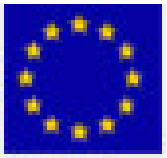


Fondo Sociale Europeo

UNIVERSITA' DEGLI STUDI DI NAPOLI "FEDERICO II"
FACOLTA' DI SCIENZE MM.FF.NN.
DIPARTIMENTO DI SCIENZE DELLA TERRA

Dottorato di Ricerca in Scienze della Terra per il Territorio
XVI ciclo

Francesca Filocamo

EVOLUZIONE QUATERNARIA DEL MARGINE TIRRENICO DELL'APPENNINO MERIDIONALE TRA IL GOLFO DI SAPRI E LA FOCE DEL FIUME LAO: STUDIO STRATIGRAFICO E GEOMORFOLOGICO

Tesi di Dottorato

2006

Tutor: prof.ssa Paola Romano

Coordinatore: prof. Aldo Cinque

Il mio pensiero è per due persone
che non hanno potuto accompagnarmi fin qui

A mia madre, che ha visto l'inizio
di questo lavoro
e che, ne sono sicura, avrebbe
voluto poter vedere anche la fine

A Francesco "piccirillo",
grande indimenticabile amico

Ringraziamenti

Sono molte le persone che devo ringraziare per essere arrivata fin qui…
Ripercorro con la mente gli anni trascorsi sperando di non dimenticare nessuno e di riuscire ad esprimere al meglio, nonostante la stanchezza, la mia più sincera gratitudine.

Innanzitutto grazie a Paola, mio tutor, per avermi costantemente seguito nell'elaborazione di questo lavoro, per i suggerimenti, i consigli, le utili critiche e per avermi sempre ripreso quando tendevo a perdermi per strada.
Un ringraziamento particolare va anche a Nino Robustelli per la sua sempre grande disponibilità, per le analisi di facies delle successioni affioranti nell'area di foce del fiume Lao, per gli utili scambi di dati e di idee, per i giorni di campagna insieme.

Fondamentale per lo svolgimento del lavoro di campagna è stata l'ospitalità offertami da Dario e la sua famiglia nella loro casa di S. Nicola Arcella, che ha semplificato e reso più piacevoli i miei soggiorni in Calabria; a loro grazie di cuore…

Grazie a Paola Esposito e a Valentino di Donato per aver effettuato le analisi paleontologiche dei campioni dell'area di foce del fiume Lao, a Elda Russo Ermolli per l'analisi pollinica della successione di Fornaci S. Nicola. Il loro contributo è stato fondamentale per l'inquadramento cronologico delle serie quaternarie rilevate.
Grazie, inoltre, al Prof. M. Mattei per aver realizzato le misure paleomagnetiche dei campioni di Fornaci S. Nicola, al Prof. P. Cappelletti per le analisi quantitative Ca/Ar dei campioni di Cladocora, alla Proff.sa P. Tuccimei per aver realizzato l'analisi $^{230}Th/^{234}U$ del campione di Cladocora del Ginnasio, al Prof. F. Terrasi per le datazioni ^{14}C del campione di Fiuzzi, al Prof. G. Ciampo per l'analisi paleontologica del campione SVB3.
Sono anche grata al Prof. B. Dumas per aver fatto da referee, per gli utili suggerimenti che hanno contribuito a migliorare l'elaborato.

Molte grazie, inoltre, a Sandra, Nicoletta e Cesare per l'affetto dimostratomi, la grande disponibilità e gli utili suggerimenti.

A tutti i miei amici un grazie infinito per avermi aiutato ad attraversare questi anni, per avermi accolto, spronato, incoraggiato e per non essere stati mai troppo indulgenti. Vorrei spendere qualche parola per ciascuno di voi, ma la paura di non trovare le parole adatte ed un certo pudore me lo impediscono e poi in fondo ognuno di voi "già sa"…
… E allora grazie a:
Robi, Carmen, Enrica, Matar, Rossella, Marina, Alfredo,Gigi, Elena, famiglia Nusco-Bedogni, Carlo, Francesca, Peppe, Stefano, Sabatino, Zio Bacco, Dario, Pierre, Carla, Paola, Glauco, Marco, Annalisa…e a quanti altri di voi in questo momento mi fossero sfuggiti

Per Vincenzo, più che per gli altri, non ho parole…

A mio padre va un ringraziamento speciale per tutto l'affetto e la disponibilità di sempre.

INDICE

1 PREMESSA **1**

2 INDICATORI DEL LIVELLO DEL MARE **4**

2.1 Terrazzi marini e piattaforme 4
2.1.1 Piattaforme e terrazzi erosionali 5
2.1.2 Terrazzi marini sollevati 14
2.1.3 Problemi inerenti la quota dell'orlo interno del terrazzo, nomenclatura degli elementi del terrazzo e terminologia usata per le diverse tipologie morfologiche 19

2.2 Gli altri indicatori del livello del mare in contesti di coste rocciose 21
2.2.1 Indicatori erosionali 21
2.2.2 Indicatori deposizionali 26

3 INQUADRAMENTO DELL'AREA DI STUDIO E PRECEDENTI CONOSCENZE **29**

3.1 Ubicazione dell'area di studio ed assetto geologico 29

3.2 Gli studi precedenti sulle morfologie marine e sui depositi marini e continentali affioranti lungo il settore di costa tra il Golfo di Sapri e la foce del fiume Lao 32
3.2.1 Tra il Golfo di Sapri e la foce del fiume Noce 32
3.2.2 Tra le foci del fiume Noce e del Lao 40

3.3 I bacini lacustri pleistocenici 52
3.3.1 Il bacino lacustre pleistocenico del Noce 52
3.2.2 Il bacino lacustre pleistocenico del Mercure 54

3.4 I terrazzi marini affioranti nei settori contigui all'area di studio 58

4 IL SETTORE DI COSTA COMPRESO TRA IL GOLFO DI SAPRI E LA FOCE DEL FIUME NOCE **69**

4.1 Inquadramento dell'area 70

4.2 Analisi geomorfologica e stratigrafica delle successioni quaternarie affioranti lungo la costa di Maratea 74
4.2.1 Acquafredda 75
4.2.2 Cersuta 94
4.2.3 Tra Punta Ogliastro e Torre S.Venere 101
4.2.4 Tra il Porto di Maratea e la Spiaggia di Macarro 108
4.2.5 Marina di Maratea (tra Spiaggetta di piccole grotte e Punta Caino) 118
4.2.6 Tra Punta Caino e Porticello di Castrocucco 129

4.3 Problematiche inerenti le datazioni $^{230}Th/^{234}U$ presenti in letteratura 134

4.4 Analisi quantitative calcite/aragonite 135

4.5 Correlazione fra le linee di riva riconosciute nei diversi settori lungo la costa di Maratea e loro età 137

4.6 Analisi geomorfologica in scala 1:25.000 dell'area compresa tra il Golfo di Sapri e la foce del fiume Noce 140

4.7 Evoluzione del settore di costa durante il Quaternario 145

5 LA COSTATRA LA FOCE DEL FIUME NOCE E TORRE S. NICOLA **153**

5.1 Inquadramento dell'area 153

5.2 L'area circostante la foce del fiume Noce 154
5.2.1 Le Morfologie marine ed i depositi di più alta quota (tra 170 e 20 m s.l.m.) 155
5.2.2 La valle della. Fiumarella di Tortora 173
5.2.3 Le morfologie marine ed i depositi di più bassa quota (tra 20 e 0 m s.l.m.) 177
5.2.4 Discussione dei dati e quadro morfoevolutivo dell'area 179

5.3 La costa tra Torre Nave e Torre S.Nicola 185
5.3.1 Le morfologie marine ed i depositi di più alta quota (tra 200 e 30 m s.l.m.) 186
5.3.2 Le morfologie marine ed i depositi di più bassa quota (tra 30 e 0 m s.l.m.) 197
5.3.3 I depositi detritici de La Mantinera 207
5.3.4 Discussione dei dati e quadro morfoevolutivo dell'area 211

5.4 Evoluzione del settore di costa durante il Quaternario 218

6 LA COSTA TRA TORRE S. NICOLA E LA FOCE DEL FIUME LAO **222**

6.1 Inquadramanto dell'area 222

6.2 Analisi stratigrafica e geomorfologica delle successioni del Pleistocene inferiore e medio 224
6.2.1 Analisi stratigrafica delle successioni marine e continentali 224
6.2.1.1 *La successione di Fornaci S. Nicola* 224
6.2.1.2 *Le successioni di Piano della Suvareta* 235
6.2.1.3 *La successione di Casa Moranti* 248
6.2.1.4 *La successione di Carpini* 251
6.2.1.5 *Altri affioramenti di depositi marini e continentali* 257
6.2.2 Analisi geomorfologica 263
6.2.2.1 *Le linee di riva situate tra 240 e 90-80 m s.l.m.* 264
6.2.2.2 *Le linee di riva situate tra 70 e 30 m s.l.m.* 278

6.3 Analisi stratigrafica e geomorfologica delle successioni del tardo Quaternario (tardo Pleistocene medio-Olocene) 281

6.4 Discussione dei dati e quadro morfoevolutivo dell'area 287

7 CONCLUSIONI **298**

BIBLIOGRAFIA **318**

Tavola I tasca fondo testo

Tavola II tasca fondo testo

Tavola II tasca fondo testo

1 INTRODUZIONE

Il presente lavoro ha come oggetto lo studio del settore di costa tirrenica compresa tra il Golfo di Sapri (al confine tra la Campania e la Basilicata) e la Foce del fiume Lao (Calabria), attraverso l'analisi geomorfologica e stratigrafica delle successioni quaternarie affioranti.

La finalità della ricerca è di ricostruire l'evoluzione geomorfologica e tettonica di questo settore di catena appenninica.

Il tratto di costa tirrenica oggetto della ricerca è stato selezionato in primo luogo per la sua peculiare posizione. Esso si situa, infatti, lungo il margine tirrenico dell'Appennino meridionale e costituisce il bordo nordorientale della depressione strutturale del Golfo di Policastro ed ha, dunque, registrato durante il Quaternario la tettonica estensionale legata all'apertura del bacino tirrenico, responsabile di un generale *uplift* del settore di costa, testimoniato dai numerosi terrazzi marini sollevati affioranti.

Un altro elemento a favore della scelta di tale area è costituito dal fatto che essa è in massima parte caratterizzata da una buona conservatività morfologica, legata alla presenza di massicci carbonatici e, nel caso della costa calabra, anche metamorfici, che in alcuni tratti costituiscono promontori e coste alte (es: costa di Maratea, promontorio di Capo Scalea) in atri sono presenti a monte di piane alluvionali costiere e delle spiagge sabbioso-ciottolose attuali (es: area di Tortora e Praia a Mare, area di foce del fiume Lao). Contesti con siffatte caratteristiche litostrutturali e geomorfologiche conservano, infatti, meglio di altri le evidenze degli eventi erosionali, deposizionali e tettonici che si sono avvicendati nel tempo e, si prestano, dunque, particolarmente alle ricostruzioni geomorfologiche. La presenza di successioni quaternarie in tale area è, d'altra parte, già segnalata in diversi studi precedenti (BRANCACCIO & VALLARIO, 1968; COMPAGNONI *et alii*, 1969; DAMIANI, 1970; COMPAGNONI & DAMIANI, 1971; DAMIANI & PANNUZI, 1978; CARBONI *et alii*, 1988; CAROBENE & DAI PRA, 1990; CAROBENE & DAI PRA, 1991). Tali studi sono nella maggior parte dei casi incentrati sulle successioni di origine marina e più raramente segnalano ed analizzano i depositi continentali. Alcuni di essi sono a carattere essenzialmente stratigrafico, altri principalmente di tipo geomorfologico. Solo in alcuni sono proposte delle ricostruzioni evolutive, le quali si concentrano più frequentemente sugli episodi marini e chiariscono poco la loro cronologia relativa rispetto agli eventi continentali. Molto spesso, inoltre, le ricostruzioni proposte riguardano singoli settori dell'area considerata.

Una prima fase della ricerca è stata dedicata ad una revisione critica della letteratura, al fine di acquisire i dati già esistenti ed individuare le aree suscettibili di maggiori approfondimenti, quelle più promettenti per l'anali stratigrafica e più utili ai fini della ricerca di vincoli cronologici, quelle più indicate per l'approccio geomorfologico, quelle, infine, ancora da indagare.

E' stato successivamente condotto un rilevamento di dettaglio sui depositi e sulle morfologie affioranti. Il lavoro di campo è stato inquadrato in una parallela analisi

geomorfologica effettuata su carte topografiche a grande scala (in scala 1:5.000 per il settore di Maratea, in scala 1:10.000 per il settore di costa calabrese.). Tale analisi è stata completata e migliorata con l'ausilio dell'osservazione di foto aeree in scala 1.10.000, 1:15.000 ed 1:20.000 dell'area. In alcuni casi all'analisi geomorfologica a grande scala è stata affiancata un'analisi realizzata su basi topografiche a più piccola scala (1:25.000), al fine di individuare le linee evolutive di lungo termine.

Sono stati utilizzati i classici metodi dell'analisi geomorfologica e stratigrafica.

Particolare attenzione è stato dedicato allo studio delle morfologie di origine marina, quali terrazzi e solchi tidali, che, come è noto, rappresentano i migliori elementi per ricostruire le variazioni del livello di base assoluto, ovvero i movimenti relativi fra la terra emersa ed il mare. Al fine di utilizzare al meglio queste evidenze è stata, inoltre, condotta una revisione bibliografica degli indicatori del livello del mare con particolare attenzione al loro significato genetico.

Le morfologie di origine marina rinvenute sono state fra loro correlate sulla base della loro continuità laterale ed in base alla loro quota, sin dove non sono state rilevate discontinuità strutturali. Sulla base dei loro rapporti di *cut-cross* con le morfologie di origine continentale e con i depositi marini e continentali rilevati, sono state, inoltre, ricostruite le sequenze cronologiche relative degli eventi in ogni singola area. Sequenze simili sono state fra loro correlate. Il riconoscimento di sequenze fra loro diverse ha, invece, premesso di individuare aree caratterizzate da un evoluzione geomorfologica e tettonica differente.

Una fase del lavoro è stata dedicata alla ricerca di vincoli utili alla scansione cronologica assoluta delle sequenze di eventi individuate. In particolare, analisi biostratigrafiche (realizzate dal Dott. V. Di Donato e dalla Dott. P. Esposito del Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università Federico II di Napoli) e polliniche (realizzate dalla Dott. E. Russo Ermolli del Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università Federico II di Napoli) sono state effettuate su campioni provenienti dai depositi marini argillosi ed argilloso-sabbiosi affioranti nell'area di foce del fiume Lao, misure paleomagnetiche sono state realizzate dal Prof M. Mattei dell'Università di Roma Tre sulle argille marine della successione di Fornaci S. Nicola (localizzata sempre nell'area di Foce del fiume Lao). Sono stati, inoltre prelevati dei campioni di *Cladocora caespitosa* da depositi biocalcarenitici associati ad alcune delle linee di riva presenti a quote più basse, al fine di realizzarvi delle analisi $^{230}Th/^{234}U$. Tali campioni, come si vedrà più avanti nel testo (cap 4.), hanno, però, rivelato in quasi tutti i casi, un contenuto di calcite troppo elevato, ad indicare l'apertura *post-mortem* del sistema, per poter essere sottoposti a datazione.

La caratterizzazione delle successioni quaternarie affioranti in prossimità della foce del fiume Lao è stata resa possibile grazie all'ausilio di esperti di altre discipline. In particolare, analisi di *facies* sono state effettuate sui depositi marini e continentali dal Dott. G. Robustelli (Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università della Calabria), analisi quantitative dei foraminiferi bentonici sono state eseguite su campioni di argille ed argille-sabbiose marine dal Dott. V. Di Donato, al fine di inquadrarle da un punto di vista paleoambientale.

I dati raccolti e le ricostruzioni proposte sono esposte nei successivi capitoli. In particolare, il presente elaborato è stato strutturato in 7 capitoli.

Nel capitolo seguente (cap. 2) è presentata una revisione su base bibliografica degli indicatori erosionali e deposizionali del livello marino, con particolare attenzione alla loro genesi, al loro significato ed utilizzo. Nel successivo capitolo (cap. 3) sono, invece, illustrati in maniera dettagliata gli studi precedenti sulle morfologie marine e sui depositi marini e continentali quaternari affioranti lungo il settore di costa in esame. All'interno di questo stesso capitolo sono stati inseriti, al fine di meglio inquadrare l'area, anche gli studi riguardanti settori contigui a quello interessato dalla ricerca.

I capitoli 4, 5 e 6 sono, invece, dedicati all'analisi geomorfologica e stratigrafica delle successioni marine e continentali rilevate nell'area di studio, la quale, per semplicità di esposizione, è stata suddivisa da Nord a Sud in tre settori (settore tra il Golfo di Sapri e la foce del fiume Noce-cap.4, settore tra la foce del fiume Noce e T. S. Nicola-cap. 5, settore tra T. S. Nicola e la foce del fiume Lao-cap.6) caratterizzati dalla presenza di differenti evidenze geomorfologiche e stratigrafiche. Alla fine di ciascuno di questi 3 capitoli sono discusse le evidenze rilevate ed è presentato il quadro morfoevolutivo del singolo settore di costa analizzato.

Nel capitolo conclusivo (cap.7) è esposta l'evoluzione nel corso del quaternario proposta per l'area, ricostruita sulla base della correlazione dei dati raccolti nei singoli settori.

2 INDICATORI DEL LIVELLO DEL MARE

2.1 Terrazzi marini e piattaforme

Le definizioni di “terrazzo marino” presenti nei testi di geomorfologia sono spesso non molto precise e poco esaustive.

Nella sua accezione più generale e puramente descrittiva, il termine “terrazzo marino” è utilizzato per indicare un ripiano suborizzontale o, più spesso, debolmente inclinato verso mare, che si origina in ambiente costiero.

I terrazzi marini sono spesso differenziati in “erosionali” (*wave-cut terraces*) e “deposizionali” (*depositional terraces*) o “costruiti” (*wave-built terraces*). Il primo termine indica una superficie generata per azione erosiva delle onde, generalmente priva di sedimenti, i secondi due, un corpo sedimentario limitato superiormente da una superficie suborizzontale o a debole pendenza. In particolare, il *wave-built terrace* è il risultato dell’accumulo verso mare del materiale derivante dal taglio del *wave-cut terrace*.

FAIRBRIDGE (1968), in un profilo ideale (fig. 2.1), distingue oltre ad un *wave-cut terrace* e ad un *wave-built terrace*, una *wave-cut platform* (piattaforma d’erosione o d’abrasione), corrispondente alla porzione superiore di terrazzo erosisionale, priva di sedimenti. In FAIRBRIDGE (1968), il terrazzo erosionale è, infatti, composto da una parte superiore a debole pendenza priva di sedimenti e da una porzione inferiore a più alta pendenza, sottostante al corpo sedimentario che costituisce il terrazzo costruito.

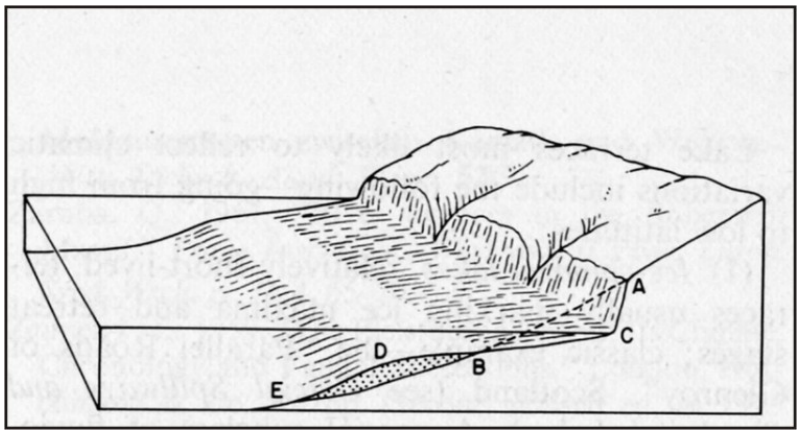


Fig.2. 1 Profilo ideale di una costa, da FAIRBRIDGE (1968). AC=falesia; BC=*wave-cut platform*; BDE=*wave-built terrace*

In realtà, in letteratura l’utilizzo dei termini “terrazzo” è “piattaforma” non è sempre ben chiarito e, quando chiarito, non sempre vi è accordo fra i diversi Autori.

Nella maggior parte dei casi, in assenza di sedimenti il terrazzo è fatto corrispondere ad una piattaforma d’abrasione ed i due termini sono utilizzati come sinonimi. Alcuni Autori (es. FAIRBRIDGE, 1968) si riferiscono, inoltre, con entrambi i termini sia a morfologie erosionali contemporanee, sviluppatesi in corrispondenza dell’attuale livello del mare, che a morfologie fossili; queste ultime localizzate a quote non coincidenti con il livello attuale del mare (emerse o sommerse). Altri Autori riservano, invece, l’utilizzo del termine “piattaforma” solo a morfologie erosionali contemporanee e si riferiscono con il termine “terrazzo marino” esclusivamente a morfologie fossili, costituite da relitti di piattaforme emerse o sommerse, bordate verso monte da paleofalesie.

In questa ultima accezione ed includendo anche il concetto di terrazzo deposizionale, un terrazzo marino può essere definito come una morfologia costituita

da un ripiano di natura erosionale e/o deposizionale limitato da una scarpata interna (paleofalesia) e da una scarpata esterna. Tale morfologia può essere emersa o sommersa e testimonia un momento di stabilità relativa tra la costa ed il livello marino, risultato non solo di uno stazionamento assoluto del livello del mare, ma dell'interazione fra quest'ultimo e i movimenti tettonici (*uplift*, subsidenza, fagliazione a blocchi, *tilting*…) che hanno interessato l'area in cui essa affiora. Il rimodellamento in ambiente subaereo è, inoltre, un altro fattore non trascurabile nel caso di terrazzi sollevati o che sono stati emersi per un certo periodo di tempo.

Un ripiano prevalentemente di natura erosionale (terrazzo erosionale), corrisponde ad un'antica piattaforma d'abrasione.

Per quanto concerne, invece, l'utilizzo del termine "terrazzo deposizionale", va precisato che in letteratura esso è riferito sia a depositi, quali le *coral reefs* fossili, che costituiscono dei precisi indicatori del livello medio del mare (l'intersezione fra la paleofalesia e la loro superficie superiore, ovvero l'orlo interno, corrisponde ad una paleolinea di riva; cfr. p.2.2.2), sia a corpi sedimentari, poggianti su di un'antica piattaforma d'abrasione o su una qualsiasi superficie preesistente, che non sono necessariamente degli indicatori del livello medio del mare, ma, anzi, possono essere anche formati da sequenze trasgressivo-regressive. CAROBENE (1980) si riferisce a questi corpi sedimentari con i termini "depositi terrazzati" o "corpi sedimentari terrazzati" e sottolinea che la loro superficie superiore, se il rimodellamento in ambiente subaereo è stato trascurabile, può identificarsi con la superficie di regressione. In quest'ottica, il terrazzo marino viene ad essere una morfologia "complessa", fatta da elementi (la piattaforma d'abrasione, il deposito del terrazzo, la superficie superiore del deposito terrazzato…) riferibili a differenti intervalli temporali. L'utilizzo del termine "terrazzo marino" anche in quest'ultima accezione è in letteratura abbastanza frequente (es. CAROBENE & FERRINI, 1993; BOSI *et alii*, 1996). Esso è, cioè, a volte, usato per indicare una morfologia di origine marina, individuabile come un unico ripiano suborizzontale su carte topografiche, foto aere o anche nei profili topografici, che può racchiudere al suo interno anche più di una piattaforma d'abrasione e/o una o più sequenze deposizionali (vedi anche terrazzi policiclici; p.2.1.3) e, in tal senso, essere rappresentativa della successione di più eventi morfogenetici e non di un singolo episodio marino.

2.1.1 Piattaforme e terrazzi erosionali

NOMENCLATURA DEGLI ELEMENTI MORFOLOGICI DELLE PIATTAFORME

Nella descrizione della morfologia di una piattaforma attuale è possibile distinguere alcuni elementi caratteristici (fig. 2.2):

ORLO O MARGINE INTERNO- è l'intersezione tra la falesia interna e la superficie della piattaforma

ORLO O MARGINE ESTERNO- limite verso mare della superficie della piattaforma; può essere rappresentato dall'intersezione della superficie della piattaforma con una falesia esterna

AMPIEZZA- è la distanza orizzontale tra l'orlo interno e l'orlo esterno

GRADIENTE- è l'inclinazione della superficie della piattaforma (estesa tra l'orlo interno all'orlo esterno), il cui valore è espresso in gradi.

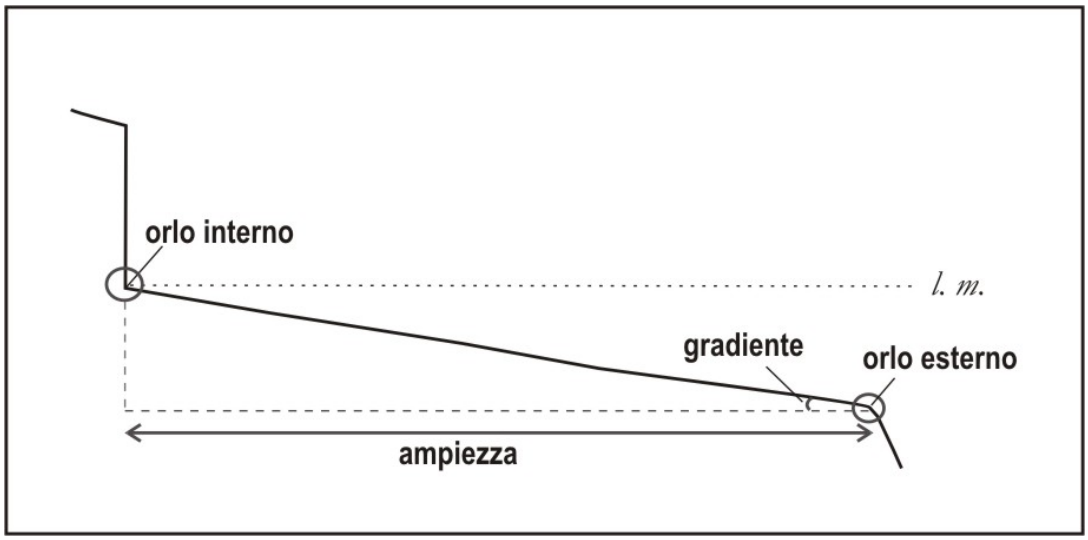


Fig.2. 2 Piattaforma d'abrsione e suoi elementi caratteristici

Questa nomenclatura può essere, ovviamente, utilizzata anche per i terrazzi erosionali.

Particolarmente significativa è la quota dell'orlo interno, poiché è l'elemento del terrazzo erosionale che coincide con la paleolinea di riva.

In contesti tettonicamente stabili la quota dell'orlo interno di un terrazzo è indicativa del livello assoluto raggiunto del mare al momento del suo modellamento. Nelle aree interessate da movimenti verticali la sua quota da un'indicazione, invece, solo del livello relativo del mare, frutto della complessa interazione tra le variazioni assolute del mare e i movimenti tettonici.

L'equazione *quota dell'orlo interno del terrazzo= quota della paleolinea di riva relativa* si basa sull'assunto che nelle piattaforme attuali l'orlo interno si situa in prossimità del livello medio del mare. La validità di quest'assunto e l'utilizzo di antiche piattaforme marine/terrazzi erosionali come indicatori del livello del mare si basano sulla corretta identificazione e comprensione dei processi responsabili della formazione delle piattaforme attuali. In tal senso, di fondamentale ausilio sono gli studi che investigano la dinamica delle coste rocciose con particolare attenzione alla genesi ed evoluzione delle piattaforme.

Nel paragrafo che segue sono riportate le diverse tipologie di piattaforme riconosciute e le diverse teorie formulate in letteratura per spiegare i loro meccanismi di formazione. I successivi due paragrafi focalizzano, inoltre, l'attenzione sulla quota e sull'ampiezza delle piattaforme e sul loro legame con differenti fattori, quali le caratteristiche del substrato roccioso (litologia, struttura) e le condizioni ambientali *l.s.* (maree, moto ondoso, clima).

TIPOLOGIE DI PIATTAFORME E LORO GENESI

A partire dalla seconda metà dello ‘800, numerosi studi si sono concentrati sui meccanismi di formazione delle piattaforme e sulla loro evoluzione. Questi studi, che negli ultimi decenni sono stati compiuti con tecniche analitiche moderne, principalmente modellizzazioni matematiche, programmi di simulazioni al computer e precise misure del tasso di erosione, non giungono sempre a conclusioni simili e la questione della genesi delle piattaforme è tuttora dibattuta. In particolare, la questione riguarda il contributo relativo dell’erosione meccanica delle onde e dell’alterazione subaerea allo sviluppo delle piattaforme. Alcuni Autori riconoscono, infatti, nell’erosione meccanica delle onde il principale fattore di sviluppo delle piattaforme; altri individuano nell’alterazione subaerea l’agente primario. Questi due differenti punti di vista hanno alimentato un dibattito conosciuto come “ *Mechanical wave erosion vs. weathering*” (STEPHENSON & KIRK, 2000 a; TRENHAILE, 2002a).

Quanto sia ancora dibattuta la questione della genesi delle piattaforme, è testimoniato dal fatto che diversi Autori (TRENHAILE, 1987; SUMMERFIELD, 1991; SUNAMURA, 1992; GRIGGS & TRENHAILE, 1994; PRANZINI, 2004) suggeriscono, nel riferirsi alle piattaforme, l’utilizzo del termine puramente descrittivo “*shore platform*”, piuttosto che termini caratterizzati da una forte connotazione genetica, come “*wave-cut platform*” (FAIRBRIDGE, 1968; BRADLEY & GRIGGS, 1976; BUTZER, 1976; ANDERSON *et alii*, 1999), “*abrasion platform*” (THORNBURY, 1954; GUILCHER, 1958; BUTZER, 1976), “*wave-cut bench*” (THORNBURY, 1954) o “*abrasion bench”* (ZENKOVICH, 1967).

Due diverse tipologie di piattaforme sono state individuate sulla base della loro morfologia dai diversi Autori. SUNAMURA (1983), nella sua classificazione delle coste rocciose, si riferisce a queste due diverse morfologie con i termini “*Type A platform*” e “*Type B platform*” (fig. 2.3) e le distingue dalle “*plunging cliffs*” (falesie immergenti), che non presentano piattaforme ai loro piedi e scendono molto al di sotto del livello medio del mare.

Le piattaforme di tipo A sono piattaforme debolmente inclinate verso mare, che si estendono a partire dalla base della falesia e si raccordano con il pavimento marino sottocosta, al di sotto del livello di bassa marea. La base della falesia può situarsi al livello d’alta marea. Il profilo di queste piattaforme può essere lineare, concavo, convesso o più complesso, con una porzione interna (*inshore segment*) più ripida ed una esterna (*offshore segment*) a più debole inclinazione (BRADLEY & GRIGGS, 1976; SUNAMURA, 1992; GRIGGS & TRENHAILE, 1994; TRENHAILE, 2001). Le differenti morfologie, dipendono dalla forza delle onde e dalla loro tipologia, dal clima, dalla litologia del substrato roccioso e dalla presenza o meno di sedimenti clastici sul fondale antistante la falesia.

Le piattaforme di tipo B (descritte per la prima volta da DANA, 1849) sono piattaforme suborizzontali che terminano verso mare con una netta rottura di pendenza, chiamata da alcuni autori *low-tide cliff* (STEPHENSON & KIRK, 2000a; STEPHENSON, 2001; TRENHAILE, 2000, 2002a). La quota dell’orlo interno di queste piattaforme può situarsi tra il livello di alta e bassa marea. Alcuni Autori (BIRD, 1976; SUMMERFIELD, 1991) distinguono nell’ambito delle piattaforme di tipo B due

tipologie: le *High tide platforms*, localizzate in corrispondenza del livello di alta marea, e le *Low tide platforms*, situate in corrispondenza del livello di bassa marea.

Numerosi studi sono stati condotti sia sulle piattaforme di tipo A che su quelle di tipo B. Un generale accordo sembra esserci, in letteratura, sul fatto che le piattaforme di tipo A si formino principalmente per recessione della falesia, legata all'erosione esercitata dalle onde; più dibattuta e controversa è, invece, la questione della genesi ed evoluzione di quelle di tipo B.

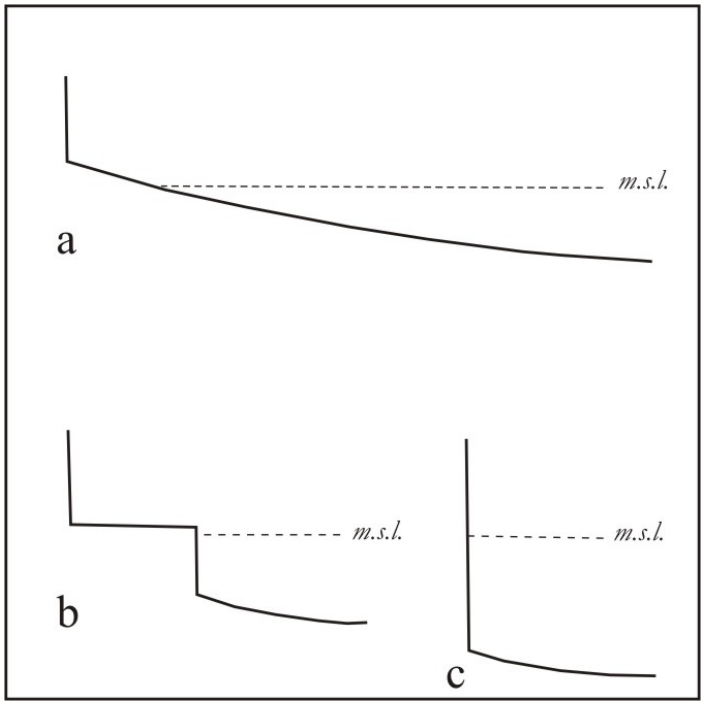


Fig.2. 3 Classificazione delle coste rocciose; da SUNAMURA, 1992 (modificato). a-piattaforma di tipo A; b-piattaforma di tipo B; c-*plunging cliff*

Per SUNAMURA (1992) la genesi d'entrambi i tipi di piattaforma avviene per recessione delle falesie costiere. In particolare, l'Autore sostiene che l'erosione delle falesie e, quindi, lo sviluppo delle piattaforme, dipenda principalmente dal rapporto fra la forza d'attacco delle onde, che si esplica con due tipi di azione (idraulica e meccanica) e la resistenza delle rocce. Quest'ultima dipende oltre che da fattori litostrutturali, dall'attività biologica e dall'alterazione, che, a loro volta, sono controllate dall'ampiezza della marea. La marea influenza, inoltre, direttamente la forza d'attacco delle onde, in quanto determina l'altezza raggiunta dalla loro azione e controlla il tipo di onda (stazionaria, frangente o infranta) che arriva sulla falesia. Un altro fattore che controlla il tipo d'onda che giunge sulle pareti rocciose è la topografia preesistente.

Le *plunging cliffs* si sviluppano quando la forza di resistenza della roccia è maggiore della forza di assalto delle onde. Viceversa, quando la forza di assalto delle onde e maggiore della resistenza della roccia, si sviluppano le piattaforme.

Per spiegare la formazione di piattaforme di tipo A o di tipo B, SUNAMURA (1992) effettua una serie di esperimenti di laboratorio e propone un modello di evoluzione per coste rocciose sottoposte ad un livello del mare stabile per lungo tempo. In questo modello ideale considera coste costituite da rocce insolubili, omogenee e prive di discontinuità strutturali in ambiente microtidale. Esclude, inoltre, la presenza a bassa profondità di materiale detritico, legato ai processi di alterazione subaerea della roccia, e dei sedimenti trasportati lateralmente dalle correnti lungo costa.

In queste condizioni, secondo il modello, la formazione di *plunging cliffs*, piattaforme di tipo A o di tipo B dipende dal profilo topografico iniziale della costa e dalla resistenza della roccia. Nel caso di coste uniformemente e debolmente inclinate e di coste a falesia con profondità dell'acqua alla base della falesia uguale a zero si sviluppano, indipendentemente dalla resistenza della roccia, piattaforme di tipo A.

Nel caso di coste a falesia con profondità dell'acqua alla base della falesia maggiore di zero si hanno piattaforme di tipo A solo per rocce di bassa resistenza; *plunging cliffs* quando la roccia presenta resistenza alta. Per rocce caratterizzate da resistenza intermedia si formano piattaforme di tipo B quando la profondità dell'acqua alla base della falesia è minore o coincide con quella a cui si infrangono le onde; *plunging cliffs* nel caso in cui la profondità dell'acqua al piede della falesia è maggiore di quella a cui le onde si infrangono.

A parità di condizioni topografiche preesistenti, le piattaforme di tipo B si sviluppano, dunque, in rocce che hanno un grado di resistenza piuttosto elevato; quelle di tipo A in rocce più erodibili. Lo sviluppo di piattaforme di tipo B è, inoltre, più frequente in aree aperte, più esposte al moto ondoso (EDUARDS, 1951; HILLS, 1972; SUNAMURA, 1992; TRENHAILE, 2002a).

Per la formazione delle *plungin cliffs*, come già accennato sopra, non è fondamentale il moto ondoso, ma occorre, invece, una maggiore resistenza della roccia rispetto alla forza d'attacco delle onde. Questa condizione può aversi in ambienti chiusi o riparati anche per rocce piuttosto deboli. Per rocce ad elevata resistenza, anche situate in aree più esposte, una subsidenza relativa (subsidenza delle coste e/o innalzamento del livello del mare) delle preesistenti scarpate è, invece, una condizione necessaria per il loro sviluppo. In tale condizione, infatti, le scarpate proseguono ben al di sotto della profondità alla quale si ha l'azione di modellamento delle onde (che diminuisce esponenzialmente con la profondità); le onde che arrivano contro la parete sono di tipo stazionario, sono per lo più riflesse e le falesie possono preservarsi dall'erosione. Molto spesso le *plunging cliffs* sono di origine tettonica e corrispondono a *faullt scarps*.

I processi di tipo biologico (attività erosiva degli organismi) e chimico (soluzione delle rocce), nonché processi meccanici differenti dall'azione erosiva delle onde, quali abrasione della superficie ad opera di sedimenti o fratturazione della roccia per alternanza di fasi di disseccamento e umidità (*water layer weathering*), sono considerati da SUNAMURA (1992) secondari nell'evoluzione delle piattaforme, contribuendo solo all'abbassamento della loro superficie. L'Autore per spiegare la morfologia delle piattaforme considera, dunque, solo la resistenza relativa delle rocce e propone un modello ideale che, come egli stesso sottolinea, non contempla la possibilità della presenza di discontinuità lito-strutturali nelle rocce e della presenza di materiale detritico, che può inibire l'erosione o contribuire al modellamento delle superfici, attraverso l'abrasione.

Nel suo modello, SUNAMURA (1992) non considera, inoltre, come variabile l'escursione di marea, che ha invece un ruolo fondamentale nello sviluppo delle piattaforme (GRIGGS & TRENHAILE, 1994; ANDERSON *et alii*, 1999; TRENHAILE, 2002a), determinando anche il tipo di morfologia. In particolare, è stata notata una maggiore frequenza delle piattaforme di tipo A negli ambienti macrotidali delle coste dell'Atlantico del Nord; delle piattaforme di tipo B negli ambienti meso e microtidali delle coste orientali del Canada e delle coste australiane (TRENHAILE, 2002a).

L'escursione di marea è introdotta come variabile da TREHNAILE (2000, 2001) nei suoi modelli matematici, che si basano, anche questi, sull'assunzione che l'azione

meccanica delle onde è il principale meccanismo di erosione nella formazione delle piattaforme. Questi modelli erosionali investigano l'interazione tra la dinamica delle onde, le maree, la morfologia costiera e l'evoluzione di *wave-cut shore platforms* sotto un livello medio del mare costante e variabile. I modelli indicano che esiste una correlazione positiva tra la massima escursione di marea (marea equinoziale) e il gradiente medio delle piattaforme intertidali. La marea controlla, infatti, il grado con cui i processi d'erosione meccanica delle onde si concentrano verticalmente. In particolare, nella simulazione di TREHNAILE (2000, 2001), che utilizza come più basso valore di escursione di marea quello di 3 m, non si producono piattaforme caratterizzate dalla presenza di una falesia di bassa marea (di tipo B), a confermare che queste ultime si formano in ambienti microtidali e basso mesotidali; si generano, invece, piattaforme suborizzontali (gradiente di 0,5°) in aree mesotidali e più spesso piattaforme debolmente inclinate (gradiente da 1°a 3°) in ambienti macrotidali.

TRENHAILE (2002a), come SUNAMURA (1992), accorda all'alterazione subaerea un ruolo non primario nella formazione delle piattaforme. In particolare, l'alterazione subaerea, oltre ad influenzare il gradiente, l'ampiezza ed altri aspetti morfologici delle piattaforme, determinerebbe la velocità con cui si sviluppano. Nelle aree esposte, caratterizzate da forti onde, l'alterazione supporta l'erosione meccanica, riducendo la resistenza delle rocce. Negli ambienti riparati, con deboli onde, specie se costituiti da rocce particolarmente resistenti, l'alterazione acquista un ruolo ancora più importante, favorendo la formazione di piattaforme di ridotte dimensioni.

Come già accennato all'inizio del paragrafo, mentre è generalmente accettato il ruolo primario dell'erosione meccanica delle onde nello sviluppo delle piattaforme di tipo A nell'area nordatlantica e in altri ambienti di forti onde (ZENKOVICH, 1967; SUNAMURA, 1977, 1992; TRENHAILE, 2000, 2002a), nella formazione delle piattaforme di tipo B, quali quelle dell' Australia e di altri ambienti caldo temperati e tropicali, alcuni Autori (BARTUM, 1916; TRICART, 1959; STEPHENSON & KIRK, 1998, 2000a, b) hanno riconosciuto un ruolo più importante all'alterazione subaerea. Questi Autori, spesso, riconoscono comunque l'importanza dell'azione delle onde nell'allontanare la roccia alterata.

Le teorie che sostengono un ruolo principale dell'alterazione subaerea nella formazione delle piattaforme di tipo B, particolarmente quelle proprie della letteratura australiana, si basano soprattutto sulla presenza nella zona intertidale di un livello di saturazione che segna un passaggio brusco tra una zona posta al di sotto in cui la roccia è sempre satura d'acqua, inalterata e resistente, ed una sovrastante zona di ossidazione, in cui la roccia è alterata e debole. Le piattaforme orizzontali si svilupperebbero in corrispondenza del livello di saturazione quando la roccia alterata è allontanata da deboli onde nelle aree riparate o, in aree più esposte, erosa in maniera differenziale da onde di più grande intensità. BARTUM (1926, 1935) colloca il livello di saturazione e, quindi, il livello di base dell'erosione subaerea poco al di sotto del livello di alta marea; per altri Autori, il livello di saturazione coincide, invece, con il livello di bassa marea (FAIRBRIDGE, 1968; GRIGGS & TRENHAILE, 1994; TRENHAILE, 2002a) e non vi è nella zona intertidale una transizione brusca del grado di

alterazione, in quanto il contenuto d'acqua intertidale cresce in maniera graduale dall'alta alla bassa marea (GRIGGS & TRENHAILE, 1994; TRENHAILE, 2002a).

Il ruolo rispettivamente dell'erosione meccanica delle onde e dell'alterazione subaerea nello sviluppo delle piattaforme di tipo B è stato investigato recentemente da STEPHENSON & KIRK (2000a, 2000b), attraverso misure dirette, effettuate sulle piattaforme della penisola di Kaikoura (Nuova Zelanda); un'area soggetta ad un regime di marea prevalentemente microtidale e caratterizzata da clima temperato. Essi hanno individuato e studiato in questa area sia piattaforme che ascrivono al tipo A, sia piattaforme che ascrivono al tipo B. Concludono che entrambe le morfologie sono il risultato solo dell'alterazione subaerea e che in assenza di quest'ultima le onde non possono indipendentemente causare lo sviluppo di piattaforme. Solo le più piccole onde infrangenti (altezza inferiore ai 2 m) impattano, infatti, direttamente contro la falesia verso mare delle piattaforme di tipo B; onde che non sono capaci di ridurre la notevole resistenza alla compressione delle rocce. In nessuna condizione, inoltre, secondo gli Autori, le onde si infrangono direttamente sulle piattaforme di tipo A. L'alterazione subaerea (legata, particolarmente, all'alternanza di fasi di umidità e disseccamento della roccia) riduce, invece, la resistenza delle rocce più del 50%. Sebbene non direttamente responsabili della genesi delle piattaforme, i processi litorali sono ritenuti comunque necessari per il loro sviluppo; oltre alle onde, indispensabili nella rimozione della roccia alterata, le maree, nel causare ripetute alternanze di fasi di umidità e secchezza della roccia.

Un "*bench*" è segnalato da STEPHENSON & KIRK (2000a) alla base della falesia interna, circa 50 sopra la superficie delle piattaforme di tipo B. Simili ripiani, posti al di sopra del livello attuale del mare [1], compreso il "*2 metre bench*" segnalato sulla costa del Pacifico, sono stati descritti lungo molte altre coste e si estendono tra la base della falesia e l'orlo interno della piattaforma. GRIGGS & TRENHAILE (1994) si riferiscono a queste morfologie, che hanno un'ampiezza massima di 25- 50 m, con i termini "*high- water storm ledge*" o "*structural storm ledge*"; il loro sviluppo si avrebbe prevalentemente in rocce sedimentarie ben stratificate, con giacitura degli strati orizzontale o debolmente immergente verso mare, per la combinazione tra l'attacco delle onde di tempesta al livello di alta marea ed i processi del *water layer weathering*.

Riguardo alla genesi ed evoluzione delle piattaforme di tipo B, va aggiunto che alcuni Autori distinguono la formazione delle piattaforme d'alta marea da quella delle piattaforme di bassa marea, attribuendo la genesi delle prime a processi di alterazione subaerea, particolarmente di tipo chimico; la formazione di quelle di bassa marea, sommerse per la maggior parte del tempo, principalmente a processi dell'ambiente litorale. Dal momento che queste ultime molto frequentemente sono, però, associate a rocce carbonatiche, per la loro formazione alcuni Autori riconoscono, in ogni caso, un ruolo importante anche ai processi di soluzione e bioerosione (SUMMERFIELD, 1991; PRANZINI, 2004).

[1] In passato questi *benches* erano considerati per la loro quota morfologie relitte evidenze di recenti livelli eustatici del mare (FAIRBRIDGE, 1961)

QUOTA DELL'ORLO INTERNO DELLE PIATTAFORME

FAIRBRIDGE (1961) sostiene che le piattaforme normalmente si formano al livello di bassa marea e che le eccezioni sono dovute alla presenza di cavità preesistenti, presenza di sedimenti o presenza di particolari strutture nella roccia. In realtà, come visto sopra, le piattaforme possono formarsi anche al livello di alta marea ed è stato notato frequentemente che anche lungo uno stesso settore di costa, sotto un livello del mare stazionario, la quota dell'orlo interno delle piattaforme di tipo A e di tipo B non è costante, ma può variare anche notevolmente (SUNAMURA, 1992). Questa quota sembra essere, comunque, sempre compresa nella zona intertidale.

La variabilità della quota dell'orlo interno dipende principalmente dalle caratteristiche delle onde, dalla litologia e struttura della roccia, dall'escursione di marea e dalla presenza o meno di sedimenti.

Una correlazione positiva è stata notata tra la quota dell'orlo interno e l'esposizione alle onde (KIRK, 1977; TRENHAILE, 2000). SUNAMURA (1992) ha, inoltre, sottolineato come la tipologia delle onde influenzi la quota delle piattaforme; quest'ultima sarà maggiore per le piattaforme formate da onde frangenti, minore per quelle modellate da onde infrante.

L'esistenza di un legame tra la quota delle piattaforme e l'escursione di marea è stata osservata già da ZENKOVICH (1967), che ha rilevato che il piede della falesia nei "*tidal sea*s" (ambienti "tidali") si situa in corrispondenza del livello di alta marea, nei "*non-tidal seas*" in prossimità del livello medio del mare.

I modelli matematici di TRENHAILE (2000, 2001) hanno, poi, chiarito ancora meglio in che modo l'escursione di marea influisca sulla quota delle piattaforme; determinando piattaforme situate più spesso in prossimità del livello di alta marea negli ambienti macrotidali, in corrispondenza del livello medio di marea o del livello di minimo di marea in ambienti mesotidali.

Una correlazione positiva esiste anche tra la resistenza della roccia e la quota della piattaforma (SUNAMURA, 1992; PIRAZZOLI, 1996; TRENHAILE, 2000, 2001); in particolare, in rocce caratterizzate da debole resistenza la quota dell'orlo interno della piattaforma può situarsi in corrispondenza del livello di bassa marea. Questa relazione fra la resistenza della roccia e la quota della piattaforma è stata quantizzata da SUNAMURA (1991).

Una differenza tra la quota delle piattaforme localizzate nelle baie e la quota delle piattaforme poste lungo i promontori è stata notata in alcune coste. La maggiore altezza delle piattaforme situate nelle baie è stata legata alla presenza di sabbie, che intensificano l'azione erosiva delle onde attraverso l'abrasione (SUNAMURA, 1992).

Quanto esposto fino a questo punto non è in contrasto con l'equazione *quota dell'orlo interno del terrazzo= quota della paleolinea di riva*. Nonostante la sua variabilità, la quota delle piattaforme attuali si situa, infatti, nella maggior parte dei casi non al di fuori della zona intertidale. Essa è localizzata, inoltre, molto spesso, come affermato sopra, in corrispondenza del livello medio del mare nelle aree a debole escursione di marea, quali quelle del Mediterraneo.

AMPIEZZA DELLE PIATTAFORME

Come la quota dell'orlo interno, anche l'ampiezza delle piattaforme può variare da luogo a luogo, in funzione di molteplici fattori.

TREHNAILE (2000, 2001, 2002a) ha dimostrato che le piattaforme di maggiore ampiezza si sviluppano in ambienti caratterizzati da elevata escursione di marea. I suoi modelli hanno, inoltre, evidenziato che l'ampiezza delle piattaforme decresce al crescere della resistenza della roccia, del periodo dell'onda, della rugosità della superficie e quando è presente e persistente del detrito al piede della falesia. L'esposizione al moto ondoso è anch'essa importante nel determinare l'ampiezza delle piattaforme. In particolare, è stato notato che l'ampiezza delle piattaforme degli ambienti macrotidali, caratterizzate da una certa inclinazione, aumenta nelle aree maggiormente esposte all'azione delle onde. Su queste piattaforme, infatti, il tasso d'erosione è maggiore nelle aree soggette ad onde di notevole intensità. Viceversa, sulle piattaforme debolmente inclinate, proprie degli ambienti microtidali e basso mesotidali, il tasso d'erosione aumenta nelle aree meno esposte al moto ondoso. In questi ambienti, l'ampiezza delle piattaforme cresce, dunque, passando da aree più esposte ad aree riparate (TREHNAILE, 2000).

La relazione tra l'ampiezza delle piattaforme, il moto ondoso e la resistenza delle rocce è stata quantizzata anche da SUNAMURA (1992) per le piattaforme di tipo B. Anche questo modello indica che in rocce più resistenti si sviluppano piattaforme meno ampie; in contrasto con i risultati di TREHNAILE (2000), l'ampiezza cresce, invece, in aree maggiormente esposte al moto ondoso. L'Autore, inoltre, suggerisce che, se altri fattori sono costanti, l'ampiezza cresce all'aumentare della profondità dell'acqua di fronte alla piattaforma e l'esistenza di una relazione inversa tra la quota della piattaforma e la sua ampiezza.

CINQUE *et alii* (1995), attraverso l'utilizzo di un programma di simulazione al computer, evidenziano il ruolo fondamentale della topografia preesistente del versante costiero nel determinare l'ampiezza di una piattaforma. Uno stesso stazionamento del livello del mare produce, infatti, piattaforme più ampie in corrispondenza di un versante poco inclinato e piattaforme più strette quando si attesta in corrispondenza di un versante maggiormente inclinato. Gli Autori rilevano, inoltre, che l'abrasione di piattaforme ampie è facilitata quando uno stazionamento del livello del mare si verifica al di sotto di un preesistente elemento topografico piano.

