *Globigerina cariacensis*, *sinistral Neogloboquadrina pachyderma*, *Bulimina marginata* and *Hyalinea baltica*, and nannofossils associations with *Calcidiscus macintyreii* and *Gephyrocapsa* s.p.3 (*Globigerina cariacensis* Zone, IACCARINO 1985,

MNN19c/f Biozone, Calabrian). Laminated layers up to 3 m thick are locally present. Occasional slump strata are found in the Capo Colonna area. The unit passes for alternation from the Scandale sandstone. Light yellow siltstone facies with poor micropaleontological content, probably accumulated in a shelf environment, are found at the transition with the Scandale sandstone (**KCR_a**). The total thickness of the unit is about 400-500 m. *Piacenzian - Calabrian*

Arenaria di Scandale (cfr: Arenarie e argille della Val di Neto in the 561 Sheet “San Giovanni in Fiore”)

Yellowish sandstones with trough cross-stratification and storm bioclastic layers (shoreface). Massive intervals containing few scattered mollusc shells are present. These deposits are arranged in wedges thinning to the east and interfingering with the lower part of the Cutro marly clay. The maximum thickness of the unit is 75 m, but its base is not visible (**ASD**). *Gelasian*.

NOTE

PROGETTO
CARGO

PROGETTO
CARG

Finito di stampare nel 2014
da