Per le piattaforme di tipo B, caratterizzate dalla presenza della falesia di bassa marea, l'ampiezza è stata spesso considerata il risultato della relativa velocità d'arretramento d'entrambe le falesie (EDUARDS, 1951; TRENHAILE, 1987). Secondo questa idea, se l'arretramento dell'orlo interno è più rapido di quello dell'orlo esterno la piattaforma diviene più ampia; viceversa, l'ampiezza della piattaforma si riduce.

In realtà, non vi è accordo sul fatto che l'orlo esterno arretri. SUNAMURA (1992), ad esempio, sottolinea che spesso la falesia di bassa marea è coperta da flora e/o fauna marina anche dopo l'attacco di potenti onde di tempesta, ad indicare che essa non è sottoposta ad alcuna erosione. L'Autore rafforza questa ipotesi anche attraverso un esperimento di laboratorio; considerata la porzione sommersa di una falesia, costituita

da un materiale omogeneo, insolubile e privo di discontinuità, sottoposta all'attacco di onde frangenti, la forza di attacco di queste ultime diminuisce esponenzialmente con la profondità ed al di sotto di una certa profondità la loro capacità di esercitare erosione diviene del tutto nulla. Sotto condizioni del livello del mare costante, non si verifica, dunque, per SUNAMURA (1992), l'arretramento della falesia esterna.

Per GRIGGS & TRENHAILE (1994) il margine esterno delle piattaforme è, invece, costantemente sotto l'attacco delle onde e queste morfologie possono preservare il loro profilo di equilibrio solo quando la recessione della falesia interna e l'erosione, sia verticale che orizzontale, della piattaforma procedono di pari passo, secondo un meccanismo di arretramento parallelo. Se, invece, l'erosione della piattaforma avviene più rapidamente dell'arretramento della falesia, la piattaforma riduce progressivamente la sua ampiezza fino a scomparire; viceversa la falesia è isolata dall'attacco delle onde e diviene una morfologia relitta.

STEPHENSON (2001), nell'affrontare il problema dell'ampiezza delle piattaforme, si è anch'egli concentrato sulla recessione dell'orlo esterno, utilizzando la fotointerpretazione per comprendere la recessione orizzontale sia dell'orlo esterno che della falesia interna delle piattaforme della *Kaikoura Peninsula* e la tecnica della "*micro-erosion meter*" per studiare il loro tasso di erosione verticale. Egli conclude che l'erosione verticale della piattaforma non incide nell'arretramento del suo orlo esterno e che l'arretramento orizzontale di quest'ultimo avviene con una velocità più bassa, di almeno un ordine di grandezza, di quella con cui arretra la falesia interna, tanto da essere trascurabile. Anche per questo Autore, dunque, come per SUNAMURA (1992), non si ha erosione dell'orlo esterno; ma quest'ultimo segna, anzi, la posizione originaria della linea di costa quando la piattaforma ha cominciato a svilupparsi.

Per quanto riguarda i valori numerici dell'ampiezza, è ritenuto che piattaforme con un gradiente di circa 1° e originatesi per erosione meccanica delle onde possono raggiungere sotto un costante livello del mare un'ampiezza massima di circa 500 m negli ambienti microtidali e di circa 1 km nei macrotidali (SUMMERFIELD, 1991). Ogni sviluppo maggiore richiede un livello del mare variabile. In particolare, superfici ampie da 1 a 3 km possono svilupparsi alla fine di un solo ciclo glaciale-interglaciale, superfici molto più ampie alla fine di 5 cicli (TRENHAILE, 2002a).

2.1.2 Terrazzi marini sollevati

Come già accennato in precedenza (cfr. p. 2.1.1), la quota di affioramento dei terrazzi marini è intimamente legata alla storia tettonica che ha interessato l'area in cui si rinvengono.

I movimenti verticali possono modificare in modi differenti, a seconda della loro velocità e del loro stile, la storia relativa del livello del mare e, di conseguenza, la locale risposta morfologica alle oscillazioni assolute del livello marino.

Nel caso di una costa soggetta a sollevamento, il principale effetto dell'interazione fra le oscillazioni eustatiche del livello del mare e i movimenti tettonici verticali è rappresentato proprio dalla formazione del terrazzo marino (BOSI *et alii*, 1996).

Una costa in sollevamento costituisce, in un certo senso, una condizione più favorevole alla preservazione dei terrazzi marini creati dalle variazioni eustatiche del

livello marino (vedi anche oltre); in condizioni di stabilità tettonica, infatti, diversi stazionamenti assoluti del livello del mare possono attestarsi intorno alle stesse quote e le tracce di molti stazionamenti possono, dunque, essere obliterate dai successivi livelli, conducendo alla preservazione di soli pochi terrazzi.

Esiste un generale accordo nel considerare una gradinata di terrazzi marini sollevati l'espressione geomorfologica di una costa soggetta ad un *uplift* costante nel tempo e sul fatto che in tali condizioni un terrazzo marino si generi prevalentemente durante un *highstand*[2] (LAJOIE, 1986). Sulla base di questo assunto, l'orlo interno di ciascun terrazzo della gradinata, che, come visto, in base ai moderni processi costieri, rappresenta con buona approssimazione l'altezza di un antica linea di riva, può essere correlato con uno *stage* o *substage* della stratigrafia isotopica dell'ossigeno (fig. 2.4).

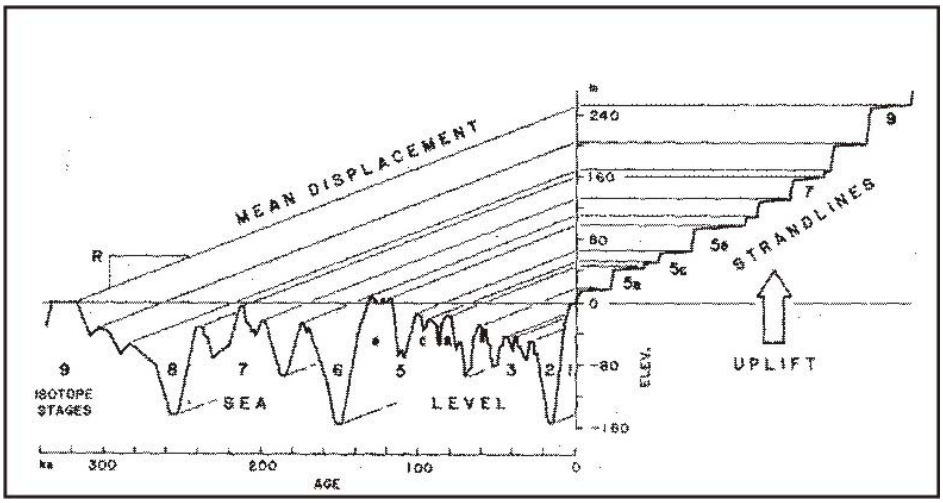


Fig.2. 4 Correlazione fra una gradinata di terrazzi marini e gli *stages* isotopici; da LAJOIE , 1986 (modificato)

Disponendo di vincoli cronologici assoluti per uno o più terrazzi della gradinata, è possibile, dunque, datare indirettamente anche gli altri correlandoli con gli *stages* delle curve isotopiche. Confrontando l'attuale altezza di ciascun terrazzo con il paleoelivello eustatico corrispondente all'*highstand* durante il quale si è modellato, può essere, inoltre, determinato il tasso di *uplift* per il settore di costa considerato.

In realtà, l'assunto secondo cui nell'ambito di una gradinata di terrazzi marini ciascun terrazzo è correlabile con un *highstand* rappresenta una semplificazione e, anche se fondamentalmente corretto da un punto di vista teorico, non trova sempre riscontro nei dati di campagna. I terrazzi marini non si formano, infatti, solo durante momenti di assoluta stabilità del livello del mare, ma anche nel corso di stasi relative; i terrazzi generatisi durante un *highstand* non differiscono, però, morfologicamente da quelli modellatisi durante un momento di stabilità relativa del livello del mare e la loro distinzione è possibile solo nei casi fortunati un cui si dispone di molti vincoli cronologici da confrontare con le curve paleoclimatiche. L'assunzione che una gradinata di terrazzi marini indichi che il settore costiero in cui si rinviene sia stato

[2] Nel caso di una costa soggetta a costante subsidenza, invece, i terrazzi si modellerebbero principalmente nel corso dei *lowstands* (LAJOIE, 1986; TRENHAILE, 2002b). La possibilità di formazione di terrazzi durante i *lowstands* su di una costa in sollevamento non è del tutto esclusa. Si ritiene, però, che i terrazzi, una volta modellati, siano, nella maggior parte dei casi, facilmente distrutti dall'erosione delle onde durante le successive variazioni del livello marino e che, quindi, si preservino raramente come record emerso.

soggetto ad un costante *uplift* ha, inoltre, in se dei limiti poiché considera l'eventualità che siano registrate solo evidenze del tasso di *uplift* di lungo termine e non tiene conto della possibilità di inversioni nel verso del movimento e di accelerazioni o diminuzioni delle velocità, che possono anche, in alcuni casi, aver determinato stabilità relativa del livello del mare e, dunque, formazione di terrazzi.

In una costa tettonicamente attiva, i movimenti verticali hanno un ruolo determinante nel definire oltre che la quota finale dei terrazzi marini, il loro numero e l'intervallo altimetrico fra di essi; nel caso in cui questi movimenti agiscano in maniera differenziale in settori contigui, essi sono, inoltre, responsabili dei dislivelli altimetrici fra terrazzi dello stesso ordine. Anche l'ampiezza della superficie dei terrazzi è legata all'attività tettonica, in quanto, a parità di condizioni litostrutturali e di dinamica costiera, piattaforme più ampie si sviluppano durante più lunghi periodi di relativa stabilità del livello del mare, stabilità che può dipendere dal verificarsi di un periodo di prolungata stasi tettonica, nel corso di stazionamenti assoluti che si attestano alla stessa quota, o dall'occorrenza di movimenti verticali caratterizzati da tassi di velocità prossimi a quelli delle oscillazioni assolute del livello del mare.

Lo sviluppo di terrazzi marini erosionali in aree interessate da tettonica è stato modellizzato, attraverso modelli matematici e programmi di simulazione al computer, da alcuni Autori.

CINQUE *et alii* (1995) hanno messo a punto un programma valido per versanti costieri costituiti da rocce sufficientemente resistenti da preservare le piattaforme successivamente al loro modellamento e con un gradiente medio abbastanza elevato da non consentire la loro sepoltura. Il programma non considera, inoltre, la possibilità di modificazione delle morfologie marine originarie ad opera dei processi subaerei.

Gli Autori assumono l'erosione meccanica delle onde come principale fattore responsabile della genesi delle piattaforme e sottolineano che la simulazione può essere considerata realistica da un punto di vista morfodinamico per coste soggette ad un regime di marea microtidale e caratterizzate da clima Mediterraneo.

Il programma utilizza come curva di variazione del mare quella degli ultimi 130 ka. Per coste soggette ad *uplift* costante con tasso relativamente basso (0,3 mm/a), il programma indica la formazione di terrazzi in corrispondenza del momento in cui il livello del mare è in prossimità degli *higstands*, ma evidenzia che la massima abrasione si attua poco prima del momento di massimo assoluto o dopo il momento di minimo assoluto. Questa discrepanza tra il momento dell'abrasione ed il momento di assoluta stabilità del livello del mare aumenta al crescere del tasso di *uplift* e, per tassi particolarmente elevati, si può avere il modellamento di terrazzi durante periodi di assoluta risalita del livello del mare; ad indicare che i terrazzi non si formano necessariamente in corrispondenza degli *highstands*.

Il programma evidenzia, inoltre, che lungo un settore costiero soggetto ad *uplift* con un tasso elevato (alcuni mm/a) può formarsi un numero di terrazzi diverso dal numero degli *highstands*, poiché l'abrasione, attiva durante i periodi di relativa stabilità del livello del mare, si verifica solo nei momenti di risalita eustatica del livello del mare che avvengono con lo stesso ritmo (o ad un ritmo leggermente più rapido) del sollevamento tettonico. Un tasso di *uplift* notevolmente elevato (tra 5-6 e

13 mm/a) porta alla formazione di solo due terrazzi durante un intero ciclo glacioeustatico, all'inizio e alla fine della transizione tra il minimo glaciale e il successivo massimo livello interglaciale. Per tassi estremamente elevati, i terrazzi possono anche non formarsi del tutto.

Nel caso di un *uplift* episodico, fondamentali nel determinare il profilo del versante sono i tempi di ricorrenza dei singoli episodi. Un versante costiero sottoposto ad *uplift* episodico, sarà caratterizzato dallo stesso profilo di un versante soggetto ad *uplift* costante, nel caso in cui gli episodi di sollevamento siano rappresentati da piccoli eventi elementari (di 1mm/a o meno); nel caso in cui gli eventi elementari siano di alcuni mm/a o di più, si produrranno, invece, durante un unico stazionamento più terrazzi di piccole dimensioni al posto di una singola e più ampia piattaforma.

Recentemente TRENHAILE (2002b) ha modellizzato lo sviluppo di terrazzi su coste soggette a tettonica durante l'intero periodo del Quaternario, utilizzando un'equazione d'onda che considera l'interazione tra la dinamica delle onde, le maree, la morfologia della costa e l'erosione. Anche questo modello assume l'erosione meccanica delle onde come meccanismo più importante nella genesi delle piattaforme negli ambienti dominati dalle onde delle medie latitudini e non considera le modificazioni del terrazzo, successive alla sua formazione, in ambiente subaereo (alterazione fisica e chimica, incisione di canali, processi di versante).

La curva del livello del mare utilizzata dall'Autore è una semplificazione delle condizioni medie durante il Quaternario[3], più che una riproduzione dettagliata delle variazioni del livello del mare.

Il modello di TRENHAILE (2002b) considera solo il caso di coste sottoposte ad *uplift* costante e usa dei tassi di *uplift* con valori notevolmente inferiori a quelli utilizzati da CINQUE *et alii* (1995); 0,11 mm/a per coste in lento sollevamento e 0,74 mm/a per quelle in rapido sollevamento. Anche questo modello indica che il profilo che si sviluppa in un settore costiero sottoposto a sollevamento costante nel tempo dipende principalmente dalla velocità del sollevamento. In particolare, all'aumentare del tasso di sollevamento aumenta il numero di terrazzi che interrompono il profilo del versante. Nelle condizioni di rapido *uplift* (0,74 mm/a), inoltre, i terrazzi, che costituiscono, in tal caso, un eccellente record dei livelli marini interglaciali, sono più numerosi e meno ampi nella parte superiore del profilo (terrazzi generati nel corso del "presto Quaternario"[4]), meno numerosi, ma più ampi nella parte bassa del profilo (terrazzi del medio e tardo Quaternario). In condizioni di lento *uplift* (0,11 mm/a), i profili che si producono nel modello sono, invece, spesso caratterizzati dalla presenza di una superficie molto ampia nella parte centrale, costituita da diversi terrazzi individuali separati da falesie molto basse, che si sviluppa al passaggio tra gli *highstands* di breve durata del Quaternario inferiore e i più lunghi *highstands* del

[3] È costituita da 26 cicli glaciali della durata di 41 ka nel periodo di tempo che va da 1.966000 a 900 ka e da 9 cicli glaciali più ampi, ciascuno della durata di 100 ka, negli ultimi 900 ka.

[4] L'Autore utilizza il termine "*early Quaternary*" per il lasso di tempo compreso tra 2 Ma 900 Ka, il termine "*middle Quaternary*" per il periodo compreso tra 900 ka e la fine dell'Ultimo Interglaciale e "*late Quaternary*", per il periodo che va dall'Ultimo Glaciale all'Attuale.

medio Quaternario. Questi profili forniscono, dunque, contrariamente a quelli delle aree soggette a rapido *uplift*, un record piuttosto incompleto dei passati stazionamenti del livello del mare, particolaremente di quelli del Quaternario inferiore. L'incompletezza del record registrato da una costa in lento e costante sollevamento è evidente anche in un altro modello, quello di VELDKAMP (1994); in questo modello con un tasso di *uplift* medio di 0,1 mm/a un singolo terrazzo si forma molto frequentemente nel corso di più *higstands* e, di conseguenza, molti dei terrazzi prodotti durante la simulazione sono policiclici.

TRENHAILE (2002b) considera come variabile anche il gradiente iniziale del versante costiero e evidenzia che quando il versante è più inclinato (utilizza un valore di 30°) si produce un numero più elevato di terrazzi rispetto a quando il versante è caratterizzato da più bassi valori dell'inclinazione (15°); nel primo caso, durante ciascuno stazionamento, le onde possono, infatti, attaccare aree del profilo iniziale non erose in precedenza.

Il modello suggerisce, inoltre, che su versanti più inclinati i terrazzi tendono ad essere più stretti e inclinati. Una maggiore ampiezza dei terrazzi lungo versanti costieri debolmente inclinati in aree soggette ad *uplift* costante è confermata anche dalle osservazioni dirette (LAJOIE, 1986).

I modelli di CINQUE *et alii* (1995) e TRENHAILE (2002b), come accennato, non considerano le modificazioni dei terrazzi, successive al loro modellamento, dovute all'erosione subaerea; modificazioni che possono ridurre alcune delle caratteristiche distintive dei terrazzi. L'erosione subaerea può, infatti, rendere meno netto l'orlo interno del terrazzo, a causa della degradazione della paleofalesia, e smembrare e ridurre la sua superficie, per dissezione del paesaggio ad opera dei corsi d'acqua. Queste modificazioni dei terrazzi, dovute all'erosione in ambiente subaereo, sono state quantizzate da ANDERSON *et alii* (1999), in un lavoro che considera, anch'esso, la genesi di terrazzi con un livello del mare variabile, su di una costa sottoposta a movimenti verticali. Per quanto riguarda la generazione di terrazzi, gli Autori utilizzano un semplice modello unidimensionale, che considera l'arretramento della falesia in funzione principalmente dell'energia e della distribuzione delle onde. L'esperimento di generazione dei terrazzi supporta sostanzialmente l'assunto che nel caso di un *uplift* uniforme si genera una gradinata di terrazzi marini. L'insieme dei terrazzi che si ottiene è, inoltre, più completo nel caso in cui si ha dissipazione dell'energia delle onde.

Per quanto concerne, invece, le successive modificazioni della paleofalesia, il modello evidenzia che essa degrada rapidamente all'inizio, probabilmente per crolli, e, successivamente, più lentamente, prevalentemente per processi diffusivi. In un sistema esclusivamente diffusivo, il gradiente della paleofalesia diminuisce, inoltre, ad una velocità proporzionale alla radice quadrata dell'età.

Riguardo all'incisione del terrazzo da parte di corsi d'acqua, il tempo necessario perché la sua superficie sia completamente obliterata ad opera di questi canali è direttamente proporzionale alla distanza lineare fra le incisioni vallive (interfluvio) e alla resistenza del substrato (espressa attraverso il gradiente dei fianchi delle valli) e inversamente proporzionale al tasso di *uplift* a cui il settore costiero è sottoposto.

2.1.3 Problemi inerenti la quota dell'orlo interno del terrazzo, nomenclatura degli elementi del terrazzo e terminologia usata per le diverse tipologie morfologiche.

I casi in cui al di sopra dei terrazzi non siano presenti delle coperture sedimentarie di origine continentale, rappresentano delle situazioni ideali; in molti casi, infatti, al di sopra del terrazzo può essere presente, a coprirne l'orlo interno, un prisma deposizionale, che si assottiglia verso mare, di natura alluvionale, legato ai corsi d'acqua presenti a monte, e/o detritico, derivante dalla degradazione subaerea della paleofalesia (fig. 2.5). In questi casi diviene problematico definire la posizione e la quota dell'orlo interno. In particolare, può esservi una non corrispondenza fra il punto che segna l'interno della superficie morfologica suborizzontale (la sua quota massima), desunta dalle carte topografiche e/o dalle foto aeree, e il punto d'intersezione tra la paleofalesia e la superficie del terrazzo erosionale o deposizionale. Il primo punto può collocarsi, infatti, nel caso in cui sia presente una coltre alluvionale e/o colluviale, a quota più elevata rispetto al punto di intersezione fra la paleofalesia e la superficie del terrazzo (fig. 2.6) e non ha, quindi, in tale situazione, un significato "genetico", ma semplicemente un significato "topografico" o "morfologico"; laddove il secondo corrisponde, invece, alla paleolinea di riva. Questi elementi non sono indicati sempre con gli stessi termini nei diversi lavori. Il primo punto è, ad esempio, indicato con il termine "margine interno" in CAROBENE (2003), mentre AMATO *et alii* (1997) vi si riferiscono con il termine "orlo interno", riservando il termine "margine interno" per indicare il paleolivello marino. Per evitare confusione, come per le piattaforme d'abrasione, in questo testo i termini "margine interno" e "orlo interno" verranno usati come sinonimi (cfr. anche p. 2.1.1), esclusivamente per indicare il punto d'intersezione fra la paleofalesia e la superficie del terrazzo (fig. 2.6); nella stessa accezione dei termini "*shoreline angle*" o "*inner edge*" della letteratura internazionale, ovvero per indicare la paleolinea di riva.

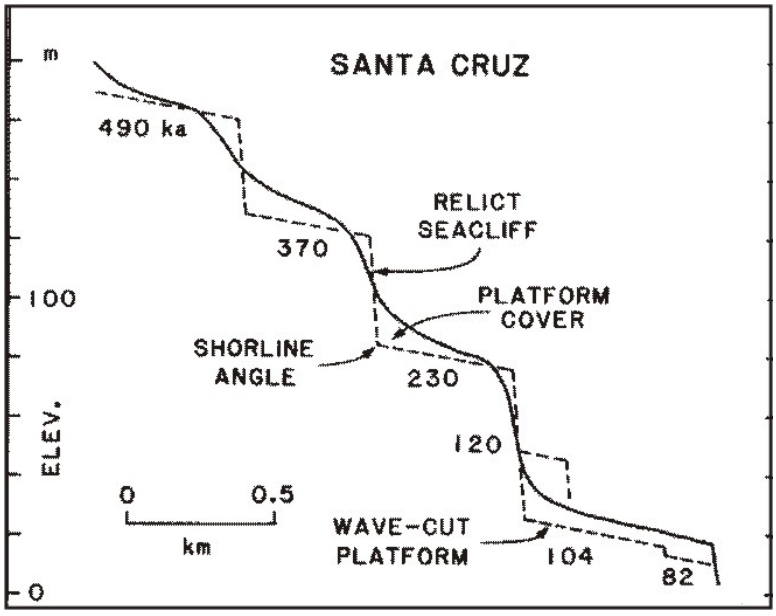


Fig.2.5 Esempio di sequenza di terrazzi erosionali il cui orlo interno è sepolto da un prisma deposizionale. Da LAJOIE (1986); modificato

Il punto che segna sulla carta topografica il passaggio morfologico fra l'area caratterizzata da maggiore inclinazione (spesso un versante) e la superficie suborizzontale o debolmente inclinata del terrazzo marino verrà, invece, di seguito indicato con i termini "concavità interna". Al limite esterno della superficie ci si riferirà in alcuni casi con il termine "ciglio" del terrazzo; questo punto potrà corrispondere o meno con l'"orlo (o margine) esterno" del terrazzo.

Per quanto riguarda la quota della concavità interna di un terrazzo, essa è desunta sempre dalle carte topografiche e, dunque, può essere soggetta a variazioni al variare della scala della carta. Sarà, ovviamente, più precisa all'aumentare del dettaglio della carta topografica, ovvero al crescere della scala. Questa quota, per quanto detto sopra, è riferibile ad un paleolivello marino solo quando, in assenza di coperture, la concavità interna corrisponde all'orlo interno.

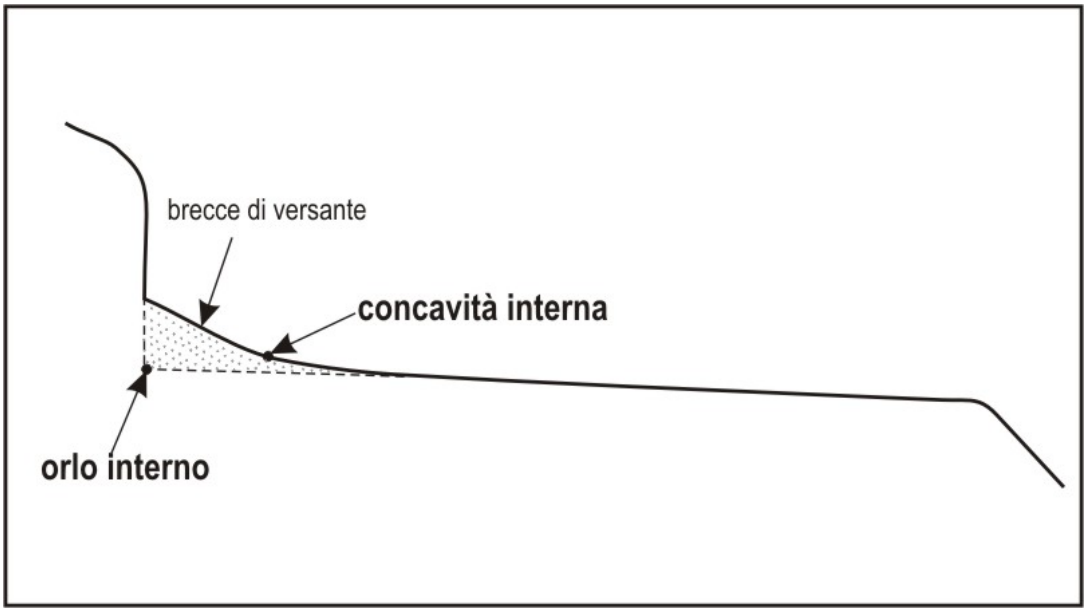


Fig.2.6 Differrenza fra l'orlo interno e la concavità interna di un terrazzo marino

Molto spesso anche la quota dell'orlo interno può presentare delle variazioni dovute alle tecniche di misurazione. Questo elemento può essere, infatti, osservato e quotato direttamente, quando esposto per mancanza di copertura sedimentaria (per assenza di deposizione, più raramente, o per successiva asportazione delle coperture ad opera, per esempio, del drenaggio superficiale) o per presenza di tagli artificiali, oppure può essere ricavato dalla carta topografica (quando, in assenza di un prisma deposizionale, l'orlo interno coincide con la concavità interna) o, ancora, può essere ricostruito in maniera geometrica e, dunque, misurato in via indiretta.

Nei capitoli successivi sarà di volta in volta specificato se la quota del terrazzo data rappresenti quella dell'orlo interno o piuttosto quella della concavità interna. Saranno inoltre, distinti i "terrazzi erosionali" dai "terrazzi deposizionali"; i primi termini saranno utilizzati per indicare superfici sulle quali i depositi sono del tutto assenti o presenti in placche di ridotto spessore, i secondi saranno riferiti, invece, a superfici costituite da depositi di almeno 2 m di spessore. In quest'ultimo caso molto spesso il top dei depositi corrisponde con la superficie del terrazzo.

I termini "*glacis* d'abrasione marina" saranno utilizzati in luogo di "terrazzo erosionale" per superfici di natura erosionale piuttosto inclinate, caratterizzate da un gradiente medio maggiore o uguale a 5°, la cui morfologia e da mettere in relazione o con preesistenti condizioni topografiche (si sono modellate in un'area piuttosto acclive) o anche con delle rapide variazioni relative del livello marino.

Saranno indicati come "terrazzi policiclici", quei terrazzi particolarmente ampi, formatisi nel corso di più stazionamenti relativi del livello del mare, caratterizzati da

un ampio *range* altimetrico, all'interno dei quali sono spesso riconoscibili superfici a diverso gradiente, non chiaramente separate da scarpate e, dunque, non cartografabili come terrazzi distinti.

2.2 Gli altri indicatori del livello del mare in contesti di coste rocciose

2.2.1 Indicatori erosionali

SOLCHI

I solchi, indicati spesso come "solchi di battente" (CAROBENE, 1972; CASTIGLIONI, 1986; PRANZINI, 2004) nella letteratura italiana, possono essere definiti in maniera puramente descrittiva come degli incavi orizzontali tagliati nelle pareti delle falesie.

Solchi sono stati osservati in molte coste rocciose, soprattutto in quelle costituite da rocce carbonatiche; quelli segnalati in rocce non di natura carbonatica sono, invece, piuttosto rari. I solchi attuali sono segnalati anche a quote non coincidenti con il livello medio del mare (KELLETAT, 1988; SUNAMURA, 1992); solchi localizzati al di sotto del livello di bassa marea sono stati rinvenuti, ad esempio, nelle Bermuda (NEUMANN, 1968), solchi posti in corrispondenza del livello di alta marea in molte altre coste (KELLETAT, 1988).

Anche la geometria dei solchi può variare e dipende dall'interazione fra i processi di erosione chimica, meccanica e biologica.

Per la variabilità delle quote a cui si rinvengono, non tutti i solchi possono essere utilizzati come indicatori del livello del mare; ma possono essere usati come tali solo quelli per i quali sia stato riconosciuto che si formano sempre in corrispondenza del livello medio del mare.

PIRAZZOLI (1996) distingue diverse tipologie di solchi, principalmente sulla base del loro meccanismo di formazione. Tra questi, alcuni, come gli *structural notches* (solchi strutturali), non possono essere utilizzati come indicatori del livello marino. I solchi strutturali si formano, infatti, per erosione differenziale di strati di roccia meno resistenti; la loro formazione non dipende dalla posizione del livello marino, ma anzi possono svilupparsi anche al di sopra del livello del mare, dove sono attivi processi di erosione subaerea. Le onde contribuiscono alla loro erosione e, dunque, PIRAZZOLI (1996) si riferisce a questi solchi anche con il termine, spesso utilizzato in letteratura, "*wave-cut notches*"[5]. Tra i *wave-cut notches* rientrano anche gli *abrasion notches* (solchi d'abrasione) che sono dovuti principalmente ad abrasione meccanica ad opera di materiale detritico che viene proiettato dalle onde contro le pareti rocciose della falesia. Questi si possono sviluppare ad ogni altezza raggiunta dalle onde e, quindi, non sono dei precisi indicatori del livello del mare. In particolare, è stato notato che i solchi d'abrasione si sviluppano in corrispondenza del livello di alta marea nelle aree soggette ad un regime macrotidale e anche più in alto nelle aree particolarmente esposte al moto ondoso; in quelle microtidali anche sotto il livello medio del mare. I

[5] Con questo termine si fa spesso riferimento in letteratura anche ai solchi che le onde frangenti formano nelle falesie, quando cominciano a modellarsi le piattaforme. In alcuni modelli di evoluzione delle coste rocciose questi solchi sono, cioè, il primo risultato dell'erosione meccanica delle onde, che successivamente produrrà le *wave-cut platforms*.

solchi d'abrasione sono spesso tagliati in falesie bordate da piattaforme, sui cui sono presenti depositi di spiaggia. Si sviluppano in prossimità della giunzione tra la piattaforma e la falesia, a causa delle onde infrangenti che mobilitano i sedimenti, e sono responsabili dell'instabilità della falesia; sono delle morfologie che possono scomparire per successivi crolli della parte sovrastante della falesia, secondo un meccanismo di scalzamento al piede.

I solchi tagliati in *plunging cliffs*, diversamente dagli *abrasion notches*, non devono la loro origine all'azione meccanica delle onde; non sono, cioè, dei *wave-cut notches*.

Le *plunging cliffs*, come visto (cfr. p.2.1.1), sono, infatti, attaccate da onde stazionarie, che sono riflesse e non hanno, dunque, capacità erosiva. Questi solchi, che si rinvengono soprattutto nelle coste carbonatiche, si sviluppano nella zona mediolitorale, dove l'intersezione fra il substrato, l'aria e l'acqua di mare è frequente e regolare. Il loro sviluppo diminuisce, invece, bruscamente nelle zone sopralitorale e sublitorale. In quanto ristretti esclusivamente alla zona mediolitorale, questi solchi, indicati in letteratura con i termini "*intertidal notches*" (solchi intertidali) (SUNAMURA, 1992), "midlittoral tidal notches" (solco mediolitorale) (LABOREL & LABOREL-DEGUEN, 1994, 1996), "*tidal notches*" (solchi tidali) (PIRAZZOLI, 1996), *encoches de corrosion*" (solchi di corrosione) (OZER, 1986), sono considerati fra i più precisi indicatori del livello del mare, particolarmente nelle coste carbonatiche caratterizzate da deboli escursioni di marea, quali quelle del Mediterraneo (CAROBENE, 1972; OZER, 1986; PIRAZZOLI, 1996). I termini utilizzati per indicare questa tipologia di solchi in alcuni casi hanno una connotazione genetica; in altri fanno riferimento alla zona entro cui si sviluppa la morfologia. Di seguito, e nel resto del testo, ci si riferirà a questo tipo di solchi con il termine "solchi tidali", suggerito da PIRAZZOLI (1996).

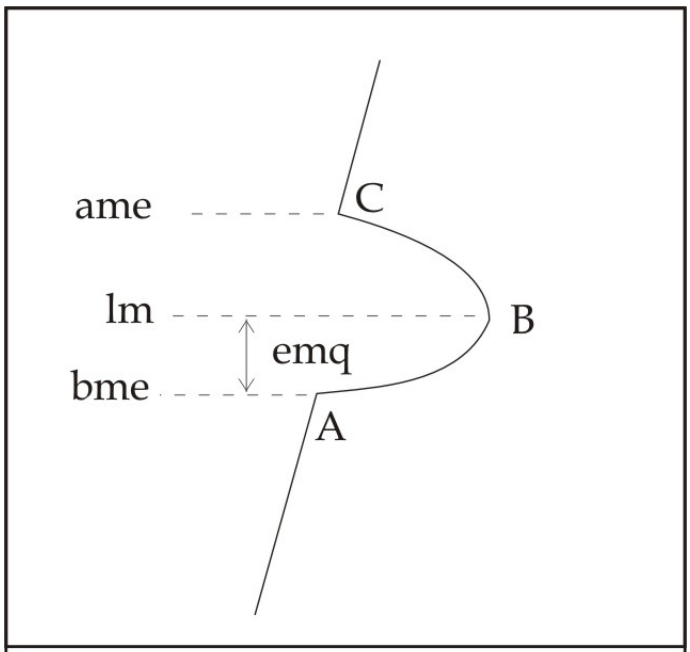
La formazione dei solchi tidali è stata attribuita principalmente a processi di soluzione e bioerosione delle rocce carbonatiche. Le onde contribuiscono, invece, solo ad allontanare la roccia alterata. Nelle coste calcaree tropicali, TRUDGILL (1976) ha notato che, dove non sono presenti sedimenti in grado di esercitare abrasione, la bioerosione è responsabile dello sviluppo di più della metà dei solchi con tasso d'erosione di 1 mm/a; riconoscendo, dunque, in queste aree, un ruolo maggiore della bioerosione rispetto ai processi di soluzione. Anche per PIRAZZOLI (1996), la formazione dei solchi tidali è dovuta principalmente a processi di bioerosione; la zona di più rapido sviluppo dei solchi tidali si ha, infatti, in prossimità del livello medio del mare, nella zona mediolitorale, zona in cui si concentra maggiormente l'attività erosiva degli organismi (LABOREL & LABOREL-DEGUEN, 1994, 1996). Il tasso di formazione di queste morfologie per bioerosione ha dei valori molto spesso di 1.0- 1.5 mm/a nelle aree tropicali e probabilmente molto minori nelle più resistenti rocce carbonatiche del Mediterraneo (PIRAZZOLI, 1996; RUST & KERSHAW, 2000). Il tempo di formazione aumenta al crescere dell'escursione mareale e dell'esposizione alle onde ed è maggiore quando la parete della falesia non è verticale.

I solchi tidali nelle aree con moderata escursione di marea hanno un tipico profilo ad "U" (PIRAZZOLI, 1996). Una certa simmetria del profilo dei solchi dovuti

principalmente a bioerosione è stata notata anche da TRUDGILL (1976); l'Autore distingue questo profilo da quello proprio dei solchi d'abrasione, caratterizzati da una maggiore sporgenza della parte bassa.

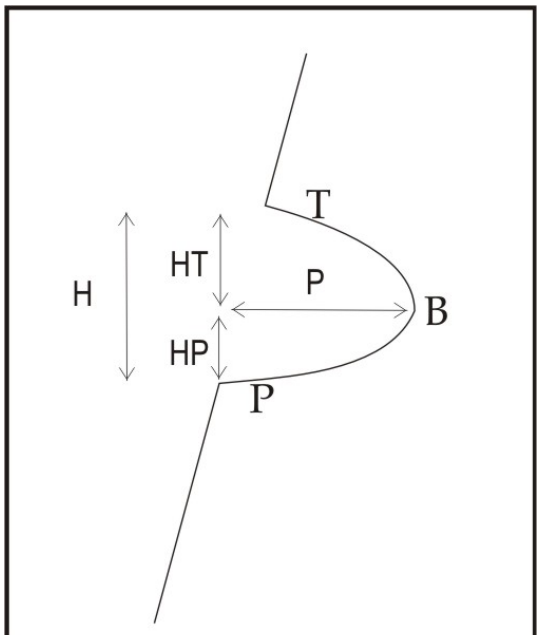
Nel Mediterraneo, nella parte bassa del solco tidale è molto spesso presente, a ricoprire la roccia carbonatica, un *rim* organogeno (cfr. p.2.2.2), dello spessore da pochi cm a 10-20 cm.

Diversi Autori (es. CAROBENE, 1972; PIRAZZOLI, 1996) hanno proposto una nomenclatura degli elementi del solco tidale. In questa sede si farà riferimento ai termini utilizzati nelle figure 2.7 e 2.8.



lm= livello medio del mare; bme= bassa marea equinoziale (minimo di bassa marea);ame= alta marea equinoziale (massimo di alta marea); emq= escursione di marea di quadratura (minima escursione di marea); B=punto di massima concvità; C=punto di flesso superiore;A=punto di flesso inferiore

Fig.2.7 Nomenclatura degli elementi del solco tidale e loro relazione con il livello del mare



B=punto di massima concvità; T=tetto del solco; P=pavimento del solco; P=profondità del solco; H= altezza del solco HT=altezza del tetto dal punto di massima concavità; HP=altezza del pavimento dal punto di massima concavità

Fig.2.8 Nomenclatura degli elementi del solco tidale

Il punto di massima concavità nelle aree riparate si situa in corrispondenza del livello medio del mare (OZER, 1986; PIRAZZOLI, 1996) ed indica, quindi, nei solchi tidali fossili la paleolinea di riva.

LABOREL & LABOREL-DEGUEN (1994, 1996) sottolineano che il punto di massima concavità del solco tidale coincide con il "*biological mean sea level*", livello che segna il passaggio fra la zona mediolitorale e la sottostante infralitorale (o sublitorale). Questo livello si colloca a profondità gradualmente decrescenti passando da aree riparate ad aree maggiormente esposte all'azione delle onde. Esso è rappresentato da una linea leggermente ondulata, situata tra le più basse *cupulae* dell'erosione delle patelle e le più alte perforazioni delle spugne del genere *Cliona* e dei pelicipodi *Lithophaga lithophaga*. Per questi Autori, inoltre, responsabili dell'erosione del solco sono le patelle ed i cianobatteri endolitici.

Sempre nelle aree riparate, il pavimento del solco è localizzato in corrispondenza del minimo livello di bassa marea (fig. 2.7) ed il punto di flesso superiore in

prossimità del massimo livello di alta marea (PIRAZZOLI, 1996). Il suo top tende a spostarsi verso l'alto nelle aree moderatamente esposte e la sua altezza cresce con l'aumentare dell'esposizione al moto ondoso (SUNAMURA, 1992; PIRAZZOLI, 1996; PRANZINI, 2004) (fig. 2.9, profili 2 e 3). Nelle aree molto esposte il solco può non formarsi del tutto.

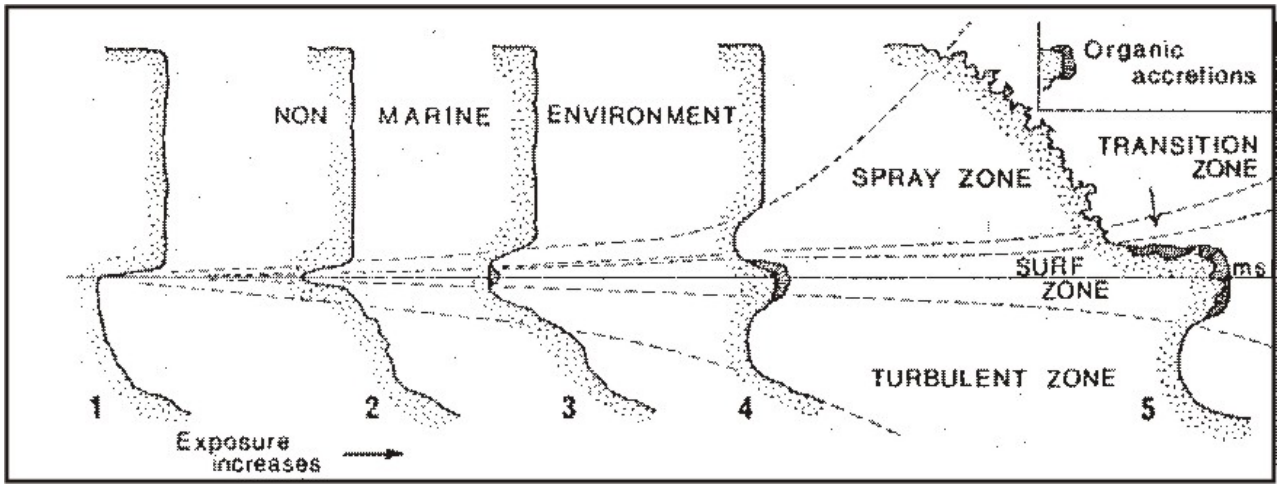


Fig.2.9 Variazione del profilo di una falesia carbonatica in relazione all'esposizione al moto ondoso. Da FOCKE (1978); modificato.

L'esposizione al moto ondoso influisce anche sul gradiente del pavimento del solco; tende ad essere orizzontale nelle coste riparate, diviene inclinato in quelle più esposte (SUNAMURA, 1992).

Una correlazione diretta esiste anche tra l'altezza del solco e l'escursione di marea (CAROBENE, 1972; SUNAMURA, 1992; PIRAZZOLI, 1996; PRANZINI, 2004).

In definitiva, si avranno solchi stretti e ben delimitati in ambienti con bassa escursione di marea e bassa energia del moto ondoso; solchi più ampi e smussati all'aumentare dell'esposizione al moto ondoso e al crescere dell'escursione di marea.

Nelle coste calcaree sottoposte all'azione di venti persistenti e onde di notevole intensità possono svilupparsi anche solchi ben al di sopra del livello medio del mare, (PIRAZZOLI, 1996). Questi solchi sono spesso indicati come *surf notches* (PIRAZZOLI, 1996; RUST & KERSHAW, 2000; KERSHAW & GUO, 2001). La loro formazione è, anch'essa, dovuta a processi di bioerosione[6] della roccia carbonatica e all'asportazione del materiale alterato da parte delle onde. In particolare, il loro modellamento è legato a due effetti contrastanti dell'attività biologica, di tipo costruttivo e distruttivo (fig. 2.9). In aree particolarmente esposte, a causa della maggiore areazione dell'acqua, si sviluppa, infatti, un accrescimento organico in prossimità del livello del mare che protegge la roccia dall'erosione. L'erosione si concentra, dunque, a quote più elevate rispetto al livello medio del mare (Focke, 1978; PIRAZZOLI, 1996); si formano una piattaforma (denominata spesso "*surf bench*" o "*surf algal bench*" nelle coste dell'Atlantico e del Pacifico e "*trottoir*" nelle coste

[6] Sono indicati con il termine "*bioerosive notches"* da KELLETAT (1988), che rinviene questa tipologia di solchi al di sopra di piattaforme organogene; con il termine "*biokarst notches*" da LABOREL & LABOREL-DEGUEN (1994, 1996), che li segnalano al di sopra dei *trottoirs* (cfr. p.2.2.2).

del mediterraneo occidentale) e, più in alto, il *surf notch*. I *surf notches* si sviluppano, dunque, solo al di sopra dei *surf benches* (PIRAZZOLI, 1996).

Concludendo, tra le diverse tipologie di solchi, solo i solchi tidali possono essere sempre utilizzati come precisi indicatori del livello medio del mare, mediante opportuno utilizzo della quota del punto di massima concavità. Si rende, dunque, necessario riconoscere, anche nell'ambito dei solchi fossili, le diverse tipologie. Questa distinzione può essere in alcuni casi piuttosto complessa, ma può più spesso basarsi su semplici osservazioni; i solchi tidali e quelli da abrasione, una volta escluso che si tratti di solchi strutturali, possono, ad esempio, essere distinti in base alla presenza o meno di una piattaforma che si estende a partire dalla loro base.

FASCE DI FORI DI LITODOMI

I fori dei bivalvi *Lithophaga lithophaga* possono essere utilizzati come indicatori di antichi livelli del mare solo nel caso in cui il loro limite superiore è ben definito e rappresentato da una linea orizzontale (LABOREL & LABOREL-DEGUEN, 1994, 1996; PIRAZZOLI, 1996). La distribuzione verticale di questi organismi va, infatti, dal limite superiore della zona infralitorale (o sublitorale) fino a profondità maggiori di 30 m e, dunque, il rinvenimento su di una parete di singoli fori fossili indica solamente che la parete è stata sommersa, ma non da alcuna indicazione sulla quota raggiunta dal livello del mare ad essi correlabile; viceversa una fascia orizzontale di fori, rinvenibile con una certa continuità laterale e/o correlabile per quota con altri indicatori morfologici, quali solchi, indica con una certa precisione la quota di un antico livello del mare.

VASCHE E MARMITTE COSTIERE

Queste morfologie costiere sono a volte utilizzate come indicatori del livello del mare. Non vi è, però, spesso, in letteratura, chiarezza ed accordo sulla relazione fra le diverse tipologie (caratterizzate da differenti morfologie) e la loro genesi e, dunque, sulla posizione di queste forme rispetto al livello medio del mare.

C'è un generale accordo sul fatto che le depressioni più o meno circolari a fondo piatto, caratterizzate da bassa profondità, in coste carbonatiche si generino per dissoluzione ad opera delle acque marine, a causa dell'abbassamento del ph durante le ore notturne, dovuto alla respirazione degli organismi viventi al loro interno.

Queste depressioni, chiamate *solution pans* (FAIRBRIDGE, 1968), *solution pools* (SUNAMURA, 1992) o *coastal pools* (PIRAZZOLI, 1996), si sviluppano a partire da fori (*pits*) di piccole dimensioni (diametro da pochi mm a 1 cm**)**, per estensione laterale, e possono raggiungere un diametro da 50 cm a 2 m (FAIRBRIDGE, 1968). Il loro fondo è spesso indurito e "lisciato". Delle fratture sono, inoltre, spesso presenti tra le vasche, che possono, crescendo, unirsi lungo queste fratture ed assumere contorni irregolari.

Per quanto riguarda la posizione di queste vasche costiere rispetto al livello medio del mare, esse sono collocate sia nella zona mediolitorale che in quella sopralitorale; ossia sia nella zona intertidale, al di sopra di piattaforme d'abrasione, che nella *spray zone*. PIRAZZOLI (1996) sostiene che queste morfologie quando sono emerse indicano

la posizione di un antico livello del mare solo nelle aree riparate; mentre in aree esposte segnano la zona sopralitorale.

Le vasche a fondo piatto sono distinte da altre forme costiere simili, quali *honeycombs*, tafoni e *potholes* (marmitte d'abrasione).

Gli *honeycoms* sono delle morfologie "cavernose"con una struttura tipo cella, di piccole dimensioni, che possono svilupparsi in rocce di varia litologia. Si situano al di sopra del livello di alta marea, nella *spray zone* (SUNAMURA, 1992; PIRAZZOLI, 1996) e per la loro genesi sono state formulate differenti ipotesi, quali erosione del vento, alterazione meccanica, dovuta a variazioni di temperatura, alterazione chimica. In quanto situate al di sopra del livello di alta marea, quando sono fossili possono solo indicare la prossimità di un passato livello del mare al di sotto di esse; la loro precisione diminuisce all'aumentare dell'esposizione del sito al moto ondoso (PIRAZZOLI, 1996).

I *tafoni* sono sostanzialmente degli *honeycombs* di maggiori dimensioni (diametro dal dm a diversi m) (SUNAMURA, 1992; PIRAZZOLI, 1996). Queste morfologie si sviluppano però, a differenza degli *honeycombs*, solo su pareti verticali (FAIRBRIDGE, 1968; SUNAMURA, 1992). Esse sono proprie non solo di aree costiere, ma si generano anche in altri ambienti e non sono, quindi, utilizzabili come indicatori del livello del mare.

Le marmitte d'abrasione sono depressioni cilindriche che si sviluppano per abrasione della roccia da parte di ciottoli o granelli di sabbia, fatti girare dalla forza delle onde, spesso all'interno di preesistenti discontinuità litostrutturali. Sono generalmente più profonde che larghe (PIRAZZOLI, 1996) e possono formarsi sulla superficie di una piattaforma di abrasione. In aree esposte si sviluppano, però, anche sopra il livello di alta marea e sotto quello di bassa marea (SUNAMURA, 1992; PIRAZZOLI, 1996); di conseguenza, non sono precisi indicatori del livello del mare.

2.2.2 Indicatori deposizionali

Nelle aree relativamente stabili dei margini continentali passivi delle basse latitudini, gli indicatori deposizionali sono rappresentati principalmente dalle *coral reefs* (cfr. AHARON & CHAPPELL, 1986; BARD *et alii*, 1990; SHERMAN *et alii*, 1993; GALLUP *et alii*, 1994; HEARTY & KINDLER, 1995; STIRLING *et alii*, 1995, 1998; CHAPPELL *et alii*, 1996; LUDWIG *et alii*, 1996; NEUMANN & HEARTY, 1996; HEARTY & NEUMANN, 2001; CHAPPELL J., 2002; MUHS, 2002; MUHS *et alii*, 2002; CUTLER *et alii*, 2003). Gli organismi costruttori di queste strutture, principalmente coralli scleractinii e alghe corallinacee, vivono, infatti, attualmente nelle acque poco profonde delle aree tropicali o prossime ai tropici ed il limite superiore della loro crescita si situa generalmente in corrispondenza del livello di più bassa marea. La parte superiore di queste strutture è rappresentata da una superficie suborizzontale (*reef flat*) localizzata in prossimità del livello del mare. Resti fossili di *coral reefs* (costituenti dei terrazzi morfologici; terrazzi deposizionali, cfr. p. 2.1) testimoniano, dunque, antichi livelli marini. In particolare, il punto d'intersezione tra la paleofalesia e la *reef flat* corrisponde alla paleolinea di riva.

In ambiente mediterraneo, tra gli organismi costruttori, sono precisi indicatori del livello del mare l'alga rossa *Lithophyllum lichenoides* e il gasteropode della famiglia dei vermetidi *Dendropoma petraeum*; tali organismi hanno, infatti, una stretta distribuzione verticale, prossima al livello medio del mare. Altri organismi incrostanti, quali balanidi e vermetidi solitari, hanno un'ampia distribuzione verticale e, quindi, in generale il loro rinvenimento come fossili indica solo sommersione e non un preciso livello del mare. Nel caso in cui sia riconoscibile un limite superiore lineare per una certa distanza i balanidi, possono, però, come i fori di litodomi, essere usati come indicatori del livello del mare (LABOREL & LABOREL-DEGUEN, 1994, 1996), in quanto il limite superiore della loro crescita si situa poco al di sopra del livello medio del mare, nella zona mediolitorale (o eulitorale) inferiore.

RIM A *LITHOPHYLLUM LICHENOIDES*

L'alga calcarea *Lithophyllum lichenoides*, chiamata anche *Lithopyllum tortuosum*, vive nella zona mediolitorale, poco al di sopra del livello medio del mare (LABOREL, 1987; LABOREL & LABOREL-DEGUEN, 1994, 1996; PIRAZZOLI, 1996, LABOREL *et alii*, 2003), in una fascia verticale di 30-50 cm (LABOREL & LABOREL-DEGUEN, 1994). Quest'alga costruisce delle cornici sporgenti con una superficie superiore piana, ampie fino a 2 m (PERES, 1968), chiamate anche "*trottoir à Tenarea*" o "*trottoir à Lithophyllum tortuosum*", comuni nelle aree più esposte e fresche del Mediterraneo occidentale e assenti in quello orientale (LABOREL *et alii*, 2003).

Queste biocostruzioni, come anticipato sopra, sono considerate degli indicatori molto accurati del livello del mare; resti sommersi di *rims* a *Lithophyllum lichenoides* sono stati utilizzati nel Mediterraneo occidentale come markers della risalita del livello del mare nel corso dell'Olocene (LABOREL *et alii*, 1994).

DENDROPOMA PETRAEUM

Il vermetide *Dendropoma petraeum* vive ad una profondità leggermente maggiore di quella del *Lithophyllum lichenoides*, nella zona infralitorale (o sublitorale); il suo limite superiore di crescita, coincidente con il limite superiore della zona infralitorale (LABOREL, 1986; LABOREL & LABOREL-DEGUEN, 1994, 1996), si colloca in prossimità del livello medio del mare.

Questo vermetide costruisce, dei concrezionamenti, spesso in associazione con l'alga rossa *Neogoniolithon notarisi* (chiamati "*algal-vermetid reefs*", LABOREL, 1987), localizzati frequentemente sul margine esterno di una piattaforma d'abrasione, in una fascia verticale stretta da 20 a 40 cm.

Le bioerme a *Dendropoma* sono diffuse, contrariamente ai *rims* a *Lithophyllum*, solo nelle regioni più tiepide del Mediterraneo meridionale e orientale (PERES, 1968; LABOREL, 1987; LABOREL & LABOREL-DEGUEN, 1994, 1996; PIRAZZOLI, 1996).

Quando emerse, le bioerme a *Dendropoma* sono considerate indicatori molto precisi del livello del mare; per LABOREL & LABOREL-DEGUEN (1994) il margine di errore in questo caso è di circa ± 5 cm.

Anche le *reefs* a a *Dendropoma* fossili segnalate sono tutte di età olocenica (PIRAZZOLI *et alii*, 1982, 1991, 1994; DALONGEVILLE *et alii*, 1993); l'utilizzo di

questo indicatore biologico è ristretto, dunque, all'Olocene. In particolare, la sua preservazione è più facilitata nei casi di forte *uplift*, rispetto ai casi di più lento sollevamento (LABOREL & LABOREL-DEGUEN, 1994), casi in cui permane più a lungo nella zona mediolitorale ed è soggetto a maggiore bioerosione.

3 INQUADRAMENTO DELL'AREA DI STUDIO E PRECEDENTI CONOSCENZE

3.1 Ubicazione dell'area di studio ed assetto geologico

L'area di studio comprende la costa di Sapri, al confine tra la Campania e la Basilicata, la costa tirrenica della Basilicata (costa di Maratea- tra T.re dei Crivi e la foce del fiume Noce) ed una porzione della costa tirrenica della calabria settentrionale (tra la foce del fiume Noce e la foce del fiume Lao) (fig. 3.1). Tale area si situa lungo il margine tirrenico dell'Appennino meridionale e costituisce il bordo nordorientale della depressione strutturale del Golfo di Policastro. Per questa sua peculiare posizione l'area ha registrato durante il Quaternario la tettonica estensionale legata all'apertura del bacino tirrenico, responsabile tra l'altro di un generale *uplift* del settore di costa, testimoniato dai numerosi terrazzi marini sollevati affioranti.

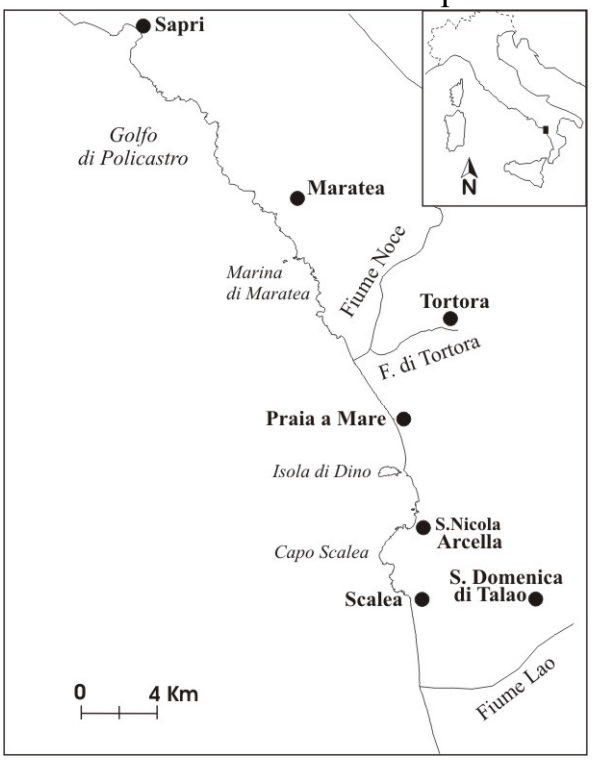


Fig.3.1 Area di studio e sua ubicazione

L'apertura del bacino di retro-arco tirrenico è avvenuta a partire dal Tortoniano superiore (PATACCA et *alii*, 1990; SARTORI, 1990), ma l'estensione ha interessato la sua porzione sud-orientale, con direzione di apetura NW-SE (MOUSSAT *et alii*, 1986; KASTENS *et alii*, 1990), solo a partire dal Pliocene medio-superiore, determinando la formazione dei graben peri-tirrenici (BIGI *et alii*, 1983; REHAULT *et alii*, 1987), quali il Golfo di Policastro.

Il comportamento geodinamico del settore appenninico lungo cui si colloca l'area di studio è ritenuto essere stato, durante l'evoluzione neogenica del sistema orogenico Africa-vergente, a grandi linee unitario e differente da quello della costa posta a Sud della linea di Sangineto, rientrante nel dominio dell'Arco Calabro. Questa omogeneità di comportamento è stata evidenziata anche in base ai valori dell'*uplift* post-Eutirreniano (COSENTINO & GLIOZZI, 1988; BORDONI & VALENSISE, 1998). Gli Autori calcolano, infatti, per l'area valori omogenei di *uplift*, che configurano una sua generale stabilità a partire dal Pleistocene superiore; tali valori sono notevolmente inferiori rispetto a quelli dell'area costiera dell'Arco Calabro, i maggiori di tutta l'Italia meridionale (fino ad un massimo di 1,4 mm/a in COSENTINO & GLIOZZI, 1988, fino a 1,2 mm/a in BORDONI & VALENSISE, 1998; dell'ordine di 1,3 mm/a in DUMAS & RAFFY, 2004 e in DUMAS *et alii*, 2005), testimoniati dalle notevoli quote a cui si rinviene la linea di riva tirreniana (BONFIGLIO, 1972; HEARTY *et alii*, 1986; DUMAS *et alii*, 1987; DAI PRA *et*

alii, 1993; MIYAUCHI et *alii*, 1994; DUMAS *et alii*, 1998, 2002; TORTORICI *et alii*, 2002, 2003).

I principali litotipi affioranti nel settore costiero tra Sapri e la foce del Lao sono rappresentati dalle rocce carbonatiche mesozoiche delle unità appenniniche esterne (fig. 3.2). In particolare, tra Sapri e la valle di Maratea affiorano i calcari di piattaforma mesozoici e i calcari e le marne paleogenici (formazione di Trentinara) dell'Unità tettonica Alburno-Cervati- Pollino (BONARDI *et alii*, 1988b), che costituiscono i rilievi di M.te Spina, Mte. Coccovello e M.te La Serra. Questi rilievi costituiscono nell'insieme un alto relativo che emerge dai terreni argilloso-marnosi dell'Unità Nord-calabrese, compresa nelle Unità Liguridi *s.s.* (BONARDI *et alii*, 1988a,b), unità tettoniche derivanti dalla deformazione dei domini appenninici interni. I terreni dell'Unità Nord-calabrese, affiorano nella depressione che ha ospitato il bacino lacustre pleistocenico del fiume Noce, attraversata attualmente da tale corso d'acqua in direzione NO-SE, e all'interno della Valle di Maratea. Questi terreni costituiscono, inoltre, il settore di costa ad Ovest di Sapri, fino a Scario, sul margine settentrionale del Golfo di Policastro, interposto tra l'area costiera carbonatica del M.te Bulgheria (Unità Bulgheria-Verbicaro) e il settore costiero carbonatico calabro lucano.

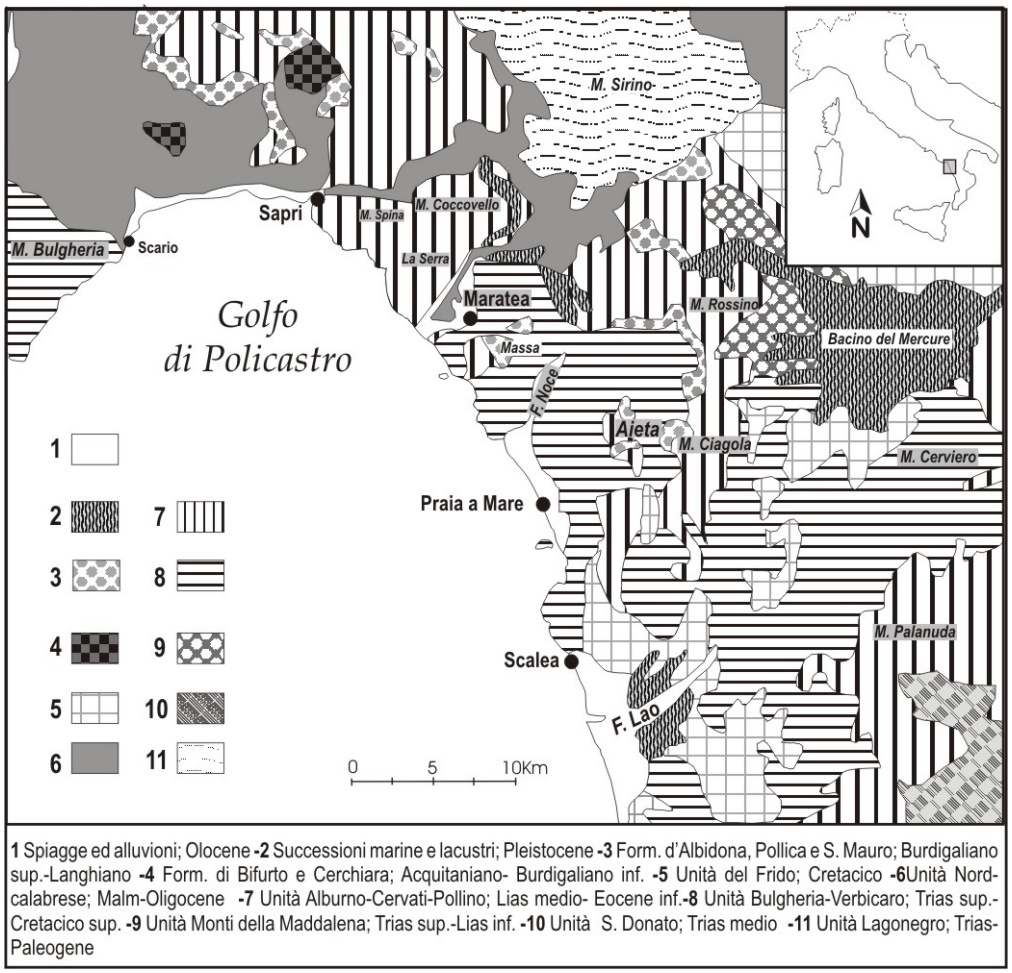


Fig.3.2 Schema geologico dell'area tra il Golfo di Sapri e la Foce del Fiume Lao (da BIGI *et alii*, 1983; modoficato)

Nel settore di costa compreso tra la valle di Maratea e Praia a mare affiorano, invece, principalemente le dolomie e i calcari dolomitici, costituenti la porzione del Trias e Lias inf. dell'Unità tettonica Bulgheria- Verbicaro (BONARDI *et alii*, 1988b). Tale Unità è la più interna fra le unità carbonatiche dell'Appennino meridionale ed è stata collocata insieme all'Unità Alburno-Cervati-Pollino nel dominio

paleogeografico della Piattaforma Campano-Lucana[7] (D'ARGENIO *et alii*, 1973; AMODIO MORELLI *et alii*, 1976). Lembi dell'Unità Alburno- Cervati- Pollino sono presenti in finestra tettonica a Maratea (a Massa-Capo Iannizzo) ed ad Aieta.

Tra Praia e la foce del fiume Lao, oltre all'Unità Bulgheria-Verbicaro, a Cozzo Petrara sono presenti dei terreni descritti come "metacalcari e metadolomie, filladi" in BONARDI *et alii* (1988b) e come "metacalcari e dolomiti cristalline" in BIGI *et alii* (1983) ed ascritti in entrambi gli elaborati cartografici all'Unità tettonica S. Donato (istituita da AMODIO MORELLI *et alii*, 1976); nella bassa valle del fiume Lao affiora, invece, il "complesso marnoso e argilloso" definito "*Flysch* del Lao" in COMPAGNONI & DAMIANI (1971) e da essi ritenuto di età miocenica, che è stato incluso nell'Unità del Frido negli elaborati di BIGI *et alii* (1983) e BONARDI *et alii* (1988b), di età cretacica. BONARDI *et alii* (1988a) non escludono che gli "Scisti del Lao" (*Flysch* del Lao) corrispondano, in accordo con DAMIANI (1970a), ai termini inframiocenici dell'Unità di Verbicaro.

Sui termini carbonatici dell'Unità Alburno-Cervati-Pollino giacciono in concordanza successioni mioceniche (Formazione di Cerchiara e Formazione del Bifurto), che in origine dovevano affiorare più estesamente, conservate oggi all'interno dei bassi relativi (quali le finestre tettoniche di Massa ed Aieta).

Recentemente una nuova sintesi strutturale e stratigrafica delle unità appenniniche della Calabria settentrionale è stata presentata da IANNACE *et alii* (2005). Gli Autori raggruppano le successioni meso-cenozoiche affioranti in due unità tettoniche: l'Unità del Pollino (Norico-Langhiano), che nel settore di costa qui considerato comprende oltre agli affioramenti delle finestre tettoniche di Maratea e Aieta, prima inclusi nell'Unità Alburno-Cervati- Pollino, anche gli affioramenti di Cozzo Petrara, Serra Vingiolo e Capo Scalea; l'Unità Lungro-Verbicaro (Anisico-Burdigaliano inf.), che comprende gli affioramenti ascritti in BONARDI *et alii* (1988b) all'Unità Bulgheria-Verbicaro, più gli affioramenti del "*Flysch* del Lao", che costituisce il top della successione ed è datato non più antico dell'Aquitaniano-Burdigaliano inf.. Gli affioramenti metamorfici di Anzo dell'Elce, considerati "provenienti dal metamorfismo della formazione di Diamante" da COMPAGNONI & DAMIANI (1971) sono da questi Autori incluse nell'Unità ofiolitica Diamante-Terranova.

I depositi Quaternari sono situati, oltre che lungo la fascia costiera, dove sono presenti, insieme alle successioni marine, depositi alluvionali (quali quelli costituenti le piane alluvionali dei fiumi Noce e Lao) e detritici, anche all'interno della valle di Maratea (coperture detritiche) e del bacino del Noce (depositi lacustri).

Depositi lacustri quaternari sono presenti, inoltre, più all'interno della catena nella depressione strutturale del Mercure.

[7] In particolare, l'Unità Bulgheria-Verbicaro è stata attribuita all'evoluzione tettono-sedimentaria del margine interno della piattaforma Campano-lucana.

3.2 Gli studi precedenti sulle morfologie marine e sui depositi marini e continentali affioranti lungo il settore di costa tra il Golfo di Sapri e la foce del fiume Lao

3.2.1 Tra il Golfo di Sapri e la foce del fiume Noce

SAPRI

Nell'area del Golfo di Sapri, **GUARINO (1985)** individua tre ordini di terrazzi marini. Il primo ordine, il più alto, è rappresentato da lembi di depositi "ghiaioso-sabbiosi" di origine marina ed è distinto in due sotto ordini; un ordine posto a circa 80-75 m s.l.m. e diffuso in tutta l'area, un ordine posto a circa 95 m s.l.m., individuato solo nell'area compresa tra il Vallone della Piazza ed il Vallone Giuliani (fig. 3.3). In quest'ultima area ed in località Timpone, i depositi marini ghiaioso-sabbiosi poggiano su una successione che da "alluvioni antiche di tipo torrenziale e di conoide", di ambiente continentale, passa, verso l'alto, a depositi di ambiente transizionale ("sabbie fini di ambiente eolico-fluviale"). In località Timpone, l'Autore segnala, inoltre, a circa 48 m s.l.m., al di sopra di un livello di "ghiaie minute a ciottoli arrotondati", delle "argille sabbiose giallastre fossilifere", il cui contenuto faunistico indica un ambiente marino a profondità ridotta (circa – 10 m). Queste argille ed i depositi ghiaioso-sabbiosi, costituenti i citati terrazzi di primo ordine, appartengono, per l'Autore ad un unico ambiente deposizionale marino.

Il secondo ordine è rappresentato da depositi clastici terrazzati posti a circa 30 m s.l.m., costituiti principalmente "da ghiaie a matrice sabbiosa", con "ciottoli di forma e smussamento molto variabili". Tali depositi sono attribuiti ad un ambiente di piana costiera ed a un livello del mare di 30 m più alto dell'attuale.

Il terzo ordine è rappresentato da un deposito organogeno tipo "panchina" che affiora a 10 m s.l.m. in località Limito ed è correlato per la sua quota alla linea di riva eutirreniana.

Sedimenti di spiaggia in località Limito sono segnalati anche da **BRANCACCIO *et alii* (1990)**; su di una piattaforma d'abrasione tagliata nel substrato calcareo tra 16 e 14 m s.l.m. rinvengono "calcareniti e sabbie grossolane" (2 m di spessore) che passano verso l'alto ad una "panchina calcarenitica" fossilifera (50 cm di spessore), su cui sono presenti dei depositi di versante. A 5 m s.l.m. segnalano, inoltre, un terrazzo marino più recente, su cui sono presenti sabbie e calcareniti marine fossilifere che passano verso l'alto a sottili livelli di argille palustri. Queste calcareniti o quelle di 16-14 m s.l.m. corrispondono forse a quelle individuate a 10 m s.l.m. da GUARINO (1985); le differenze di quota potrebbero essere legate ai diversi metodi di misurazione usati.

Dalla panchina di 15 m s.l.m., BRANCACCIO *et alii* (1990) hanno prelevato 14 valve di *Glycimeris glycimeris*, su cui hanno eseguito delle misure di racemizzazione degli aminoacidi. Le analisi hanno fornito un rapporto medio *aile*/*ile* di 0,33 +/- 0,01, indicativo di un'età di circa 110 ka. Sulla base di queste misure geocronologiche e di

considerazioni di carattere geomorfologico[8], gli Autori riferiscono la spiaggia di 16-15 m s.l.m. al *substage 5e*, rappresentato nell'area anche da un solco di battigia alla stessa quota. Il terrazzo di 5 m s.l.m., che è associato anche ad un solco di 8 m s.l.m., è, di conseguenza, attribuito ad uno o entrambi i *substages 5c* e *5a*. Sempre nei pressi di Limito, **TOCCACELI (2003)** segnala anche la presenza di un solco di battente a –1, 79/1,80 m, situato alla base di una delle *pilae* del molo romano del sito archeologico di "Santa Croce" e attribuito all'epoca romana. A questo solco sono correlati dei depositi litorali di ambiente infralitorale (-2/-5 m) rinvenuti in sondaggi eseguiti nella piana di Sapri, aventi il tetto tra -0,50 e -2,20 m (TOCCACELI, 1995).

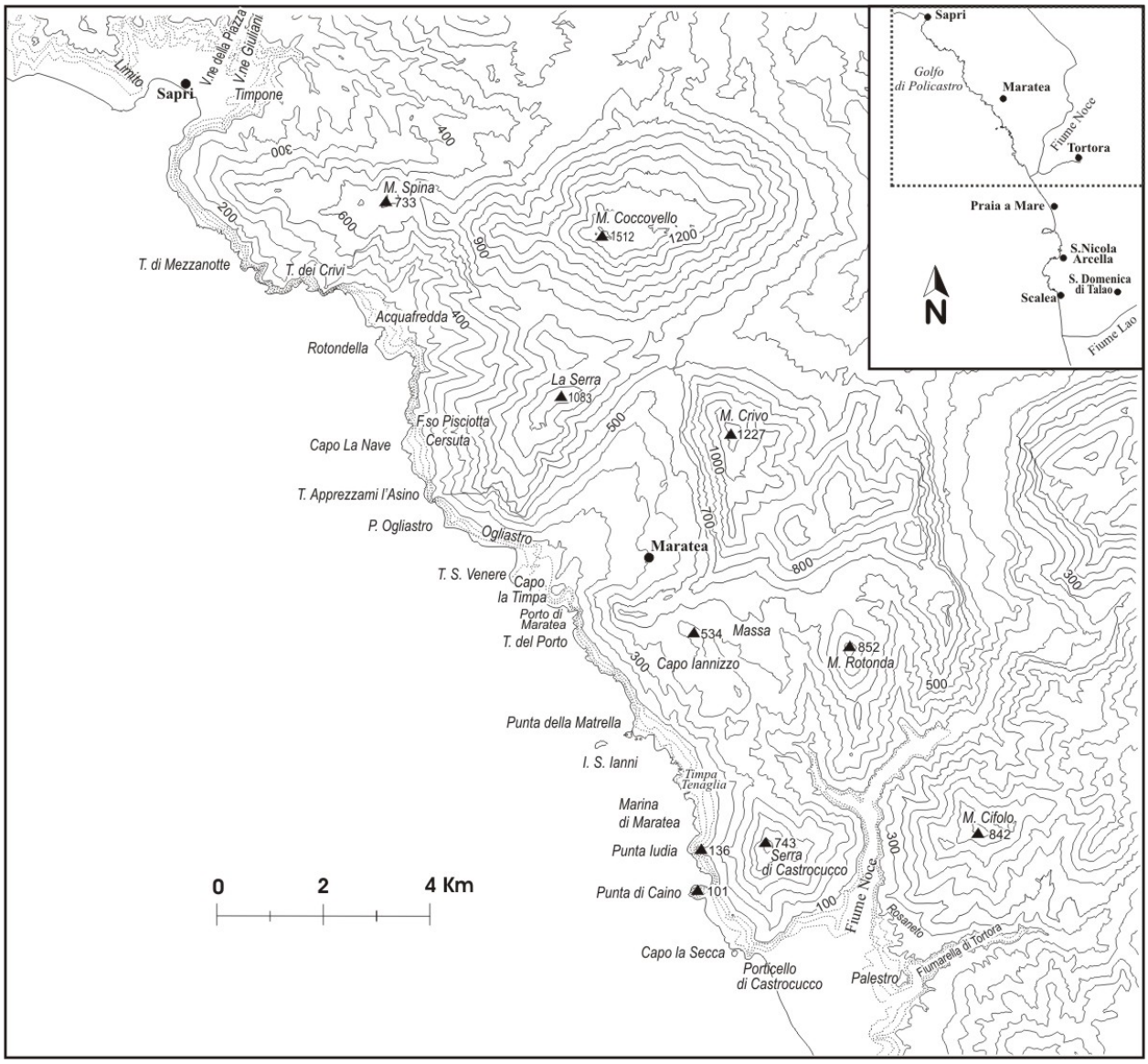


Fig.3 3 Carta topografica semplificata dell'area compresa tra Sapri e la foce del F. Noce (realizzata dalle basi topografiche in scala 1:25.000)

[8] Va notato che l'età di 110 ka non corrisponde al *substage 5e*, che termina a circa 115 ka (MARTINSON *et alii*, 1987; SHACKLETON *et alii*, 2002), ma è indicativa del *substage 5d*. BRANCACCIO *et alii* (1990) affermano che l'età di 110 ka suggerisce l'attribuzione del deposito ad uno dei successivi massimi dello *stage 5*. La mancanza al di sopra della piattaforma di 15 m s.l.m. di linee di riva diverse da quelle sicuramente pre-tirreniane, induce, però, a considerare quest'ultima di età eutirreniana.

MARATEA

Lungo il settore di costa di Maratea, una delle prime segnalazioni di morfologie e depositi marini si ha nelle Note illustrative del Foglio 220 (Verbicaro) della carta geologica d'Italia (scala 1: 100.000) di **COMPAGNONI & DAMIANI (1971)**. Questi Autori segnalano in destra orografica del fiume Noce, sulle pendici sudorientali della Serra di Castrocucco, tra 120 e 170 m s.l.m. delle "arenarie grigie, a luoghi incoerenti, sterili" che ascrivono al Plio-Pleistocene sulla base della loro correlazione con le argille e le sabbie affioranti nell'area di Foce del Lao (cfr. p. 3.2.2). Sulle arenarie descrivono delle ghiaie e delle sabbie trasgressive, che costituiscono un terrazzo marino, riferito dubitativamente al Siciliano. La quota del terrazzo non è specificata; dal Foglio geologico in scala 1:100.000 ("Verbicaro") sembra avere la quota massima posta intorno a 120/110 m s.l.m.. Gli Autori riconoscono, inoltre, anche dei depositi a quote più basse; descrivono lembi di arenarie e puddinghe con *Cladocora caespitosa* e molluschi a Ogliastro, in prossimità del livello del mare, e a Marina di Maratea, fra 1 e 6 m s.l.m.. Tali lembi sono riferiti al Tirreniano.

Damiani & Pannuzi (1978)		Carobene & Dai Pra (1991)	
Quota	Età	Quota	Età
120	Siciliano		
60	Milazziano		
		N→S 45 55	Pleist. medio (st.. 21-19-17)
20	Tirreniano I	25/20	Pleist. medio (st. 15-13)
		N→S 14 19*	Pleist. medio (st. 11-9-7)
12/8	Tirreniano II	12	Pleist. medio (st. 11-9-7)
		N→S 7 9,5	Pleist. sup.(st.5e)
		5,5/5	Pleist. Sup (st.5a/5c?)
		< 3,80	Olocene
2	Versiliano		

Le quote sono espresse in m s.l.m.; N→S = quota massima crescente da Nord a Sud; * = quota dell'orlo interno

tab.3. 1 Ordini di terrazzi marini riconosciuti lungo la costa di Maratea dai diversi Autori e loro attribuzioni cronologiche (sono riportati solo i lavori più completi; nono sono stati inclusi i lavori a carrattere esclusivamente stratigrafico)

In un lavoro successivo, **DAMIANI & PANNUZI (1978)** lungo la costa tra Maratea e Cetraro riconoscono sei ordini di terrazzi marini. Il VI e più alto è assente nel settore qui in esame; gli altri cinque ordini sono segnalati, invece, anche nel settore di Ogliastro- Maratea (tab. 3.1). IL V ordine si colloca a quote comprese tra circa 120 e 100 m s.l.m. Un lembo di terrazzo di IV ordine, che si sviluppa tra circa 60 e 40 m s.l.m., è segnalato ad Est di Torre S. Venere. Il III ordine si situa a circa 20 m s.l.m., il II tra 12 e 8 m s.l.m.. Piattaforme di abrasione e solchi di battigia, appartenenti a quest'ultimo ordine, a cui sono associate delle calcareniti organogene giallastre, sono riportate a Nord di Torre S. Venere ed al Porto di Maratea. Sempre nella cala a Nord di Torre S. Venere, è segnalato anche il I ordine, rappresentato da una piccola piattaforma d'abrasione con solco di battigia a circa 2 m s.l.m..

Il V ordine è attribuito al Siciliano, in quanto nella zona del fiume Lao i depositi ad esso associati sono discordanti su sedimenti ascritti al Plio-Calabriano (cfr.p. 3.2.2); il

IV al Milazziano[9] in base a considerazioni altimetriche. Il III ed il II ordine sono ascritti entrambi al Tirreniano, rispettivamente al Tirreniano I e al Tirreniano II. Il I ordine è, invece, riferito al Versiliano.

Depositi organogeni con *Cladocora caespitosa* analoghi a quelli tirreniani di COMPAGNONI & DAMIANI (1971) e DAMIANI & PANNUZI (1978) sono segnalati anche in altri punti della costa di Maratea.

COPAT MARCONI *et alii* (1981) in una breve nota riportano l'età ottenuta dalla datazione con il metodo del ^{14}C di un campione di *Cladocora caespitosa* affiorante tra Punta Caino e Punta Iudia; una tabella delle analisi effettuate non è presente. Le analisi, eseguite su un campione di *Cladocora* prelevato a circa 3 m s.l.m. da una "calcarenite bianco-giallina", poggiante su una superficie di abrasione posta a circa 4-3 m s.l.m., hanno fornito un'età compresa tra 30 e 28 ka. Sulla base di tale età, gli Autori sostengono, che questi depositi si sono formati nell'ultimo periodo regressivo del Tirreniano e ascrivono la linea di riva al "Neo-Orto-Tirreniano" di COTECCHIA *et alii* (1969). Sulla calcarenite a *Cladocora*, essi segnalano un'alternanza di tre livelli di paleosuoli e tre livelli ciottolosi che passa verso l'alto a delle brecce con clasti a spigoli vivi, che riferiscono all'ultima fase glaciale del Wurm III.

A Punta Iudia il deposito a *Cladocora* è stato datato anche con il metodo $^{230}Th/^{234}U$ da **CAROBENE *et alii* (1986)**, in un lavoro incentrato esclusivamente sulle linee di riva affioranti alle più basse quote lungo la costa tra Maratea e Cetraro. Gli Autori riportano a Punta Iudia lembi della biocalcarenite a *Cladocora caespitosa* fino a 13 m s.l.m. ed una superficie d'abrasione, situata tra 9,5 e 8 m s.l.m., tagliata in parte anche nel deposito a *Cladocora*. Fori di litodomi sono, inoltre, segnalati fino ad una quota di 14 m s.l.m. La *Cladocora*, campionata a 9 m s.l.m., ha fornito un'età > 350 ka (tab. 3.2). Sulla base dell'insieme delle datazioni più affidabili[10] ottenute per tutto il tratto di costa tra Maratea e Cetraro, gli Autori escludono l'appartenenza del livello a *Cladocora* all'Eutirreniano e lo riferiscono, invece, allo *stage 9* o allo *stage 7* della stratigrafia isotopica. La linea di riva che taglia il deposito a *Cladocora* la attribuiscono, di conseguenza, al Tirreniano *l. s.*.

L'età ^{14}C di COPAT MARCONI *et alii* (1981) è considerata da CAROBENE *et alii* (1986) non valida in quanto prossima al limite del sistema. Inoltre, gli Autori sostengono che, considerando reali le età $^{230}Th/^{234}U$ ottenute, i campioni sarebbero talmente vecchi da non contenere teoricamente più ^{14}C e che l'età ^{14}C compresa tra 30 e 28 ka potrebbe essere spiegata semplicemente con una debole contaminazione di carbonio attuale.

Quale che sia l'affidabilità del dato di COPAT MARCONI *et alii* (1981), va notato, in ogni caso, che le quote di affioramento e di campionamento della *Cladocora* nei due suddetti lavori non coincidono.

L'affioramento di Punta Iudia è stato riesaminato anche da **CAROBENE (1987)**, che situa l'altezza massima dei fori di litodomi a 19 m s.l.m. e la piattaforma che taglia la *Cladocora* tra 9,5 e 5 m s.l.m.. L'Autore correla i fori di litodomi al deposito a

[9] Questo piano marino, istituito da DÉPERET (1918), era collocato tra il Siciliano e il Tirreniano e corrispondeva al Pleistocene medio.

[10] Per i problemi concernenti la validità e affidabilità delle datazioni si rimanda al paragrafo 4.3.

Cladocora, stabilendo che la corrispondente linea di riva doveva raggiungere almeno 19 m s.l.m. Sulla base dell'età di CAROBENE *et alii* (1986), la linea di riva legata alla *Cladocora* è considerata anche in questo lavoro pre-tirreniana; la linea di riva successiva è riferita all'Eutirreniano, le brecce sovrastanti al Wurm.

Successivamente, in letteratura, le segnalazioni di depositi e morfologie marine lungo la costa di Maratea si hanno in due pubblicazioni (CARBONI *et alii*, 1988; CAROBENE & DAI PRA, 1990) incentrate principalmente sul tratto di costa nord-calabrese, tra la foce del fiume Noce e quella del Lao (cfr. p. 3.2.2), e riguardano l'area in destra orografica del Fiume Noce. In quest'area **CARBONI *et alii* (1988)** segnalano dei depositi marini situati tra 40/45 e 70 m s.l.m. costituiti da un "conglomerato basale forato da litofagi" che passa a delle "arenarie grossolane scure ben cementate" Un lembo isolato lo rinvengono anche tra 140 e 145 m s.l.m.. I depositi costituenti questo lembo corrispondono probabilmente a quelli già individuati da DAMIANI & PANNUZI (1978). CARBONI *et alii* (1988) riferiscono questi depositi ad una formazione che denominano "Conglomerati della Fiumarella di Tortora" di età Pleistocene medio- parte inferiore. L'attribuzione di questa formazione al Pleistocene medio- parte inferiore si basa sulla sua correlazione con dei depositi rinvenuti nell'area prossima alla Foce del fiume Lao (cfr. p 3.2.2).

CAROBENE & DAI PRA (1990) in destra del Fiume Noce individuano, invece, una superficie d'abrasione che si estende da 110 m s.l.m. (orlo interno) a 68 m s.l.m., su cui poggiano ciottoli arrotondati. Un deposito eolico costituito da sabbie a stratificazione incrociata, coperto da brecce di versante, è, inoltre, segnalato fino a 125 m s.l.m. da tali Autori. La superficie di 110 m s.l.m. è ascritta al I ordine di terrazzi ed è attribuita al Pleistocene inferiore perché correlata con la sedimentazione delle argille emiliane rinvenute nell'area di foce del fiume Lao (cfr. p. 3.2.2).

Al di sotto di questo ordine di terrazzi riconoscono altri quattro ordini (tab. 3.1)

Il secondo ordine è rappresentato dal conglomerato con ciottoli forati da litodomi affiorante a 45 m s.l.m., già segnalato da CARBONI *et alii* (1988). Anche in questo lavoro, tale deposito e la corrispondente linea di riva sono ascritti al Pleistocene medio iniziale.

Il terzo ordine è rappresentato da solchi e grotte posti a circa 22 m s.l.m., attribuiti anche essi al Pleistocene medio; il quarto da solchi, sgrottamenti e depositi di spiaggia a circa 18 m s.l.m., cui si associa il deposito a *Cladocora*, ed è riferito agli *stages 7* e *9*, sulla base delle datazioni assolute di CAROBENE *et alii* (1986).

Al quinto ordine appartengono piattaforme, situate tra 8 e 4 m s.l.m, che tagliano il deposito a *Cladocora*; ascritte per tale posizione stratigrafica all'Eutirreniano.

Si deve a **CAROBENE & DAI PRA (1991)** un lavoro più specifico e completo sulle linee di riva affioranti lungo la costa tirrenica della Basilicata; gli Autori segnalano sette distinti ordini di terrazzi marini, che affiorano a quote non costanti nelle varie località, crescenti da Nord a Sud (tab. 3.1). La correlazione fra gli elementi dei diversi settori si basa sul rinvenimento in molti di questi settori, oltre che in quello, già citato, di Punta Iudia, di depositi biocalcarenitici a *Cladocora caespitosa* che sono riferiti ad uno stesso episodio marino. Il riferimento di tali depositi ad uno stesso evento si basa sull'osservazione che essi sono sempre tagliati da una successiva

piattaforma d'abrasione e che su questa piattaforma sono spesso presenti brecce di versante contenenti un livello piroclastico riferito al Wurm da LIRER *et alii* (1967).

I sette ordini di terrazzi sono distinti in livelli "pre-*Cladocora*", livelli "a *Cladocora*" e livelli "post-*Cladocora*". I livelli "pre-*Cladocora*" sono rappresentati da due ordini: un ordine, corrispondente al più alto e più antico fra quelli rilevati, costituito da terrazzi tagliati nel substrato che hanno quota massima crescente da Nord a Sud, da 45 m s.l.m. a circa 55 m s.l.m., un altro costituito da terrazzi con quota massima situata a circa 25/20 m s.l.m.. In destra del Noce, al di sopra del terrazzo di primo ordine rilevano dei conglomerati forati da litodomi corrispondenti a quelli segnalati da CARBONI *et alii* (1988).

Campione	Località	quota	calcite %	Aragonite %	[U] (ppm)	$^{234}U/^{238}U$	$(^{234}U/^{238}U)_0$	$\frac{^{230}Th}{^{232}Th}$	$^{230}Th/^{234}Th$	Età ka
LB66	P.ta Iudia	9	15	85	1,670+/-0,040	1,126+/-0,0038	_	245+/-36	1,105+/-0,034	>350

tab.3. 2 Analisi $^{230}Th/^{234}U$ effettuata sul campione di *Cladocora caespitosa* di Punta Iudia da CAROBENE *et alii* (1986)

Campione	Località	quota	[U] (ppm)	$^{234}U/^{238}U$	$(^{234}U/^{238}U)_0$	$\frac{^{230}Th}{^{232}Th}$	$^{230}Th/^{234}Th$	Età ka
LB 96	Grotta del Prete	15	2,272±0,055	1,111±0,038	1,283±0,380	340±54	0,986±0,030	328^{+196}_{-64}
LB 110	Punta della Matrella	12	2,686±0,063	1,111±0,037	1,182±0,079	126±14	0,804±0,027	172^{+26}_{-20}
LB 111	Marina di Maratea	3,6	2,695±0,068	1,105±0,039	1,189±0,106	340±52	0,866±0,029	208^{+44}_{-29}
CER 3	Cersuta Capo la Nave	2,5	2,768±0,072	1,091±0,040	1,143±0,077	535±99	0,774±0,026	159^{+23}_{-17}

tab.3. 3 Analisi $^{230}Th/^{234}U$ su *Cladocora caespitosa* riportate nel lavoro di CAROBENE & DAI PRA (1991)

Anche i livelli "a *Cladocora*" sono rappresentati da due linee di riva; una costituita da solchi e piattaforme che hanno orlo interno crescente da Nord a Sud, da 14 a 19 m s.l.m., e ben rappresentata lungo tutto il settore di costa; un'altra, registrata solo in tre settori costieri, localizzata a circa 12 m s.l.m.. I livelli "post-*Cladocora*" sono, invece, tre. Il livello più alto ha quota massima crescente da Nord a Sud, da 7 a 9,5 m s.l.m., ed è costituito dalle piattaforme d'abrasione che tagliano il deposito a *Cladocora*; dei conglomerati e delle sabbie con *Glycymeris* e *Arca* sono a volte presenti su tali piattaforme. Il secondo livello è costituito da piattaforme e solchi situati a circa 5,5/5 m s.l.m. ed è molto meno diffuso del livello precedente. Il terzo livello è registrato solo ad Ogliastro ed è rappresentato da un conglomerato situato a 3,80 m s.l.m., poggiante contro delle brecce di versante. Gli Autori considerano questo deposito un

deposito di spiaggia emersa e quindi lo attribuiscono ad una linea di riva < 3,80 m s.l.m..

Gli Autori utilizzano, come vincoli cronologici assoluti per la ricostruzione, le età ottenute da datazioni eseguite con il metodo $^{230}Th/^{234}U$ su dei campioni di *Cladocora caespitosa*, cui affiancano delle analisi di racemizzazione degli aminoacidi effettuate sui gusci di *Glycymeris*, *Arca* ed *Astralium* contenuti nelle sabbie e nelle puddinghe sovrastanti la biocalcarenite a *Cladocora*.

Le datazioni con il metodo $^{230}Th/^{234}U$ riguardano 4 campioni di *Cladocora caespitosa* (tab. 3.3). Uno di questi campioni non proviene dalla costa tirrenica della Basilicata, ma è stato prelevato a 15 m s.l.m da un affioramento situato a Grotta del Prete (Praia a Mare) (cfr.p 3.2.2); l'età $^{230}Th/^{234}U$ è $329\ ^{+196}_{-64}$ ka. Gli altri tre campioni provengono, invece, da tre diversi settori della costa di Maratea; uno è stato prelevato a 2,5 m s.l.m. a Cersurta Capo la Nave (età $159\ ^{+23}_{-17}$ ka), un altro a 3,6 m s.l.m. a Marina di Maratea (età $208\ ^{+44}_{-29}$ ka), un altro ancora a Punta della Matrella a 12 m s.l.m. (età 172^{+26}_{-20} ka). Sulla base di queste età assolute, gli Autori escludono l'appartenenza del deposito a *Cladocora* all'Ultimo Interglaciale e sostengono che va attribuito a precedenti *highstands*. Riferiscono, quindi, questo deposito e la linea di riva di 19 m s.l.m. agli *stages 7* e *9* della stratigrafia isotopica, ma non escludono una loro possibile attribuzione allo *stage 11*. Agli *stages 7* e *9* è anche ascritta la successiva linea di riva, di 12 m s.l.m..

Le analisi di racemizzazione degli aminoacidi sono state eseguite su tre gusci di *Arca* e un guscio di *Astralium* provenienti dal settore di Marina di Maratea Sud e su un guscio di *Glycymeris* prelevato ad Acquafredda. Sulla base dei valori di epimerizzazione dell'isoleucina ottenuti, i gusci sono riferiti all'aminozona E, corrispondente all'Eutirreniano. Le sabbie e le puddinghe contenenti questi gusci e le sottostanti piattaforme post-*Cladocora* di 9,5 m s.l.m. sono, dunque, ascritte al *substage 5e*. Una correlazione con uno o entrambi gli *stages 5c* e *5a* è, di conseguenza, ipotizzata per i solchi e le piattaforme di 5,5/5 m s.l.m.. Il livello di quota < 3,80 m s.l.m. è considerato, invece, olocenico, in quanto poggiante contro le brecce wurmiane.

I due livelli pre-*Cladocora* sono entrambi riferiti al Pleistocene medio. In particolare, in base a correlazioni con i terrazzi rinvenuti da CAROBENE & DAI PRA (1990) a quote analoghe più a Sud (cfr. p. 3.2.2), i terrazzi di 55 m s.l.m. sono ipoteticamente correlati con gli *stages 21*, *19* e *17*, i terrazzi di 25 m s.l.m. con lo *stage 15*.

Gli Autori spiegano l'assenza di terrazzi marini del Pleistocene inferiore, che sono, invece, presenti al di sopra di quelli del Pleistocene Medio, più a Sud (CAROBENE & DAI PRA, 1990), ipotizzando che la costa è stata soggetta ad un *uplift* costante durante questo periodo. Questo *uplift* sarebbe perdurato anche successivamente, passando da valori medi più alti nel Pleistocene medio (più di 0,08 mm/a successivamente agli *stages 21*, 19 e *17*) a valori più bassi nel Pleistocene superiore (0,03 mm/a successivamente al *substage 5e*), fino a divenire nullo al presente. Il tasso di *uplift* sarebbe stato, inoltre, in media, minore a Nord che a Sud.

Un deposito a *Cladocora* è segnalato lungo il tratto di costa qui considerato anche da **BARBERA *et alii* (1995)**. Questo deposito raggiunge, però, quote ben più elevate di quelle rilevate dai precedenti Autori. All'interno di una grotta costiera localizzata nei pressi di Marina di Maratea, chiamata "Grotta Lina", BARBERA *et alii* (1995) segnalano, infatti un deposito biocalcarenitico a *Cladocora caespitosa*, *Spondylus gaederopus* ed Algae che poggia sul substrato dolomitico forato da litodomi; i fori ed il deposito raggiungono entrambi 35 m s.l.m.. Un successivo ciclo di fori di litodomi interessa anche il deposito a *Cladocora*. Contro quest'ultimo poggia, inoltre, una successione continentale costituita dal basso verso l'alto da: blocchi dolomitici da crollo; "microconglomerati e sabbie" in eteropia, verso l'interno, con "livelli sabbiosi arrossati" che diventano "sottilmente laminati" con all'interno molluschi continentali nella parte più interna della grotta; brecce con livelli di suoli rossi contenenti resti di vertebrati. I "microconglomerati e le sabbie" sono forati da litodomi fino ad 9/8 m s.l.m..

I resti di vertebrati sono l'oggetto principale del lavoro. Gli Autori affermano che l'associazione faunistica riconosciuta contiene elementi che non hanno un alto significato biocronologico, ma che sono inquadrabili in tutto il lasso di tempo che va dallo *stage 9* agli *stages 3/2*. Essi attribuiscono, però, il deposito continentale, e, di conseguenza, anche i resti di vertebrati, allo *stage 6* in base alla sua posizione stratigrafica. Riferiscono, infatti, la biocalcarenite a *Cladocora* allo *stage 7* sulla base della sua correlazione con gli analoghi livelli riconosciuti da CAROBENE & DAI PRA (1991) ed i fori di litodomi che interessano il deposito continentale al *substage 5e*; anche quest'ultima attribuzione si basa sul lavoro di CAROBENE & DAI PRA (1991) e dipende dalla coincidenza della quota massima (9-8 m s.l.m.) dei fori di litodomi con la quota delle piattaforme attribuite all'Eutirreniano.

La quota di 35 m s.l.m. raggiunta dal deposito a *Cladocora* rende poco valida, per BARBERA *et alii* (1995), la ricostruzione cronologica dei terrazzi proposta da CAROBENE & DAI PRA (1991), che considerano i terrazzi di 55 e 25-20 m s.l.m. pre-*Cladocora.*

Morfologie erosionali di origine marina sono segnalate, lungo il tratto di costa qui in esame, anche nel settore sommerso.

TOCCACELI (1992) rinviene tra Sapri e Maratea "superfici subpianeggianti, solchi di battente e depositi di spiaggia fossili", relativi a stazionamenti del livello del mare più bassi dell'attuale. Le morfologie più significative, in quanto fra loro correlabili, sarebbero situate a -24/-22 m, -10/-9 m, -5/-4 m, -3/-2 m e a -1,5 m; per queste ipotetiche linee di riva l'Autore non propone alcuna attribuzione cronologica.

COLANTONI *et alii* (1997) segnalano "morfologie erosive correlabili a probabili linee di riva" nel settore sommerso antistante al tratto terminale della Valle di Maratea a -35/-30 m, -22/-20 m e a -15/-17 m. Anche questi Autori non suggeriscono nessuna attribuzione cronologica per queste morfologie.

3.2.2 Tra le foci del fiume Noce e del Lao

La presenza di terrazzi d'origine marina lungo questo tratto del litorale tirreno (fig. 3.4) è stata segnalata già da **CORTESE (1895)**, nella sua "Descrizione geologica della Calabria". Egli osserva lembi di un terrazzo situato alla quota di 130 m s.l.m. tra il "fiume Castrocucco" e la "punta di Fiuzzo", sull' "isola di Dino" e alla "Petrosa". In prossimità della foce del fiume Lao, riscontra, invece, due "serie" distinte, una più giovane e più bassa localizzata a quota 130 m s.l.m., correlabile con i lembi dell'area di Praia, e una più alta "che sale fino a 250 m s.l.m.". L'Autore riferisce questi terrazzi ad un generico Quaternario.

In seguito, a partire dall'inizio del '900, numerosi Autori hanno concentrato i loro studi sui terrazzi marini affioranti in quest'area e sui depositi ad essi associati, rilevando la presenza di diversi ordini e proponendo per essi diverse attribuzioni cronologiche.

Come si vedrà di seguito, il numero degli ordini riconosciuti e le loro quote non sono costanti nei diversi lavori (tab. 3.4), ma variano notevolmente. La variabilità delle quote è da mettere in relazione, in primo luogo, con il fatto che non sempre è quotato lo stesso "oggetto"; non sempre, la quota data corrisponde, infatti, alla quota dell' "orlo interno", ma, anzi, può spesso rappresentare semplicemente la quota del top del terrazzo dedotta dalla carta topografica, ossia la quota della "concavità interna" (cfr. p. 2.1.3). Anche quando è quotato lo stesso punto, i valori delle quote possono, inoltre, essere diverse, a causa dei metodi utilizzati per la loro misurazione. In alcuni casi, infatti, le quote possono essere state misurate in maniera diretta, sul terreno, in altri casi in via indiretta, dedotte dalla carta topografica; in quest'ultimo caso, determinante è anche la scala della carta su cui sono stati individuati i terrazzi.

In questo paragrafo è specificato di volta in volta, quando possibile, a cosa si riferiscono le quote riportate dai diversi Autori.

Quattro ordini di terrazzi, posti rispettivamente alle quote medie di 100, 50, 10 e 3 m s.l.m., sono riconosciuti tra Praia e Scalea da **DE FIORE (1937)**. Egli attribuisce l'ordine più alto al Siciliano, quello di 50 m s.l.m. al Milazziano, quello di 10 m s.l.m. al Tirreniano e quello di 3 m s.l.m. al "Recente o Attuale". I terrazzi di 100 m s.l.m. sono ascritti al Siciliano anche da **PATA (1956)**, sulla base del contenuto paleontologico di un lembo sabbioso di un terrazzo situato in prossimità della foce del fiume Lao.

Per quanto riguarda i depositi e le morfologie di quote più basse, va riportata la segnalazione, di qualche anno dopo, di **BLANC & CARDINI (1958-61)**, di un solco di battigia a 22 m s.l.m. all'interno di una grotta situata ad oriente del Santuario della Madonna (Praia). Questi stessi Autori riferiscono anche di aver rinvenuto, all'interno della "Grotta dei Maiali" (sulla costa orientale dell'Isola di Dino), fori di litodomi fino a 9 m s.l.m. ed una "sabbia marina giallastra" con *Cladocora caespitosa* e *Ostrea* fino a circa 10 m s.l.m., forata a sua volta da litodomi e coperta da una "sabbia marina" concrezionata che raggiunge 12 10 m s.lm..

Successivamente, **BRANCACCIO & VALLARIO (1968)**, in uno studio prevalentemente di carattere geomorfologico, distinguono lungo la costa tra il fiume

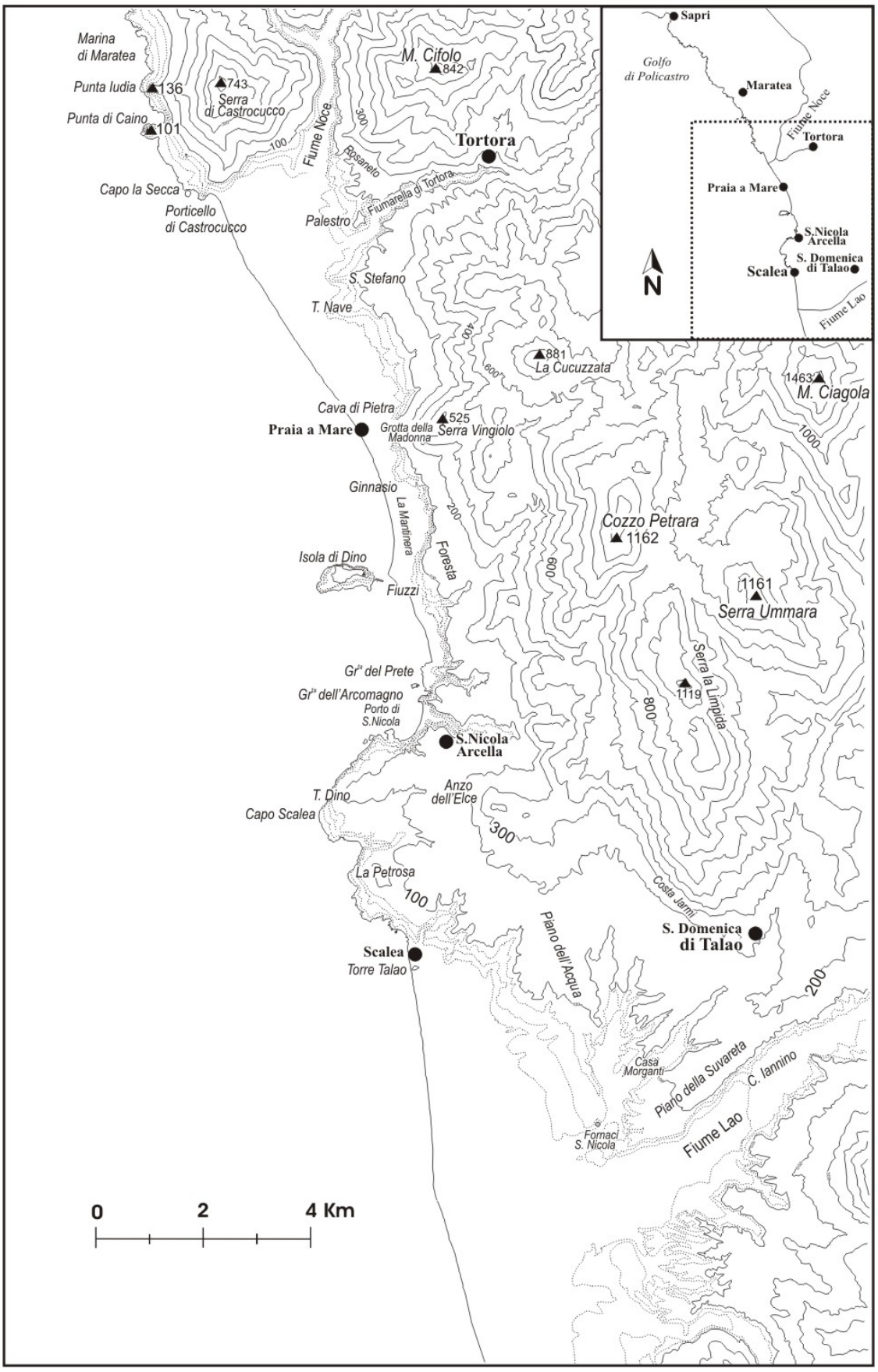


Fig.3.4 Carta topografica semplificata dell'area compresa tra la foce del F. Noce e la foce del F. Lao (realizzata dalle basi topografiche in scala 1:25.000)

Noce ed il Lao tre ordini di terrazzi, posti rispettivamente tra 140 e 100 m s.l.m., a 35 m s.l.m. e a 8 m s.l.m.. Essi individuano, inoltre, dei depositi a *Cladocora caespitosa*, associati alle piattaforme di abrasione di 8 m s.l.m. e delle forme di abrasione marina (marmitte e *lapiez* costieri) a 2 m s.l.m.. Al di sopra dei depositi delle puddinghe marine a *Cladocora* segnalano anche una successione stratigrafica di ambiente continentale. L'ordine di terrazzi di 50 m s.l.m., correlato da DE FIORE (1937) con il Milazziano non è riconosciuto da questi Autori, che osservano, invece, che le superfici morfologiche poste a tali quote corrispondono a dei *glacis* detritici di età wurmiana.

I terrazzi più alti (tra 140 e 100 m s.l.m.) sono, situati a Foresta, a Nord di S. Nicola Arcella, sul promontorio di Scalea e a Scalea. La loro attribuzione ad uno stesso ordine si basa su un'analisi morfometrica delle superfici[11].

I terrazzi di 35 m s.l.m. sono situati sul Promontorio di Scalea e alle spalle della Piana di Mantinera.

Il livello di 8 m s.l.m. è quello rinvenuto con maggiore continuità ed ha, per gli Autori, funzione di livello guida; lo segnalano a Ginnasio, a Fiuzzi, a Grotta del Prete, a Grotta dell'Arcomagno e tra il porto di S.Nicola e l'abitato di Scalea.

Gli Autori ascrivono l'ordine più alto, per il quale la quota di 140 m s.l.m. è rappresentativa dell'orlo interno e, dunque, di una paleolinea di riva sollevata, al Siciliano, sulla base dell'attribuzione del terrazzo di Scalea a tale piano fatta da PATA (1956). I terrazzi di 35 m s.l.m. e le piattaforme d'abrasione di 8 m s.l.m. sono, invece, attribuiti, a due distinti livelli del Tirreniano. Di conseguenza, i depositi continentali, sovrastanti le puddinghe a *Cladocora*, sono ascritti al Wurm. Le forme di abrasione di 2 m s.l.m. sono ritenute, infine, di età Versiliana.

Il livello di 8 m s.l.m. riportato da BRANCACCIO & VALLARIO (1968) è stato in precedenza riconosciuto a Scalea anche da **LIRER *et alii* (1967)**, in un lavoro incentrato su un livello di piroclastiti affiorante lungo il litorale sud-tirrenico, chiamato da **SCANDONE & LIRER (1966)** "piroclastiti di Palinuro". Questi Autori, poco a Nord del paese di Scalea, osservano un terrazzo a circa 8 m s.l.m., tagliato nelle dolomie, su cui poggia un deposito costituito da *Spondylus gaederopus* e *Cladocora caespitosa*, cui seguono depositi continentali ("detriti cementati e sabbie rosse con il livello piroclastico"). Essi ascrivono il terrazzo ed il deposito a *Cladocora* al Tirreniano II.

Le pubblicazioni successive riguardanti l'area compresa tra la foce del Fiume Noce e la foce del Lao sono legate soprattutto al rilevamento del foglio 220 ("Verbicaro") della carta geologica d'Italia in scala 1:100.000.

COMPAGNONI *et alii* (1969), nell'ambito del rilevamento della tavoletta Scalea, studiano una successione affiorante nel fronte di una cava denominata "Fornaci S. Nicola", situata nell'area di foce del F. Lao. Essi riconoscono una successione di età calabriana (*sensu* RUGGIERI e SELLI, 1949), costituita dal basso verso l'alto da sabbie argillose, argille, arenarie calcaree e tagliata da una superficie di erosione inclinata verso mare (tab. 3.5). Al di sopra di questa superficie descrivono una successione

[11] E' interessante sottolineare che, sulla base di tale analisi, gli Autori, per primi, considerano il lembo di terrazzo dell'Isola di Dino come la prosecuzione di quello di Foresta.

De Fiore (1937)		Brancaccio & Vallario (1968)		Damiani (1970)		Compagnoni & Damiani (1971)		Bulgarelli (1972)		Damiani & Pannuzi (1978)		Carobene & Dai Pra (1990)	
Quota	Età	Quota	Età	Quota	Età	Quota	Età	Quota	Età	Quota	Età	Quota	Età
				S				N		250	Plio-Calabriano		
100°	Siciliano	140*	Siciliano	230	Siciliano	N→S 150 230	Sicliano (?)	100	Pleistocene	N→S 150 230	Siciliano	N→S 130 215*	Emiliano-Siciliano
50°	Milazziano					60/50-30/25	Tirreniano	60	Pleistocene	N→S 60 50	Milazziano	65/60*	Pleist. medio (st.. 21-19-17)
		35	Tirreniano					40	Pleistocene	40-20	Tirreniano I	35/30*	Pleist. medio (st. 15-13)
				23/20	Tirreniano I	25/20	Tirreniano	15	Tirreniano			19	Pleist. medio (st. 11-9-7)
10°	Tirreniano	8	Tirreniano	10/8	Tirreniano II			9,5	Tirreniano	12/8	Tirreniano II	9/8	Pleist. sup.(st.5)
3°	Attuale	2	Versiliano	2	Versiliano					2	Versiliano		

Le quote sono espresse in m s.l.m..; N→S = quota massima crescente da Nord a Sud; 40-20= quote dell'ordine comprese tra 40 e 20 m s.l.m.; * =quota dell'orlo interno;° =quota media; tutte le altre quote vanno intese come quote massime.

S= gli ordini riportati dall'Autore sono relativi solo al settore della foce del Lao; N= gli ordini riportati dall' Autore sono relativi solo al settore della foce del Noce.

tab.3. 4 Ordini di terrazzi marini riconosciuti tra la Foce del F. Noce e la Foce del F. Lao dai diversi Autori e loro attribuzioni cronologiche (sono riportati solo i lavori più completi. Non sono stati inclusi i lavori a carattere essenzialmente geologico-stratigrafico)

fatta da conglomerati e sabbie, argille lacustri, sabbie e ghiaie arrossate, che ascrivono ipoteticamente al Siciliano. Gli Autori individuano, inoltre, un terrazzo di 35-45 m s.l.m. costituto da "ciottolame e sabbie arrossate", che ascrivono ipoteticamente al Tirreniano I o al Milazziano. L'attribuzione della successione inferiore al Calabriano è fatta sulla base del contenuto micropaleontologico di alcuni campioni di argille e sabbie argillose, prelevati sia a Fornaci S. Nicola, sia da un affioramento in località Casa Morganti; a Casa Morganti gli Autori riconoscono un'associazione tra cui sono presenti *Globigerina pachyderma, Hyalinea balthica e Globorotalia inflata*, specie che sarebbero indicative del Calabriano, in particolare di una "fase piuttosto tardiva del Calabriano". L'attribuzione della successione superiore al Siciliano è fatta esclusivamente in base alla sua posizione stratigrafica.

L'associazione calabriana analizzata è considerata dagli Autori tipica del piano circalitorale; essi considerano i depositi che la contengono, in base alla loro attuale quota di affioramento, rappresentativi di una linea di riva "oltre 100 m più alta del livello marino attuale".

<table>
<tr><th colspan="2">Compagnoni et alii (1968)</th><th colspan="2">Carboni et alii (1988)</th><th colspan="2">Carobene & Dai Pra (1990)</th></tr>
<tr><td>ciottolame e sabbie arrossate del T di 45-35 m s.l.m.</td><td>Tirreniano</td><td></td><td></td><td></td><td></td></tr>
<tr><td rowspan="3">Sabbie e ghiaie arrossate</td><td rowspan="6">Siciliano</td><td>Sabbie rosse del Piano della Suvareta</td><td>Pleistocene medio-sup</td><td>Sabbie alterate rubefatte</td><td rowspan="4">Pleistocene medio (stages 21-19-17)</td></tr>
<tr><td rowspan="4">Conglomerati di Fornaci San Nicola</td><td rowspan="4">Pleistocene medio-inf.</td><td>sabbie grossolane con livelli di ghiaie</td></tr>
<tr><td>Ghiaie di alluvial fun</td></tr>
<tr><td>Conglomerati e sabbie marine</td></tr>
<tr><td>Argille lacustri</td><td>Argille giallastre lacustri</td><td rowspan="2">Pleistocene medio (stage 22)</td></tr>
<tr><td>Conglomerati e sabbie</td><td>Ghiaie cementate</td></tr>
<tr><td>Arenarie calcaree grossolane</td><td rowspan="3">Calabriano</td><td>Calcareniti di Scalea</td><td rowspan="2">Siciliano</td><td>Biocalcareniti</td><td>Siciliano</td></tr>
<tr><td>Argille grigie</td><td>Argille di Scalea</td><td>Argille grigio-azzurre</td><td>Emiliano</td></tr>
<tr><td>Sabbie argillose</td><td></td><td></td><td></td></tr>
<tr><td colspan="6">La linea nera indica una superficie di erosione; la linea tratteggiata una superficie di tragressione; la linea doppia una discordanza angolare</td></tr>
</table>

tab.3. 5 Tabella sinottica delle sequenza di depositi riconosciuta dai diversi Autori a Fornaci San Nicola e loro attribuzione cronologica

DAMIANI (1970b), in un lavoro incentrato sul settore di costa compreso tra i bacini del fiume Lao e del torrente Corvino (situato più a Sud), distingue sette ordini di terrazzi. I due ordini più alti (VII e VI) ed il IV non sono presenti a Nord del Lao, ma si rinvengono solo nell'area posta a Sud; gli altri quattro ordini affiorano, invece, anche nella porzione più meridionale dell'area qui in esame (area di foce del Lao).

Il terrazzo di V ordine, localizzato a Piano della Suvareta, tra 230 e 50 m s.l.m., è costituito da sabbie arrossate con patine di manganese e da livelli di ghiaia, trasgressive sia sul substrato sia su delle argille e sabbie (affioranti tra 22 e 170 ms.l.m.) ascritte al Plio-Calabriano per il loro contenuto micropaleontologico[12]. Il III ordine si situa a circa 23-20 m s.l.m.; il II a circa 10-8m s.l.m. ed è rappresentato da fori di litodomi e tracce d'abrasione sul promontorio di Scalea e a Torre Dino. A quest'ultimo ordine si associano anche sabbie grigie e giallastre con una fauna che l'Autore definisce "tirreniana", costituita da *Ostrea, Arca*, *Spondylus gaederopus*, *Cladocora caespitosa*. Il I ordine, che l'Autore non osserva direttamente, ma riporta sulla base di precedenti segnalazioni (DE FIORE , 1937; BRANCACCIO & VALLARIO, 1968), è, infine, localizzato a 2 m s.l.m..

Il V ordine è attribuito al Siciliano, in quanto i suoi depositi, come detto sopra, sono trasgressivi su quelli di età Plio-Calabriana; per questo ordine non è specificato se la quota di 230 m s.l.m. corrisponda alla quota dell'orlo interno. Il III ordine è ascritto al Tirreniano I; il II al Tirreniano II, sulla base dei lavori di LIRER *et alii* (1967) e BRANCACCIO & VALLARIO (1968). Il I ordine è riferito al Versiliano.

L'assenza del IV ordine è legata, secondo l'Autore, al minore sollevamento e basculamento di questo settore di costa, rispetto a quello posto a Sud del fiume Abatemarco. Egli sostiene, infatti, sulla base della "posizione assoluta dei singoli ordini", crescente da Nord a Sud, che tutta l'area tra il fiume Lao e il torrente Corvino è stata caratterizzata da sollevamenti differenziali. Questi sollevamenti sarebbero stati di maggiore entità nella parte più meridionale e si sarebbero protratti fino ad un momento corrispondente alla formazione dei terrazzi di III ordine, che, insieme a quelli dei due ordini successivi, mostrano quote costanti da Nord a Sud.

COMPAGNONI & DAMIANI (1971), nelle note illustrative del Foglio 220 della carta geologica d'Italia, distinguono nel settore di costa tra le foci del Noce e del Lao tre ordini di terrazzi. Per ogni terrazzo, gli Autori indicano le quote entro cui si sviluppano e, anche qui, non è specificato se la quota massima corrisponda alla quota dell'orlo interno.

Nel primo ordine raggruppano delle superfici che si estendono da 150 a 70 m s.l.m. nei pressi della Foce del Noce, da 180-170 a 90-80 m s.l.m. tra Praia a Mare e Scalea, da 165 a 12-10 m s.l.m. tra Pirato e Piano dell'Acqua, da 230 a 60 m s.l.m. a Piano della Suvareta; il lembo di Piano dell'Acqua è interrotto da una scarpata a circa 60-50 m s.l.m.. Questo primo ordine è costituito da sabbie e ghiaie grigie, a volte cementate, e corrisponde al V ordine di DAMIANI (1970b).

Il secondo ordine lo segnalano a quote comprese tra 60-50 e 30-25 m s.l.m., tra il Fiume Noce e la Fiumarella di Tortora, a Fiuzzi e a Scalea; il terzo alla quota

[12] Nel lavoro sono riportate delle analisi effettuate su argille grigio-azzurre e subordinate sabbie giallastre prelevate lungo le pareti del terrazzo di Piano della Suvareta, in destra del fiume Lao, tra le località Foragaldo e C. Iannino.

massima di 25-20 m s.l.m., a Praia a Mare (a circa 25-20 m s.l.m.), a Nord del Porto di S. Nicola Arcella e a Scalea (tra 20 e 10 m s.l.m.). Anche i terrazzi di questi due ordini sono costituiti prevalentemente da sabbie e ghiaie

I terrazzi del primo ordine sono tentativamente ascritti al Siciliano in quanto i depositi ad essi associati sono trasgressivi su depositi marini risultati di età Plio-Calabriana sulla base di analisi del contenuto micropaleontologico[13]. I terrazzi del secondo e terzo ordine sono attribuiti a due distinti livelli del Tirreniano.

Nei pressi della foce del fiume Noce, nell'area circostante la Fiumarella di Tortora, tre ordini di terrazzi marini sono individuati anche da **BULGARELLI (1972)**, in uno studio incentrato sul paleolitico della Grotta di Torre Nave (Praia a Mare). I tre ordini sono posti rispettivamente a 100, a 60 e a 40 m s.l.m.. Non essendo lo studio finalizzato a questi terrazzi, essi vengono genericamente considerati pleistocenici.

A quote più basse, l'Autrice segnala anche fasce di fori di litodomi e solchi, a 15 m s.l.m. e a 9,5 m s.l.m,che ascrive al Tirreniano.

BOUSQUET (1973), forse anche nel tentativo di spiegare la loro notevole estensione, sostiene che le superfici di abrasione marina poste a circa 100 m s.l.m. nell'area a Nord di Scalea in alcuni punti corrispondono a delle superfici di spianamento precedenti alla messa in posto del *flysch* sulle dolomie, successivamente esumate e rielaborate dall'erosione marina.

In prossimità della foce del fiume Noce, in località Rosaneto, i depositi di un terrazzo di circa 100 m s.l.m. sono stati studiati da **BOENZI & PALMENTOLA (1975)**. Negli strati superiori di questi sedimenti, costituiti da "sabbie rosse e conglomerati poligenici a ciottoli appiattiti", segnalano delle "festonature" e delle forme tipo "*fentes in coin*" che interpretano come prodotti di fenomeni periglaciali; le prime dovute a crioturbazione, le seconde al riempimento di fratture da gelo.

Il primo studio che tenta una ricostruzione dell'evoluzione tettonica dell'area durante il Pleistocene si deve a **DAMIANI & PANNUZI (1978)**. Questi Autori, in un lavoro incentrato sulla costa tra Maratea e Cetraro, distinguono sei ordini di terrazzi, correlando fra loro anche lembi piuttosto discontinui. Anche in questo studio, per ciascun terrazzo sono date le quote entro cui si sviluppa e non è specificato se la quota massima corrisponde alla quota dell'orlo interno; essa è stata, quindi, qui intesa semplicemente come quota della concavità interna. Di seguito, per alcuni ordini sono riportate le due quote entro cui il terrazzo si estende (massima e minima), per altri è indicata una solo quota, coincidente con la quota massima o della concavità interna.

Il sesto e più alto fra i sei ordini di terrazzi, attribuito al Plio-Calabriano perché correlato con sedimenti ascritti a tale piano in precedenti studi (COMPAGNONI *et alii*, 1969; COMPAGNONI & DAMIANI, 1971), è segnalato solo nel tratto di costa più a Sud ed è rappresentato nei pressi di Anzo dell'Elce (a SE di S. Nicola Arcella) da due lembi localizzati a circa 250 m s.l.m.. Gli altri cinque ordini sono, invece, segnalati in tutto il settore di costa. Al quinto ordine appartengono ampi terrazzi, già individuati da COMPAGNONI & DAMIANI (1971), localizzati nei pressi della Foce del fiume Noce, a Praia a mare, sul promontorio di Scalea e nell'area della Foce del fiume Lao, che

[13] Riportano le stesse analisi effettuate a Fornaci S. Nicola e a Casa Morganti da COMPAGNONI *et alii* (1969) e a Piano della Suvareta da DAMIANI (1970b), oltre che delle nuove analisi.

mostrano quota massima crescente da Nord a Sud, da 150 m s.l.m. fino a 230 m s.l.m.. Questi terrazzi sono ascritti anche in questo lavoro al Siciliano, in quanto i loro depositi (conglomerati e/o areniti grossolane che passano localmente ad argille lacustri e a sabbie e ghiaie arrossate) giacciono in discordanza sui sottostanti sedimenti di età Plio-Calabriana.

Il quarto ordine è, invece, ascritto, per la sua posizione altimetrica, al Milazziano ed è rappresentato da terrazzi che si estendono tra 60 e 40 m s.l.m. nell'area di Tortora e Praia e tra circa 50 e 25 m s.l.m. nell'area di foce del fiume Lao. Il terzo ordine è segnalato con continuità lungo tutta la costa ed è rappresentato da lembi compresi tra 40 e 20 m s.l.m., costituiti da areniti e ruditi minute; nel secondo ordine sono raggruppati, invece, solchi di battigia e piattaforme individuati a 12 e 8 m s.l.m., cui spesso si associano calcareniti organogene. I terrazzi di questi ultimi due ordini sono tutti ascritti al Tirreniano; quelli del terzo, più alti, al Tirreniano I, quelli del secondo al Tirreniano II. Il primo e più basso ordine è, infine, localizzato a 2 m s.l.m. ed è riferito al Versiliano. A proposito di questo ultimo ordine, gli Autori sottolineano che è, in generale, difficilmente distinguibile, soprattutto nei pressi della foce del fiume Noce.

Sulla base dei dati raccolti, gli Autori individuano nell'area, da Nord a Sud, diversi settori trasversali alla linea di costa, caratterizzati nel corso del Pleistocene da comportamento tettonico differenziato e basculati verso NNW. Essi propongono, inoltre, una ricostruzione dell'evoluzione dell'area caratterizzata da tre principali fasi tettoniche. Una prima fase tettonica, caratterizzata da un sollevamento differenziato e dal basculamento verso NNW, si sarebbe verificata tra la fine del Calabriano e l'inizio del Siciliano. A questa fase avrebbe fatto seguito un'intensa fase erosiva, legata all'emersione generale. Successivamente, tutta l'area avrebbe registrato l'ingressione Siciliana, seguita, nel pre–Milazziano, da un secondo sollevamento differenziato dei settori, accompagnato, anche in questo caso, dal basculamento verso NNW. L'ultima fase tettonica, sostanzialmente simile alle precedenti, ma di più debole entità, si sarebbe, infine, avuta, posteriormente al Milazziano e sarebbe, forse, ancora in atto in alcune zone localizzate.

Le linee di riva affioranti alle quote più basse lungo tutta la costa tra Maratea e Cetraro sono state l'oggetto di uno studio di **CAROBENE *et alii* (1986)**, come già anticipato nel precedente paragrafo. In questo lavoro sono stati datati con il metodo $^{230}Th/^{234}U$ alcuni campioni di *Cladocora caespitosa*, tra cui due provenienti da affioramenti situati nell'area qui in esame (tab. 3.6). Uno di questi campioni è stato prelevato da un deposito affiorante a Grotta del Prete (Praia), già segnalato da BRANCACCIO & VALLARIO (1968), un altro da un affioramento localizzato a Torre Talao (Scalea). L'età del campione di Grotta del Prete è risultata >350 ka; quella del campione di Torre Talao di $252\ ^{+70}_{-40.}$ Sulla base del *range* entro cui variano le più affidabili delle età assolute ottenute[14] per tutto il settore costiero, gli Autori riferiscono la biocalcarenite a *Cladocora* allo *stage 9 o 7* della stratigrafia isotopica dell'ossigeno. A Grotta del Prete, essi correlano al deposito a *Cladocora* una linea di

[14] Per i problemi concernenti queste datazioni assolute e la validità del dato si rimanda al p. 4.3.

riva di 14 m s.l.m.. Riconoscono, inoltre, a NE di Scalea piattaforme a circa 8 m s.l.m., che tagliano il deposito a *Cladocora*, e solchi a circa 3,5 m s.l.m., riempiti in alcuni casi da conglomerati fossiliferi. La linea di riva di 8 m s.l.m. è attribuita al Tirreniano *l. s.*; quella di 3,5 m s.l.m. alle ultime fasi trasgressive dello *stage 5*.

Campione	Località	quota	calcite %	Aragonite %	[U] (ppm)	$^{234}U/^{238}U$	$(^{234}U/^{238}U)_0$	$\frac{^{230}Th}{^{232}Th}$	$^{230}Th/^{234}Th$	Età ka
LB65	G. del Prete	13,5	25	75	1,440+/-0,053	1,059+/-0,053	–	306+/-57	1,100+/-0,045	>350
LB27	T. Talao	5	3	97	2046+/-0,048	1,148+/-0,038	1,302+/-0,162	269+/-51	0,930+/-0,030	252^{+70}_{-40}

tab.3. 6 Analisi ^{230} Th/^{234}U effettuate sui campioni di *Cladocora caespitosa* di Grotta del Prete e di Torre Talao da CAROBENE *et alii* (1986)

Successivamente, **CAROBENE (1987)** ha osservato che a Grotta del Prete la biocalcarenite a *Cladocora* è situata al di sopra di una piattaforma d'abrasione con orlo interno posto a 20-19 m s.l.m.; egli correla questa piattaforma alla *Cladocora* e la ascrive, sulla base delle datazioni assolute di CAROBENE *et alii* (1986), allo *stage 9 o 7*. La linea di riva del Pleistocene medio finale sarebbe, dunque, situata, secondo CAROBENE (1987), a 20-19 m s.l.m. e non a 14 m s.l.m..

Gli studi più recenti sul Quaternario del settore si costa compreso tra le foci del Noce e del Lao sono rappresentati dai lavori di CARBONI *et alii* (1988) e CAROBENE & DAI PRA (1990).

Il lavoro di **CARBONI *et alii* (1988)**, è focalizzato soprattutto sugli aspetti stratigrafici, più che su quelli geomorfologici. In tale lavoro sono distinte cinque diverse formazioni quaternarie: la "Formazione di Scalea"; i "Conglomerati delle Fornaci di San Nicola"; i "Conglomerati della Fiumarella di Tortora"; le "Sabbie Rosse del Piano della Suvareta"; le "Sabbie rosse di Rosaneto". Le ultime quattro formazioni sono riportate anche in una pubblicazione precedente (MALATESTA & ZARLENGA, 1986).

La "Formazione di Scalea" è di origine marina ed è costituita da due membri, le "Argille di Scalea" e le "Calcareniti di Scalea", affioranti a Fornaci S. Nicola e corrispondenti ai termini calabriani di COMPAGNONI *et alii* (1969) (tab. 3.5). A differenza di questi ultimi Autori, CARBONI *et alii* (1988) individuano tra le argille e le arenarie calcaree (qui indicate come calcareniti) una discordanza angolare; ascrivono entrambi i membri al Siciliano per la presenza di *Globorotalia truncatulinoides excelsa* nell'associazione microfaunistica e imputano la discordanza angolare fra loro a fenomeni tettonici sinsedimentari.

Su entrambi i membri della "Formazione di Scalea" sono trasgressivi i "Conglomerati delle Fornaci di San Nicola", che raggiungono 130 m s.l.m. e sono costituiti da un conglomerato basale a grossi ciottoli forati da litodomi che passa verso l'alto a conglomerati e sabbie a stratificazione incrociata. Per questi depositi è proposta un'età Pleistocene medio- parte inferiore; ad essi sono correlati, in quanto

mostrano simili caratteristiche e posizione stratigrafica, i "Conglomerati della Fiumarella di Tortora" che affiorano tra il Fiume Noce e la Fiumarella di Tortora. Le formazioni delle "Sabbie Rosse del Piano della Suvareta" e delle "Sabbie rosse di Rosaneto", di origine continentale, sono anch'esse correlate fra loro ed attribuite al Pleistocene medio- parte alta. La prima formazione affiora nell'area di Scalea tra 35-45 m s.l.m. e 150 m s.l.m. ed è costituita da sabbie e conglomerati arrossati, cui sono intercalate lenti di argille lacustri, già segnalate da COMPAGNONI *et alii* (1969). La sommità di questo deposito costituisce un terrazzo corrispondente al V ordine di DAMIANI (1970b) e DAMIANI & PANNUZI (1978). Le "Sabbie rosse di Rosaneto" hanno analoga giacitura e affiorano ad Est di Praia, a Rosaneto e a Santo Stefano, tra 70 e 140 m s.l.m.. L'età Pleistocene medio-superiore di queste due formazioni continentali è ipotizzata per il rinvenimento a Santo Stefano di una mammalofauna che per **CALOI & PALOMBO (1989)** sembra corrispondere ad un'associazione di tale età e per la presenza nei pressi di Rosaneto di manufatti attribuiti ad un'industria Acheulana da **BIDDITTU & SEGRE (1984)**.

Va sottolineato che nel lavoro di CALOI & PALOMBO (1989) la correlazione della mammalofauna di Santo Stefano con la parte alta del Pleistocene medio, in particolare con le fasi fredde tra la fine dello *stage 10* e l'inizio dello *stage 9*, si basa in buona parte sull' attribuzione delle "Sabbie Rosse di Rosaneto" al "secondo ciclo trasgressivo medio pleistocenico" fatta da MALATESTA & ZARLENGA (1986). I resti di mammiferi sono, infatti, scarsi e costituiti soprattutto da frammenti che non hanno consentito agli Autori il riconoscimento di elementi morfologici utili ad una determinazione specifica.

Oltre alle cinque formazioni suddette, CARBONI *et alii* (1988) riconoscono tra Praia e Scalea dei depositi e dei terrazzi che riferiscono allo *stage 7* e al *substage 5e*. Segnalano un terrazzo, incastrato nelle "Sabbie Rosse del Piano della Suvareta", costituito da "arenarie grossolane e microconglomerati a pectinidi" che hanno la base a 15 m s.l.m. ed il tetto a 35-30 m s.l.m., nell'area di Scalea. Il top di questo terrazzo corrisponde per quota all'ordine individuato a 35 m s.l.m. da BRANCACCIO & VALLARIO (1968) e da loro ascritto al Tirreniano ed al III ordine di DAMIANI & PANNUZI (1978), che lo riferiscono al Tirreniano I; anche in questo lavoro questo terrazzo sembra essere attribuito al Tirreniano, ma, a dire il vero, non è direttamente specificato e non è perciò del tutto chiaro.

Nell'area di Praia, a Cava di Pietra, rinvengono, inoltre, un deposito biocalcarenitico con *Spondylus gaederopus* e *Cladocora caespitosa*, che raggiunge la quota massima di 8-10 m s.l.m. ed è troncato superiormente da una superficie d'erosione su cui poggiano delle arenarie grossolane fossilifere. Alla base del versante rilevano anche la presenza di piccole grotte con all'interno conglomerati con malacofauna marina. Gli Autori considerano la biocalcarenite a *Cladocora* coeva di quelle datate da CAROBENE *et alii* (1986) e, quindi, la correlano con lo *stage 7*. Di conseguenza, ascrivono le arenarie sovrastanti al *substage 5e*. Per quanto riguarda la quota della linea di riva associata alla biocalcarenite a *Cladocora*, essi affermano che essa doveva trovarsi almeno 30 m più in alto della quota attuale del deposito, sostenendo che attualmente l'associazione a *Cladocora* nel Mediterraneo occidentale

può essere anche limitata al piano circalittorale (tra -30 e -80 m)[15]. Correlano, quindi, in maniera piuttosto confusa, il deposito a *Cladocora caespitosa* con delle grotte situate a 45-75 m s.l.m. e con dei livelli ghiaiosi posti a 60 m s.l.m..

Sulla base dei dati esposti, CARBONI *et alii* (1988) concludono che l'area in esame è stata soggetta ad *uplift* episodici, concentrati in periodi di breve durata, di entità maggiore nel corso del Pleistocene medio, piuttosto che durante il Pleistocene superiore.

CAROBENE & DAI PRA (1990), nell'area compresa tra il fiume Noce ed il Lao, riconoscono 5 ordini di terrazzi marini.

Il terrazzo di primo ordine, il più alto fra tutti, ha orlo interno crescente da Nord a Sud, da 130-135 m s.l.m. nell'area del fiume Noce fino ad un massimo di 215 m s.l.m. a Piano della Suvareta. Questo terrazzo corrisponde al primo ordine (ordine più alto) di BRANCACCIO & VALLARIO (1968) e COMPAGNONI & DAMIANI (1971) ed al V ordine di DAMIANI (1970b) e DAMIANI & PANNUZI (1978).

Il secondo ordine ha orlo interno posto ad altezza più o meno costante, a circa 65 m s.l.m., lungo tutto il tratto di costa ed è correlabile con il IV ordine di DAMIANI & PANNUZI (1978). Il terzo ordine ha orlo interno a 35-30 m s.l.m. La quota di questo ordine coincide con quella dei terrazzi di secondo ordine di BRANCACCIO & VALLARIO (1968) ed è compresa tra le quote entro cui si sviluppano i terrazzi di III ordine di DAMIANI & PANNUZI (1978). Il quarto ordine, assente nei settori più meridionali (di S. Domenica di Talao e di Piano della Suvareta) è rappresentato da piattaforme d'abrasione, fasce di fori di litodomi e grotte marine, localizzati a quote variabili tra 19 e 17 m s.l.m.; queste morfologie sono correlate con i depositi biocalcarenitici a *Cladocora caespitosa*, già segnalati nei precedenti lavori. Il quinto ordine è, infine, costituito da piattaforme d'abrasione che tagliano il deposito a *Cladocora* e da depositi di spiaggia ad esse associate, che affiorano tra 8 e 4 m s.l.m..

Anche questi Autori utilizzano come vincolo cronologico inferiore, per la datazione della sequenza di terrazzi, i depositi affioranti nell'area del Lao; riesaminano, a tale scopo, la sequenza di Fornaci S. Nicola. Ascrivono le argille grigio-azzurre all'Emiliano (tab. 3.5) per la presenza nella microfauna di *Hyalinea balthica*[16], segnalata da COMPAGNONI *et alii* (1968). Come CARBONI *et alii* (1988), riconoscono tra le argille e le sovrastanti biocalcareniti una discordanza. Interpretano, però, la superficie fra i due depositi come una superficie d'erosione ed attribuiscono le biocalcareniti al Siciliano, perché contengono *Globorotalia truncatulinoides excelsa*. La presenza di *Globorotalia truncatulinoides excelsa* si basa su dei nuovi campionamenti e su delle analisi fatte da CONATO (1985), contenute in un *report* Enea non pubblicato[17].

Sulle biocalcalcareniti, descrivono delle ghiaie cementate, che passano a delle argille giallastre lacustri, già segnalate da COMPAGNONI *et alii* (1968) e CARBONI *et*

[15] In realtà, attualmente nel Mediterraneo la *Cladocora coespitosa* è soprattutto concentrata tra 4 e 10 m di profondità, mentre tra -10 e -40 m diviene più rara (PEIRANO *et alii*, 2004).

[16] Non effettuano delle nuove analisi, ma sembrano basarsi su quelle effettuate da COMPAGNONI *et alii* (1968), che però segnalavano la *Hyalinea baltica* a Casa Morganti e non a Fornaci S. Nicola

[17] Questo lavoro non è stato reperito.

alii (1988). Su tutti questi termini (dalle argille grigio-azzurre alle argille lacustri) individuano una superficie di trasgressione a circa 30 m s.l.m.[18], su cui poggiano dei "conglomerati con ciottoli forati da litodomi e sabbie marine". Al di sopra dei conglomerati, descrivono delle "ghiaie di *alluvial fan*" ed a seguire delle "sabbie grossolane con livelli di ghiaie" e delle "sabbie alterate e rubefatte" che presentano delle sacche di sprofondamento entro le ghiaie non alterate; questi ultimi termini corrispondono probabilmente alle Sabbie rosse del Piano della Suvareta di CARBONI *et alii* (1988).

I depositi, sovrastanti la superficie di trasgressione di 30 m s.l.m., costituiscono un corpo deposizionale che termina con una superficie suborizzontale estesa tra 60 e 55 m s.l.m., la cui messa in posto è successiva al Siciliano; gli Autori riferiscono tutti questi depositi e la sovrastante superficie ad un terrazzo di 60 m s.l.m. appartenente al secondo ordine. Attribuiscono, quindi, il secondo ordine di terrazzi al Pleistocene medio; in particolare, lo correlano con il primo *highstand*, del Pleistocene medio, corrispondente allo *stage 21*[19] della stratigrafia isotopica. Essi affermano, inoltre, che alla formazione di questi terrazzi probabilmente hanno contribuito anche i due successivi *higstands*, di minore intensità (*stages 19* e *17*).

Il primo ordine di terrazzi è correlato, invece, con la sedimentazione delle argille di età emiliana. La sua formazione sarebbe avvenuta, a partire dall'Emiliano, per la somma di trasgressioni via via più alte, durante un lungo periodo di subsidenza; a questa subsidenza avrebbe fatto seguito, a partire dall'inizio del Siciliano, un forte *uplift*, che sarebbe responsabile del passaggio argille-biocalcareniti, durante il quale il terrazzo continua a formarsi, fino alla fine del Siciliano, quando si ha la sua totale emersione, legata anche al forte raffreddamento climatico (corrispondente con lo *stage 22*).

L'altro vincolo cronologico usato da CAROBENE & DAI PRA (1990) è dato dalle datazioni dei depositi a *Cladocora* effettuate da CAROBENE *et alii* (1986); essi riportano, inoltre, una nuova datazione $^{230}Th/^{234}U$ fatta da GEWELT (1989)[20] su un campione di *Cladocora* di Grotta del Prete che ha fornito un'età di $329\ ^{+196}_{-64}$ ka. Sulla base di queste datazioni, attribuiscono i terrazzi di quarto ordine allo *stage 9*; alla formazione di questi terrazzi avrebbero, però, contribuito anche lo *stage 11* e lo *stage 7*.

Il terzo ordine è, di conseguenza, anch'esso ascritto al Pleistocene medio e correlato con lo *stage 15*; anche qui non è escluso il contributo alla sua formazione da parte del successivo *highstand*, *stage 13*. Il quinto ed ultimo ordine è, invece, correlato con lo *stage 5*.

Sulla base dei suddetti dati, gli Autori riconoscono nell'area una lenta e generale subsidenza durante l'Emiliano, come già detto sopra, che sarebbe seguita ad un

[18]Nella sezione geologica schematica è collocata a circa 40 m s.l.m., ma nel testo parlano di 30 m s.l.m..

[19] Fanno riferimento alla curva del $\delta^{18}O$ di WILLIAMS *et alii* (1988).

[20]Lavoro non riportato in bibliografia; probabilmente si tratta di una comunicazione personale. Nel testo di CAROBENE & DAI PRA (1990) non è presente una tabella relativa a quest'ultima analisi. In CAROBENE & DAI PRA (1991) è, però, riportata una datazione $^{230}Th/^{234}U$ eseguita su un campione di *Cladocora* di Grotta del Prete con analogo risultato; forse si tratta della stessa.

episodio di *uplift*, avvenuto nelle fasi iniziali dello stesso piano. All'inizio del Siciliano individuano un forte e rapido *uplift*, che sarebbe perdurato per tutto questo piano e avrebbe portato all'emersione del terrazzo di primo ordine. Questo *uplift* sarebbe stato accompagnato da una tettonica estensionale responsabile di un sollevamento maggiore a Sud che a Nord. Durante il Pleistocene medio l'*uplift* sarebbe continuato, ma con minore intensità ed in maniera più uniforme. Un'ulteriore diminuzione del tasso di *uplift* si sarebbe avuta nel Pleistocene superiore, come testimoniato dalla quota massima di 9-8 m s.l.m. della linea di riva tirreninana.

Terrazzi marini nell'area di Praia e Scalea sono segnalati anche da **WESTAWAY (1993)**, in una pubblicazione riguardante, più in generale, l'*uplift* dell'Italia meridionale durante il Quaternario. L'Autore assegna una quota di 101 m s.l.m. al terrazzo dell'Isola di Dino ed una quota di 105 m s.l.m. a quello di Capo Scalea (promontorio di S. Nicola Arcella); le quote da lui utilizzate sono quelle dei punti quotati della cartografia IGM (Foglio 220 "Verbicaro"). Nel settore di Capo Scalea, egli riconosce, inoltre, anche un terrazzo a circa 200 m s.l.m. ed uno ancora più in alto, a circa 397 m s.l.m.; il primo corrisponde probabilmente al lembo di Anzo dell'Elce, il secondo, forse, alla superficie planare presente sulla sommità del rilievo a monte. Ascrive le superfici di circa 100 m s.l.m., che correla anche con un lembo localizzato a Torre Caino (Marina di Maratea), a 103 m s.l.m., allo *stage 5e*; riferisce, invece, quella di 200 m s.l.m. all'*highstand* di 230 ka (*stage 7*) e quella di circa 397 m s.l.m. all'*highstand* di 460 ka. Nell'ipotesi che queste attribuzioni siano valide, stima per l'area un tasso di *uplift* di 1 mm/a.

Le età stimate da **WESTAWAY (1993)**, per i terrazzi marini, come si può vedere, sono notevolmente discordanti da quelle ipotizzate dagli altri Autori.

3.3 I bacini lacustri pleistocenici

In questo paragrafo sono riportati, al fine di meglio inquadrare l'area, gli studi riguardanti il bacino del Noce e il bacino del Mercure, situati più all'interno nella catena appenninica (fig. 3.2), che nel corso del Pleistocene sono stati interessati da sedimentazione lacustre ed il cui svuotamento è stato messo in relazione con la variazione del livello di base tirrenico.

Essendo l'evoluzione di questi bacini lacustri legata alla variazione del livello di base assoluto tirrenico, i dati riportati e le ricostruzioni proposte dai diversi Autori non possono, infatti, non essere tenuti in conto nel momento in cui ci si appresta a ricostruire l'evoluzione del settore tirrenico della catena.

3.3.1 Il bacino lacustre pleistocenico del Noce

Il bacino lacustre pleistocenico del Noce é compreso tra i rilievi del M.te Coccovello- M.ti di Trecchina, ad Ovest, e i rilievi del gruppo del M.te Sirino, ad Est. Al suo interno l'erosione è stata molto spinta ed i depositi lacustri oggi affioranti sono molto limitati.

L'esistenza di questo bacino lacustre è stata segnalata già nel 1898 da **DE LORENZO**, che raggruppa i depositi rinvenuti in due tipologie: i depositi

conglomeratici ed argillosi, corrispondenti alle *facies* di centro lago ed i depositi di spiaggia, propri delle sponde del lago.

In seguito, **LA ROCCA & SANTANGELO (1991)** e **SANTANGELO (1991)** lo hanno studiato da un punto di vista geomorfologico, stratigrafico e neotettonico. Attraverso l'analisi geomorfologica, gli'Autori riconoscono tre momenti di stabilità del livello di base, due pre-lago ed uno proprio del lago, cui si interpongono almeno tre fasi tettoniche. Il primo e più antico momento di stabilità del livello di base é rappresentato da lembi di paleosuperficie tagliati nel substrato carbonatico, quali la superficie sommitale del M.te Coccovello, testimonianti l'esistenza di un paesaggio piuttosto articolato che è stato, poi, dislocato da una prima fase tettonica, pre-lacustre. Il secondo momento di stabilità del livello di base è testimoniato da terrazzi erosionali in roccia, localizzati a 650- 700 m, che risultano sospesi da scarpate tettoniche, fossilizzate da terrazzi deposizionali lacustri. Questi ultimi, che rappresentano la sommità della successione lacustre, sono situati lungo tutto il perimetro del bacino, a circa 500 m s.l.m. lungo il bordo meridionale e occidentale e a circa 600 m s.l.m. lungo il bordo orientale. La differenza di quota di questi terrazzi è, per gli Autori, imputabile ad un sollevamento del settore nordorientale del bacino, rispetto a quello suddoccidentale, testimoniante una fase tettonica post-lacustre.

Per quanto riguarda i depositi quaternari, gli Autori riportano due sezioni "tipo", individuate all'interno del bacino, una affiorante alla base del versante orientale del M.te Coccovello (successioni di "Le Cuini"), in sinistra orografica del Torrente Prodino, l'altra situata a Sud dell'abitato di Nemoli (successione de "I Puoi"), nella parte centrale del bacino.

Nell'ambito delle successione di "Le Cuini" (150 m s.l.m.) SANTANGELO (1991) distingue diverse fasi caratterizzate da differente energia ambientale e da differente alimentazione clastica. Un primo momento è testimoniato da conglomerati carbonatici ben arrotondati e a stratificazione orizzontale, che costituiscono la parte basale della successione. Questi conglomerati, per la loro natura esclusivamente carbonatica, indicano, secondo l'Autrice, direzioni di apporto principali da Sud-SudOvest. Il loro buon grado di arrotondamento testimonierebbe, inoltre, un lungo trasporto, non spiegabile con l'attuale situazione idrografica. Un successivo momento è rappresentato da argille e argille sabbiose a cui passano, verso l'alto, i conglomerati carbonatici basali. Tali argille, contenenti faune dulcicole, segnano una stasi nell'apporto clastico da Sud- SudOvest e l'inizio della sedimentazione lacustre.

In seguito a questa fase, SANTANGELO (1991) riconosce un nuovo aumento dell'energia ambientale, testimoniato dalla graduale comparsa, verso l'alto della successione, di conglomerati poligenici, che suggeriscono anche direzioni di apporto principali diverse da quelle precedenti; la zona di alimentazione di questi conglomerati è, infatti, localizzata nel settore settentrionale dell'attuale bacino del fiume Noce. A questi conglomerati poligenici seguono delle argille rosse, indicanti il passaggio ad un ambiente subaereo, su cui poggiano delle brecce di versante clinostratificate, che costituiscono coni detritici.

La successione de "I Puoi" (circa 100 m di spessore) è costituita prevalentemente da conglomerati poligenici ed eterometrici. La deposizione di questi conglomerati è,

per gli Autori, legata agli apporti degli antichi immissari del lago, che hanno determinato il prevalere di una sedimentazione clastica grossolana nel settore centrale del bacino, a differenza di quella propria delle aree più prossime ai versanti (sezione di "Le Cuini), dove sono presenti sedimenti più sottili e argillosi.

La formazione del bacino lacustre del Noce è messa in relazione con la seconda fase tettonica pre-lago, responsabile di un sollevamento maggiore del settore meridionale, rispetto a quello centrale, e con l'esistenza di una soglia che ha ostacolato il deflusso esoreico delle acque del Paleonoce, localizzata in corrispondenza della "stretta" di Parrutta, un tratto di valle in cui attualmente scorre il fiume Noce, incassata tra i M.ti di Trecchina e il M.te Messina.

L'estinzione del lago sarebbe, invece, avvenuta per colmatazione del bacino a causa della progressiva progradazione verso Sud dell'attività deposizionale degli immissari. Successivamente, l'arretramento tettonico della costa, avvenuto per il ribbassamento di una *trance* costiera della catena sotto il livello del mare, e il conseguente accorciamento del corso del Noce avrebbero prodotto una fase di approfondimento regressivo che ha determinato la reincisione della soglia e l'erosione dei depositi lacustri.

Per quanto concerne l'età del bacino lacustre non esistono dati cronologici assoluti; le datazioni K/Ar, effettuate da SANTANGELO (1991) su alcuni livelli piroclastici posti nei depositi che chiudono la successione lacustre, che hanno fornito un'età alto Miocenica, sono, infatti, considerate dall'Autrice inattendibili.

LA ROCCA & SANTANGELO (1991) e SANTANGELO (1991), però, sulla base di correlazioni con aree limitrofe situate in analoga posizione in Appennino meridionale e sulla base dell'età dei terrazzi marini più alti rinvenuti lungo la costa tra Sapri e Maratea da CAROBENE & Dai PRA (1990), affermano che la dissezione della soglia e lo svuotamento del bacino devono essersi verificati non prima della fine del Pleistocene inferiore è, più probabilmente nella parte bassa del Pleistocene medio. Il periodo di esistenza del lago del Noce viene, dunque, confinato tra la parte alta del Pleistocene inferiore e l'inizio del Pleistocene medio.

3.3.2 Il bacino lacustre pleistocenico del Mercure

Il bacino del Mercure, chiamato in passato in alcuni lavori anche bacino di Rotonda (BOUSQUET, 1973), è situato al confine calabro-lucano, tra i M.ti di Lauria e i rilievi più occidentali del Pollino (fig. 3.2); si tratta di un ampia depressione strutturale attraversata dal fiume Mercure, nome del fiume Lao in territorio lucano.

I sedimenti dell'antico lago sono, a differenza di quelli del bacino del Noce, notevolmente estesi.

Anche questo bacino lacustre è stato studiato già dalla fine dell'800 da **DE LORENZO (1896)**, che descrive ampiamente i sedimenti in esso rinvenuti e per primo osserva la predominanza di conglomerati nel settore meridionale e occidentale e dei depositi più fini nel settore settentrionale e orientale. L'Autore considera il bacino lacustre di età quaternaria; la sua formazione sarebbe avvenuta durante il sollevamento post-pliocenico. L'estinzione del lago sarebbe legata, invece,

all'erosione, in seguito ad un sollevamento tettonico di una soglia, posta nei pressi di Laino.

L'età pleistocenica del bacino e dei sedimenti in esso contenuti è supportata anche dal rinvenimento da parte di **DE ANGELIS D'OSSAT (1895)** nei depositi marnoso-conglomeratici, situati nei pressi di Laino Borgo di un associazione di vertebrati non più recente del Wurm, per la presenza di *Elephas antiquus* Falconer.

Dagli inizi del'900 le indagini condotte nell'area, volte in principio soprattutto all'accertamento della presenza di un giacimento di lignite e al suo studio (FALINI, 1959; GE.MI.NA., 1963) si sono notevolmente intensificate.

FALINI (1959) ha condotto uno studio di dettaglio sul giacimento di lignite, i cui banchi affiorano soprattutto nel settore settentrionale del bacino (a Nord del fiume Mercure), attraverso un rilevamento di superficie e l'esecuzione di più di 850 sondaggi.

La formazione del lago è avvenuta, secondo l'Autore, successivamente all'ingressione marina pliocenica e ad un sollevamento generale dell'area per sbarramento di un "ampia vallata di erosione subaerea" con andamento NNE. Il corso d'acqua principale di questa vallata doveva costituire uno dei "rami alti sulla prosecuzione dell'attuale fiume Sinni". Lo sbarramento di questo corso d'acqua sarebbe avvenuto a causa di una faglia diretta con direzione ESE-WNW, che egli individua sul lato NE del bacino (congiungente Castelluccio-Viggianello), delimitata da un'altra faglia con direzione NS, posta sul fianco Est del bacino (presso Viggianello), che determina l'abbassamento del settore posto a Sud di essa. In seguito all'allagamento della vallata, si sarebbe avuta la deposizione di conglomerati e delle sabbie e, nella parte centrale e più profonda del bacino, di argille. La deposizione dei conglomerati sarebbe stata determinata da un grande conoide con asse diretto a NNE.

Anche per questo Autore, lo svuotamento del lago e l'erosione dei sedimenti lacustri sono legati all' erosione da parte del fiume Lao di una soglia posta sul lato occidentale del bacino.

Sulla serie stratigrafica rinvenuta nelle perforazioni **LONA & RICCIARDI (1961)** hanno eseguito delle analisi polliniche. Tali analisi indicano, per gli Autori, un quadro forestale tipico del Quaternario medio-superiore, inquadrabile in un periodo che va dal Mindel al Wurm.

Successivamente, il bacino del Mercure è stato studiato da VEZZANI (1967) e da BOUSQUET & GUEREMY (1968).

Lo studio di **VEZZANI (1967)** sostanzialmente conferma l'origine tettonica della depressione che ha ospitato la sedimentazione lacustre e l'importanza della linea tettonica con direzione ESE- WNW nella genesi del lago. Per quanto riguarda la stratigrafia dei depositi del bacino, le caratteristiche della serie lacustre da lui rilevata sono fondamentalmente quelle già descritte dai precedenti Autori. Sulla base delle analisi polliniche di LONA & RICCIARDI (1961) e dell'età dei resti di vertebrati rinvenuti da DE ANGELIS D'OSSAT (1895), sostiene che la deposizione dei sedimenti lacustri è avvenuta durante una "fase climatica temperata di tipo continentale con tendenza al secco", corrispondente ad un periodo interglaciale post- Mindel e pre-Wurm; considera, quindi, in termini di stratigrafia marina, i depositi posteriori al

Siciliano e non più recenti del Tirreniano. Riguardo all'età della strutturazione della depressione tettonica che ospita la sedimentazione lacustre, ipotizza che la sua formazione sia successiva alla messa in posto dei sedimenti apicali del bacino di S. Arcangelo, di età plio-pleistocenica.

BOUSQUET & GUEREMY (1968) rilevano che il bacino è stato interessato da diverse fasi di deformazione tettonica. Un episodio si è avuto tra il Gunz e l'interglaciale Mindel-Riss, gli altri successivamente a questo periodo e precedentemente al Wurm, tra cui uno importante nel Riss.

Gli studi più recenti sull'area sono anche essi incentrati prevalentemente sulla sua evoluzione tettonica e sono rappresentati dai lavori di SCHIATTARELLA *et alii* (1994) e MARRA (1998).

SCHIATTARELLA *et alii* (1994) eseguono un'analisi strutturale, integrata da osservazioni morfostratigrafiche, allo scopo di chiarire la genesi e l'evoluzione cinematica della depressione tettonica. Distinguono i depositi quaternari che riempiono la depressione in: "depositi pre-lacustri", "depositi fluvio-lacustri" e "depositi post-lacustri". I primi, sospesi rispetto al fondovalle attuale e rispetto a dei ripiani fluvio-lacustri, affiorano lungo i rilievi bordieri e sono costituiti da sedimenti clastici di ambiente detritico-alluvionale. Questi depositi sono attribuiti al Siciliano, in quanto correlati con quelli sommitali della successione del bacino di S. Arcangelo, ascritti a tale piano marino da VEZZANI (1967).

I "depositi fluvio-lacustri" sono costituiti dai sedimenti clastici e dalle argille e dalle marne lacustri, con le intercalazioni di lignite, già descritte dai precedenti Autori. In particolare, SCHIATTARELLA *et alii* (1994) sottolineano che la successione dei depositi clastici, di natura prevalentemente carbonatica, ha i caratteri propri dei corpi di conoide alluvionale; nel settore meridionale riconoscono due grandi conoidi, sviluppate da Sud verso Nord.

Le argille e le marne, affioranti principalmente nella porzione settentrionale ed orientale del bacino, rappresentano, invece, i depositi lacustri *s.s.* Questi depositi francamente lacustri ed i depositi di conoide nelle zone distali del bacino sono in rapporto di eteropia. Sono attribuiti al Pleistocene medio-superiore, sulla base, anche qui, delle analisi polliniche di LONA & RICCIARDI (1961) e, inoltre, perché sono, per posizione, incastrati nei depositi marini siciliani "sospesi a mezza costa sui due versanti della valle del fiume Lao fino a 215 m s.l.m." e nei suddetti depositi detritici pre-lacustri.

I "depositi post-lacustri" sono costituiti da depositi conglomeratici presenti su una superficie d'erosione che taglia i depositi fluvio-lacustri e sono attribuiti al Wurm. Sono rappresentati, inoltre, da terrazzi costituiti da conglomerati fluviali, localizzati a circa 300 m s.l.m., lungo il corso del fiume Mercure, incastrati nei depositi lacustri, sospesi sull'attuale fondovalle e spesso reincisi, che sono ascritti al Versiliano.

In SCHIATTARELLA *et alii* (1994) l'origine della depressione che ha ospitato il bacino lacustre è inquadrata in una fase tettonica a carattere trascorrente di età emiliana che ha generato un *half-graben* trasversale alla catena del Pollino. All'interno di questo basso strutturale, drenante verso l'Adriatico (Paleosinni), è avvenuta, in seguito, la deposizione dei sedimenti detritici pre-lacustri.

Il sollevamento relativo della dorsale de La Fagosa, che separa il Mercure dalla Val Sinni, ha poi prodotto, durante la fase Villafranchiana (fine Pleistocene inferiore-inizio del Medio), lo sbarramento della valle del Paleosinni e creato le condizioni endoreiche per l'inizio della sedimentazione fluvio-lacustre. Tale sollevamento relativo è, per gli Autori, avvenuto nell'ambito di una fase tettonica a carattere estensionale. Anche per questi Autori, lo svuotamento del bacino è avvenuto per erosione della soglia di Laino nel corso del Pleistocene superiore, probabilmente durante la regressione wurmiana.

Per **MARRA (1998)** la genesi e l'evoluzione del bacino del Mercure sono inquadrabili in un arco di tempo compreso tra il Pleistocene inferiore e il Pleistocene medio-superiore, nell'ambito di uno stile tettonico a carattere trascorrente sinistro, caratterizzato da una prima fase a regime transtensivo e da una successiva fase transpressiva. A queste due fasi segue un generale sollevamento dell'area, inquadrabile nel regime di sollevamento recente che interessa l'Appennino meridionale e, in maniera più accentuata, l'Arco Calabro. Questo sollevamento conduce all'erosione della soglia di Laino e alla reincisione dei depositi lacustri.

A differenza di SCHIATTARELLA *et alii* (1994), per i quali la fase trascorrente è confinata nel Pleistocene inferiore, MARRA (1998) sostiene, dunque, che lo stile tettonico trascorrente ha interessato l'area fino al Pleistocene medio-superiore.

Recentemente i resti fossili di vertebrati pleistocenici rinvenuti nella successione fluvio-lacustre sono stati esaminati da **CONTE (2000)**, che identifica due differenti associazioni faunistiche, appartenenti a due diversi stadi evolutivi; la più antica è localizzata nel settore meridionale, la più recente in quello settentrionale. In particolare, l'associazione più antica è riferita al Galeriano (passaggio Pleistocene inferiore- Pleistocene medio) per la presenza di *Hippopotamus antiquus* e *Stephanorhinus hundsheimensis*. L'associazione più giovane è ,invece, riferita allo *stage 5* per la presenza di *Equus hydruntinus*. L'Autore considera, dunque, in base alla presenza di faune arcaiche, in accordo con la letteratura precedente, la successione fluvio-lacustre più antica dell' interglaciale Mindel-Riss. L'estinzione del lago sarebbe, invece, avvenuta precedentemente all'inizio dell'Ultima Glaciazione (*stage 4*).

3.4 I terrazzi marini affioranti nei settori contigui all'area di studio

Vengono qui riportati i dati esistenti in letteratura sui depositi e le morfologie marine presenti nei settori di costa prossimi all'area di studio, rappresentati dall'area del M.te Bulgheria, situato sul bordo nordoccidentale del Golfo di Policastro (fig. 3.5), e dalla costa della Calabria tirrenica a Sud del fiume Lao.

IL SETTORE DI COSTA POSTO A NORD

Lungo il versante meridionale del M.te Bulgheria, terrazzi marini erosionali e deposizionali sono presenti a partire da 400 m s.l.m.. Questi terrazzi, che costituiscono una gradinata, sono stati oggetto di diversi studi (LIPPMANN-PROVANSAL, 1987; BORRELLI *et alii*, 1988; ASCIONE, 1997; ASCIONE *et alii*, 1997; ASCIONE & ROMANO, 1999).

ASCIONE & ROMANO (1999) riferiscono i terrazzi più alti, localizzati a circa 400-380 m s.l.m., al Santerniano per la presenza su uno di essi (terrazzo di Buico) di una successione marina (formazione di S.Vito), attribuita a tale piano sulla base del contenuto micropaleontologico (ASCIONE, 1997). I terrazzi situati a quote comprese tra 280 e 200 m s.l.m., presso Lentiscosa, li attribuiscono, invece, all'Emiliano perché impostati sulla succesione di Lentiscosa, successione marina Emiliana (SGROSSO & CIAMPO, 1966; LIPPMANN-PROVANSAL, 1987; BORRELLI *et alii*, 1988).

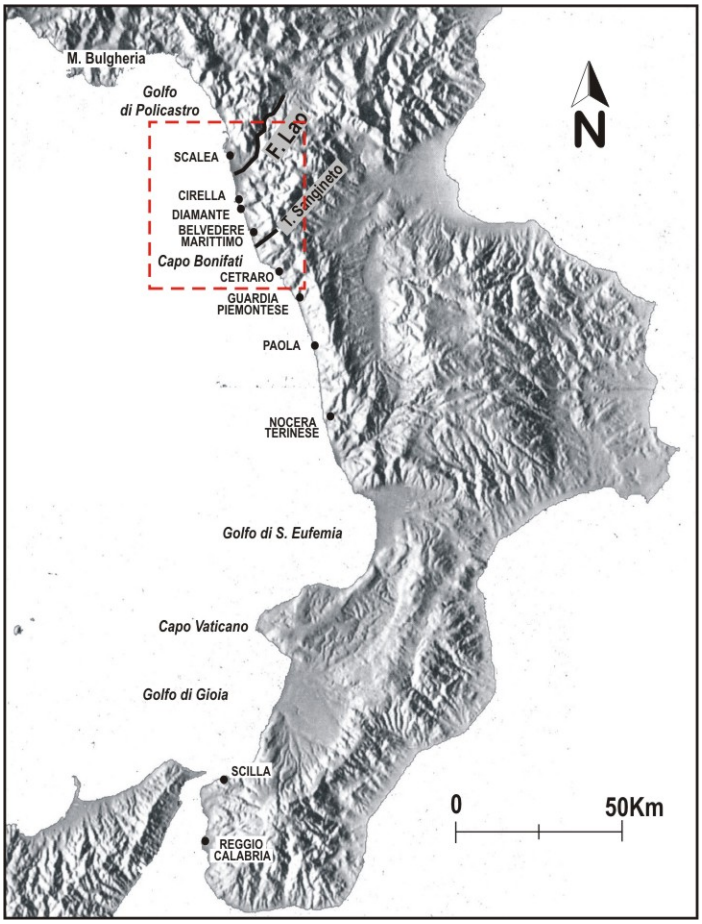


Fig.3.5 Dem mostrante la costa tra il Monte Bulgheria e Reggio Calabria, con ubicazione delle località citate nel testo. L'area costiera nel riquadro tratteggiato è ingrandita in fig. 3.6.

All'Emiliano sono ascritte anche altre due successioni marine: la successione di Cala Bianca, per la presenza tra i microfossili di *Hyalinea balthica* (SGROSSO & CIAMPO, 1966; CIAMPO, 1976), e la successione di Torre dell'Isola, perché correlata con quest'ultima e con la successione di Lentiscosa sulla base delle caratteristiche geomorfologiche e strutturali (ASCIONE, 1997).

ASCIONE (1997) e **ASCIONE *et alii* (1997)** individuano tra l'ingressione marina Santerniana e quella Emiliana, un episodio di fagliazione normale, testimoniato da *fault scarps*, orientate NE-SW, WNW-ESE e EW, che sospendono i terrazzi santerniani, che ha interessato il settore meridionale del M.te Bulgheria. Un altro episodio di fagliazione a blocchi si sarebbe verificato, inoltre, dopo la deposizione

delle successioni emiliane, che appaiono tutte dislocate e ribassate da faglie con orientazione prevalente NE-SW. Questi movimenti differenziali sono stati interpretati come l'espressione sulla terra emersa della tettonica estensionale che ha guidato l'apertura del bacino tirrenico meridionale (ASCIONE *et alii*, 1997 e ASCIONE & ROMANO, 1999).

A quote inferiori di quelle dei terrazzi emiliani, ASCIONE (1997) e ASCIONE & ROMANO (1999) descrivono, tra 150 e 2 m s.l.m., una gradinata di terrazzi, rinvenibile in maniera lateralmente continua lungo tutta la costa del M.te Bulgheria. L'età di questi terrazzi è post-Emiliana, in quanto sono impostati in alcuni casi sulle successioni marine emiliane. In particolare, gli Autori riferiscono le piattaforme e i solchi compresi tra 7 e 2 m s.l.m. al Pleistocene superiore e, di conseguenza, i terrazzi posti a quote superiori al Pleistocene medio. Lo sviluppo continuo ed indisturbato delle linee di riva del Pleistocene medio indica, secondo gli Autori, che a partire dal Pleistocene medio l'area del M.te Bulgheria è stata interessata solo da movimenti tettonici ad ampio raggio. Le quote delle linee di riva tirreniane testimonierebbero, inoltre, il cessare dei movimenti verticali nel corso del Pleistocene superiore.

Sulla base dei suddetti dati, ASCIONE & ROMANO (1999) evidenziano che l'area del M.te Bulgheria è stata interessata nel corso del Pleistocene da alternati episodi di *uplift* e subsidenza, accompagnati da movimenti verticali a carattere differenziale. Stimano un *uplift* totale di 400 m a partire dal Santerniano; un sollevamento di 150 m si sarebbe avuto solo nel corso del Pleistocene medio.

Le linee di riva affioranti alle quote più basse lungo la costa orientale del M.te Burgheria, sul bordo nordoccidentale del Golfo di Policastro, sono state oggetto di due studi (RUSSO, 1994; ESPOSITO *et alii*, 2003). **RUSSO (1994)** segnala a Cala Bianca la presenza di fori di litodomi fino a 15 m s.l.m., di un solco con massima concavità a 7, 4 m s.l.m. e di una piattaforma a 4 m s.l.m.. Al di sopra di questa piattaforma rileva la presenza di una biocalcarenite a *Cladocora caespitosa* (spessore massimo di 30 cm) tagliata, a sua volta, da una piattaforma d'abrasione, su cui poggia un deposito marino sabbioso-conglomeratico che include gusci di molluschi. L'Autore riferisce questo deposito, in base a misure di racemizzazione dell'isoleucina su delle conchiglie di *Astralum* da esso prelevate, al *substage 5e* e correla ad esso anche il solco di 7,4 m s.l.m. Considera, invece, la biocalcarenite a *Cladocora* mediopleistocenica per correlazione con la biocalcarenite presente lungo la costa della Basilicata, considerata di tale età da CAROBENE & DAI PRA (1991).

ESPOSITO *et alii* (2003) hanno principalmente indagato due cavità, la Grotta degli Infreschi e il Riparo degli Infreschi, situate all'interno della baia di Cala degli Infreschi, in cui sono ben preservate successioni di depositi marini e continentali, nonché morfologie erosionali. Le evidenze eosionali più alte di stazionamenti del livello del mare sono rappresentate dal top orizzontale di una fascia di fori di litodomi, situato a 8,5 m s.l.m. nella Grotta ed a 8 m s.l.m. nel Riparo. Nella Grotta degli Infreschi è presente anche un solco bioerosivo a 8 m s.l.m. e, più in basso, a 4,5 m s.l.m., una piattaforma d'abrasione. Un solco a 3,5 m s.l.m. è infine visibile in entrambi i siti. All'interno del Riparo degli Infreschi, gli Autori segnalano, inoltre, delle puddinghe marine passanti a sabbie; questo deposito raggiunge 6 m s.l.m. e

risulta incastrato fra due speleotemi. Su questi speleotemi hanno eseguito delle datazioni $^{230}Th/^{234}U$, che hanno fornito un'età di 90 ka per lo speleotema inferiore e di 50 ka per lo speleotema superiore, suggerendo una correlazione delle sabbie di 6 m s.l.m. con il *substage 5a* della stratigrafia isotopica. Datazioni $^{230}Th/^{234}U$ eseguite su uno speleotema, presente sempre al Riparo degli Infreschi e tagliato dai fori di litodomi con top orizzontale a 8,5 m s.l.m., hanno dato, inoltre, un'età di 111 ka. Tale età indica che la paleolinea di riva rappresentata dai fori di litodomi è più giovane di 111 ka. Per questa paleolinea di riva è proposta un'attribuzione al *substage 5c*.

Il solco di 3,5 m s.l.m., che nel Riparo degli Infreschi è coperto dalle sabbie di 6 m s.l.m., è collocato in un intervallo temporale compreso tra il *5c* e il *5a*.

Le quote delle evidenze riferite ai *substages 5c* e *5a* (il top a 6 m s.l.m. delle sabbie e il top orizzontale a 8,5 m s.l.m. dei fori di litodomi), troppo alte se confrontate con il paleo-livello eustatico indicato per questi *substages*, indicano che il settore costiero è stato sottoposto ad *uplift* successivamente al *substage 5a.*

IL SETTORE DI COSTA POSTO A SUD

Per quanto riguarda il settore di costa a Sud del Lao, i lavori recenti sono concentrati su alcune singole aree e non esiste una ricostruzione completa delle linee di riva affioranti.

Nel settore di costa compreso tra il fiume Lao e il Torrente Vaccuta (fig. 3.6) non vi sono studi sui terrazzi marini più recenti di quelli di DAMIANI (1970b) e DAMIANI & PANNUZI (1978).

DAMIANI (1970b) segnala sette ordini di terrazzi, la cui età va dal Plio-Calabriano al Versiliano. I lembi dei terrazzi più alti, passando dal settore tra il il Lao e il torrente Abatemarco (settore di Serra Bonangelo) a quello più a Sud, tra l'Abatemarco e il Torrente Vaccuta (settore di S.Maria-Grisolia), mostrano quote non costanti (tab. 3.7), che tendono ad elevarsi verso Sud, a testimoniare, secondo l'Autore, i sollevamenti differenziali, di maggiore entità a Sud, a cui è stata sottoposta l'area. Nel settore di Serra Bonangelo l'Autore non rileva, inoltre, la presenza, come in quello in destra del Lao (cfr. p.3.2.2), dei terrazzi di VI e IV ordine, che segnala, invece, a S.Maria-Grisolia e lungo tutta la costa posta più a Sud.

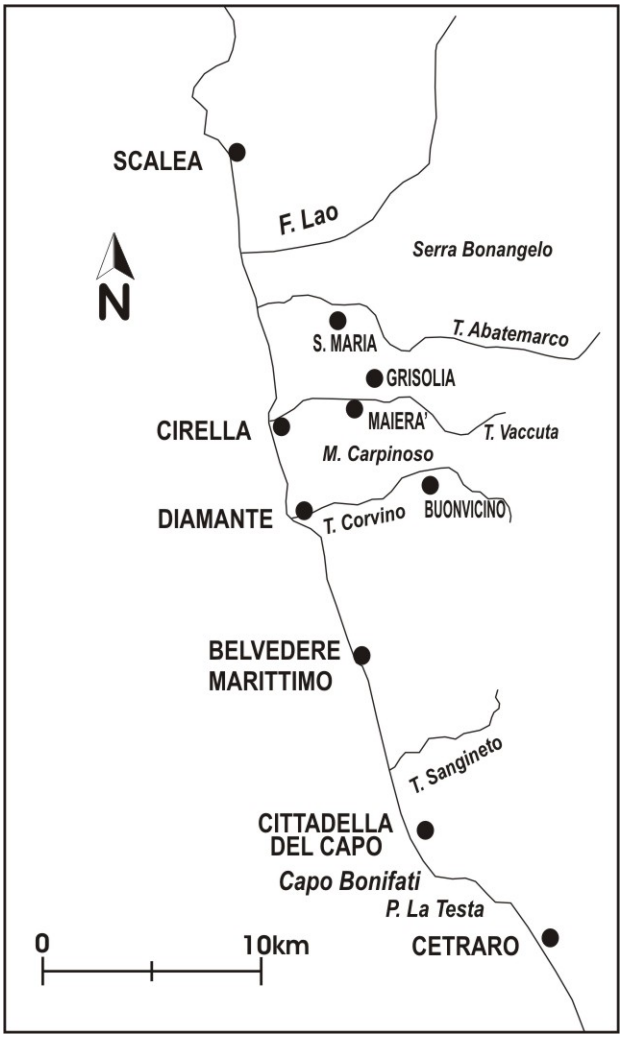


Fig.3.6 Carta semplificata della costa tra Scalea e Cetraro (vedi fig. 3.5 per ubicazione)

I lembi dei terrazzi di più bassa quota (III, II e I ordine) li rinviene, invece con continuità e a quota costante.

Il VII ordine, il più alto, si estende tra 300 e 180 m s.l.m. nel settore di Serra Bonangelo e tra 500 e 400 m s.l.m. nel settore di S. Maria-Grisolia. Il VI ordine, assente, come già detto sopra, nel settore di Serra Bonangelo, si sviluppa tra 330 e 280 m s.l.m. a S.Maria-Grisolia, dove è rappresentato da depositi sabbiosi e ciottolosi. Il V ordine è compreso tra 200 e 50 m s.l.m. a Serra Bonangelo. Nello stesso intervallo in cui si sviluppa questo terrazzo, l'Autore distingue a S.Maria-Grisolia due ordini; il più alto, ascritto anch'esso al V ordine, si sviluppa tra 220 e 125 m s.l.m., il più basso, riferito al IV ordine, tra 98 e 25 m s.l.m..

Per quanto riguarda i depositi, quelli del V ordine sono rappresentati da "sabbie arrossate con frequenti nuclei manganesiferi" e da "livelli di ghiaia a piccoli ciottoli", che, tra il fiume Lao e il torrente Abatemarco, sono trasgressivi su sabbie argillose giallastre, risultate di età Plio-Calabriana in base al contenuto micropaleontologico[21]; il terrazzo di IV ordine è rappresentato, invece, da "sabbie gialle e rossastre e ghiaie minute".

I terrazzi di III, II e I ordine sono posti rispettivamente a 23-22 m s.l.m., 10-8 m s.l.m. e 2 m s.l.m..

Il terrazzo di VII ordine è considerato la piattaforma d'abrasione correlabile ai depositi sabbioso-argillosi del Plio-Calabriano, quello di VI è interpretato come dovuto ad una oscillazione tettonica della porzione di costa a Sud dell' Abatemarco durante il Calabriano (ovvero come una duplicazione tettonica del terrazzo di settimo ordine). Il terrazzo di V ordine, i cui depositi sono trasgressivi sulle sabbie del Plio-Calabriano, è attribuito al Siciliano; quello di IV al Milazziano per la posizione altimetrica. I terrazzi di III e II ordine sono ascritti rispettivamente al Tirreniano I e al Tirreniano II. Quello di I è, infine, riferito al Versiliano. Le quote costanti a cui si rinvengono i lembi riferiti a questi ultimi tre ordini, indicano, per l'Autore, il cessare dei movimenti differenziali a partire dal Tirreniano.

I sollevamenti dell'area sarebbero stati in alcuni casi contemporanei alla genesi dei terrazzi; in particolare, sarebbero iniziati fra il modellamento dei terrazzi del VII e VI ordine a Sud del torrente Abatemarco e si sarebbero accentuati durante quello dei lembi di V e IV ordine in tutta l'area a Sud del fiume Lao.

DAMIANI & PANNUZI (1978) raggruppano le superfici dei settori di Serra Bonangelo e S.Maria-Grisolia, in sei ordini (tab. 3.7), considerando i lembi del VI e V ordine di DAMIANI (1970b) come due sottordini, entrambi inclusi nel V ordine e riferiti al Siliciliano. Il VI ordine (VII ordine di DAMIANI, 1970b) è ascritto al Plio-Calabriano; per il IV, III, II e I ordine, gli Autori propongono le stesse attribuzioni dei corrispondenti ordini di DAMIANI (1970b). Le quote del IV, II e I ordine coincidono con quelle degli stessi ordini di DAMIANI (1970b); le quote del III ordine sono, invece, differenti e sono comprese tra 40 e 20 m s.l.m..

[21] In realtà, l'Autore sottolinea che i caratteri della microfauna dei campioni prelevati in sinistra del Lao e in destra dell'Abatemarco sono propri della parte più alta del Pliocene superiore, l'attribuzione al Plio-Calabriano è però fatta in base alla correlazione con in depositi di Fornaci S.Nicola e Casa Morganti, attribuiti a tale periodo da COMPAGNONI *et alii* (1969).

	Damiani (1970)		Damiani & Pannuzi (1978)	
	Quota	Età	Quota	Età
Serra Bonangelo	300-180 (VII)	Plio-Calabriano	300-180 (VI)	Plio-Calabriano
	200-50 (V)	Siciliano	200-50 (V)	Siciliano
			40-20 (III)	Tirreniano I
	23/20 (III)	Tirreniano I		
	10/8 (II)	Tirreniano II	12/8 (II)	Tirreniano II
	2 (I)	Versiliano	2 (I)	Versiliano
S.Maria-Grisolia	500-400 (VII)	Plio-Calabriano	500-400 (VI)	Plio-Calabriano
	330-280 (VI)	Calabriano	330-280 (V)	Siciliano
	220-125 (V)	Siciliano	220-125 (V)	Siciliano
	98-25 (IV)	Milazziano	98-25 (IV)	Milazziano
			40-20 (III)	Tirreniano I
	23/20 (III)	Tirreniano I		
	10/8 (II)	Tirreniano II	10/8 (II)	Tirreniano II
	2 (I)	Versiliano	2 (I)	Versiliano

tab.3.7 Ordini dei terrazzi riconosciuti dai diversi Autori a Serra Bonangelo e S. Maria-Grisolia e loro attribuzione cronologica

Terrazzi marini sono segnalati anche a Sud del torrente Vaccuta (fig. 3.6). Nell'area di Diamante, tra il torrente Vaccuta e il torrente Corvino, DAMIANI (1970b) distingue, anche qui, sette ordini (tab. 3.8), la cui età va dal Plio-Calabriano al Versiliano, raggruppati in sei ordini da DAMIANI & PANNUZI (1978).

Questi ordini che si sviluppano tra circa 580 e 2 m s.l.m.. Il VII ordine (VI di DAMIANI & PANNUZI, 1978) si estende tra 580 e 250 m s.l.m. nel settore di Maierà e tra 540 e 315 m s.l.m. nel settore di Felicetta (falde del M.te Carpinoso), dove assume un notevole sviluppo. I lembi del VI ordine (V di DAMIANI & PANNUZI, 1978) si sviluppano tra 220 e 210 m s.l.m. a Maierà e tra 310 e 275 m s.l.m. a Felicetta, quelli di V tra 175 e 120 m s.l.m. a Maierà e tra 260-160 m s.l.m. a Felicetta. Il IV ordine nel settore di Maierà si estende tra le quote di 80 e 25 m s.l.m., mentre in quello di Felicetta sale, come gli ordini più alti, di quota, sviluppandosi tra 100 e 25 m s.l.m.. I

terrazzi di III, II e I ordine hanno nei due settori le stesse quote, coincidenti con quelle dei lembi dei settori posti a Nord (vedi sopra), rispettivamente 23-22, 10-8 e 2 m s.l.m..

	Damiani (1970)		Damiani & Pannuzi (1978)		Carobene & Ferrini (1991, 1993)	
	Quota	Età	Quota	Età	Quota	Età
Maierà-Cirella	580-250 (VII)	Plio-Calabriano	580-250 (VI)	Plio-Calabriano	510*-280	Pleistocene inf.
	220-210 (VI)	Calabriano	220-210 (V)	Siciliano		
	175-120 (V)	Siciliano	175-120 (V)	Siciliano	190*-130	Pleist. medio (st.. 21-19-17)
	80-25 (IV)	Milazziano	80-25 (IV)	Milazziano	80*-30	Pleist. medio
			40-20 (III)	Tirreniano I		
	23/20 (III)	Tirreniano I			20	Pleist. medio (st. 11-9)
	10/8 (II)	Tirreniano II	12/8 (II)	Tirreniano II		
	2 (I)	Versiliano	2 (I)	Versiliano		
Felicetta-Diamante	540-315 (VII)	Plio-Calabriano	540-315 (VI)	Plio-Calabriano	510*-280	Pleistocene inf.
	310-275 (VI)	Calabriano	310-275 (V)	Siciliano		
	260-160 (V)	Siciliano	260-160 (V)	Siciliano	220*-180	Pleist. medio (st.. 21-19-17)
	100-25 (IV)	Milazziano	100-25 (IV)	Milazziano	100*-60	Pleist. medio
			40-20 (III)	Tirreniano I		
	23/20 (III)	Tirreniano I			25	Pleist. medio (st. 11-9)
	10/8 (II)	Tirreniano II	12/8 (II)	Tirreniano II		
	2 (I)	Versiliano	2 (I)	Versiliano		

tab.3. 8 Ordini di terrazzi marini riconosciuti dai diversi Autori tra il Torrente Vaccuta de il Torrente Corvino e loro attribuzione cronologica

I terrazzi affioranti tra il torrente Vaccuta e il torrente Corvino (terrazzi di M.te Carpinoso) sono stati recentemente oggetto di studio anche da parte di CAROBENE (1987), **CAROBENE & DAI PRA (1990)** e **CAROBENE & FERRINI (1991, 1993)**.

Questi Autori distinguono tra circa 550 e 15 m s.l.m. quattro ordini.

Il terrazzo più alto (primo ordine), che risulta meglio preservato nella porzione meridionale del M.te Carpinoso, si estende tra 510 e 280 m s.l.m., laddove la quota di 510 m s.l.m. è intesa come quota dell'orlo interno[22], ed ha un'ampiezza massima di 3300 m. La sua copertura sedimentaria è rappresentata da depositi che hanno uno spessore che va da un minimo di 10-20 m ad uno massimo di 70 m (CAROBENE & FERRINI, 1991, 1993).

Questo terrazzo di primo ordine si sviluppa nell'intervallo altimetrico entro cui sono compresi i lembi di VII e VI ordine di DAMIANI (1970b) e di VI e V ordine di DAMIANI & PANNUZI (1978) ed è, in realtà, un terrazzo policiclico. Esso include, infatti, secondo CAROBENE & FERRINI (1991, 1993) una piattaforma d'abrasione diacrona e dei depositi sedimentari ascrivibili ad almeno tre cicli trasgressivo/regressivi. La piattaforma d'abrasione si sarebbe formata per azione di differenti stazionamenti alti del livello del mare, di cui quello di 510 m s.l.m. rappresenterebbe l'ultimo, durante un periodo di lenta subsidenza. I tre cicli trasgressivo-regressivi sarebbero, invece, attribuibili a tre differenti *highstands*, attestatisi ad altezze progressivamente inferiori, durante una fase di forte *uplift* dell'area, successiva a quella di lenta subsidenza. Per quanto riguarda l'attribuzione cronologica, il terrazzo di primo ordine è riferito al Pleistocene inferiore sulla base del contenuto micropaleonologico di alcuni campioni e perché correlato con i depositi in destra del Lao considerati di tale età da CAROBENE & DAI PRA (1990).

Il terrazzo di secondo ordine si sviluppa tra 190 e 130 m s.l.m. a Nord (Cirella) e tra 220 e 180 m s.l.m. a Sud (Diamante); le quote di 190 e 220 m s.l.m. sono intese come quote dell'orlo interno. Tale terrazzo è considerato il primo terrazzo del Pleistocene medio (*stages 21-17*) (CAROBENE & DAI PRA, 1990, CAROBENE & FERRINI, 1993). I depositi ad esso associati hanno spessore esiguo rispetto a quelli del terrazzo di primo ordine e sono costituiti da "due generazioni di paleosuoli" (CAROBENE & FERRINI, 1993).

Il terzo ordine si estende tra 80 e 30 m s.l.m. presso Cirella e tra 100 e 60 m s.l.m. a Diamante. Le quote dell'orlo interno di questi lembi (100 e 80 m s.l.m.) coincidono con le quote massime dei terrazzi di IV ordine di DAMIANI (1970b) e DAMIANI & PANNUZI (1978). Anche le coperture sedimentarie di questo terrazzo sono piuttosto esigue (CAROBENE & FERRINI, 1993).

Il quarto ordine è situato a Cirella a 20 m s.l.m. (CAROBENE & FERRINI, 1993); a Diamante a 25 m s.l.m., secondo CAROBENE (1987) e CAROBENE & FERRINI (1993) e a 30 m s.l.m. secondo CAROBENE & DAI PRA (1990). Le quote di questi lembi sono abbastanza simili a quelle dei terrazzi di III ordine di DAMIANI (1970) e DAMIANI & PANNUZI (1978).

L'età dei lembi di quarto ordine è considerata Pleistocene medio (*stages 11-9*) (CAROBENE & DAI PRA, 1990; CAROBENE & FERRINI, 1993) sulla base della loro correlazione con un deposito calcarenitico a *Cladocora caespitosa*, le cui età $^{230}Th/^{234}U$ sono risultate > 300 ka a Cirella e > 306 ka a Diamante (CAROBENE *et alii*,

[22] ciottoli con fori di litodomi sono, però, segnalati a quota più alta, a circa 540 m s.l.m. (CAROBENE & FERRINI, 1991, 1993).

1986). Di conseguenza, anche i terrazzi di terzo ordine sono riferiti al Pleistocene medio.

La biocalcarente affiora, secondo CAROBENE *et alii* (1986) e CAROBENE & FERRINI (1993), a Diamante dal livello del mare fino a 5,5 m s.l.m.; nella stessa località COPAT MARCONI *et alii* (1981) segnalano un deposito a *Cladocora* tra 1 e 3 m s.l.m., la cui età ^{14}C è risultata compresa tra 28 e 30 ka BP.

A Cirella la biocalcarenite è situata, invece, tra 0,80 e 2,5 m s.l.m., sulla parte settentrionale del promontorio. Questo deposito è correlato da **CAROBENE *et alii* (1986)** ad un terrazzo situato tra 15 e 12 m s.l.m. sulla punta meridionale del promontorio. **CAROBENE (1987)** riferisce, invece, un terrazzo di 12-10 m s.l.m., situato nella porzione meridionale del promontorio, al Tirreniano, in accordo con DAMIANI (1970b), e correla ipoteticamente la biocalcarenite a *Cladocora* ad un terrazzo di circa 20 m s.l.m., posto nella sua parte settentrionale.

Sul promontorio di Cirella, CAROBENE *et alii* (1986) segnalano anche una piattaforma d'abrasione situata tra 5 e 3 m s.l.m. su cui è presente una "*pocket beach* fossile" e un solco con punto di massima concavità a 5,3 m s.l.m.. Questi depositi e morfologie sono attribuiti ad uno stazionamento successivo al deposito a *Cladocora*, corrispondente ad una delle ultimi fasi trasgressive dello *stage 5*. Questo livello di circa 5 m s.l.m. è considerato "tardo-tirreniano" anche da CAROBENE (1987).

Secondo CAROBENE & FERRINI (1991, 1993), l'*uplift* dell'area di Diamante-M.te Carpinoso, successivo al periodo di subsidenza durante cui si sarebbe avuta la formazione della piattaforma d'abrasione del terrazzo di primo ordine, sarebbe avvenuto a partire da 1 Ma con un tasso medio pari a 0,5 mm/a. L'entità del sollevamento sarebbe stata all'inizio piuttosto elevata, per poi diminuire nel corso del Pleistocene medio e superiore, come testimoniato dalle quote delle linee di riva più basse. Il sollevamento tettonico del Pleistocene medio e superiore sarebbe, inoltre, stato accompagnato dallo sviluppo di tre principali sistemi di faglie, sviluppati in direzione WNW- ESE o NE-SW, ESE-WNW e NS, la cui attività sarebbe stata maggiore all'inizio, per poi diminuire nel tempo.

Immediatamente a Sud del torrente Corvino, nel settore di Buonvicino (fig. 3.6), terrazzi marini sono, ancora una volta, segnalati nei lavori di DAMIANI (1970b) e DAMIANI & PANNUZI (1978). Le quote del terrazzo di VII ordine di DAMIANI (1970b) (VI di DAMIANI & PANNUZI, 1978) sono in quest'area ancora più elevate; esso si estende tra 605 e 400 m s.l.m.. Il terrazzo di VI ordine è assente, mentre quello di V (V ordine anche in DAMIANI & PANNUZI, 1978) si sviluppa tra 310 e 225 m s.l.m. e quello di IV tra 110 e 75 m s.l.m.. Il III ordine si situa a 23-20 m s.l.m. secondo DAMIANI (1970b), tra 40 e 20 m s.l.m., secondo DAMIANI & PANNUZI (1978). Le quote del II e I ordine sono le stesse di quelle dei settori a Nord.

Scendendo ancora più a Sud, le superfici alte sono spesso mal conservate e rappresentate da ridotti lembi (DAMIANI & PANNUZI,1978; CAROBENE, 1987).

A Belvedere Marittimo-Capo Tirone il terrazzo di VI ordine di DAMIANI & PANNUZI (1978) si estende tra circa 340 e 300 m s.l.m., mentre quello di V è rappresentato da due sottordini compresi tra 200 e 100 m s.l.m.. Al IV ordine sono riferiti tre lembi; tra questi ultimi; il più alto ha la quota massima di 80 m s.l.m., la quota minima del più basso è, invece, di circa 20 m s.l.m.. Sempre a Belvedere Marittimo, CAROBENE (1987) rileva tre ordini di terrazzi alti; il più alto si sviluppa tra 345 e 320 m s.l.m., il successivo tra 240 e 220 m s.l.m. e il terzo, interpretato come una superficie deposizionale, tra 90 e 40 m s.l.m.. Un livello marino più basso è, infine, testimoniato da una biocalcarenite a *Cladocora caespitosa*, affiorante tra -1 e 1,5 m s.l.m. secondo **COPAT MARCONI *et alii* (1981)**, fino a 5,7 m s.l.m. secondo CAROBENE (1987) e CAROBENE *et alii* (1986). Datazioni con il metodo del ^{14}C del deposito a *Cladocora caespitosa* hanno fornito un'età compresa tra 28 e 30 ka (COPAT MARCONI *et alii*, 1981); CAROBENE *et alii* (1986) e CAROBENE (1987), ritenendo inaffidabili le datazioni ^{14}C e correlando il deposito con quelli datati nell'area con il metodo $^{230}Th/^{234}U$, riferiscono questo livello marino, di cui non si conosce la corrispondente linea di riva, al Pleistocene medio.

Secondo DAMIANI & PANNUZI (1978), l'elemento di separazione tra il settore di Belvedere Marittimo e quello posto immediatamente a Nord (settore di Buonvicino) è rappresentato da un lineamento tettonico, orientato ENE-WNW, che passa in corrispondenza del torrente Vallecupo. Questa faglia sarebbe stata responsabile dell'abbassamento relativo dell'area di Belvedere rispetto a quella settentrionale al passaggio Calabriano-Siciliano, di un suo sollevamento relativo nel corso del Siciliano e di un nuovo abbassamento relativo nel post-Siciliano-Milazziano.

Nell'area di Cittadella del Capo-Cetraro, tra Capo Bonifati e Punta La Testa, a Sud del torrente Sangineto, il VI ordine di DAMIANI & PANNUZI (1978) è, anche qui, testimoniato da esigui lembi. Il V ordine, meglio rappresentato, è costituito da due sottordini che si estendono tra 260 e 100 m s.l.m., il IV include terrazzi estesi tra 55 e 35 m s.l.m. e il III terrazzi estesi tra 40 e 20 m s.l.m..

CAROBENE (1987) riconosce, invece, quattro ordini posti rispettivamente tra 310 e 260 m s.l.m., tra 160 e 100 m s.l.m., tra 90 e 65 m s.l.m. e a 35-30 m s.l.m..

A Punta La Testa, sul terrazzo di 35-30 m s.l.m. è presente una biocalcarenite. Su uno *Spondylus* proveniente da questo affioramento CAROBENE *et alii* (1986) hanno eseguito delle datazioni $^{230}Th/^{234}U$ che hanno dato un'età di $142\ ^{+15}_{-13}$ ka. Il deposito è considerato dagli Autori l'equivalente della biocalcarenite a *Cladocora* rinvenuta lungo la costa posta a Nord, in quanto l'età ottenuta è molto simile a quella ottenuta da uno *Sponylus* prelevato dalla biocalcarenite a *Cladocora* di Punta Iudia (Maratea), datata sulla base delle analisi $^{230}Th/^{234}U$ eseguite su *Cladocora*. La biocalcarenite e, di conseguenza, i terrazzi di 35-30 m s.l.m. sono riferiti allo *stage 9* o *7*. Una piccola grotta, situata nella stessa località a 12, 5 m s.l.m., in cui è contenuto un deposito di spiaggia, testimonierebbe, invece, secondo gli Autori, un successivo stazionamento del mare ascrivibile al Tirreniano *l.s.*.

La quota notevolmente più elevata a cui si rinviene la linea di riva pre-tirrenniana rispetto alla quota propria dell'area posta a Nord del torrente Sangineto, testimonia,

secondo CAROBENE *et alii* (1986), il maggiore sollevamento a cui è stato sottoposto, nel corso del Pleistocene medio e superiore, questo settore di costa situato a Sud della linea tettonica di Sangineto.

A Sud di Cetraro (fig. 3.5), nel tratto di costa tra Guardia Piemontese e Nocera Terinese, situato lungo il margine occidentale della Catena Costiera e bordante il bacino estensionale di Paola, studi recenti sui terrazzi marini sono del tutto assenti. L'unica segnalazione di morfologie e depositi marini si trova nel testo di **CORTESE (1895**), che riporta la presenza tra il promontorio di Guardia Piemontese e quello di S. Lucido (a Sud di Paola) di due "serie" di terrazzi marini deposizionali, una situata tra 350 e 300 m s.l.m., l'altra a 200 m s.l.m., riferite ad un generico Pleistocene. Lo stesso Autore scrive che, più a Sud, tra S. Lucido e il fiume Savuto (Nocera Terinese) "la serie dei terrazzi quaternari subisce un'interruzione".

Per il settore di costa tirrenica della Calabria meridionale situato a Sud di Nocera Terinese, la letteratura sui terrazzi marini è, invece, più numerosa. Le quote delle linee di riva recenti, specie di quelle riferite al Tirreniano, riportate nei diversi lavori (BONFIGLIO, 1972; HEARTY *et alii*, 1986; DUMAS *et alii*, 1987; DAI PRA *et alii*, 1993; WESTAWAY, 1993; MIYAUCHI et *alii*, 1994; DUMAS *et alii*, 1998, 2002; TORTORICI *et alii*, 2002, 2003), sebbene non sempre vi sia totale accordo fra i diversi Autori sul numero di queste linee di riva e sulla loro attribuzione, sono notevolmente elevate, a testimoniare il forte *uplift* a cui è stato sottoposta l'area. In particolare, nella penisola di Capo Vaticano, alto strutturale situato a Sud del Bacino di Paola, **TORTORICI *et alii* (2003)** riferiscono al *substage 5e* una linea di riva, la cui quota varia da un massimo di 300 m s.l.m. ad un minimo di 125 m s.l.m., al *5c* una linea di riva di quota massima 180 m s.l.m. e quota minima 100 m s.l.m. ed al *5a* una linea di riva di quota massima 125 m s.l.m. e quota minima 30 m s.l.m.; nel settore di Reggio Calabria **DUMAS *et alii* (2000, 2002 e 2005**), invece, riferiscono al *5e* un terrazzo di 171,9 m s.l.m., al *5c* un terrazzo di 119, 5 m s.l.m. ed al *5a* un terrazzo di 88, 9 m s.l.m..

Sempre in questo settore della Calabria meridionale, sono segnalate anche linee di riva sollevate d'età olocenica, a testimoniare il perdurare dei movimenti tettonici verticali anche nel corso dell'Olocene.

PIRAZZOLI *et alii* (1997) segnalano una linea di riva situata a 1, 35 m s.l.m. a Capo Vaticano e tra 1,5 m ed 1 m a Sud di Reggio Calabria, che considerano di età tardo olocenica; sulla base della sua correlazione con una linea di riva collocata a quota simile a Chiacolilli (nei pressi di Crotone) e datata con il radiocarbonio 2990 ± 60 anni. Gli Autori ritengono che la quota di questa linea di riva, piuttosto bassa, considerato il tasso di *uplift* tardo pleistocenico (che considerano maggiore di 1mm/a), possa essere spiegata tenendo conto degli effetti isostatici dell'Ultima Glaciazione, che hanno prodotto subsidenza, via via decrescente, durante il tardo Olocene.

ANTONIOLI *et alii* (2004) rinvengono a Scilla (Reggio Calabria) depositi marini fossiliferi situati tra 2 e 4 m s.l.m., la cui età ^{14}C è risultata variare tra 2,7 e 3,9 ka. In

base a questa attribuzione cronologica, stimano per la costa calabrese dello stretto di Messina, un tasso di *uplift* medio di 1,2-1,4 mm/a negli ultimi 2,7-3,9 ka.

4 IL SETTORE DI COSTA COMPRESO TRA IL GOLFO DI SAPRI E LA FOCE DEL FIUME NOCE

Premessa

L'area qui in esame costituisce principalmente la costa tirrenica della Basilicata, compresa nel comune di Maratea, che a meridione si chiude con la foce del fiume Noce.

Quest'area si configura in generale come una costa alta, caratterizzata dalla presenza di versanti carbonatici molto ripidi, la cui continuità è interrotta solo dal basso strutturale delle Valle di Maratea.

Gli elementi geomorfologici e stratigrafici più rilevanti sono rappresentati dalle morfologie marine e dai depositi marini e continentali più recenti, conservati nei tratti più bassi del versante costiero (a partire da circa 20 m s.l.m.). Tale area è risultata, dunque, più promettente, rispetto al settore costiero calabrese, nel quale le morfologie marine di più bassa quota sono meno ben rappresentate (cfr. capitolo successivo), ai fini della ricostruzione degli eventi più recenti (del tardo Pleistocene medio e del Pleistocene superiore); anche per la presenza di depositi marini utili a fornire dei vincoli cronologici assoluti (i già citati depositi con *Cladocora caespitosa*, cfr. p 3.2.1).

Un'ampia fase della ricerca, in questo settore costiero è stata, dunque, dedicata al rilevamento di queste forme e depositi di più bassa quota. In particolare, è stato effettuato un rilevamento di dettaglio ed un'analisi geomorfologica a grande scala, eseguita sulle basi topografiche in scala 1:5000 del Comune di Maratea. L'analisi al 5.000 è stata inquadrata in una parallela analisi geomorfologica a piccola scala (1:25.000), che ha interessato tutto il settore di costa tra il Golfo di Sapri e la foce del fiume Noce, al fine di individuare le linee evolutive di lungo termine ed i principali elementi morfostrutturali dell'area.

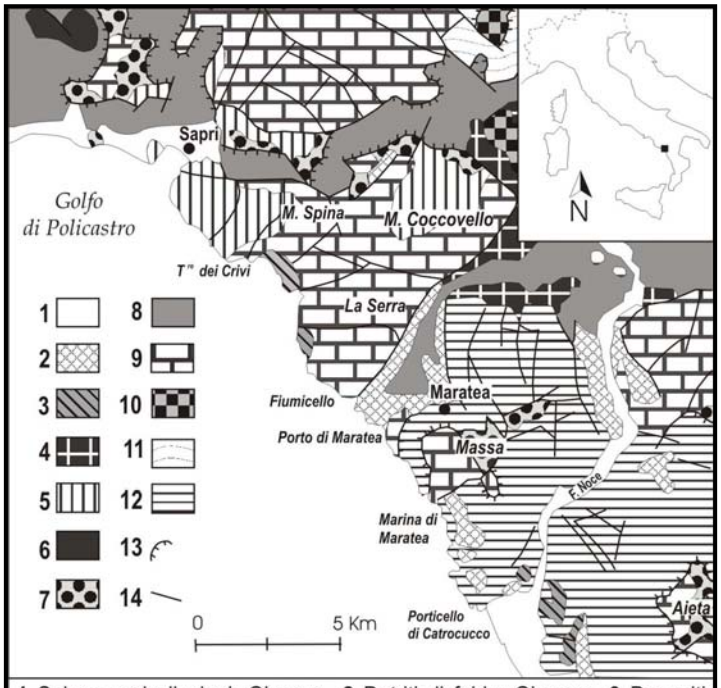
Al fine di ottenere dei vincoli cronologici assoluti, nel corso del rilevamento, essendo le età $^{230}Th/^{234}U$ riportate in letteratura poco attendibili, da considerare come età apparenti, "invecchiate" a causa di fenomeni di inquinamento (cfr. p. 4.3), si è proceduto ad un campionamento della *Cladocora caespitosa* nelle situazioni stratigraficamente più interessanti e laddove il corallo appariva in migliore stato di conservazione, per effettuare delle nuove datazioni. Le analisi quantitative calcite/aragonite effettuate sui campioni di corallo prelevati hanno fornito per tutti un contenuto di calcite troppo elevato (cfr. p. 4.4), ad indicare l'apertura *post mortem* del sistema; dunque nessun campione è stato sottoposto a datazione con il metodo $^{230}Th/^{234}U$.

Di seguito, dopo un breve inquadramento dell'area, sono riportati i risultati del rilevamento di dettaglio e dell'analisi geomorfologica al 5.000, che sono successivamente inquadrati nell'analisi geomorfologica a piccola scala.

Del settore di costa situato in destra orografica del fiume Noce si discuterà più approfonditamente nel capitolo successivo, in quanto le morfologie in esso rilevate mostrano maggiore continuità laterale con il settore di costa situato a Sud dello stesso fiume.

4.1 Inquadramento dell'area

Come già detto nel p. 3.1, fatta eccezione per l'area dell'abitato di Sapri e della Valle di Maratea, dove affiorano i terreni argilloso-marnosi dell'Unità Nord-calabrese, le principali rocce affioranti lungo questo settore costiero sono rappresentate dalle rocce carbonatiche mesozoiche delle unità appenniniche esterne (Fig. 4.1). In particolare, da Nord a Sud sono distinguibili due settori, separati dal basso strutturale della Valle di Maratea, caratterizzati dalla presenza di due diverse unità carbonatiche. A Nord della Valle di Maratea affiorano i terreni dell'Unità Alburno- Cervati- Pollino. I termini più giovani di questa unità sono rappresentati dai calcari e dalle marne della Formazione di Trentinara (BONARDI *et alii*, 1988b; Foglio 220, "Lauria", della Carta Geologica d'Italia) di età Paleocene-Eocene. Questi depositi, trasgressivi sui termini più antichi della stessa Unità, affiorano lungo il versante nordoccidentale e sudoccidentale del rilievo di M.te Spina (733 m), il quale ha, grossomodo, l'assetto strutturale di una monoclinale, con strati con direzione NE-SW immergenti verso NW.



1 Spiagge ed alluvioni; Olocene **-2** Detriti di falda; Olocene **-3** Depositi marini; Pleistocene **-4** Depositi lacustri (bacino del Noce); Pleistocene inf.-medio **-5** Unità Alburno-Cervati-Pollino (Form. Di Trentinara); Paleocene-Eocene inf.**-6** Form. d'Albidona, Pollica e S. Mauro; Burdigaliano sup.-Langhiano **-7** Form. di Bifurto e Cerchiara; Acquitaniano- Burdigaliano inf. **-8** Unità Nord-calabrese; Malm-Oligocene **-9** Unità Alburno-Cervati-Pollino; Lias medio- Cretacico sup. sup. **-10** Unità Monti della Maddalena; Trias sup.-Lias inf.**-11** Unità Monte Foraporta; Trias sup- Giurassico **-12** Unità Bulgheria-Verbicaro; Trias sup.-Cretacico **-13** sovrascorrimenti **-14** faglie

Fig. 4.1 Schema geologico dell'area compresa tra Sapri e la foce del fiume Noce (da BONARDI *et alii*, 1988b; modificato)

La Formazione di Trentinara costituisce, anche, la sommità del rilievo del M.te Coccovello (1505 m), una monoclinale con strati immergenti verso NE, che tendono al rovesciamento (COTECCHIA *et alli*, 1990).

Lungo la costa tra T^re dei Crivi e Fiumicello affiorano, invece, i calcari mesozoici in *facies* di piattaforma della stessa unità, che costituiscono l'ossatura del M.te La Serra (1083 m) e del Mte. Coccovello.

Nel settore a Sud della Valle di Maratea, tra il porto e Porticello di Castrocucco, affiorano principalmente i termini del Trias e del Lias inferiore, prevalentemente di natura dolomitica, dell'Unità Bulgheria-Verbicaro (BONARDI *et alii*, 1988b).

Affioramenti dell'Unità Alburno- Cervati- Pollino sono presenti nell'area del porto di Maratea ed in finestra tettonica a Massa-Capo Iannizzo.

ASSETTO GEOLOGICO-STRUTTURALE DELLA VALLE DI MARATEA

La valle di Maratea (foto 4.1) è caratterizzata da un assetto geologico-strutturale peculiare, responsabile dell'instaurarsi al suo interno di diffusi fenomeni di instabilità; per tale motivo essa è stata oggetto di studio da parte di diversi Autori, che hanno tentato di ricostruirne l'evoluzione durante il Quaternario.

Di seguito sono descritte le principali caratteristiche geologico-strutturali della valle e gli eventi evolutivi che l'hanno interessata, in riferimento a quanto riportato in letteratura.

All'interno della valle e nel tratto di costa ad essa antistante, come detto, affiora, in maniera discontinua, al di sotto di una copertura detritica quaternaria dello spessore di circa 50/60 m (COLANTONI *et alii*, 1997), il *flysch* marnoso-argilloso dell'Unità Nord-calabrese.

Il motivo tettonico principale della valle è costituito dal sovrascorrimento dell'Unità Bulgheria-Verbicaro sull'Unità Alburno-Cervati-Pollino, osservabile tra il Porto di Maratea ed il santuario di M.te S. Biagio, occorso nel corso del Miocene medio. L'assetto attuale della valle è legato ad una successiva fase tettonica distensiva e trascorrente, che è stata responsabile della sua apertura. In particolare, RIZZO (1997) ipotizza che la valle rappresenti l' "apertura di una struttura di tipo *fault bend pull-apart* generata dalla curvatura normal-trascorrente destra della linea del Pollino".

Dislocazioni caratterizzate da una notevole componente trascorrente sarebbero responsabili, secondo COLANTONI *et alii* (1997) e AIELLO *et alii* (2005), della sovrapposizione dell'Unità Bulgheria- Verbicaro sul flysch dell'Unità Nord-calabrese e del contatto di quest'ultimo con l'Unità Alburno-Cervati-Pollino. I rapporti di sovrapposizione fra queste unità sono stati osservati anche da COTECCHIA *et alli* (1990). La sovrapposizione dell' Unità Nord-calabrese sull'Unità Alburno- Cervati- Pollino è stata osservata a Passo Colla.

Velocità differenziali durante la tettonica trascorrente avrebbero, inoltre, prodotto fagliazione normale e l'ampliamento strutturale della valle (AIELLO *et alii*, 2005).

Insieme a fenomeni transpressivi (apertura del *pull-apart*), prevalenti nella maggior parte della valle, a Nord della valle, dove i massicci carbonatici vengono in contatto (blocco calcareo di Sud sovrapposto a quello di NE), secondo RIZZO (1997), si sono generati limitati fenomeni transpressivi con formazione di strutture ad *horse*.

Le faglie generatesi durante la fase distensiva sono rappresentate in destra idrografica della valle dalla faglia diretta (con una probabile componente trascorrente; AMELIO *et alii*, 1997), orientata NE-SW, che borda il rilievo di M.te

La Serra, ed, in sinistra idrografica della valle, principalmente dalla faglia diretta a direzione N-S, che borda il versante di M.te Crivo (foto 4.2), che sarebbe la più attiva (RIZZO, 1997), e da altre due faglie orientate NE-SW.

La delineazione strutturale della valle è avvenuta in un momento del Pleistocene "non meglio precisabile" per COLANTONI *et alii* (1997). AMELIO *et alii* (1997)

foto 4.1 Vista dall'alto della valle di Maratea

foto 4.2 Il versante strutturale di M.te Crivo

ipotizzano, in ogni caso, l'esistenza di una valle, più stretta dell'attuale ed "in apertura tettonica" già nel Pleistocene medio. La valle è, invece, già aperta nell'intervallo tra il Calabriano ed il Pliocene medio per PALMENTOLA *et alii* (1980).

La tettonica responsabile dell'apertura della valle ha determinato, secondo GUERRICCHIO *et alii* (1987a, b), i presupposti per l'instaurarsi di fenomeni gravitativi profondi di tipo "*sackung*", osservati in sinistra idrografica della valle, principalmente sui suoi margini meridionali, a monte dell' abitato di Maratea. Tali movimenti sono associati ad imponenti crolli, quali quello su cui sorge parte del centro storico di Maratea.

Le deformazioni gravitative profonde sono state accompagnate da movimenti franosi, più superficiali, che hanno interessato i terreni argillosi dell'Unità Nord-calabrese, su cui sono scivolati i blocchi carbonatici di grosse dimensioni, provenienti dai massicci sovrastanti e dallo smembramento delle brecce di versante quaternarie (GUERRICCHIO *et alii*, 1987a).

I fenomeni gravitativi profondi sarebbero inattivi da molto tempo (RIZZO, 1997), i movimenti franosi più superficiali sarebbero, invece, ancora in atto, come testimoniato dalle misure delle deformazioni effettuate nel centro storico di Maratea (GUERRICCHIO *et alii*, 1987b; RIZZO, 1997), per la presenza di una tettonica ancora attiva e avrebbero subito delle accelerazioni in corrispondenza dell'evento tettonico verificatosi nel 1982 nel Golfo di Policastro (RIZZO, 1997; AIELLO *et alii*, 2005).

Riguardo al momento temporale in cui i movimenti gravitativi (sia profondi che superficiali) sarebbero iniziati, non esistono in letteratura dei vincoli cronologici assoluti. L'assenza sulla costa antistante alla valle dei livelli marini rinvenuti nei settori di costa contigui ed ascritti al Tirreniano da CAROBENE & DAI PRA (1991), ha indotto, però, COLANTONI *et alii* (1997) ha ipotizzare che il materiale detritico che la riempie sia stato dislocato dopo il *substage 5e*. In particolare, l'inizio del movimento traslativo si sarebbe avuto durante la "regressione marina wurmiana" (AMELIO *et alii*, 1997; COLANTONI *et alii*, 1997), per un'accentuata instabilità dei versanti carbonatici, particolarmente di quelli in sinistra idrografica della valle, a causa di una forte erosione regressiva. Il momento di diffusa instabilità, nel quale si sono verificati i movimenti franosi più rilevanti, si sarebbe verificato, invece, successivamente, sempre nel corso del Pleistocene superiore, nel "Neo-Tirreniano"[23] per AMELIO *et alii* (1997), nel "tardo-wurm" per RIZZO (1997), e sarebbe stato innescato da attività sismica.

Per quanto riguarda la formazione dei detriti interessati dai movimenti, COLANTONI *et alii* (1997) ritengono che quella delle "masse detritiche principali" sia avvenuta, anch'essa, successivamente al *substage 5e*, in quanto al di fuori dell'imboccatura della valle le stesse brecce poggiano sui terrazzi marini ascritti a tale *substage*.

[23] Con tale termine BONIFAY (1975) si riferisce ad uno dei sottopiani del Tirreniano, di circa 70 ka di età. Gli Autori sembrano, però, qui riferir ad un periodo temporale più recente.

I movimenti gravitativi osservati nella valle di Maratea sono stati messi in relazione anche con l'evoluzione della piattaforma continentale antistante alla valle (COLANTONI *et alii*, 1997). I movimenti nel settore emerso sarebbero stati favoriti dallo scalzamento al piede per erosione e franamenti, in ambiente subacqueo, delle masse detritiche presenti, favorito dalla presenza di un canyon sottomarino (Canyon di Maratea), in connessione con l'attività tettonica, principalmente nel corso di uno stazionamento basso del livello marino. Profili sismici a riflessione ad alta risoluzione hanno messo, inoltre, in evidenza la presenza di sequenze tardo-pleistoceniche ed oloceniche deformate da faglie normali ed interessate da franamenti sottomarini (AIELLO *et alii*, 2005).

4.2 Analisi geomorfologica e stratigrafica delle successioni quaternarie affioranti lungo la costa di Maratea

Per semplicità di esposizione, l'area qui in esame è stata suddivisa da Nord a Sud in 6 settori (fig. 4.2).

Nel tratto di costa immediatamente antistante la Valle di Maratea, che presenta un assetto geologico-strutturale peculiare, complicato dalla presenza delle già citate deformazioni gravitative profonde, non sono state rilevate morfologie marine. Tale settore non verrà, dunque, di seguito analizzato.

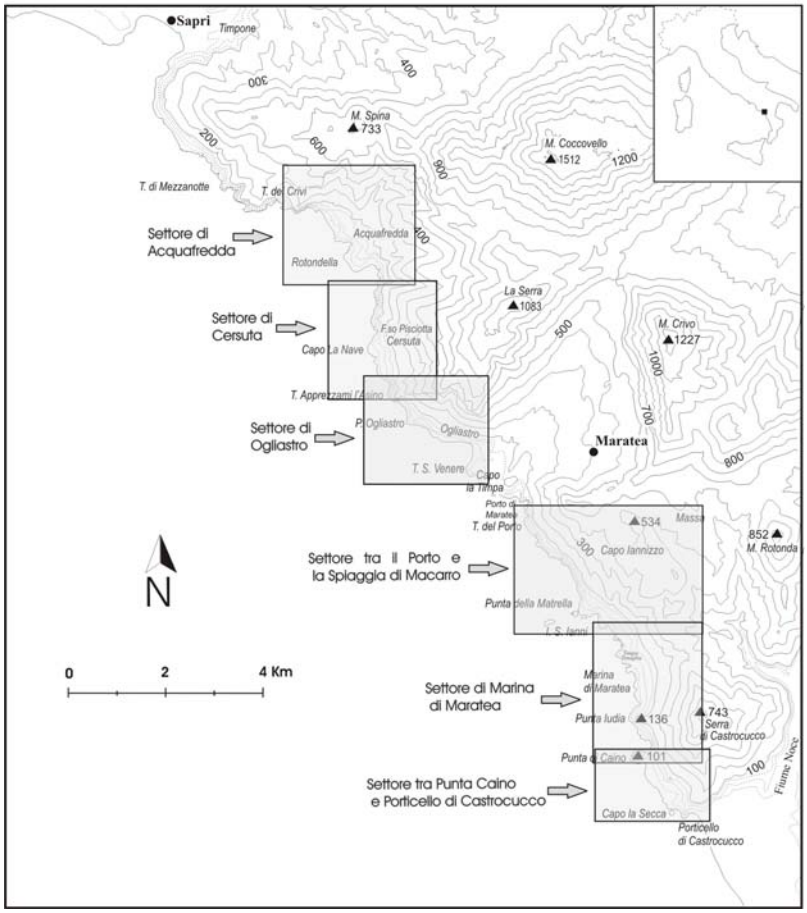


Fig.4.2 Quadro di insieme delle carte topografiche in scala 1:5000 interessate dall'analisi geomorfologica

4.2.1 Acquafredda

In quest'area sono riconoscibili due generazioni di conoidi terrazzate e reincise dai corsi d'acqua (fig. 4.3)

Procedendo da Nord verso Sud, sono individuabili le conoidi di Spiaggia Luppa, la conoide di V.ne di Fontana-V.ne dei Pozzi, la conoide di canale degli Zingari e la conoide di Rotondella, caratterizzate da morfologie terrazzate fra loro diversificate (vedi oltre).

Queste conoidi poggiano ai piedi di due porzioni di un versante strutturale orientato NW-SE. Fra queste due porzioni, quella localizzata in destra orografica del V.ne di Fontana è rappresentata al piede da isoipse che mostrano un andamento sinusoidale in pianta, ad indicare, un suo rimodellamento ad opera del mare. Questa parte bassa del versante è, cioè, assimilabile, per la sua morfologia, ad una "paleobaia". Allo stesso stazionamento del livello del mare responsabile della delineazione della paleobaia è legato anche il modellamento di una parete verticale, visibile sempre in destra orografica del V.ne di Fontana, tagliata nella successione carbonatica su cui sorge parte dell'abitato di Acquafredda, ed avente il suo piede a circa 70 m s.l.m. (foto 4.3). Tale parete verticale è interpretabile come una paleofalesia bordante la paleobaia.

Il modellamento di queste paleoforme marine è avvenuto nel corso di uno stazionamento relativo del livello del mare precedente alla formazione delle conoidi, che seppelliscono queste morfologie.

Fra le conoidi, solo quella reincisa dal V.ne di Fontana mostra un ampio bacino di alimentazione ed è interpretabile come una vera e propria conoide fluvio-torrentizia, le altre, come quelle presenti a Spiaggia Luppa, sono alimentate da brevi corsi d'acqua e sono interpretabili come corpi misti da gravità e da flusso idrico[24].

Per il corpo deposizionale che costituisce il promontorio di Rotondella, che si estende da 100 m di quota fino all'attuale livello del mare, risulta difficile individuare il bacino di alimentazione; il corso d'acqua che si trova a monte e che sfocia nella Spiaggietta del Porticello non è, infatti, tale da giustificare un corpo di così ampie dimensioni. Questo lembo deposizionale non è, quindi, compatibile con l'attuale assetto orografico. Per la sua deposizione bisogna immaginare una differente paleogeografia, anche in considerazione della notevole tettonizzazione che interessa il deposito. Il deposito di Rotondella è un conglomerato stratoide, fortemente cementato e clastosostenuto, costituito da clasti carbonatici smussati di colore grigio chiaro delle dimensioni da centimetriche a decimetriche in matrice spesso arrossata (foto 4.4). Questo deposito è interessato da numerose faglie e fratture ad orientazione sia appenninica che antiappenninica, responsabili anche della forma quadrangolare del promontorio, che mostra un chiaro controllo strutturale. Faglie normali e fratture con direzioni prevalenti N120, N140, N40 e

[24] Ci si riferisce con questi termini a corpi deposizionali situati ai piedi di ripidi versanti ed allo sbocco di strette e brevi valli, che costituiscono dei *talus* detritici continui formati da livelli la cui messa in posto è avvenuta ad opera dei corsi d'acqua e da livelli depositatisi per processi gravitativi. Tali corpi sono caratterizzati da conglomerati stratificati che presentano livelli a clasti scarsamente arrotondati e frequenti livelli a clasti spigolosi.

N60 e subordinate N20, sono visibili lungo il promontorio; un liscione di faglia con direzione N20 è visibile lungo la SS18 (foto 4.5). A causa di questa forte tettonizzazione il deposito risulta in più punti basculato, con strati caratterizzati da giacitura variabile, inclinati fino a 20°.

La deposizione dei conglomerati di Rotondella è avvenuta precedentemente alla formazione della conoide di V.ne di Fontana; la sovrapposizione fra i due depositi è chiaramente visibile all'estremità settentrionale della Spiaggia di Grotta della Scala.

La configurazione come alto strutturale del promontorio di Rotondella e la prosecuzione del deposito che costituisce la conoide sotto il livello attuale del mare sono ben evidenti anche nella batimetria dell'area sommersa ad esso antistante (carta batimetrica di TOCCACELI, 1992).

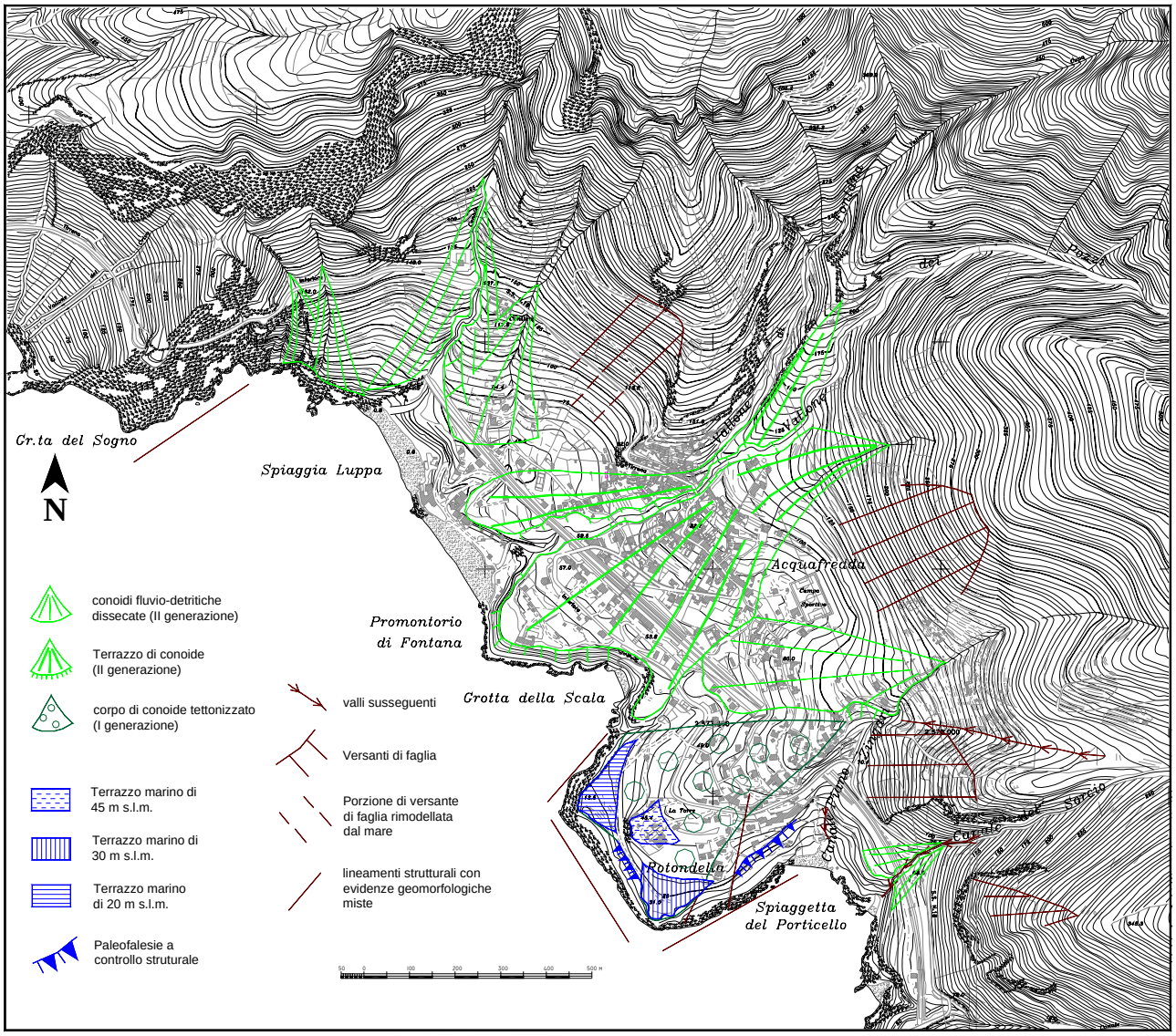


Fig.4. 3 Carta geomorfologica del settore di Acquafredda

Il promontorio di Rotondella è stato rimodellato più volte dal mare; su di esso si rinvengono tre lembi di terrazzi con orlo interno posto rispettivamente a circa 45, 30 e 20 m s.l.m. (foto 4.6). A tali lembi non sono associati depositi e l'origine marina è ipotizzata sulla base della loro continuità laterale con terrazzi marini rinvenuti in settori costieri posti più a Sud alla stessa quota (cfr. paragrafi successivi). Allo stazionamento del livello del mare responsabile della formazione del terrazzo di 20 m s.l.m. è correlabile anche una piattaforma d'abrasione che si rinviene alla stessa quota alla base di una paleofalesia strutturale orientata NE-SW, visibile sul fianco sudorientale del promontorio.

Sulle conoidi di Spiaggia Luppa e di V.ne di Fontana non sono visibili tracce di stazionamenti del livello del mare. I loro depositi, che si raccordano anch'essi ad un livello di base più basso dell'attuale, si rinvengono, invece, al di sopra delle morfologie marine di più bassa quota (foto 4.7), ad indicare che questi corpi si sono formati successivamente alle linee di riva più recenti. Al piede, le conoidi di Spiaggia Luppa sono, inoltre, tagliate da pareti verticali, in corso di evoluzione a partire dal picco massimo della trasgressione Versiliana.

Al di sotto della quota di 20 m s.l.m., morfologie e depositi d'origine marina sono visibili in tutto il tratto di costa considerato.

foto 4.3 La paleofalesia con piede a 70 m s.l.m. di Acquafredda

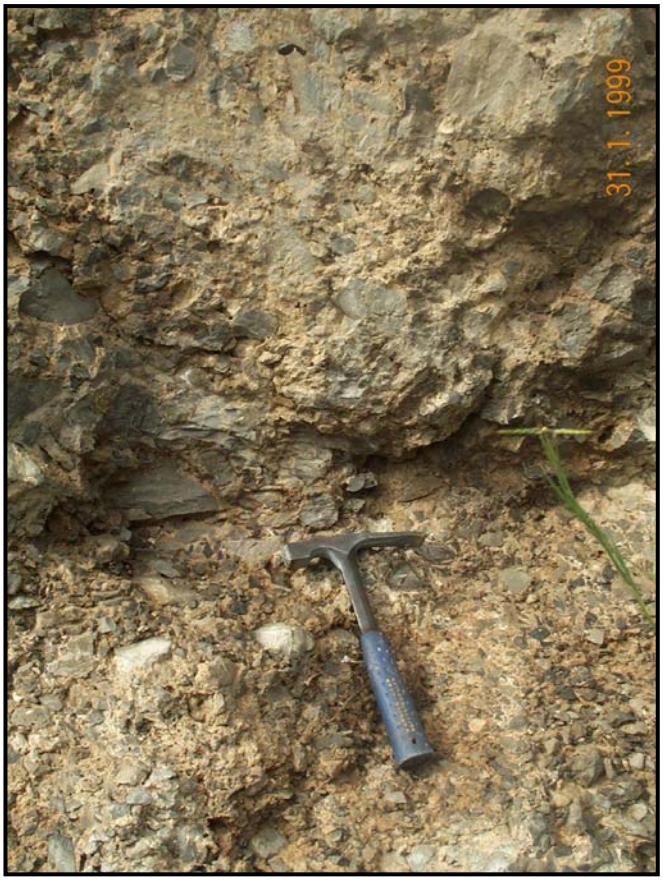


foto 4.4 Conglomerati di Rotondella

foto 4.5 Liscione di faglia nei conglomerati di Rotondella

foto 4.6 Il terrazzo di 45 m s.l.m. visibile sul promontorio di Rotondella

foto 4.7 I depositi delle conoidi di spiaggia Luppa poggianti sulle piattaforma di circa 3 m s.l.m..

SPIAGGIA LUPPA

Lungo il tratto di costa rocciosa posto immediatamente a Nord di Spiaggia Luppa, una piattaforma d'abrasione taglia le dolomie con rudiste dell'Unità Alburno-Cervati Pollino qui affioranti; di questa non è visibile l'orlo interno, perché coperto da depositi più recenti, l'orlo esterno è situato a circa 3 m s.l.m.. Su questa piattaforma (fig. 4.4a) si rinviene una puddinga eterometrica composta da ciottoli carbonatici di dimensioni anche metriche, che presenta a luoghi sacche arenitiche, in alcuni punti arrossate. La puddinga ha uno spessore di circa 1 m. A volte essa è direttamente coperta da conglomerati stratoidi a clasti carbonatici da angolosi a spigolosi in abbondante matrice arentica di colore rosso, propri delle suddette conoidi; altre volte passa verso l'alto ad una calcarenite organogena di colore giallino, che assume in alcuni punti una colorazione rosa, costituita da

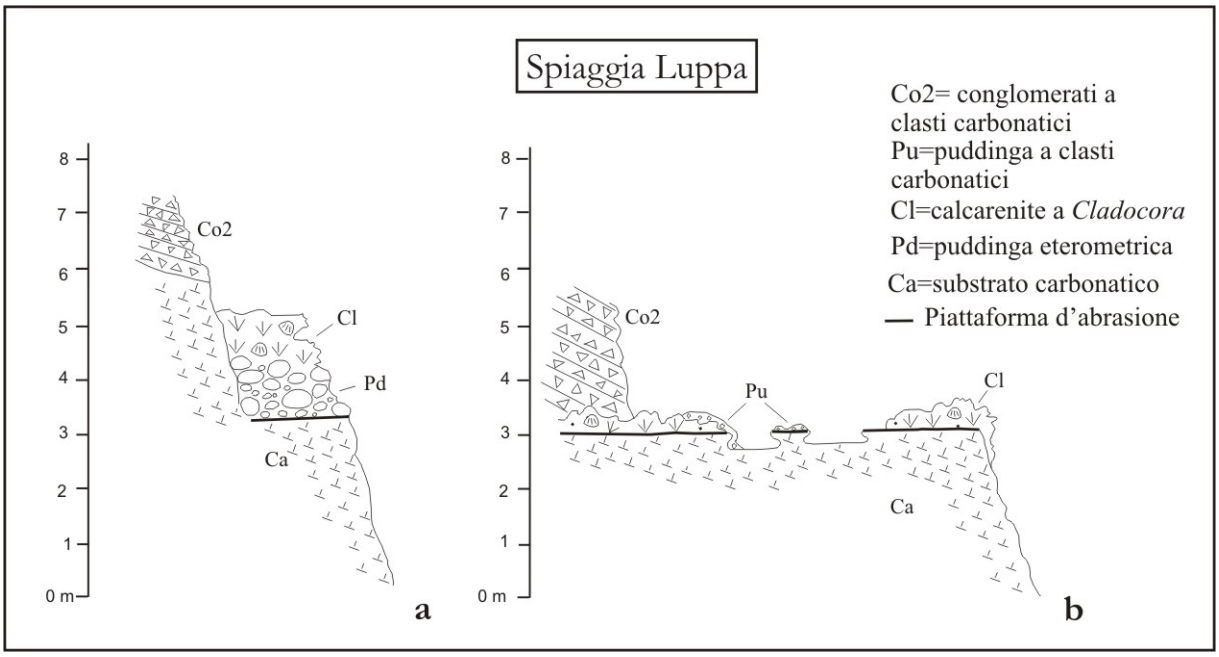


Fig.4.4 Profili schematici dei depositi e delle morfologie affioranti presso Spiaggia Luppa

abbondanti alghe, frammenti di echinidi, gusci di molluschi in frammenti, gusci interi (tra cui sono riconoscibili dei gusci di *Patella*, *Arca*, *Pecten* e *Spondylus*) e cespi di *Cladocora caespitosa*, in alcuni punti in posizione di vita. Il contatto tra questi ultimi due depositi non è marcato da una chiara superficie di discontinuità, ma il passaggio verso l'alto dall'uno all'altro sembra graduale, ad indicare l'assenza di un episodio di emersione fra i due. La frazione arenitica arrossata, presente in sacche all'interno della puddinga, deriva probabilmente dalla rielaborazione ad opera del mare di un deposito alteratosi durante un precedente episodio di continentalità.

Il deposito organogeno raggiunge la quota massima di circa 5,5 m s.l.m.. Litodomi si rinvengono nel deposito organogeno e nelle dolomie (foto 4.8 e 4.9). In alcuni punti, verso l'alto la calcarenite organogena presenta un marcato arrossamento e passa ad un paleosuolo rosso che contiene anche clasti costituiti da

cespi di *Cladocora* e materiale piroclastico. Il paleosuolo è superiormente troncato dai conglomerati di conoide, sotto cui sparisce.

Un campione di *Cladocora caespitosa* (SL1)è stato prelevato dal deposito organogeno a circa 4,5 m s.l.m.. Le analisi quantitative eseguite su questo campione hanno fornito un contenuto di calcite pari al 9 %; non è stato possibile, dunque, sottoporlo a datazioni $^{230}Th/^{234}U$.

In prossimità di Spiaggia Luppa lembi del deposito a *Cladocora* si rinvengono direttamente su una piattaforma d'abrasione tagliata nelle dolomie (fig. 4.4b) situata a circa 3 m s.l.m.. Questa piattaforma, che appare piuttosto ampia non ha un orlo interno chiaramente esposto; tuttavia, esso si può collocare a circa 3 m s.l.m., in quanto la superficie è caratterizzata da debole inclinazione.

foto 4.8 Fori di litodomi nel substrato carbonatico a Spiaggia Luppa

foto 4.9 Particolare del deposito organogeno affiorante a spiaggia Luppa

Sui lembi del deposito a *Cladocora* e sulle dolomie poggiano delle placche di una puddinga carbonatica, costituita da ciottoli di dimensioni da millimetriche a centimetriche. Queste placche si rinvengono anche all'interno di vasche[25] scavate nella piattaforma. Le puddinghe sono legate ad un livello del mare successivo a quello correlabile con il deposito a *Cladocora*; tale deposito doveva, infatti, essere già emerso al momento della deposizione delle puddinghe. Mancando qui dei precisi indicatori batimetrici correlabili con la *Cladocora* e con le puddinghe, per entrambi gli stazionamenti del livello del mare, responsabili della loro deposizione, non è possibile stabilire la quota.

Per quanto riguarda lo stazionamento relativo del livello del mare responsabile del modellamento delle piattaforme di 3 m s.l.m. e della deposizione della puddinga eterometrica a grossi ciottoli, ad esso correlabile, va riferito ad un momento cronologico sicuramente precedente alla messa in posto del deposito a *Cladocora*, probabilmente non molto più antico (vedi oltre).

A Spiaggia Luppa, un terrazzo marino è visibile anche alla quota di 12-10 m s.l.m.; esso è tagliato nelle dolomie del substrato ed è coperto dai conglomerati di conoide. E', inoltre, presente una grotta, che mostra pareti intensamente forate da litodomi e tagliata da solchi tidali alle quote di circa 3,7 e 3 m s.l.m.. Una fascia di fori di litodomi con top orizzontale è, inoltre, visibile a circa 8 m s.l.m..

All'esterno della grotta, un solco è presente anche a 1 m s.l.m..

Sulla base di considerazioni altimetriche, il terrazzo di 12-10 m s.l.m. testimonia uno stazionamento relativo del livello del mare antecedente a quello indicato dalla fascia di fori di litodomi di 8 m s.l.m. e dai solchi di 3,7, 3 e 1 m s.l.m..

PROMONTORIO DI FONTANA

Ci si riferisce con questo toponimo al promontorio compreso tra Spiaggia Luppa e la Spiaggia di Grotta della Scala.

Anche qui si rinviene la calcarenite organogena con cespi di *Cladocora*. A differenza di quello affiorante più a Nord, questo deposito presenta al suo interno anche ciottoli grigi arrotondati di natura carbonatica. Esso affiora in alcuni punti a partire dal livello del mare, in altri punti poggia, invece, su conglomerati carbonatici clastosostenuti, assimilabili a quelli della conoide di Rotondella (fig. 4.5).

Ad una quota di circa 3,5 m s.l.m. sul deposito a *Cladocora* si rinviene una puddinga costituita da ciottoli prevalentemente carbonatici (include anche rari ciottoli di altra natura) in matrice arenitica grigia (foto 4.10). Questa si presenta a volte in piccole placche, altre volte forma corpi che raggiungono circa 2 m di spessore a stratificazione piano-parallela; all'interno di questi ultimi sono presenti spesso gusci di lamellibranchi ben conservati (come *Glycymeris*) (foto 4.11). La puddinga passa verso l'alto e lateralmente a delle areniti grigie che mostrano nella parte alta segni di bioturbazione.

[25] Tali vasche non sono da considerarsi intertidali, in quanto essendo il sito piuttosto esposto al moto ondoso, possono essersi originate anche nella zona supratidale (cfr. p. 2.2.1)

Il contatto tra il deposito organogeno a *Cladocora* e la sovrastante puddinga non è chiaro; tuttavia, al di sotto della puddinga, è ipotizzabile la presenza di una piattaforma d'abrasione che taglia la calcarenite organogena a *Cladocora*, dal momento che quest'ultima mostra un top planare e suborizzontale.

Vasche di corrosione sono presenti sulla piattaforma che taglia il deposito a *Cladocora*. La formazione di tali vasche è probabilmente da legare all'attività del mare attuale che le riempie nei giorni di tempesta (sono, cioè, delle vasche supratidali attive).

Su un guscio di *Glycymeris* prelevato dalla puddinga CAROBENE & DAI PRA (1991) hanno eseguito misure di racemizzazione che hanno fornito un valore dell'epimerizzazione dell'isoleucina di 0,437, proprio dell'aminozona E, corrispondente al piano marino Eutirreniano.

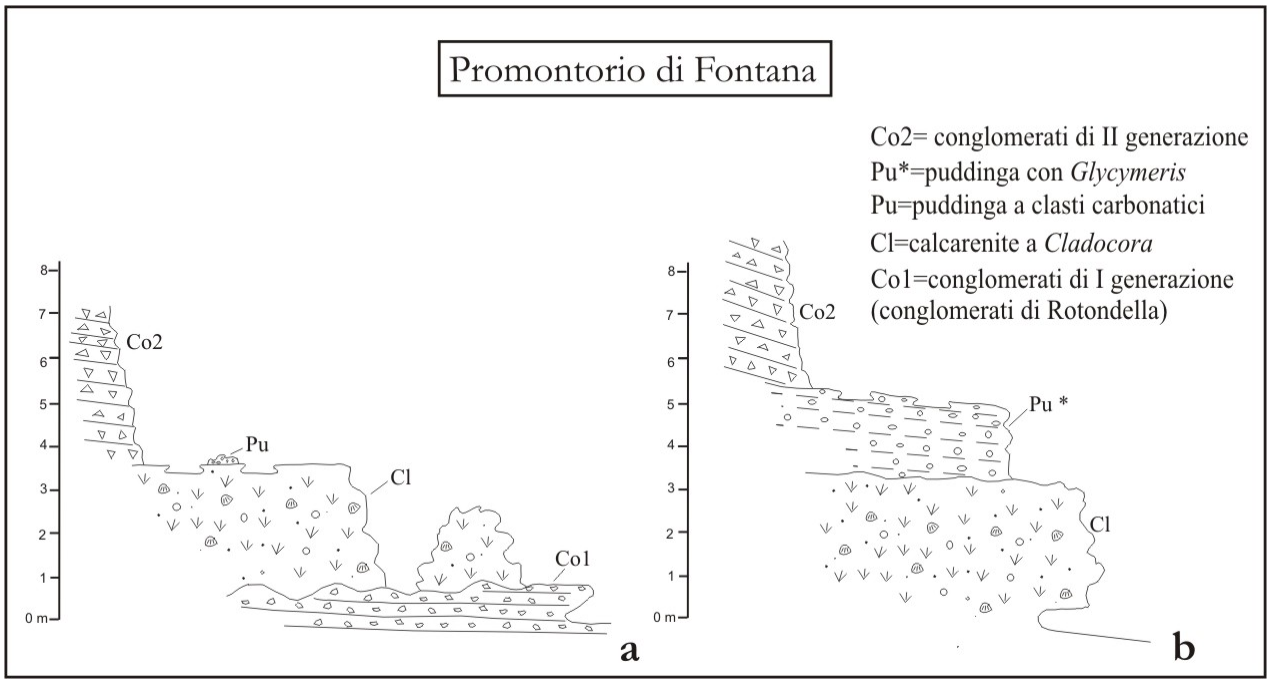


Fig.4.5 Profili schematici dei depositi e delle morfologie affioranti presso il promontorio di Fontana

Verso la spiaggia di Grotta della Scala, alla base del deposito a *Cladocora* é presente, come a Spiaggia Luppa, una puddinga eterometrica con grossi ciottoli che passa verso l'alto ad un deposito costituito da ciottoli di dimensioni millimetriche (fig. 4.6a). La puddinga ed il deposito organogeno affiorano a partire dall'attuale livello del mare fino ad una quota massima di circa 6,5 m s.l.m. e poggiano contro i conglomerati più antichi (conglomerati di Rotondella), fratturati e basculati, con strati immergenti a NNW, inclinati fino a 20°.

Tutta la successione marina è interessata da una serie di fratture ch controllano lo sviluppo della falesia attuale.

foto 4.10 Puddinga affiorante lungo il Promontorio di Fontana.

foto 4.11 Particolare della puddinga affiorante lungo il Promontorio di Fontana

Tra le puddinghe e la biocostruzione a *Cladocora* non è evidente una superficie di discontinuità; una trasgressione, probabilmente piuttosto rapida, è ipotizzabile, successivamente alla deposizione della puddinga, che ha permesso la messa in posto del deposito a *Cladocora*. Perché si sviluppi la *Cladocora*, bisogna, infatti, necessariamente considerare una profondità maggiore rispetto a quella alla quale si sono depositate le puddinghe, che indicano, per le loro caratteristiche (deposito tipo "piede di falesia"), una profondità prossima al livello del mare.

Per quando riguarda la profondità a cui si è sviluppata la biocostruzione a *Cladocora caespitosa*, va detto che questo corallo, che ha una distribuzione ecologica molto ampia, popolando sia i fondali sabbiosi che rocciosi o ciottolosi del Mediterraneo, sia siti esposti a forti correnti o al moto ondoso che siti caratterizzati da acque tranquille, sia acque poco profonde che profonde, fino a -50 m (SCHILLER, 1995), non raggiunge mai la superficie dell'acqua. Una profondità non inferiore a -2 m deve essere considerata per il suo sviluppo. E', infatti, segnalata attualmente a partire da -4 m (PEIRANO *et alii,* 2004*;* KRUŽIĆ & POŽAR-DOMAC, 2003), ma anche da -2 m; SCHILLER (1995) segnala nel Golfo di Trieste delle colonie su fondali ciottolosi tra -2 e –5 m. Essa è, inoltre, considerata più rara tra -10 e -40 m (PEIRANO *et alii*, 2004).

La *Cladocora caespitosa* è segnalata attualmente anche lungo tutta la costa di Maratea, in alcuni punti a profondità comprese tra le isobate di -10 e -20 m; in altri tra l'isobata dei -20 m e quella dei -30 m (GUIDA CARTOGRAFICA di MARATEA).

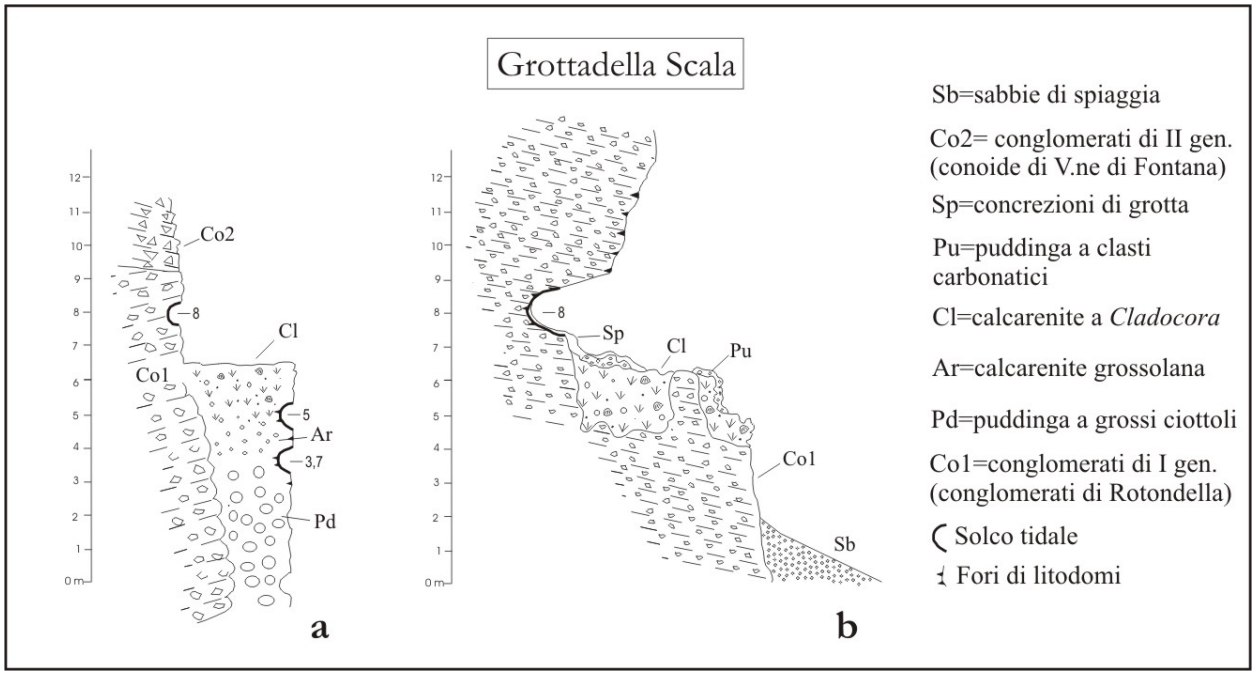


Fig.4.6 Profili schematici dei depositi e delle morfologie affioranti presso Grotta della Scala

La presenza, al di sotto della biocalcarenite, delle puddinghe, che costituiscono, qui come a Spiaggia Luppa, il fondale ciottoloso al momento della crescita della *Cladocora*, unitamente ad altre osservazioni, quali la presenza al di sotto delle puddinghe della piattaforma d'abrasione (a Spiaggia Luppa), nonché il rinvenimento all'interno della biocalcarenite di ciottoli (testimonianti la prossimità della costa e, forse, anche degli apporti continentali), inducono a considerare, come

sostenuto anche da CAROBENE & Dai PRA (1991), che la *Cladocora* non si è sviluppata in acque molto profonde.

Due stretti solchi tidali, con punti di massima concavità posti rispettivamente a 5 e 3,7 m s.l.m., tagliano il deposito marino e sono riferibili a due successivi stazionamenti del livello del mare.

Un più ampio solco con punto di massima concavità a circa 8 m s.l.m. è, inoltre, tagliato nei conglomerati di Rotondella; questo è ascrivibile ad uno stazionamento del livello del mare, precedente a quelli di 5 e 3,7 m s.l.m..

Una serie di sgrottamenti a sviluppo orizzontale e solchi tidali allineati si rinviene alla quota di 8 m s.l.m. anche a Sud della spiaggia di Grotta della Scala, lungo la parete che borda a NW il promontorio di Rotondella. Essi sono tutti tagliati nei conglomerati antichi, che appaiono qui fortemente concrezionati.

All'estremità Sud della spiaggia, all'interno di uno sgrottamento, è osservabile da vicino uno di questi solchi; su di esso sono presenti fori di litodomi, che si rinvengono anche a quote superiori, fino a circa 12 m s.l.m. (fig. 4.6 b). Una calcarenite organogena con *Cladocora*, trasgressiva sui conglomerati di Rotondella è visibile fino a circa 7- 6,5 m s.l.m., alla base del solco. Puddinghe poligeniche, che presentano sia livelli a clasti prevalenti, sia livelli con clasti immersi in matrice arenitica grigia, sono presenti sul deposito a *Cladocora*. Queste puddinghe hanno qui uno spessore ridotto (non raggiungono il punto di massima concavità del solco) e sono ricoperte da concrezioni di grotta. Lateralmente, le puddinghe, che contengono anche gusci di *Spondylus*, sono presenti con maggiori spessori anche all'interno di un altro sgrottamento che è stato, forse, al momento della deposizione delle puddinghe, completamente invaso dal mare, in quanto le sue pareti sono intensamente forate da litodomi. Sulle puddinghe, che nella parte più alta appaiono arrossate, sono presenti dei livelli di brecce a clasti carbonatici in abbondante matrice rossa. Speleotemi, testimonianti una successiva fase di morfogenesi continentale in ambiente di grotta, tappezzano le puddinghe e le brecce.

Le puddinghe sono riferibili in base alla loro posizione stratigrafica ad un livello marino successivo alla biocalcarenite a *Cladocora*, forse correlabile con il solco di 8 m s.l.m..

La deposizione delle brecce sovrastanti le puddinghe è probabilmente avvenuta nell'ambito dello stesso episodio di continentalità che ha prodotto i conglomerati della conoide di V.ne di Fontana.

Sempre presso la spiaggia di Grotta della Scala, alla quota di circa 12-10 m s.l.m. è visibile l'orlo interno di una piattaforma d'abrasione tagliata nei conglomerati di Rotondella, a testimonianza di un ulteriore stazionamento del livello del mare, precedente a tutti quelli indicati dai solchi tidali descritti sopra (di 8, 5 e 3,7 m s.l.m.).

ROTONDELLA

A Rotondella, un ampio terrazzo d'abrasione, con orlo interno posto a circa 5- 4, 5 m s.l.m. (fig. 4.7), la cui superficie è disarticolata da vasche costiere, si rinviene in prossimità della punta del promontorio, alla base di una paleofalesia strutturale. La paleofalesia e la piattaforma sono tagliate entrambe nei conglomerati che costituiscono il promontorio. La paleofalesia è, inoltre, forata da litodomi fino a circa 8,4 m s.l.m., legati ad un livello del mare relativo più alto di quello di 5-4,5 m s.l.m..

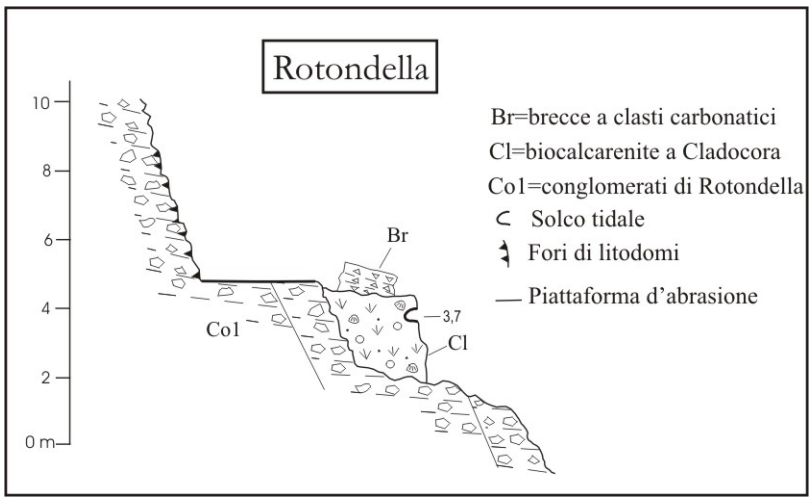


Fig.4.7 Profilo schematico dei depositi e delle morfologie affioranti presso il promontorio di Rotondella

Una calcarenite organogena di colore giallo, delle dimensioni di un'arenite, fortemente ricristallizzata, costituita da clasti carbonatici, da frammenti di gusci di conchiglie e caratterizzata in alcuni punti dalla presenza di gusci interi di lamellibranchi e gasteropodi e di cespi di *Cladocora caespitosa*, si rinviene sui conglomerati di Rotondella a partire da circa 2 m s.l.m., fino ad una quota massima di 4,4 m s.l.m.. Questo deposito, che a luoghi è costituito quasi esclusivamente da frammenti di gusci di molluschi e presenta una clinostratificazione di pochi gradi verso mare, è spesso conservato all'interno di depressioni bordate da pareti a controllo strutturale, allungate in direzione antiappenninica (trasversali alla linea di costa), interpretabili come delle paleocale.

In alcuni punti, anche il deposito organogeno è interessato da faglie orientate, però, in senso appenninico (prevalentemente N150).

Il deposito organogeno testimonia probabilmente, anche qui, uno stazionamento relativo del livello del mare precedente a quello che ha modellato la piattaforma di 5-4,5 m s.l.m; in quanto bisogna ammettere per la sua deposizione una profondità maggiore.

Un solco tidale, con punto di massima concavità a circa 3,7 m s.l.m., taglia il deposito organogeno. Questo solco è riferibile ad uno stazionamento relativo del livello del mare successivo a quello di 5-4,5 m s.l.m..

In certi punti al di sopra del deposito marino poggiano brecce stratificate a tessitura matricesostenuta, costituite da clasti carbonatici in matrice rossa, che testimoniano un episodio di continentalità successivo probabilmente anche agli stazionamenti di 5 e 3,7 m s.l.m. Tali brecce, per le loro caratteristiche (abbondanza di matrice arrossata) e per la loro posizione stratigrafica sono correlabili con i conglomerati delle conoidi di seconda generazione (di Spiaggia Luppa e di V.ne di Fontana).

SPIAGGETTA DEL PORTICELLO

Anche a Sud del promontorio di Rotondella, a Spiaggetta del Porticello, sono conservate morfologie e depositi di origine marina. Le pareti nordoccidentali della piccola cala, bordanti la spiaggia attuale, sono tagliate nei conglomerati di Rotondella, quelle orientali nelle rocce carbonatiche dell'Unità Alburno-Cervati-Pollino; il contatto fra i due depositi passa nell'incisione del Canale degli Zingari ed è marcato da una faglia orientata NNE-SSW. Fori di litodomi si rinvengono nelle pareti carbonatiche di questa incisione fino a circa 20 m s.l.m., a testimoniare che essa è stata penetrata dal mare successivamente alla dislocazione dei conglomerati di Rotondella. Al momento della penetrazione del mare all'interno dell'incisione, la cala di Spiaggetta di Porticello doveva, inoltre, essere già delineata. La piattaforma d'abrasione di 20 m s.l.m, localizzata alla base della paleofalesia strutturale, orientata NE-SW e tagliata nei conglomerati di Rotondella, descritta all'inizio del paragrafo, testimonia lo stesso stazionamento relativo del livello del mare.

foto 4.12 Appoggio del deposito a *Cladocora* sul substrato in destra orografica del canale del Sorcio. Cl=biocalcarenite a *Cladocora*; Ca=substrato carbonatico

Una calcarenite organogena di colore giallo, costituita da frammenti di gusci, grossi gusci interi, *Cladocora caespitosa* in posizione di vita e ciottoli carbonatici di pochi centimetri di diametro, è visibile lungo il tratto di costa rocciosa che borda a Sud la spiaggia. Questo deposito poggia in alcuni punti direttamente sulle dolomie del substrato a partire da una quota di circa 3-2,5m s.l.m. (come ad esempio in destra orografica del Canale del Sorcio) (foto 4.12) e il contatto avviene attraverso una superficie suborizzontale, forse una piattaforma precedente, che costituisce il pavimento marino su cui si è impostata la *Cladocora*, come già visto a Spiaggia Luppa. In altre zone sulle dolomie del substrato, a partire da una quota prossima al livello attuale del mare, o in appoggio su di una superficie suborizzontale a circa 3-2,5 m s.l.m., è presente una puddinga eterometrica poligenica che in alcuni punti appare costituita prevalentemente da ciottoli di grosse dimensioni (diametro massimo dal cm al dm), a volte non ben arrotondati, e priva di matrice, in altri da ciottoli in abbondante matrice arenitica, in altri, ancora, alterna livelli più grossolani a livelli più fini (fig. 4.8) e passa verso l'alto ad un'arenite grigia stratificata. Questo deposito è seguito dal deposito a

Cladocora. Al contatto tra i due depositi sono spesso visibili solchi e sgrottamenti e i depositi si presentano spesso arrossati; delle lamine o lastre calcitiche orizzontali[26] sono, inoltre, presenti sia al contatto fra i due depositi, che all'interno del deposito a *Cladocora*. La formazione di queste lastre calcitiche e dei solchi e sgrottamenti è imputabile ad eventi successivi alla deposizione e all'emersione di entrambi i depositi; i solchi sono interpretabili come solchi strutturali (cfr. p. 2.2.1), dovuti a morfoselezione, le lamine calcitiche costituiscono una deposizione successiva, legata a circolazione di acque continentali.

Va notato, tra l'altro, che in questa cala è presente una sorgente sottomarina, come evidenziato dall'altro toponimo con cui è chiamata, Portacquafridda; i fenomeni legati a circolazione di acqua continentale sopra descritti, potrebbero essere connessi con questa risorgenza.

Laddove non sono presenti le suddette morfologie e i suddetti depositi, il contatto fra le puddinghe e le biocalcareniti, non appare di tipo erosivo, ma i due depositi sembrano, anche qui, in continuità.

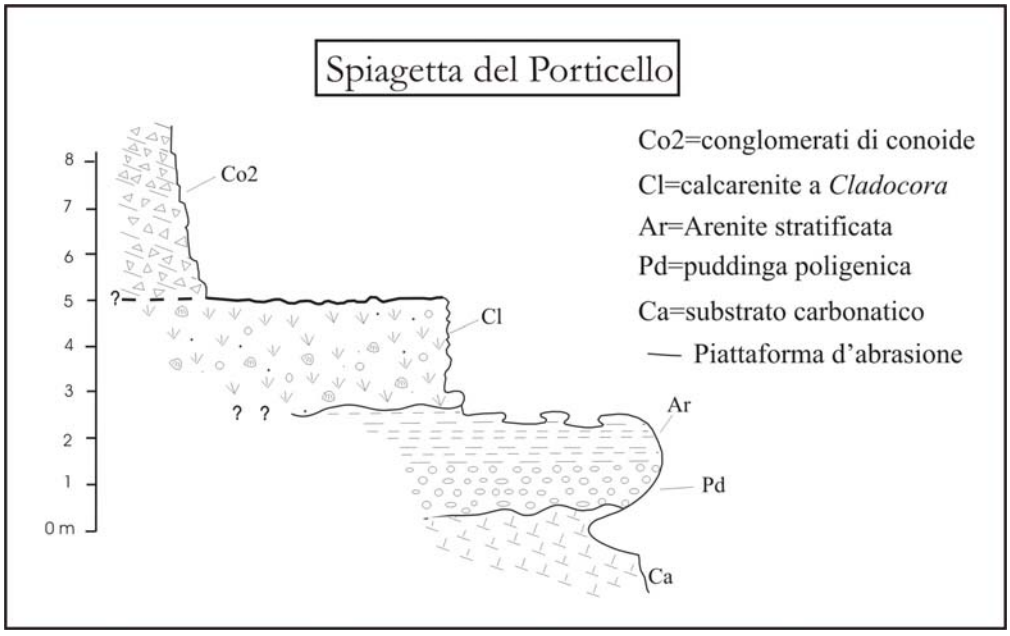


Fig.4.8 Profilo schematico dei depositi e delle morfologie affioranti presso Spiagetta del Porticello

Il deposito a *Cladocora* raggiunge, in affioramento, la quota massima di 5 m s.l.m. ed è coperto da conglomerati stratoidi a clasti carbonatici da angolosi a spigolosi in matrice rossa. Tale deposito è riferibile alla conoide presente allo sbocco di Canale del Sorcio ed è correlabile, per posizione stratigrafica, con i depositi delle conoidi di Spiaggia Luppa e V.ne di Fontana. In un punto, sotto i

[26] Una lamina calcitica di circa 6 cm di spessore è presente anche a Spiaggia Luppa ad una quota di circa 1 m s.l.m.

conglomerati è visibile un paleosuolo troncato bruno-rosso, con noduli di colore nero di Fe e Mn, che ingloba parte del deposito marino sottostante.

Alla quota di 5 m s.l.m. il deposito marino presenta una superficie suborizzontale; questa superficie è interpretabile come una piattaforma d'abrasione tagliata nel deposito a *Cladocora*, di cui non è visibile l'orlo interno perché nascosto dai conglomerati. Più o meno alla stessa quota, a riprova, poco più a Sud è visibile una piattaforma d'abrasione tagliata direttamente nelle dolomie del substrato. Queste piattaforme testimoniano uno stazionamento relativo del livello marino successivo a quello legato alla *Cladocora*.

Un campione di *Cladocora* (SP1) è stato prelevato dal deposito ad una quota di circa 4 m s.l.m.; il suo contenuto di calcite è risultato molto elevato (27,6%) e, dunque, non è stato possibile sottoporlo a datazione con il metodo $^{230}Th/^{234}U$.

SINTESI DEGLI EVENTI

Nel settore di Acquafredda è possibile individuare un primo evento di deposizione continentale (conglomerati di Rotondella) (tab. 4.1), precedente agli stazionamenti relativi del livello del mare responsabili del modellamento dei terrazzi di circa 45, 30 e 20 m s.l.m. e di quelli testimoniati da tutte le morfologie e i depositi marini di più bassa quota, avvenuto nel corso di una fase regressiva. A tale evento deposizionale è seguita una fase di forte disarticolazione tettonica del paesaggio che può essere stata responsabile anche del ribassamento di blocchi del corpo di Rotondella al di sotto del livello del mare attuale.

I rapporti di cronologia relativa tra i conglomerati di Rotondella ed il livello marino di 70 m s.l.m. (testimoniato dal rimodellamento in ambiente marino del versante strutturale e dalla paleofalesia con piede a 70 m s.l.m.) non sono, invece, chiari. Data l'incongruenza del corpo di Rotondella con l'attuale assetto orografico, i conglomerati che lo costituiscono potrebbero essersi deposti anche precedentemente alla delineazione della paleobaia.

Per quanto riguarda la cronologia relativa dei terrazzi di 45, 30 e 20 m s.l.m., il semplice criterio altimetrico induce a ritenere il più alto più antico ed il più basso più recente. Alla deposizione delle brecce hanno fatto, dunque, seguito, nell'ordine, gli episodi marini che hanno modellato i terrazzi di 45, 30 e 20 m s.l.m..

Le relazioni di cronologia relativa fra i depositi e le morfologie più basse sono più complicate da ricostruire, anche per la presenza di morfologie riferibili a diversi episodi ricorrenti a quote molto simili. In particolare, di difficile collocazione sono, le piattaforme di circa 3 m s.l.m. tagliate nelle dolomie del substrato e coperte dalla calcarenite organogena a *Cladocora caespitosa* (visibili a Spiaggia Luppa). Non chiari risultano, inoltre, i rapporti fra quest'ultimo deposito, le piattaforme di 12-10 m s.l.m. ed i solchi di 8 m.s.l.m..

Per i solchi di 8 m s.l.m. è possibile ipotizzare che il loro modellamento sia avvenuto successivamente alla messa in posto del deposito a *Cladocora*, dal momento che più a Sud morfologie erosionali poste alla stessa quota tagliano un

deposito a *Cladocora* con analoghe caratteristiche (cfr.p. 4.2.5) e che poco più a Nord, a Torre di Mezzanotte[27], CAROBENE & DAI PRA (1991) segnalano la

Eventi marini		Eventi continentali	Eventi tettonici
erosionali	deposizionali		
		conglomerati di Rotondella	
modellamento della paleobaia e paleofalesia di 70 m s.l.m. (?)			? ? fagliazione dei conglomerati di Rotondella
terrazzo di 45 m s.l.m.			
terrazzo di 30 m s.l.m.			
terrazzi di 20 m s.l.m.			
terrazzi di 12 m s.l.m.	biocalcarenite a *Cladocora*		
solchi di 8 m s.l.m.			
			fagliazione della biocalcarenite
solchi e terrazzi di 5-4,5 m s.l.m.			
solchi e terrazzi d i 3,7-3,5 m s.l.m.	puddinga	?	
solco di 3 m s.l.m.		Paleosuolo rosso	
solco di 1 m s.l.m.			
		conglomerati di II generazione	

tab.4.1 Schema riassuntivo dei principali eventi che hanno interessato il settore di Acquafredda

presenza di una biocalcarenite a *Cladocora caespitosa* che raggiunge quote superiori ad 8 m s.l.m. (fino a circa 12 m s.l.m.). Per le piattaforme di 12-10 m s.l.m. non è, invece, da escludere una loro correlazione con il deposito a *Cladocora*, anche in base a quanto osservato in altri settori della costa di Maratea (cfr p. 4.2.5). In quest'ultima ipotesi, le piattaforme di 3 m s.l.m. coperte dalla biocalcarenite a *Cladocora* sono riferibili ad un livello relativo del mare precedente

[27] I depositi e le morfologie segnalati dagli Autori in questa località non sono stati direttamente osservati poiché difficilmente raggiungibili via terra.

a quello di 12-10 m s.l.m., ma non meglio inquadrabile rispetto agli episodi marini più alti.

Tralasciando le piattaforme di 3 m s.l.m. che costituiscono il fondale su cui si è sviluppata la calcarenite organogena a *Cladocora*, la ricostruzione degli eventi proposta e quella illustrata in tab. 4.1.

In tale ricostruzione, per le linee di riva più basse, il primo stazionamento del livello del mare riconoscibile è quello di 12-10 m s.l.m. (fig. 4.9), nel corso del quale, come già anticipato, è molto probabilmente avvenuta la deposizione della *Cladocora*. A questo stazionamento ha fatto seguito quello di 8 m s.l.m., testimoniato dalla fascia di fori di litodomi e dai solchi tidali di tale quota. Successivamente a questo episodio, sono testimoniati almeno altri 4 stazionamenti relativi del livello del mare, a 5, 3,7-3,5, 3 ed 1 m s.l.m..

I solchi e le piattaforme di 5 e 3,7-3,5 m s.l.m. sono sicuramente più recenti delle piattaforme di 12-10 m s.l.m. perché tagliano il deposito a *Cladocora*; il semplice criterio altimetrico induce, inoltre, a ritenerli più giovani anche delle morfologie di 8 m s.l.m..

I solchi di 3 ed 1 m s.l.m., sono i potizzati più giovani delle morfologie di 5 e 3,7-3,5 m s.l.m. per la loro quota.

Le morfologie 3,7-3,5 m s.l.m. sono cronologicamente inquadrabili nell'Eutirreniano (*subtage 5e*) per la presenza a promontorio di Fontana, sulla piattaforma di tale quota, che taglia la *Cladocora*, delle già citate puddinghe datate da CAROBENE & DAI PRA (1991). Della cronologia assoluta delle altre linee di riva si discuterà nel paragrafo 4.5.

Al modellamento di tutte le linee di riva riconosciute ha fatto seguito, durante una fase regressiva, l'episodio continentale, testimoniato dai conglomerati delle conoidi recenti. Questi corpi, reincisi dai corsi d'acqua, possono essere riferiti, all'Ultima Glaciazione[28], in quanto coprono i depositi marini datati all'Eutirreniano e sono troncati dalla falesia versiliana.

La formazione del paleosuolo rosso con noduli di Fe-Mn, rinvenuto in alcuni punti al passaggio tra la biocalcarenite organogena ed i conglomerati delle ultime glaciazioni, riferibile ad una fase climatica calda ed umida, propria di un interglaciale, può essere avvenuta in concomitanza di uno degli stazionamenti relativi del livello del mare successivo alla biocalcarenite.

Almeno due eventi tettonici hanno interessato l'area; uno precedente alle linee di riva più alte riconosciute, responsabile della dislocazione del lembo di Rotondella, l'altro successivo alla deposizione della biocalcarenite a *Cladocora* (testimoniato dalle faglie orientate N150 che la dislocano).

La ricostruzione degli episodi marini che hanno interessato quest'area differisce da quella proposta da CAROBENE & DAI PRA (1991), non solo nel numero e nella

[28] Il termine "Ultima Glaciazione" è qui utilizzato in luogo del unità cronostratigrafica Wurm, che fa riferimento alla climatostratigrafia alpina, ed è inclusivo degli OIS 4 (Primo Pleniglaciale o Pleniglaciale A), 3 (Interpleniglaciale wurmiano) e 2 (Secondo Pleniglaciale o Pleniglaciale B). Tale termine verrà di seguito utilizzato ogni qualvolta l'assenza di vincoli cronologici non permetta una precisa attribuzione dei depositi all' OIS 4, 3 o 2.

quota degli eventi riconosciuti, ma anche da un punto di vista della loro cronologia relativa (cfr. p 3.2.1). Differenze esistono anche nella cronologia degli eventi continentali, in particolare riguardo al momento della messa in posto dei conglomerati di Rotondella. Il rinvenimento del terrazzo di 45 m s.l.m. tagliato nei conglomerati ha portato, infatti, ad "invecchiare" considerevolmente questo deposito, rispetto a quanto considerato in letteratura, dove è ritenuto semplicemente precedente alle calcareniti a *Cladocora*.

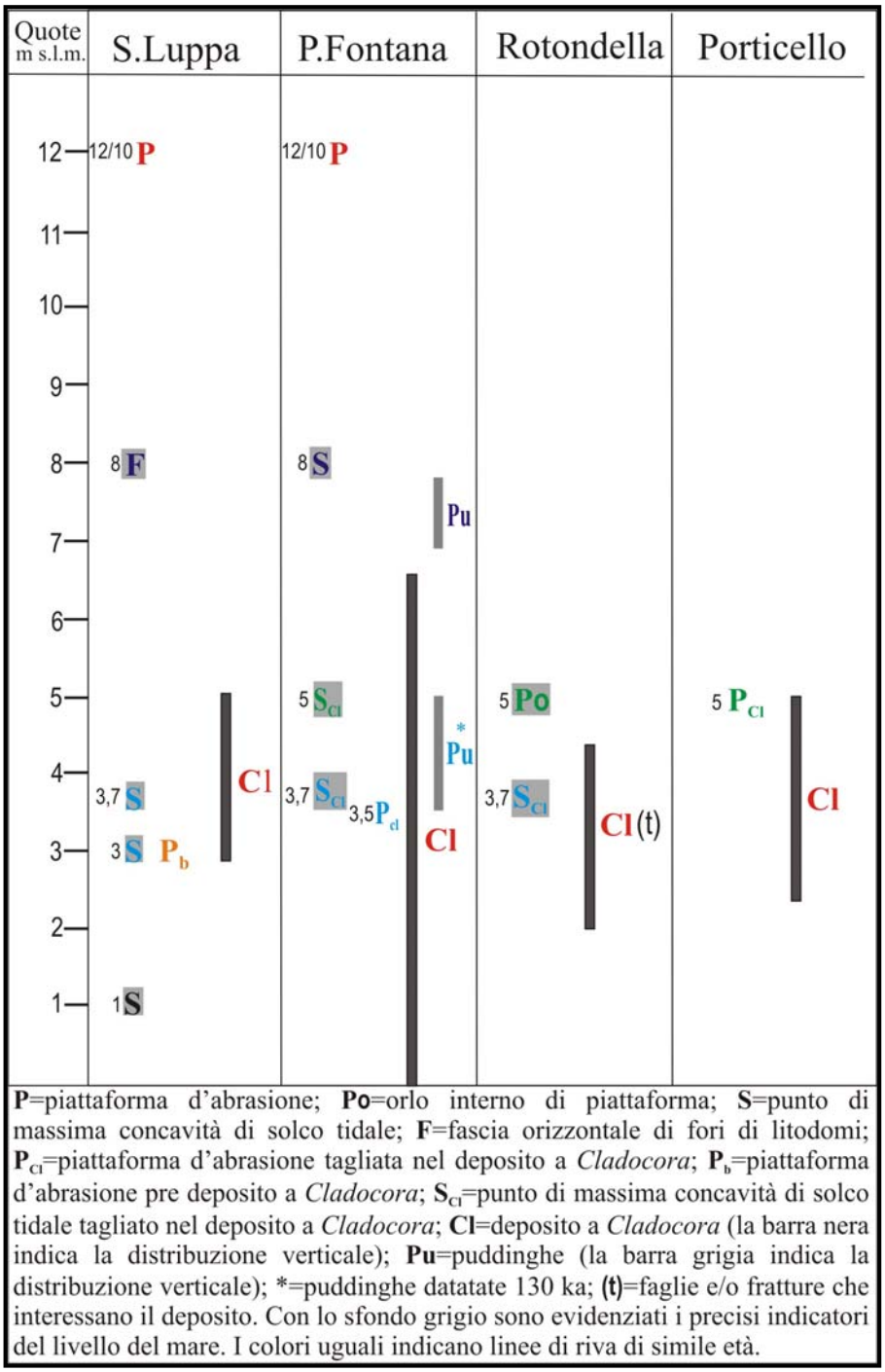


Fig.4.9 Schema riassuntivo delle morfologie e dei depositi marini affioranti nel settore di Acquafredda a partire da 12-10 m s.l.m.

4.2.2 Cersuta

Il tratto di costa situato a Nord di Fosso Pisciotta è costituito da un versante strutturale orientato N-S, localizzato lungo il fianco occidentale di M.te La Serra (fig 4.10), dissecato, nella parte bassa, da piccole incisioni (foto 4.13). Esso presenta al piede una concavità planimetrica, dovuta ad un suo rimodellamento in ambiente marino. Verso mare, alla base di questo versante sono visibili piccole baie e promontori a controllo strutturale. Piattaforme d'abrasione sono presenti in alcuni casi lungo questi promontori a basse quote (< 10 m s.l.m.); queste ultime, non essendo raggiungibili via terra, sono state quotate solo tramite osservazioni a distanza.

Anche l'area di Cersuta a Sud di Fosso Pisciotta si situa alla base di un versante strutturale, rappresentato da una porzione con direzione WNW-ESE e da una faccetta triangolare con andamento NNW-SSE. Al piede di questo versante è presente un'area all'interno della quale si è avuta la deposizione di falde detritiche e conoidi.

Gli elementi morfologici più significativi sono costituiti in questo settore da due conoidi strette ed allungate, piuttosto ripide, poste poco a Sud di Capo la Nave, a valle di due corsi d'acqua brevi e poco ampi. Queste sono formate da conglomerati stratoidi a clasti carbonatici da spigolosi a smussati, che includono al loro interno dei paleosuoli sabbiosi di colore bruno con concrezioni carbonatiche su apparati radicali e sono interpretabili, analogamente ad i corpi deposizionali di Spiaggia Luppa, come forme miste, dovute a processi da gravità e da flusso idrico. I depositi che costituiscono queste morfologie si rinvengono fino a basse quote a copertura dei depositi marini più recenti e sono, dunque, più giovani di questi ultimi.

Sul promontorio di Capo la Nave, sono visibili due terrazzi tagliati nel substrato carbonatico posti rispettivamente a 45 e 30 m s.l.m., correlabili per la loro quota ai lembi più alti riconosciuti sul promontorio di Rotondella.

FOSSO PISCIOTTA

Lungo il tratto di costa compreso tra Fosso Pisciotta a Nord e Capo la Nave, a Sud, la cui orientazione NNE-SSW è imputabile ad un controllo strutturale passivo, a partire da una quota di circa 4 m s.l.m. è presente, anche qui, un deposito giallo caotico costituito da grossi gusci di molluschi, alghe, ciottoli carbonatici delle dimensioni di pochi centimetri e cespi di *Cladocora caespitosa* (fig. 4.11a). Questo deposito poggia su una superficie articolata, modellata nelle dolomie del substrato, e si rinviene fino a circa 6 m s.l.m.. Fori di litodomi sono visibili in alcuni punti all'interno del deposito.

Sul deposito a *Cladocora* o in appoggio diretto sul substrato carbonatico sono presenti piccole placche di puddinga carbonatica in matrice arenitica rosata. Sempre sul deposito a *Cladocora* è, inoltre, presente una successione continentale che costituisce una parete verticale (foto 4.14 e foto 4.15). Tale successione è costituita dal basso verso l'alto da: un paleosuolo limoso argilloso rosso con patine di Fe e Mn (25 cm), un deposito piroclastico alterato, marroncino con venature e chiazze giallo ocra (10 cm), un paleosuolo bruno impostato sul sottostante livello

piroclastico (20 cm), un paleosuolo bruno-rosso con rizoliti ed ossa (circa 50 cm), un altro livello piroclastico di colore grigio plumbeo di ridotte dimensioni (5 cm), seguono conglomerati stratificati costituiti da clasti carbonatici grigi smussati che

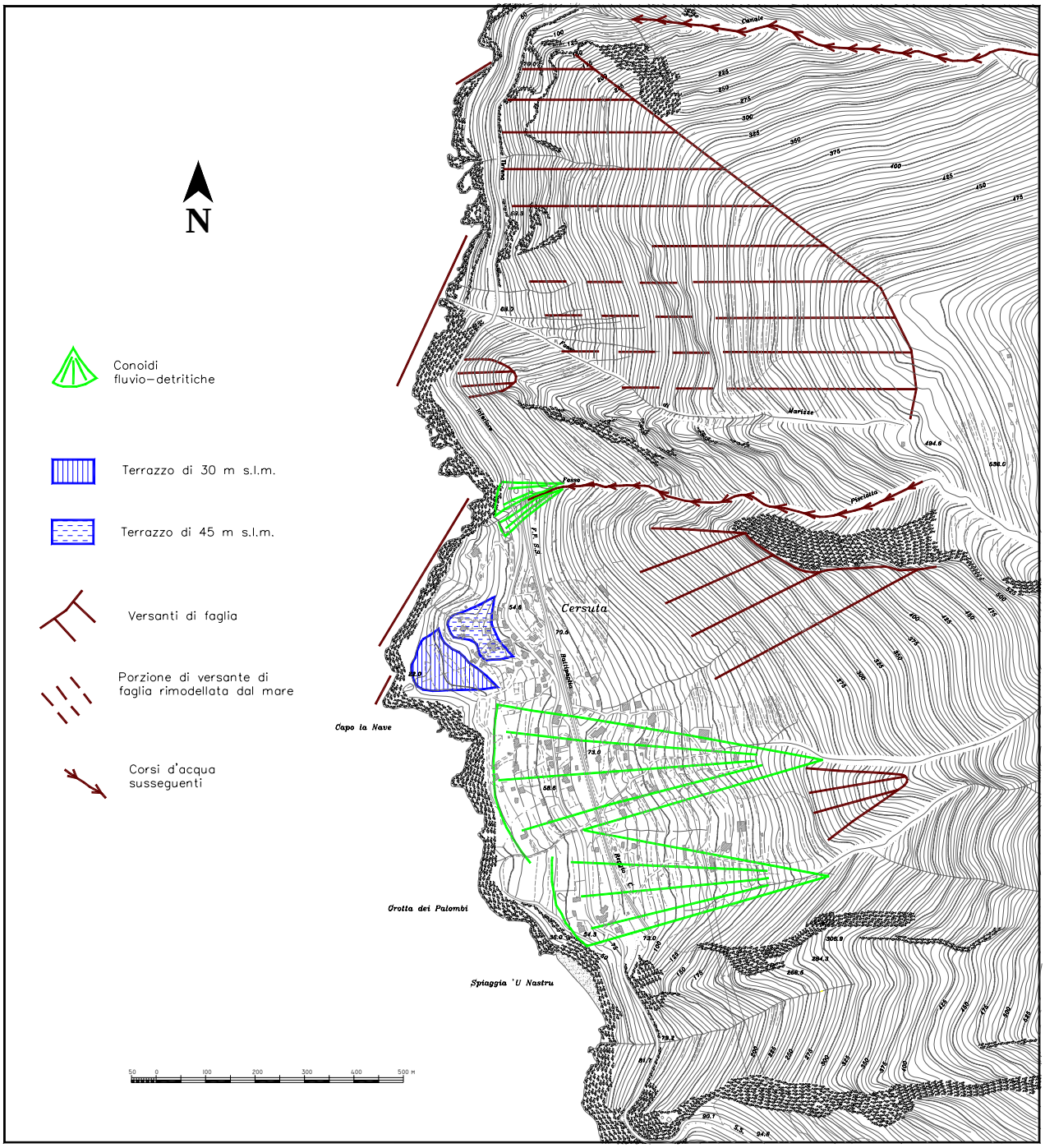


fig.4.10 Carata geomorfologica del settore di Cersuta

presentano una certa gradazione (da livelli a clasti di dimensioni decimetriche a livelli a clasti di dimensioni di pochi centimetri). Ai livelli di conglomerati si alternano sottili paleosuoli bruni con concrezioni su apparati radicali. I livelli di conglomerati e paleosuoli sono propri delle già citate conoidi di Cersuta e si sono deposti con un livello di base più basso dell'attuale. I conglomerati devono aver coperto il deposito a *Cladocora*; la successiva riesumazione del deposito a *Cladocora* ed il taglio delle pareti verticali è da imputare, anche qui, al mare olocenico.

foto 4.13 Veduta della costa tra Rotondella e Cersuta

In prossimità dell'incisione di Fosso Pisciotta, il deposito a *Cladocora* poggia in parte sulle dolomie del substrato (più verso l'interno), in parte (più verso mare) su una puddinga costituita da grossi ciottoli carbonatici, anche di dimensioni metriche (fig. 4.11b). La puddinga poggia contro le dolomie e si rinviene a partire dal livello attuale del mare. La parte alta del deposito a *Cladocora* ha un top planare ed è rimodellata dal mare; la superfice planare è interpretabile come una piattaforma d'abrasione con orlo interno a 5 m s.l.m. che taglia il deposito a *Cladocora*. A questa piattaforma sono correlabili le puddinghe rinvenute sul deposito a *Cladocora*.

Livelli conglomeratici a clasti carbonatici, cui si alternano paleosuoli bruni con concrezioni su apparati radicali, poggiano sul deposito a *Cladocora* e sono riferibili alla conoide di Fosso Pisciotta. Questi depositi per la loro posizione stratigrafica sono correlabili con quelli delle conoidi di Cersuta.

Un campione di *Cladocora caespitosa* (FP1) è stato prelevato dal deposito marino a circa 3 m s.l.m., al fine di sottoporlo a datazioni $^{230}Th/^{234}U$. Le analisi quantitative calcite-aragonite hanno fornito un contenuto di calcite molto elevato (18%) (cfr. p. 4.4), ad indicare l'apertura del sistema; il campione non è stato dunque, sottoposto a datazioni.

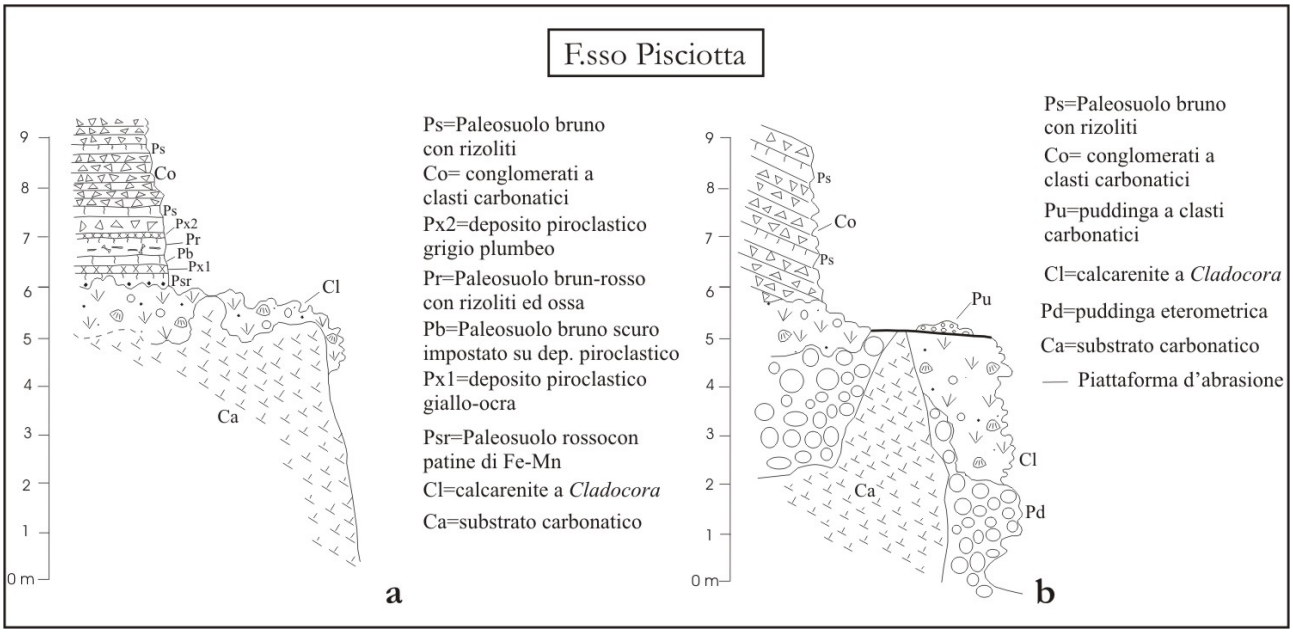


fig.4.11 Profili schematici dei depositi e delle morfologie affioranti presso F.sso Pisciotta

foto 4.14 Depositi continentali affioranti a F.sso Pisciotta

foto 4.15 Particolare dei depositi continentali affioranti a F.sso pisciotta. In basso è visibile il livello piroclastico.

CAPO LA NAVE

A Capo la Nave, nelle pareti carbonatiche che bordano a Sud il promontorio, è tagliato un solco tidale con punto di massima concavità a circa 8 m s.l.m., che testimonia uno stazionamento relativo del livello del mare precedente a quello delle piattaforme di 5 m s.l.m., osservate nell'area di Fosso Pisciotta.

Lungo il tratto di costa a Sud di Capo la Nave, i depositi marini affioranti sono costituiti da un deposito a *Cladocora caespitosa*, con caratteristiche simili a quello descritto sopra, e da una puddinga carbonatica a clasti di dimensioni centimetriche e matrice assente. Questi due depositi sono in contatto laterale ed affiorano dal livello attuale del mare fino ad almeno 4,5 m s.l.m.. A partire da questa quota, verso l'interno, i depositi marini sono coperti dai conglomerati di conoide che costituiscono, anche qui, una parete verticale. In un punto, alla quota di circa 5 m s.l.m., all'interno dei conglomerati è presente un sottile livello piroclastico giallo ocra di circa 5-6 cm di spessore.

Lo stesso deposito piroclastico giallo ocra è visibile all'interno di brecce anche più a Sud, in prossimità della spiaggia U'Nastru (foto 4.16), dove raggiunge uno spessore massimo di 20-30 cm. Tale deposito è correlabile per caratteristiche macroscopiche e posizione stratigrafica, con il livello segnalato da SCANDONE & LIRER (1966) e LIRER *et alii* (1967) più a Nord (a Sapri) e più a Sud (a Scalea) (cfr. p. 3.2.2) e da essi messo in relazione con l'esistenza di un "vulcano tirrenico".

foto 4.14 Livello piroclastico affiorante a spiaggia 'U Nastru

Più a Sud, in prossimità di Grotta dei Palombi, sul deposito a *Cladocora* da circa 3 m s.l.m. si rinviene un'arenite grigia a stratificazione piano parallela che raggiunge al massimo 1 m di spessore (fig. 4.12). Il contatto fra i due depositi è netto ed avviene attraverso una superficie leggermente inclinata verso mare, la cui

quota sale, verso monte, fino a circa 4 m s.l.m.; non è chiaro se questa superficie sia dovuta all'abrasione marina o, piuttosto, marchi semplicemente un passaggio stratigrafico. Nel caso in cui si trattasse di una piattaforma, di questa non sarebbe, in ogni caso, visibile l'orlo interno, perché entrambi i depositi marini sono coperti dai conglomerati di conoide.

CAROBENE & DAI PRA (1991) hanno datato qui un campione di *Cladocora*, la cui età é risultata 159 $^{+23}_{-17}$ ka. Tale dato, come già detto, è poco affidabile. (cfr. p. 4.3). Al fine di ottenere un vincolo cronologico assoluto valido, anche qui è stata, dunque, campionata, ad una quota di 3 m s.l.m., la *Cladocora*. Due campioni sono stati sottoposti ad analisi calcite-aragonite; entrambi hanno fornito un contenuto di calcite molto elevato (rispettivamente del 47,6% per CE e del 19,0% per CEx1) (cfr. p. 4.4).

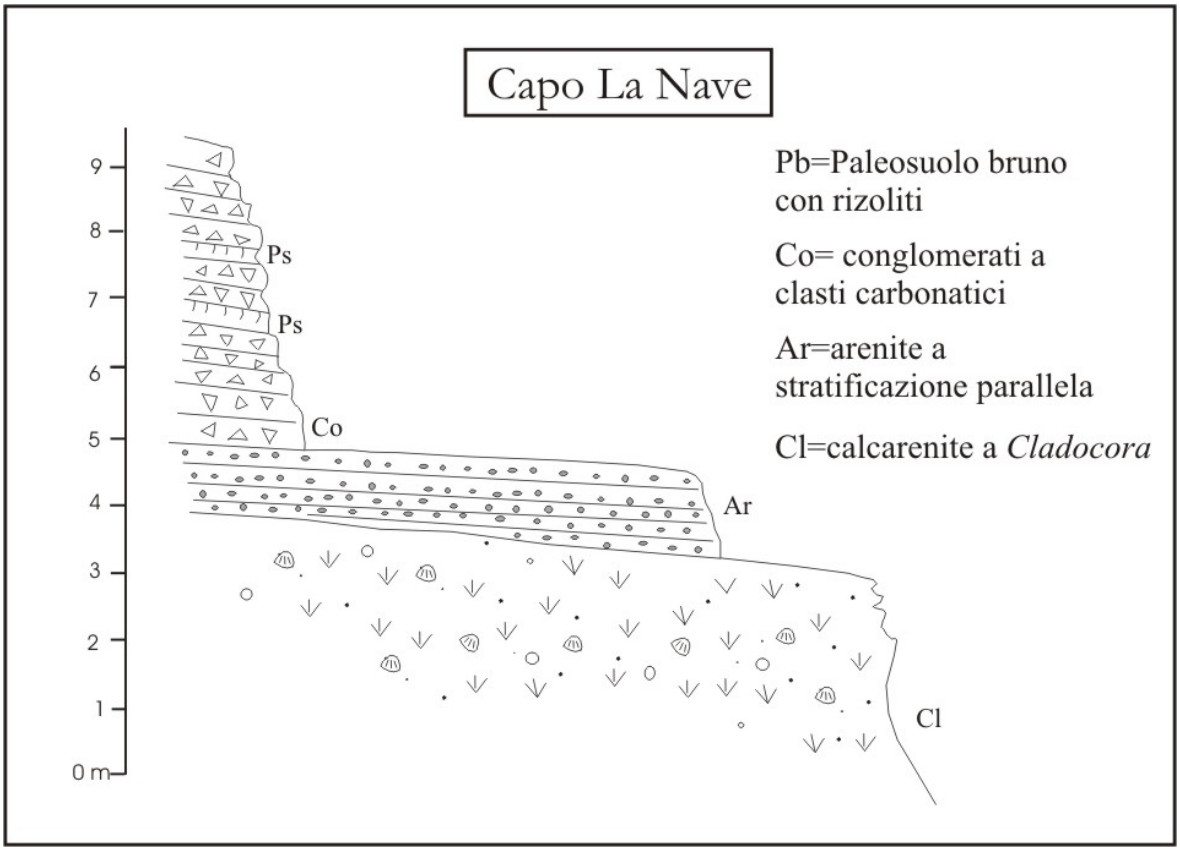


fig.4.12 Profilio schematico dei depositi e delle morfologie affioranti presso Cersuta Capo La Nave

SINTESI DEGLI EVENTI

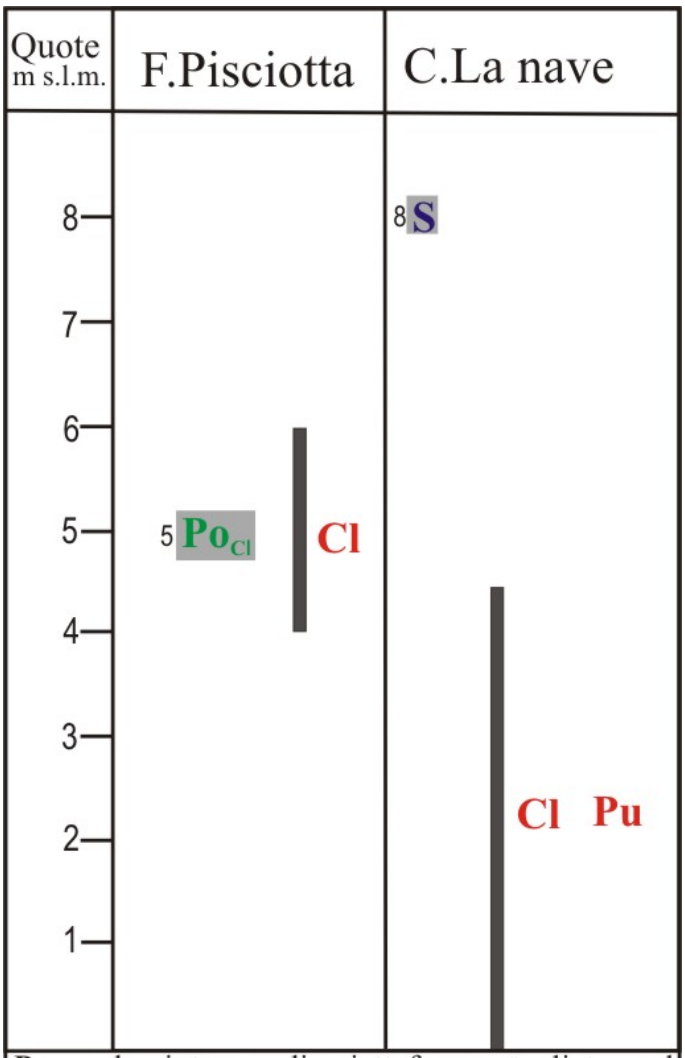
In sintesi, anche nel settore di Cersuta sono testimoniati gli stazionamenti relativi del livello del mare di 45 e 30 m s.l.m.. Questo settore ha, inoltre, registrato anche due degli stazionamenti di più bassa quota, quello di 8 m s.l.m. e quello di 5 m s.l.m. (fig. 4.13).

Il livello relativo del mare di 5 m s.l.m. è sicuramente successivo alla deposizione della calcarenite organogena a *Cladocora*, che è caratterizzata, anche qui, dalla presenza delle puddinghe a grossi ciottoli alla base e può essere considerata analoga a quella affiorante più a Nord, nel settore di Acquafredda.

Il livello di 8 m s.l.m. è considerato anch'esso successivo alla messa in posto del deposito a *Cladocora* in base a quanto osservato più a Sud (cfr. p 4.2.5).

Nell'ambito di un livello marino successivo a quello testimoniato dalla calcarenite a *Cladocora* è avvenuta anche la deposizione delle areniti grigie a stratificazione piano parallela di 1 m di spessore rinvenute in prossimità di Grotta dei Palombi (tab. 4.2). Per tale livello relativo del mare non è possibile precisare la quota.

I conglomerati delle conoidi di Cersuta e Fosso Pisciotta testimoniano una fase regressiva, successiva allo stazionamento del livello del mare che ha modellato la piattaforma di 5 m s.l.m., correlabile con quella responsabile della deposizione delle conoidi di seconda generazione di Acquafredda ed inquadrabile cronologicamente nell'ambito dell' Ultima Glaciazione. Al passaggio tra la calcarenite organogena e i conglomerati di conoide è presente anche qui il paleosuolo rosso con noduli di Fe e Mn, inquadrabile in un una fase interglaciale.



Po$_{Cl}$=orlo interno di piattaforma tagliata nel deposito a *Cladocora*; **S**=punto di massima concavità di solco tidale; **Cl**=deposito a *Cladocora* (la barra nera indica la distribuzione verticale); **Pu**=puddinghe (la barra grigia indica la distribuzione verticale). Con lo sfondo grigio sono evidenziati i precisi indicatori del livello del mare. I colori uguali indicano linee di riva di simile età.

fig.4.13 Schema sinottico delle morfologie e dei depositi marini affioranti nel settore di Cersuta

Eventi marini		Eventi continentali
erosionali	deposizionali	
terrazzo di 45 m s.l.m.		
terrazzo di 30 m s.l.m.		
	biocalcarenite a *Cladocora e* puddinga carbonatica	
solco di 8 m s.l.m.		
	?	
terrazzi di 5 m s.l.m.	Arenite	
	?	
	?	
		Paleosuolo rosso
		Conglomerati delle conoidi di Cersuta

tab.4.2 Schema riassuntivo dei principali eventi che hanno interessato il settore di Cersuta

4.2.3 Tra Punta Ogliastro e Torre S.Venere

Lungo questo tratto di costa, terrazzi marini sono visibili a Punta Ogliastro a circa 60, 45 e 25 m s.l.m.[29] (fig. 4.14).

I terrazzi di 60 e 45 m s.l.m. sono tagliati nel substrato carbonatico, quello di 25 m s.l.m. è tagliato in conglomerati stratoidi a clasti carbonatici smussati, fortemente cementati, che affiorano lungo il fianco meridionale del promontorio di Punta Ogliastro e poggiano lateralmente sulle rocce carbonatiche.

Falde detritiche di notevole spessore sono presenti poco a Nord di Punta Ogliastro. Esse sono costituite da due generazioni di brecce di versante carbonatiche sovrapposte fra loro, visibili, in affioramento, in un taglio artificiale lungo la strada statale tirrenica (SS18). Le brecce più antiche sono costituite da livelli a clasti prevalenti in matrice rosata e livelli con matrice assente, in cui, tra i clasti, sono presenti concrezioni carbonatiche. Quelle di seconda generazione hanno livelli con matrice rossa più abbondante e livelli a clasti prevalenti e presentano paleosuoli bruni intercalati. Al top le brecce inferiori presentano un orizzonte di precipitazione carbonatica e in alcuni punti sembrano erose superiormente; il contatto con le brecce sovrastanti avviene attraverso una superficie notevolmente inclinata verso mare.

[29] La superficie visibile a circa 45 m s.l.m. a Torre S. Venere non è stata considerata di origine marina in quanto questo promontorio risulta costituito secondo GUERRICCHIO *et alii* (1987b) e RIZZO (1997) da "porzioni di brecce e calcari franati", messi in relazione con i movimenti gravitativi occorsi nella Valle di Maratea.

Un'ampia conoide, reincisa dal corso d'acqua del canale dello Zifano è presente tra Punta Ogliastro e Fiumicello. Essa poggia ai piedi di un versante strutturale orientato NW-SE e si estende da circa 175 m s.l.m. fin sotto l'attuale livello del mare. Il deposito associato a questa morfologia è costituito da conglomerati stratoidi grigi fortemente cementati a clasti carbonatici smussati, spesso a tessitura clastosostenuta, che presentano a volte matrice "rosata". I conglomerati presenti sul fianco meridionale di Punta Ogliastro sono correlabili per le loro caratteristiche a questo deposito; la loro messa in posto è, dunque, da collegare all'attività della conoide dello Zifano.

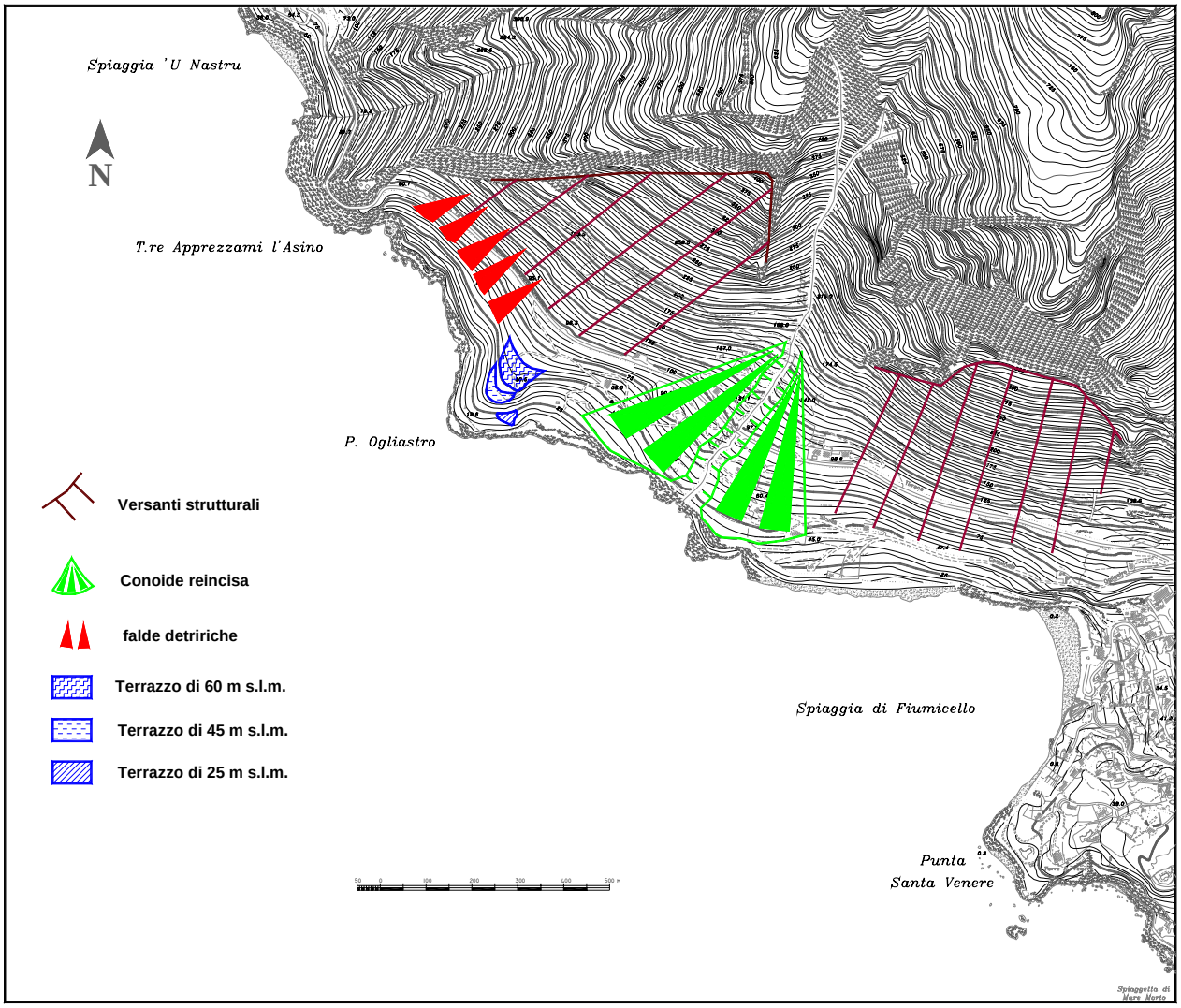


fig.4.14 Carta geomorfologica del settore di Ogliastro

PUNTA OGLIASTRO.

I conglomerati della conoide dello Zifano si rinvengono, a partire dal livello attuale del mare, anche lungo il tratto di costa posto immediatamente a Sud di Punta Ogliastro. In quest'area, in alcuni punti, sopra i conglomerati poggia un deposito calcarenitico giallino in cui sono presenti *Cladocora caespitosa*, alghe rosse e grossi gusci di molluschi, fra cui abbondano i gasteropodi.

Questa calcarenite organogena si rinviene da una quota prossima al livello del mare (circa 50 cm s.l.m.) fino a 3,5 m s.l.m. (fig 4.15). Nella parte alta il deposito termina con una superficie suborizzontale, interpretabile come una piattaforma d'abrasione; più a Sud, a riprova, a circa 3,5 m s.l.m. è visibile anche una piattaforma di abrasione tagliata nei conglomerati di conoide. Tali piattaforme di 3,5 m s.l.m. sono riferibili ad uno stazionamento del livello del mare successivo alla calcarenite organogena; quest'ultima è correlabile, a sua volta, con un evento marino successivo all'episodio di continentalità che ha prodotto la deposizione dei conglomerati del canale dello Zifano.

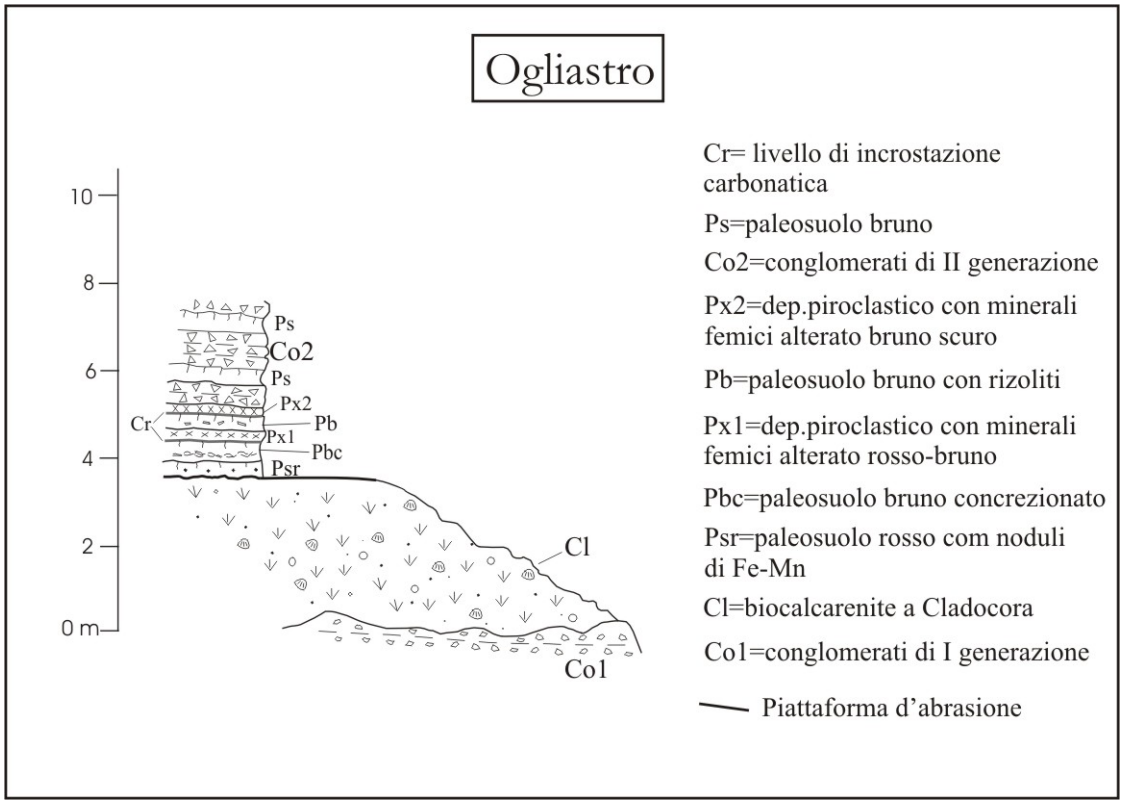


fig.4.15 Profilio schematico dei depositi e delle morfologie affioranti presso Ogliastro

La calcarenite organogena e la piattaforma di 3,5 m s.l.m. sono coperte, a partire da 3,5 m s.l.m., da una successione continentale che costituisce una parete verticale. Alla base della successione è anche qui presente un paleosuolo rosso con patine di Fe e Mn (40 cm di spessore) che include anche frammenti di cespi della sottostante *Cladocora*. La successione continua con: un paleosuolo bruno fortemente concrezionato (circa 40 cm), un livello piroclastico alterato, di colore rosso-bruno (20 cm), un paleosuolo bruno con rizoliti (40 cm), un altro livello

piroclastico, di colore giallo contenente minerali femici (10 cm), seguono conglomerati carbonatici stratificati a clasti spigolosi, cui si intercalano paleosuoli bruni. Tali conglomerati costituiscono rispetto a quelli sottostanti al deposito a *Cladocora*, una generazione successiva e possono essere correlati con quelli delle conoidi di Spiaggia Luppa, Promontorio di Fontana e Cersuta, riferiti all'Ultima Glaciazione. Della loro deposizione è stato responsabile con molta probabilità sempre il corso d'acqua del Canale dello Zifano. In tale ipotesi, la conoide dello Zifano si configura come policiclica.

All'attività del canale dello Zifano precedente alla messa in posto della calcarenite a *Cladocora* possono essere riferiti anche i conglomerati visibili sul fianco meridionale del promontorio di Punta Ogliastro, in cui è tagliato il terrazzo di 25 m s.l.m..

Le due generazioni di brecce di versante riconosciute lungo la SS18 sono correlabili con i conglomerati di ultima generazione (sovrastanti la calcarenite organogena a *Cladocora* e la piattaforma di 3,5 m s.l.m.).

Riguardo ai livelli piroclastici rinvenuti all'interno dei conglomerati di II generazione della conoide dello Zifano, anche essi possono rappresentare il livello segnalato da SCANDONE & LIRER (1966) e LIRER *et alii* (1967).

FIUMICELLO

La calcarenite organogena giallina, con *Cladocora caespitosa* e grossi gusci di molluschi, è visibile anche lungo il tratto di costa che borda a Nord la Spiaggia di Fiumicello. Questo deposito affiora dal livello del mare e raggiunge la quota massima di 4 m s.l.m. (fig. 4.16). In alcuni punti è visibile il suo appoggio sul substrato carbonatico. Quest'ultimo costituisce degli spuntoni che emergono dal deposito marino, a testimoniare che tale deposito marino si è impostato su una morfologia preesistente piuttosto articolata.

Verso monte, il deposito a *Cladocora* è coperto da brecce carbonatiche stratificate, a clasti spigolosi in matrice rossa. Queste brecce costituiscono una parete verticale, orientata E-W, visibile lungo tutto il tratto di costa considerato, in cui si aprono diverse grotte, note come Grotte di Fiumicello. Le brecce affioranti in parete sono quasi completamente ricoperte da potenti concrezioni (foto 4.15).

Una piattaforma d'abrasione taglia le brecce in vari punti ad una quota di circa 3,5 m s.l.m.. Su questa piattaforma, all'interno di piccoli sgrottamenti, è conservata una puddinga (foto 4.16) a clasti centimetrici, clinostratificata di pochi gradi verso mare. La puddinga passa verso mare ad un'arenite, contenente al suo interno rari gusci di molluschi, di piccole dimensioni, che poggia in piccole placche sul deposito a *Cladocora*. All'interno degli sgrottamenti, delle concrezioni di grotta tappezzano la puddinga.

Delle brecce carbonatiche stratificate con matrice arrossata si rinvengono in placche sull'arenite e sul deposito a *Cladocora*. Brecce con caratteristiche simili si rinvengono sospese anche sulle concrezioni che rivestono le pareti verticali. L'esistenza di due generazioni di brecce è suggerita anche dal rinvenimento, in un taglio artificiale, lungo le pareti che bordano ad Est la cala di Fiumicello, di un

livello di circa 5 cm di puddinghe marine all'interno di brecce. Questo livello marino affiora a circa 8,5-8 m s.l.m..

Le *Grotte di Fiumicello* sono state segnalate ed esplorate da FUSCO (1961), che distingue cinque cavità. All'interno di quella più orientale (*Antro di Fiumicello*) , egli rinviene, circa 3,5 m al di sopra della "scogliera tabulare costiera",circa 40 cm di terra rossiccia con manufatti riferibili ad un' "industria musteriana di carattere più arcaico del musteriano tipico" e ossa, costituenti probabilmente avanzi di pasto, di una fauna pleistocenica. Nella seconda da occidente di queste grotte, *Grotta occidentale di Fiumicello*, segnala una breccia fortemente cementata con frammenti di ossa e manufatti litici, tra cui uno di tecnica musteriana. Secondo l'Autore la grotta è stata invasa dal mare durante il Tirreniano, per la presenza di ciottoli arrotondati al suo interno, nella parte più bassa, ed è stata frequentata dall'Uomo durante la successiva fase glaciale. L'industria musteriana rinvenuta è datata tra 80 e 40 Ka (informazione reperita sul sito web della Regione Basilicata).

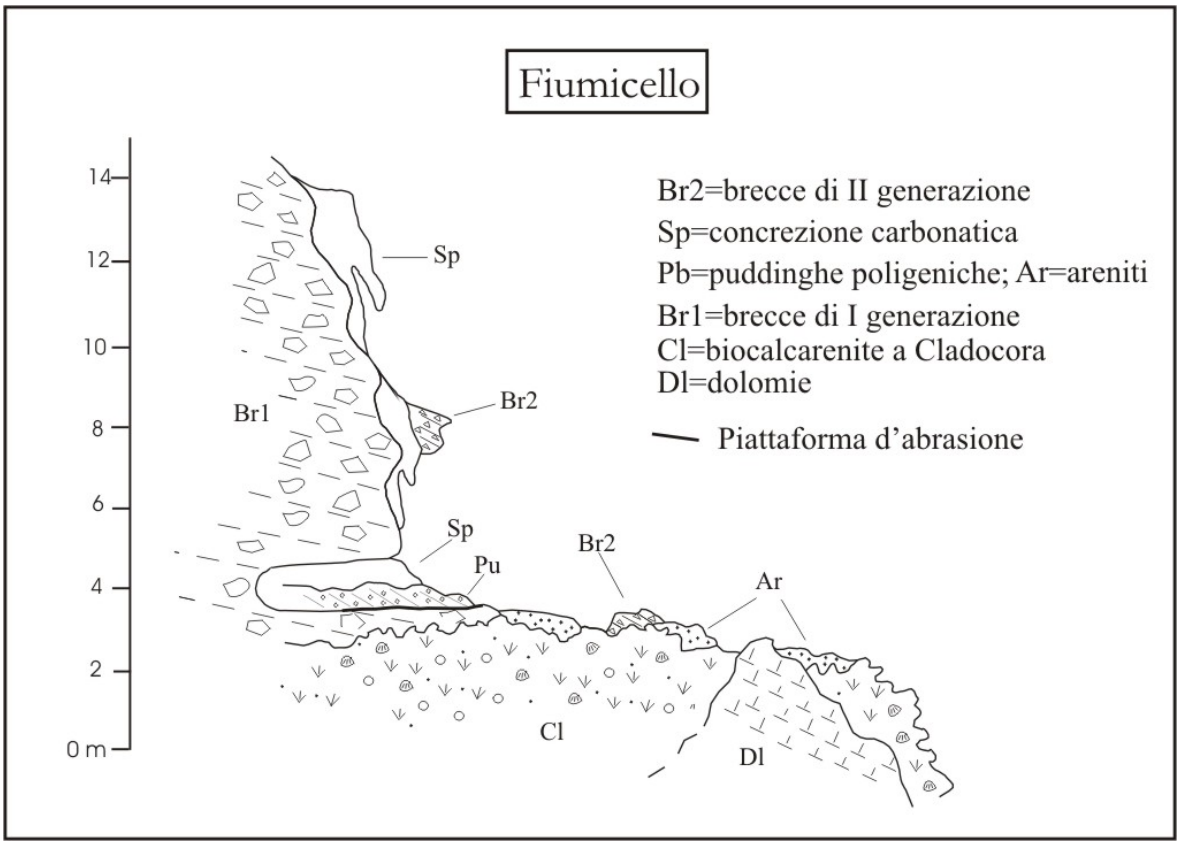


fig.4.16 Profilio schematico dei depositi e delle morfologie affioranti presso Fiumicello

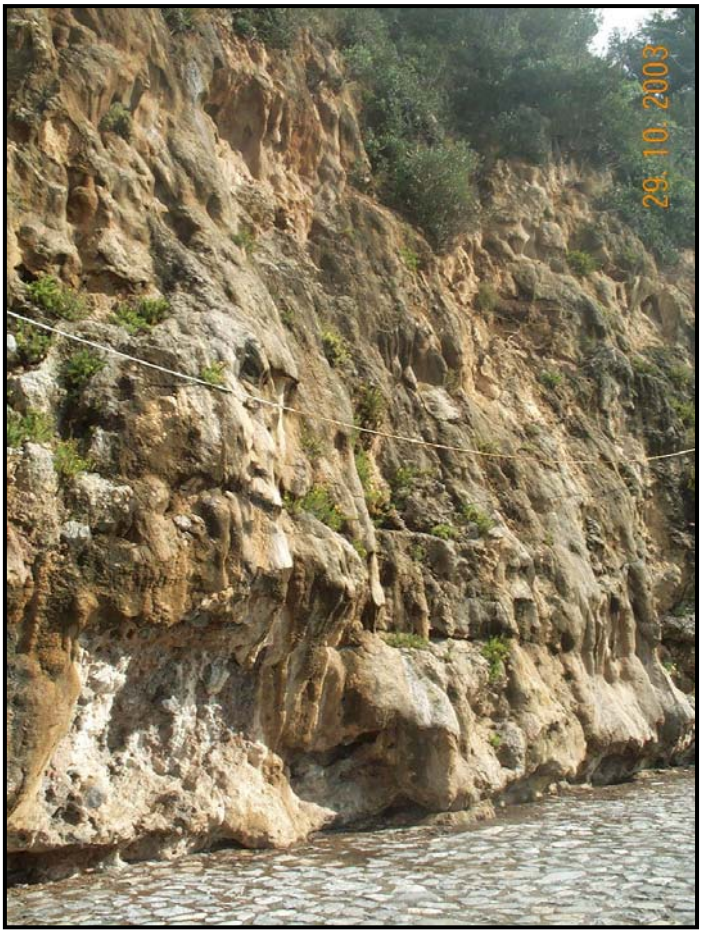


foto 4.15 Concrezioni ricoprenti le brecce affioranti in parete a Fiumicello

foto 4.16 Puddinga affiorante a Fiumicello

SINTESI DEGLI EVENTI

In questo settore l'evento marino più antico è testimoniato dal terrazzo di 60 m s.l.m. rinvenuto sul promontorio di Punta Ogliastro (tab. 4.3), a cui è seguito, nel corso di un successivo stazionamento relativo del livello del mare, il modellamento del terrazzo di 45 m s.l.m., presente sullo stesso promontorio. A questi episodi marini ha fatto seguito l'evento continentale rappresentato dai conglomerati di I generazione della conoide dello Zifano, occorso precedentemente al modellamento del terrazzo di circa 25 m s.l.m. che li taglia. La deposizione di questi conglomerati è avvenuta nel corso di una regressione, con un livello di base più basso dell'attuale, dal momento che si rinvengono anche al disotto del livello attuale del mare.

Successivamente alla formazione del terrazzo di 25 m s.l.m., il primo episodio riconoscibile è rappresentato dalla deposizione della biocalcarenite a *Cladocora caespitosa* di Punta Ogliastro e Fiumicello, avvenuta successivamente alla messa in posto dei conglomerati di I generazione dello Zifano e precedentemente a quella delle brecce di I generazione di Fiumicello. A quest'ultimo episodio continentale ha fatto seguito la formazione delle piattaforme di 3,5 m s.l.m., tagliate nelle brecce di I generazione a Fiumicello e nella calcarenite a *Cladocora* a Punta Ogliastro (fig. 4.17), cui si associa la deposizione delle puddinghe ed areniti rinvenute su di esse. Un'ulteriore episodio deposizionale in ambiente continentale è testimoniato dalle brecce rinvenute sulle areniti a Fiumicello (brecce di II generazione di Fiumicello) e dai conglomerati rinvenuti sulla piattaforma di 3,5 m s.l.m. a Punta Ogliastro (conglomerati di II generazione del canale dello Zifano). Tali episodi continentali sono cronologicamente inquadrabili nell'ambito dell'Ultima Glaciazione, dal momento che le piattaforme ed i depositi di 3,5 m s.l.m. su cui si rinvengono possono essere riferiti, in base a

Eventi marini		Eventi continentali
erosionali	deposizionali	
terrazzo di 60 m s.l.m.		
terrazzo di 45 m s.l.m.		conglomerati di I generazione del canale dello Zifano
terrazzo di 25 m s.l.m.		
	biocalcarenite a *Cladocora*	
	Puddinga di 8,5-8 m s.l.m.	Brecce di I generazione di Fiumicello
terrazzi di 3,5 m s.l.m.	puddinghe ed areniti	
		Paleosuolo rosso
		conglomerati di II gen. del canale dello Zifano, brecce di II gen. di Fiumicello, brecce inferiori di Ogliastro
		brecce superiori di Ogliastro

tab.4.3 Schema riassuntivo dei principali eventi che hanno interessato il settore tra Punta Ogliasto e Torre S. Venere

correlazioni con quelli rinvenuti alla stessa quota ad Acquafredda, al *substage 5e*. Alle ultime fasi glaciali sono ascrivibili anche le due generazioni di brecce di versante osservate lungo la SS18.

Il livello di puddinghe rinvenuto a Fiumicello a circa 8,5-8 m s.l.m. all'interno delle brecce è riferibile ad un livello relativo del mare probabilmente precedente a quello di 3,5 m s.l.m., sulla base del semplice criterio altimetrico.

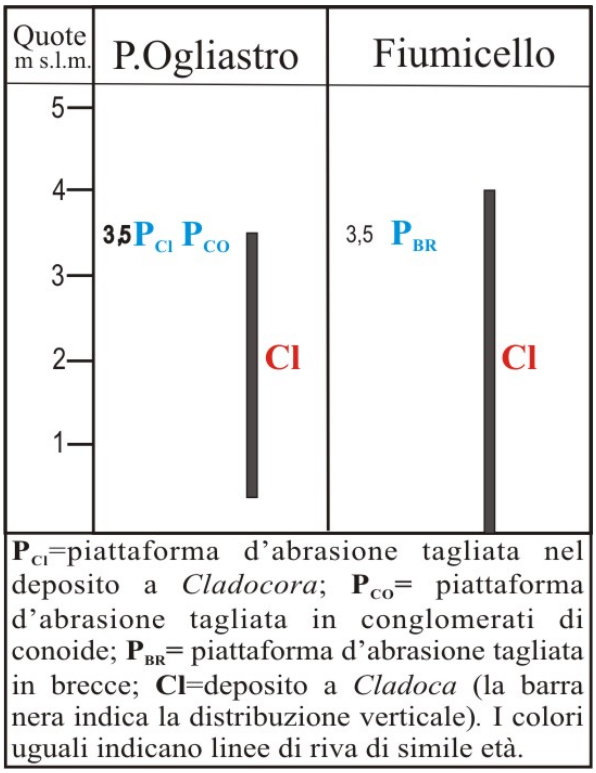


fig.4.17 Schema sinottico delle morfologie e dei depositi marini affioranti nel settore di Cersuta

4.2.4 Tra il Porto di Maratea e la Spiaggia di Macarro

Questo settore, situato immediatamente a Sud del Porto di Maratea costituisce, l'unica area dove il versante costiero ha conservato nella sua parte alta evidenti resti di un antico paesaggio; lembi di superfici subpianeggianti relitte, modellatesi in ambiente subaereo, interrompono, infatti, il profilo del versante tra 500 e 250 m s.l.m. (fig. 4.18). Queste superfici sono tagliate nei calcari di piattaforma dell'Unità Alburno-Cervati-Pollino, qui affiorante in finestra tettonica, e sono raggruppabili in almeno due distinti ordini.

Al primo ordine sono ascrivibili le superfici localizzate tra 500-470 m s.l.m. nell'area di Capo Iannizzo (fig 4.19; foto 4.17) la cui genesi si può far risalire a processi di carsismo da contatto, in quanto a valle del *fault line scarp* che le borda ad Est (località Piano dell'Orco) affiora il *flysch* miocenico (Formazione del Bifurto) (fig. 4.1). Il loro modellamento è avvenuto prima dell'esumazione del versante strutturale, in un momento di stabilità del locale livello di base. Un altro versante strutturale, orientato NW-SE ed interpretabile come *fault scarp*, le sospende ad Ovest.

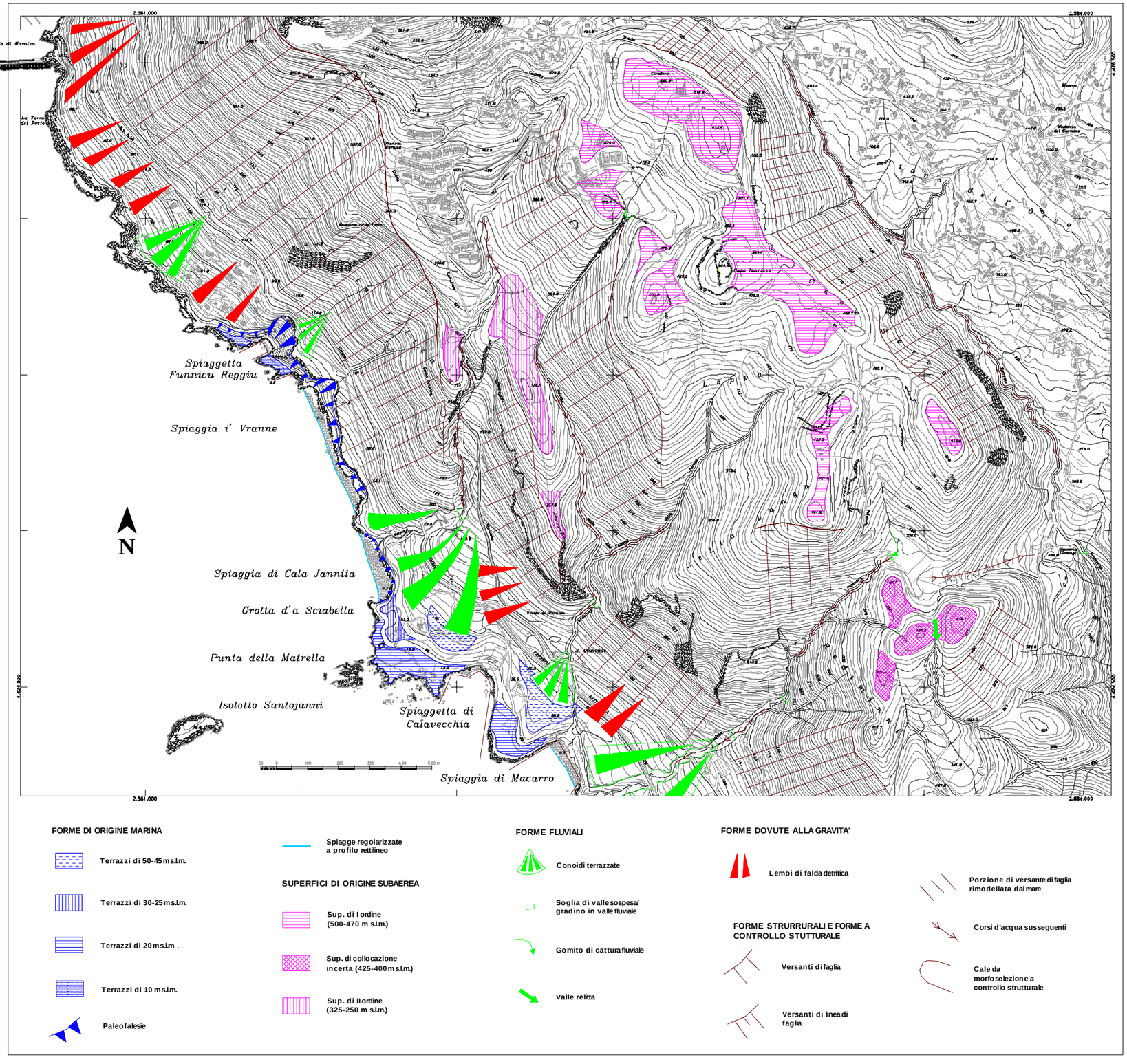


fig.4.18 Carta geomorfologica del settore tra il Porto di Maratea e la Spiaggia di Macarro

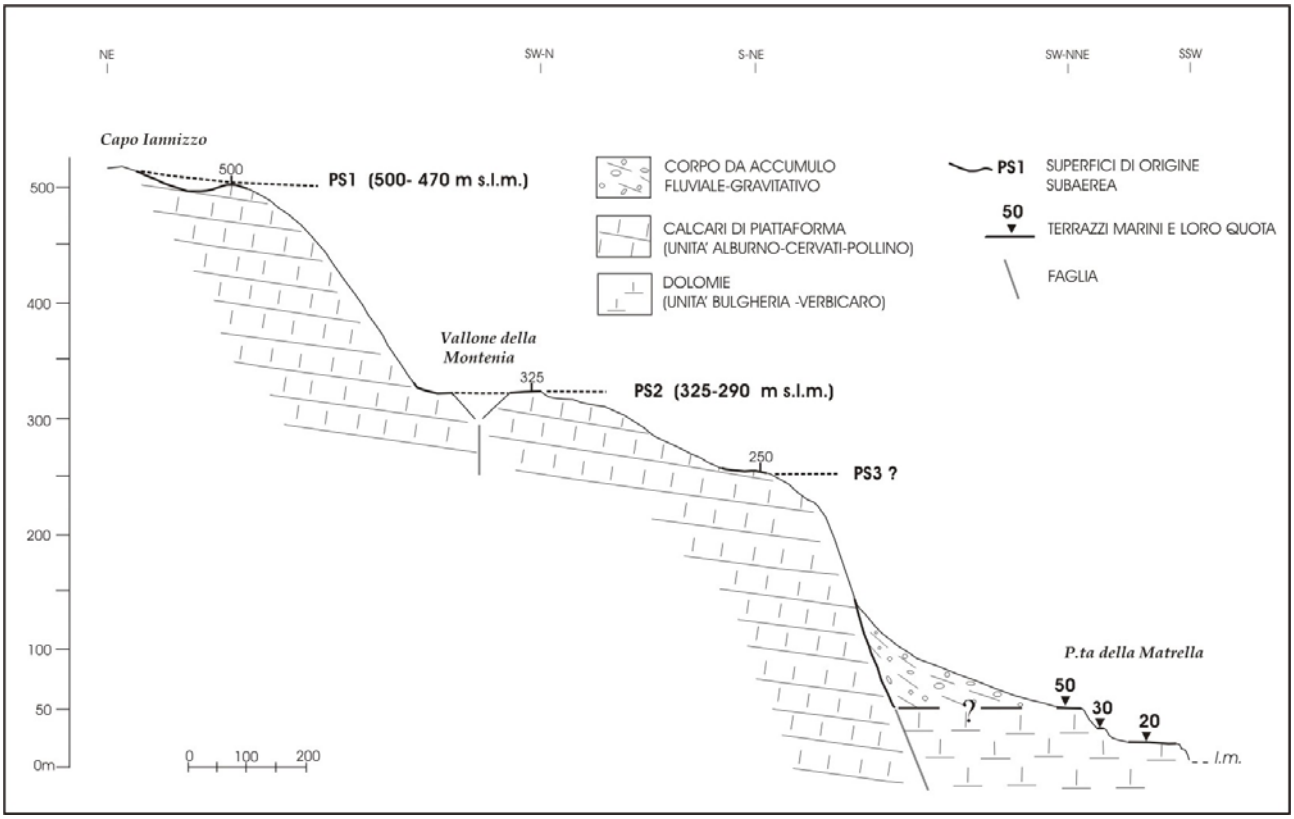


fig.4.19 Sezione geologica da Capo Iannizzo a P.ta della Matrella

foto 4.17 La superficie di origine subaerea di 500 m s.l.m. di Capo Iannizzo.

Le superfici che si rinvengono a quote più basse, tra 325-250 m s.l.m. rimodellano il piede di questo versante strutturale, ad indicare che la loro formazione è avvenuta successivamente a quella delle superfici di I ordine. Esse costituiscono, dunque, un altro ordine (II ordine). I due piccoli lembi posti alle quote di circa 290-275 e 275-250 m s.l.m. sono inclusi in quest'ordine in quanto per la loro scarsa rappresentatività ed il modesto dislivello di quote sembrerebbero non costituire un ordine a parte.

I lembi di superfici localizzati nel settore all'estremo SE della carta (Rediminni) sono di più difficile collocazione poiché per le loro quote (425-400 m s.l.m.) non sono riconducibili direttamente a nessuno dei due ordini. Essi, tuttavia, potrebbero derivare dalla dislocazione tettonica delle superfici di I ordine; la presenza di corsi d'acqua susseguenti che delimitano a Nord il blocco strutturale su cui sono conservate potrebbe essere un elemento a favore di questa ipotesi.

Questi paesaggi relitti sono, nell'insieme, troncati da un versante di faglia, orientato NW-SE, che si estende parallelamente all'attuale linea di costa per circa 2000 m.

Numerose falde detritiche e conoidi fluviali terrazzate poggiano ai piedi di questo versante.

Terrazzi marini sono visibili a 50, 30 e 20 m s.l.m a P.ta della Matrella; a 50 e 20 m s.l.m. sul promontorio compreso tra Calavecchia e Macarro. Tali terrazzi sono tutti tagliati nelle rocce carbonatiche dell'unità Bulgheria-Verbicaro.

TRA TORRE DEL PORTO E PUNTA DELLA MATRELLA

Lungo la costa immediatamente a Sud del porto di Maratea, in prossimità di Torre del Porto (o Torre Filocaio), è visibile un solco, non molto ben delineato, anche per l'intensa fatturazione del substrato, che mostra, però, una notevole continuità laterale ed è interpretabile come un solco tidale, avente il punto di massima concavità a circa 3,5-3 m s.l.m.. Verso monte contro il substrato carbonatico, è conservato un deposito marino di circa 4 m di spessore, costituito da una puddinga carbonatica che passa verso l'alto ad una calcarenite a stratificazione incrociata a basso angolo (foto 4.18), di *shoreface*, il cui top si situa a circa 7-6,5m s.l.m.. Questi depositi marini testimoniano uno stazionamento relativo del livello del mare di quota non ben definibile, mancando qui dei precisi indicatori ad essi correlabili, precedente probabilmente a quello di 3,5 m s.l.m., indicato dal solco.

Procedendo verso Sud, lungo il tratto di costa è visibile, fino a circa 8, 5 m s.l.m. una biocalcarenite di colore variabile dal giallo chiaro al grigio chiaro, molto erosa e carsificata (presenta "guglie" e "pinnacoli"), con marmitte di erosione attive, interessata da fratture orientate N20. Questo deposito è conservato all'esterno ed all'interno di paleobaie a controllo strutturale, modellate nel substrato carbonatico, e raggiunge al massimo 2,5 m di spessore.

In una di queste paleobaie è visibile la paleofalesia strutturale in rocce carbonatiche, nella quale è tagliato un solco tidale a circa 10 m s.l.m.; una fascia di fori di litodomi con top orizzontale netto in continuità laterale con il solco è riferibile allo stesso stazionamento relativo del livello del mare. La biocalcarenite

presenta qui un top planare a circa 8 m s.l.m., ad indicare la presenza di una piattaforma d'abrasione che la taglia. Tale piattaforma è riferibile ad uno stazionamento relativo del livello del mare, cronologicamente inquadrabile tra quello di 10 m s.l.m. e quello di 3,5-3 m s.l.m.. Nell'ambito dello stesso stazionamento relativo del livello del mare potrebbe essere avvenuta anche la deposizione della calcarenite a stratificazione incrociata con top a 7-6,5 m s.l.m.. Un'età più recente della biocalcarenite è, infatti, ipotizzabile per questo deposito dal momento che non presenta tracce di tettonizzazione.

foto 4.18 Calcarenite a stratificazione incrociata affiorante a Torre del Porto

Piattaforme a circa 8 m s.l.m. tagliate nel substrato carbonatico sono visibili anche più a Nord, al porto di Maratea. Esse sono bordate verso mare da pareti verticali, costituenti falesie attuali.

Il settore di costa compreso tra l'area di Torre del Porto a Nord e la spiaggia di Cala Jannita (detta anche Spiaggia nera), a Sud, non è stato direttamente esplorato in quanto accessibile solo via mare. In questo settore dalle carte topografiche e dalle foto aeree sono, però, visibili dei lembi di un terrazzo, posti a 10 m s.l.m. (quota derivata dalla carta topografica), sui promontori che delimitano la piccola cala a controllo strutturale di Spiaggetta Funnicu Regiu. Un'altra piattaforma d'abrasione a circa 10 m s.l.m. è direttamente osservabile presso la spiaggia di Cala Jannita, lungo la paleofalesia olocenica, che delimita la spiaggia attuale. Tale piattaforma è tagliata nelle dolomie del substrato e sepolta al di sotto di conglomerati stratificati, che sono a loro volta tagliati dalla paleofalesia olocenica. I conglomerati presentano strati immergenti verso mare, costituiti da clasti carbonatici, da smussati a spigolosi, in abbondante matrice bruno-rossa e sono visibili anche più in alto, lungo il sentiero che conduce a Punta della Matrella. Essi sono riferibili alla conoide di Vallone del Ceriale.

In molti punti, sulla piattaforma è presente, al di sotto dei conglomerati una puddinga carbonatica caotica ed eterometrica, che include anche ciottoli di dimensioni metriche e clasti mal arrotondati, interpretabile come un deposito di "piede di falesia", legato al livello del mare che ha modellato la piattaforma. Di questa piattaforma non è visibile l'orlo interno; la presenza della suddetta puddinga fa presupporre in ogni caso la prossimità della paleofalesia e la quota relativa del livello del mare con la quale si è deposta può essere approssimata a 10 m s.l.m.; tale piattaforma può essere correlata con il solco di 10 m s.l.m. di Torre del Porto.

TRA P.TA DELLA MATRELLA E LA SPIAGGIA DI MACARRO

A Punta della Matrella, sul fianco occidentale del promontorio, sulle dolomie del substrato, affiorano placche di un deposito organogeno caotico costituito da frammenti di conchiglie, gusci interi di lamellibranchi e gasteropodi, ciottoli carbonatici, incrostato da vermetidi (foto 4.19). Questo deposito si rinviene, da 10 m s.l.m. sulla parte più interna di una piattaforma d'abrasione piuttosto stretta e debolmente inclinata verso mare. Il deposito poggia contro pareti verticali tagliate nelle dolomie ed è visibile fino a 12-13 m s.l.m.. Fori di litodomi si rinvengono in parete più o meno fino alle stesse quote; litodomi sono presenti anche all'interno del deposito stesso.

foto 4.19 Particolare del deposito organogeno affiorante a P.ta della Matrella

L'orlo interno della piattaforma di 10 m s.l.m. è ben visibile in un punto, dove è marcato anche dalla presenza di ghiaie caotiche ed eterometriche a clasti carbonatici. Tali ghiaie sono costituite principalmente da clasti arrotondati con dimensioni del diametro che variano dal mm al dm, ma includono anche grossi blocchi di dimensioni metriche, non arrotondati e forati da litodomi. Esse sono interpretabili come un deposito di "piede di falesia".

Qualche metro più avanti, verso la punta del promontorio, sulla piattaforma è visibile un deposito costituito da cespi di *Cladocora caespitosa* in posizione di vita e piccoli ciottoli (di dimensioni millimetriche) di dolomia, di colore nero. Questa biocostruzione poggia contro le pareti del substrato fino a 12-13 m s.l.m., pareti che risultano, anche qui, forate da litodomi. La biocostruzione a *Cladocora* si rinviene in alcuni punti in posizione non primaria e fortemente alterata, inglobata

all'interno di un suolo arrossato, in cui sono presenti anche frammenti del deposito organogeno con gusci di molluschi.

La piattaforma di circa 10 m s.l.m. e le ghiaie marine rappresentano uno stesso stazionamento relativo del livello del mare. La deposizione della biocostruzione a *Cladocora* e del deposito organogeno con i gusci di molluschi è avvenuta nel corso di una risalita del livello del mare a quota più alta.

Un campione di *Cladocora* prelevato a 12 m s.l.m. è stato datato con il metodo $^{230}Th/^{234}U$ da CAROBENE & DAI PRA (1991); l'età è risultata 172^{+26}_{-20} ka. (cfr. p. 4.3). Tale età, come già anticipato, non può essere ritenuta affidabile.
Al fine di effettuare una nuova datazione, anche qui sono stati, quindi, effettuati dei nuovi campionamenti; due campioni di *Cladocora caespitosa* sono stati prelevati a circa 11 m s.l.m.. Entrambi i campioni hanno fornito un rapporto calcite-aragonite, maggiore del 5% (8,3% per il campione PM1 e 7,4 % per il campione PM2; cfr. p 4.4), troppo elevato per ritenere il sistema chiuso.

Sul fianco meridionale del promontorio compreso tra Calavecchia e Macarro, da Est verso Ovest, sono osservabili diversi affioramenti di morfologie e depositi di origine marina.

Ad una quota di 7,5 m s.l.m. si rinviene una piattaforma d'abrasione tagliata nel substrato e bordata verso mare dalla falesia attuale, impostata su una faglia subverticale (fig. 4.20b). Su questa piattaforma è visibile una puddinga carbonatica, in cui si alternano livelli a ciottoli centimetrici e livelli a ciottoli millimetrici. La puddinga è spessa 1,5 m e presenta top orizzontale. Brecce di versante recenti coprono in parte la puddinga.

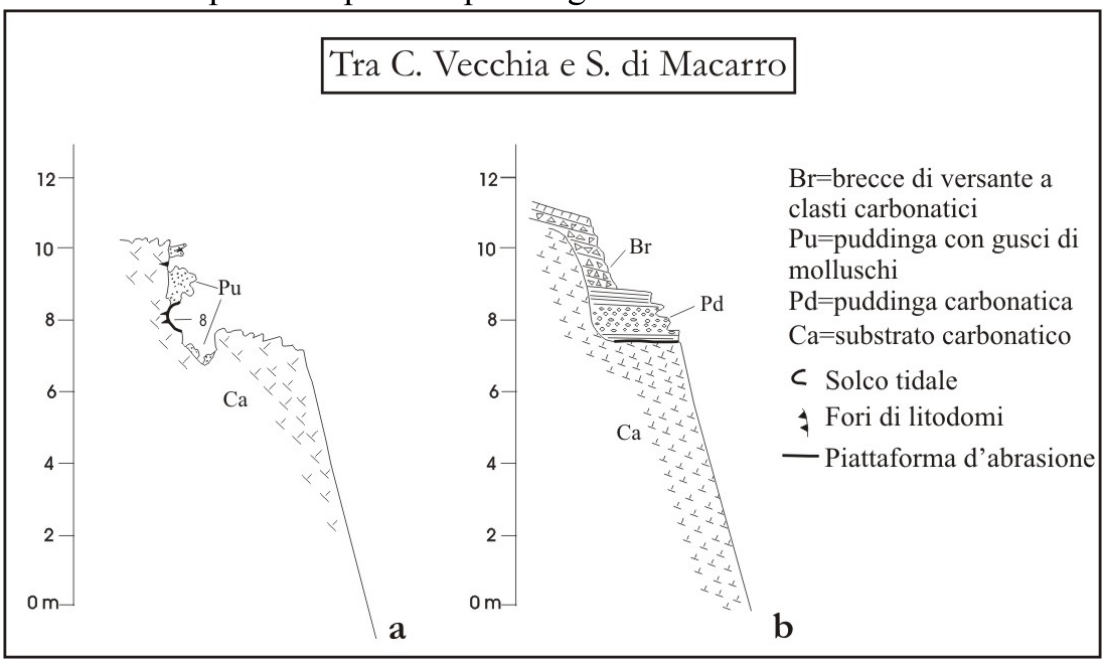


fig.4.20 Profilio schematico dei depositi e delle morfologie affioranti tra Cala vecchia e la Spiaggia di Macarro

In un punto, sulla piattaforma, alla base della puddinga è presente un deposito caotico costituito da grossi ciottoli (di dimensioni decimetriche) carbonatici e di

diversa natura e da alcuni clasti carbonatici spigolosi (tipo "piede di falesia"). Placche di questo deposito si rinvengono sul substrato carbonatico anche più ad Ovest, verso la punta del promontorio.

In prossimità della punta del promontorio, da una quota di circa 7 m s.l.m., sul substrato sono presenti delle placche di puddinga che raggiungono in parete la quota massima di 10 m s.l.m. (fig. 4.20a). La puddinga è costituita da ciottoli di dimensioni centimetriche, quasi esclusivamente di natura carbonatica, immersi in una matrice arenitica della stessa natura; qualche grosso guscio di lamellibranco è, inoltre, presente al suo interno.

Un ampio solco tidale con punto di massima concavità posto a circa 8 m s.l.m. (foto 4.20) taglia in parte il substrato carbonatico, in parte la puddinga. Questo solco testimonia chiaramente uno stazionamento del livello del mare successivo a quello responsabile della deposizione della puddinga. Fori di litodomi sono visibili anche a quote più alte del solco sulle pareti carbonatiche e sulla puddinga, quasi fino al suo top. A 8 m s.l.m. un solco tagliato nel substrato carbonatico è osservabile anche sulle pareti verticali che bordano verso l'interno la Spiaggia di Macarro.

foto 4.20 Solco tidale di 8 m s.l.m.visibile sul promontorio tra la Spiaggia di Macarro e quella di Calavecchia

SINTESI DEGLI EVENTI

In sintesi, in tutto il settore compreso tra il Porto di Maratea e Timpa Tenaglia, successivamente al modellamento delle piattaforme di 20 m s.l.m. (vedi all'inizio del paragrafo e tab. 4.4), sono registrati almeno altri quattro stazionamenti relativi del livello del mare.

Uno stazionamento è rappresentato dai solchi e le piattaforme di 8 m s.l.m. rinvenuti in più punti lungo il tratto di costa considerato, cui può correlarsi la piattaforma di circa 7,5 m s.l.m. presente sul promontorio compreso tra Cala Vecchia e Macarro (fig. 4.21 e tab. 4.4) . Nel corso di questo stazionamento si sono deposte le puddinghe e le areniti con alla base il conglomerato a grossi ciottoli rinvenute sulla piattaforma di 7,5 m s.l.m..

Le piattaforme ed il solco di circa 10 m s.l.m. sono inquadrabili nell'ambito di uno stazionamento relativo del livello del mare precedente a quello di 8-7,5 m s.l.m..

Durante lo stazionamento di 10 m s.l.m. può essere avvenuta anche la deposizione delle puddinghe tagliate dal solco di 8 m s.l.m. osservate sul promontorio tra Calavecchia e Macarro. Nell'ambito di questo stesso

stazionamento del livello del mare è avvenuta anche la deposizione della biocostruzione a *Cladocora* di Punta della Matrella

Il deposito a *Cladocora* presente a Torre del Porto può rappresentare lo stesso evento deposizionale

L'ultimo e più basso stazionamento relativo del livello del mare è testimoniato dal solco di 3,5 m s.l.m. rinvenuto a Torre del Porto. A questo ultimo evento marino ha fatto seguito la deposizione delle brecce delle falde detritiche e dei conglomerati di conoide che poggiano sui terrazzi di 10 e 8-7,5 m s.l.m. (quali quelli visibili a Cala Jannitta), che sono in molti casi troncati dalla paleofalesia olocenica. Tali depositi sono riferibili all'Ultima Glaciazione. Almeno un evento tettonico è riconoscibile successivamente alla deposizione della biocalcarenite di Torre del Porto, che risulta fagliata.

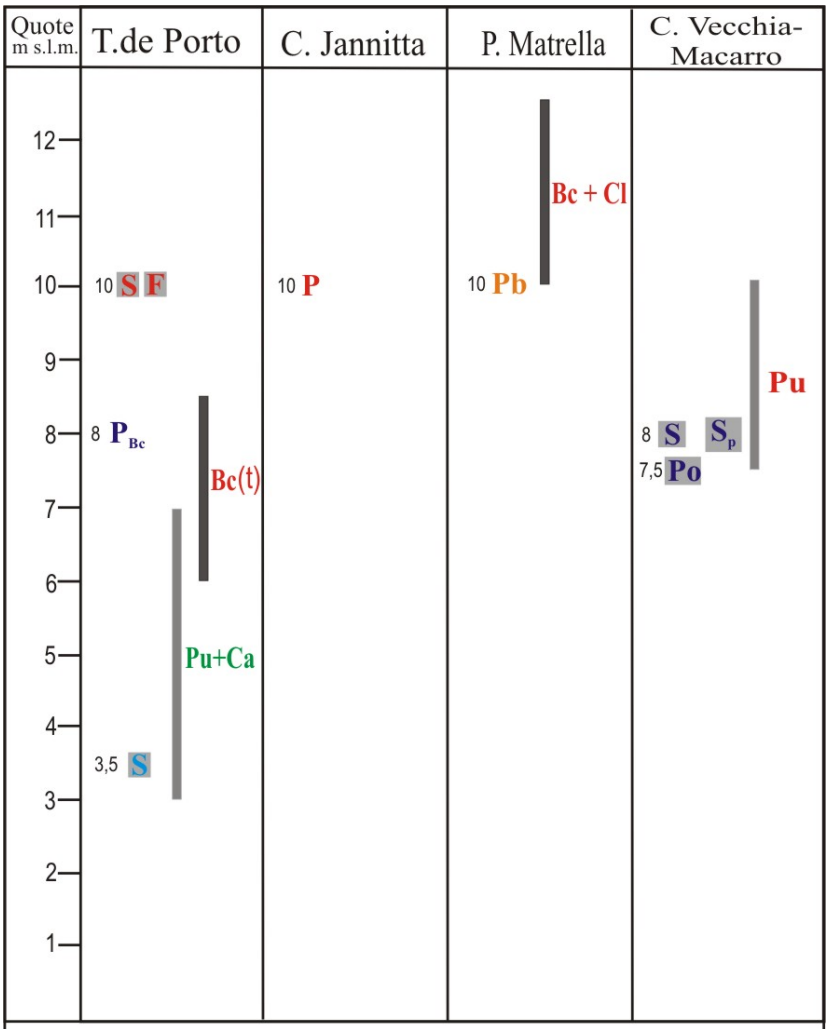


fig.4.21 Schema sinottico delle morfologie e dei depositi marini affioranti a partire da 12-13 m s.l.m. Nel settore compreso tra il Porto e la Spiaggia di Macarro

Eventi marini		Eventi continentali		Eventi tettonici
erosionali	deposizionali	erosionali	deposizionali	
terrazzo di 50 m s.l.m. terrazzo di 30 m s.l.m. terrazzi di 20 m s.l.m. top di fori di litodomi, solco e terrazzi di 10 m s.l.m.	biocalcarenite a *Cladocora* di Punta della Matrella *e* biocalcarenite di Torre del porto	superfici di ~500 m s.l.m. superfici di ~325 m s.l.m.		sospensione delle superfici di ~500 m s.l.m. sospensione delle superfici relitte fagliazione della biocalcarenite di Torre del Porto
solchi e piattaforme di 8 m s.l.m. e piattaforma di 7,5 m s.l.m.	puddinghe ed areniti di Calavecchia-Macarro calcarenite a stratificazione incrociata di Torre del Porto(?)			
solco di 3,5 m s.l.m.			brecce di versante e conglomerati di conoide	

tab.4.4 Schema riassuntiva dei principali eventi che hanno unteressato il settore compreso tra il Porto di Maratea e Timpa Tenaglia

4.2.5 Marina di Maratea (tra Spiaggetta di piccole grotte e Punta Caino)

Questo settore è compreso tra la Spiaggia di piccole grotte, a Nord, e Punta Caino a Sud (fig. 4.22). Anche qui sono riconoscibili dei versanti strutturali, che da Nord verso Sud mostrano un andamento NW-SE e NE-SW, a formare una sorta di "arco", ai cui piedi sono presenti numerose falde detritiche e conoidi terrazzate, spesso interdigitate fra loro e difficilmente distinguibili in diverse generazioni, su cui sorge l'abitato di Marina di Maratea

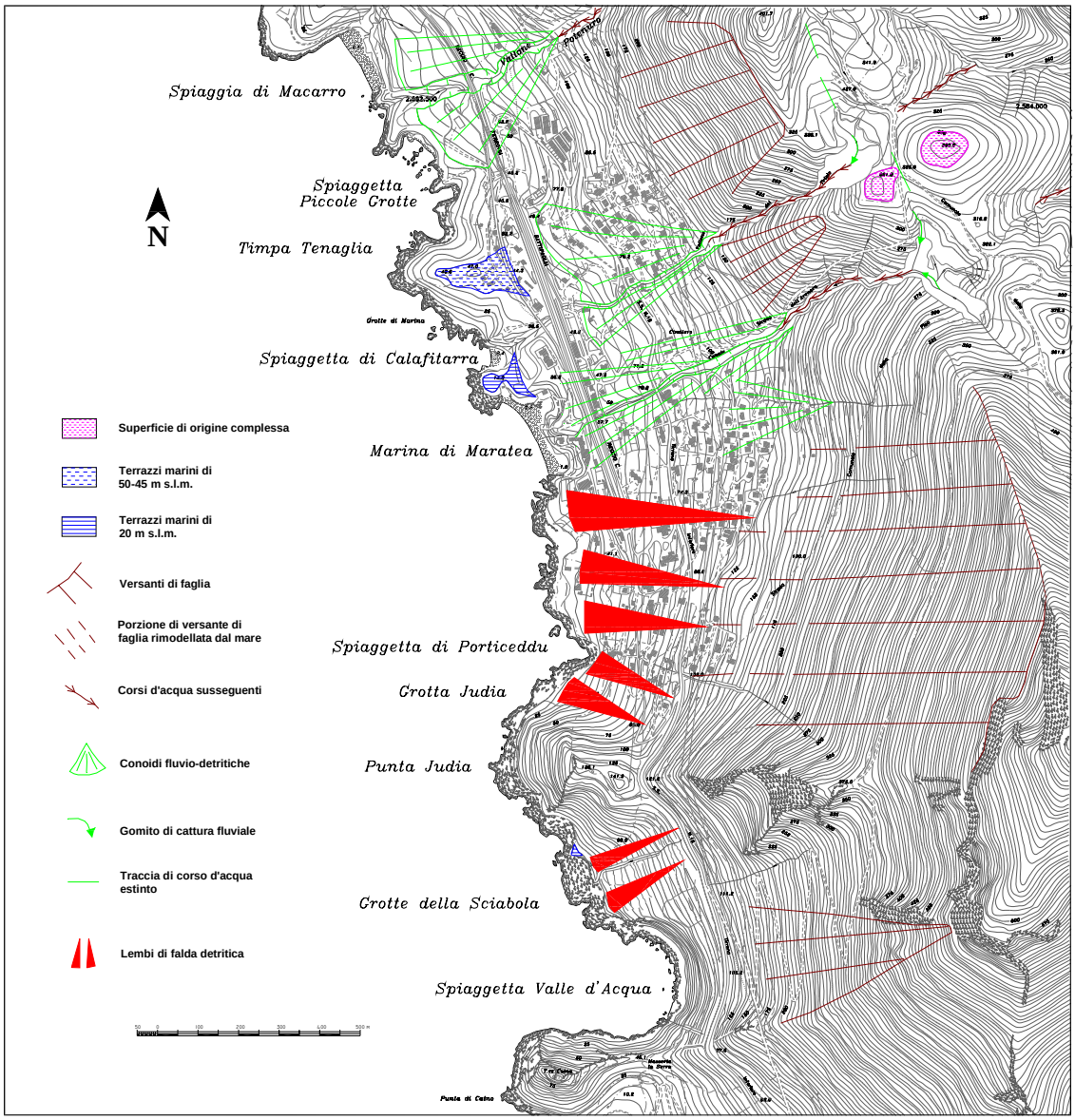


fig.4.22 Carta geomorfologica del settore di Marina di Maratea

Il versante con direzione NE-SW costituisce il fianco nordoccidentale dell'alto strutturale della Serra di Castrocucco. Il tratto di costa situato al piede di questo rilievo è l'unico che presenta evidenze di modellamento a quote superiori a 60-50 m s.l.m. (fig 4.27), rappresentate da dei crinali, delle cime e delle "sommità" di promontori situati spesso a quote tra loro comparabili, riferibili ad antichi livelli di base, probabilmente assoluti (cfr. il paragrafo 4.2.6 per maggiori dettagli); tra

questi elementi è compreso anche il top del promontorio di Punta Iudia, ricadente nel settore di costa qui in esame, situato a circa 135 m s.l.m. (foto 4.21).

A quote inferiori, un lembo di terrazzo marino con orlo interno a circa 45 m s.l.m., tagliato nel substrato carbonatico è visibile sul promontorio di Timpa Tenaglia, un altro lembo di terrazzo erosionale è posto a circa 20 m s.l.m., sul promontorio carbonatico che borda a Nord la Spiaggia di Marina di Maratea. Sempre alla stessa quota, un piccolo lembo di terrazzo è stato individuato anche in prossimità di Grotte della Sciabola, poco a Sud di Punta Iudia. Questa morfologia, non distinguibile nelle carte in scala 1: 5000, è ben visibile nello stralcio di carta topografica in scala 1:10.000 (fig. 4.27).

foto 4.21 Vista da Nord del Promontorio di Punta Iudua

TRA SPIAGGETTA DI PICCOLE GROTTE E LA SPIAGGIA DI MARINA DI MARATEA

Una piattaforma d'abrasione è visibile a circa 8- 7,5 m s.l.m. (fig. 4.25) sul promontorio carbonatico a controllo strutturale, orientato NE-SW, che borda a ad W la Spiaggetta di Piccole Grotte ed a SE la Spiaggia di Macarro. Tale piattaforma è del tutto correlabile per quota con quella presente alla stessa quota sul promontorio tra Calavecchia e Macarro (vedi sopra). Non è stato possibile osservare da vicino questa piattaforma; su di essa sono visibili delle placche di un deposito di aspetto "spugnoso" di colore giallino (forse il deposito a *Cladocora*) ed è coperta da conglomerati a clasti carbonatici in abbondante matrice rossa riferibili alla conoide di V.ne Potenuro. Questi depositi di conoide costituiscono la piccola superficie suborizzontale localizzata sullo stesso promontorio a circa 25 m s.l.m. (impropriamente considerata di origine marina da CAROBENE & DAI PRA, 1991), e sono visibili sulle dolomie del substrato anche lungo le pareti che bordano la cala di Piccole Grotte. Il contatto con il substrato carbonatico avviene attraverso una

superficie suborizzontale interpretabile come una piattaforma d'abrasione localizzata a circa 8 m s.l.m..

I depositi di conoide sono tagliati, insieme con le sottostanti dolomie, dalla falesia attiva che delimita la cala, ad indicare che quest'ultima si è delineata successivamente alla deposizione della conoide.

Una piattaforma d'abrasione situata a circa 8 m s.l.m. costituisce anche il top del piccolo promontorio localizzato immediatamente a SE della Spiaggetta di Piccole Grotte. Tale piattaforma è tagliata nel substrato carbonatico ed in parte in un deposito calcarenitico che include cespi di *Cladocora caespitosa* e frammenti di gusci di molluschi, che si rinviene fino a circa 1 m più in alto della quota della piattaforma. Placche di puddinga carbonatica poggiano sulla piattaforma.

Più a Sud, lungo il fianco meridionale del promontorio di Timpa Tenaglia, è visibile lo stesso deposito calcarenitico; questa calcarenite si rinviene spesso su una puddinga carbonatica eterometica che include anche grossi massi (diametro di dimensioni metriche) forati da litodomi, che poggia sulle dolomie del substrato. Tutto il deposito marino (costituito dalla puddinga e dalla calcarenite) ha uno spessore massimo di 4 m e raggiunge circa 8 m s.l.m.; in alcuni punti presenta un top planare.

Su questo fianco del promontorio di Timpa Tenaglia si apre verso mare la cavità, denominata Grotta Lina, studiata da BARBERA *et alii* (1996) (cfr.p. 3.2.1). Non è stato possibile accedere, via terra, all' interno di questa grotta per osservare il deposito con *Cladocora*, che è qui segnalato ad una quota estremamente elevata, fino a 35 m s.l.m.; il deposito a *Cladocora* visibile immediatamente all'esterno della grotta non supera, come in altri punti lungo questo fianco del promontorio, la quota di 8 m s.l.m..

SPIAGGIA DI MARINA DI MARATEA

Il deposito organogeno con *Cladocora* è presente anche lungo le pareti che bordano la Spiaggia di Marina di Maratea

Questa spiaggia è bordata verso l'interno da una paleofalesia, tagliata nelle dolomie dell'Unità Bulgheria-Verbicaro, su cui poggiano dei depositi di conoide.

La paleofalesia si presenta, in alcuni punti, intensamente forata da litodomi, fino a circa 9 m s.l.m. (fig. 4.23 e foto 4.22), ad indicare che il mare l'ha bagnata a più riprese. Un deposito marino costituito da frammenti di conchiglie, alghe, gusci di molluschi di grosse dimensioni, di cui alcuni con spine (*Spondylus*), *Cladocora caespitosa* e ciottoli carbonatici eterometrici in matrice arenitica gialla, si rinviene in parete fino alla quota di circa 9 m s.l.m.. In alcuni punti è prevalente all'interno del deposito la *Cladocora caespitosa* in posizione di crescita; in altri, i gusci carbonatici di molluschi ed i ciottoli sembrano essere gli elementi più abbondanti. Lungo il promontorio che borda la spiaggia a Nord sotto questo deposito è presente una puddinga monogenica, priva di matrice costituita da ciottoli eterometrici di natura carbonatica, delle dimensioni da centimetriche a decimetriche, che a volte include anche grossi gusci carbonatici. In un punto, questa puddinga ha uno spessore di circa 30 cm e poggia su di una superficie planare tagliata nelle dolomie

alla quota di 4,5 m s.l.m., interpretabile come una piattaforma d'abrasione, precedente alla deposizione del deposito a *Cladocora*. L'appoggio del deposito organogeno, sulle dolomie del substrato attraverso, una superficie a giacitura suborizzontale o debolmente inclinata è visibile anche in altri punti della cala. Alla quota di circa 5 m s.l.m., un'ulteriore piattaforma d'abrasione taglia il deposito a *Cladocora* (foto 4.23). Un solco tidale con punto di massima concavità situato circa 30 cm più in basso della quota della piattaforma, tagliato anch'esso nel deposito a *Cladocora*, è visibile nelle immediate vicinanze (foto 4.24). La piattaforma di 5 m s.l.m. ed il solco sono ascrivibili ad uno stazionamento del livello del mare avvenuto successivamente alla deposizione della *Cladocora*.

Una piattaforma d'abrasione tagliata nel deposito a *Cladocora* è, inoltre, presente a circa 8 m s.l.m., a testimonianza di uno stazionamento del mare successivo a quello legato al deposito a *Cladocora* e precedente a quello di 5 m s.l.m..

In altri punti della spiaggia intorno ai 4,5 m s.l.m. si rinvengono solchi e piattaforme d'abrasione tagliate nelle dolomie. Su una di queste piattaforme sono presenti placche di una puddinga costituita da ciottoli carbonatici eterometici, di dimensioni centimetriche e decimetriche.

La *Cladocora caespitosa* è stata campionata a circa 4 m s.l.m. (MdMSP1); le analisi quantitative calcite-aragonite hanno dato come risultato un contenuto di calcite pari al 14,3% (cfr. p 4.4). Anche questo campione non è stato quindi sottoposto a datazione $^{230}Th/^{234}U$.

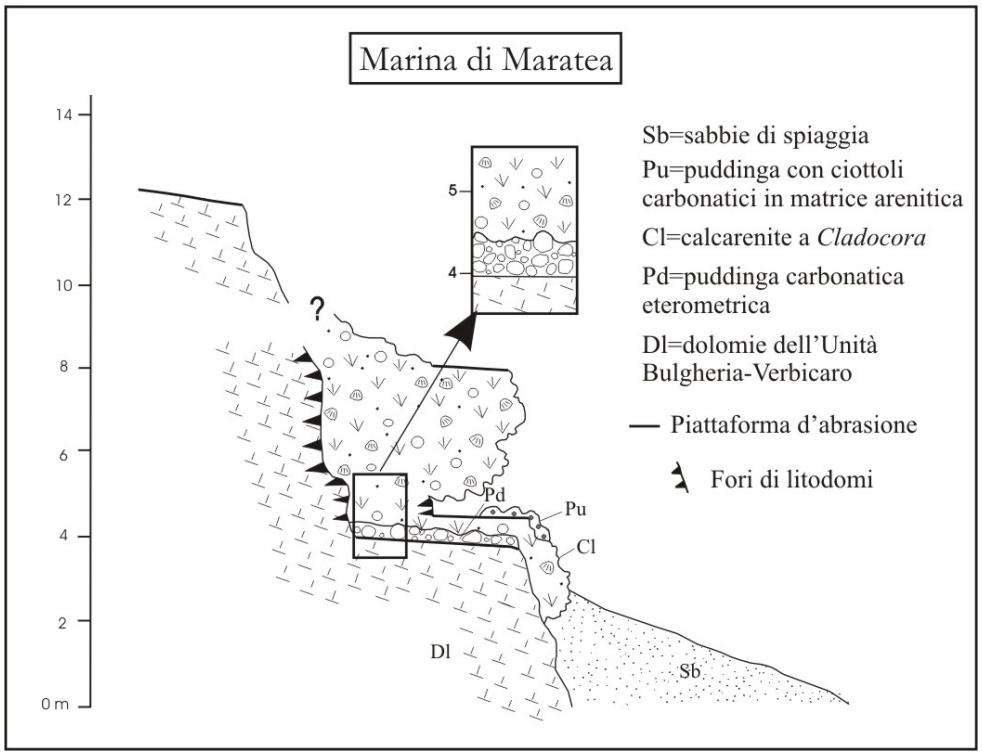


fig.4. 23 Profilio schematico dei depositi e delle morfologie affioranti a Marina di Maratea

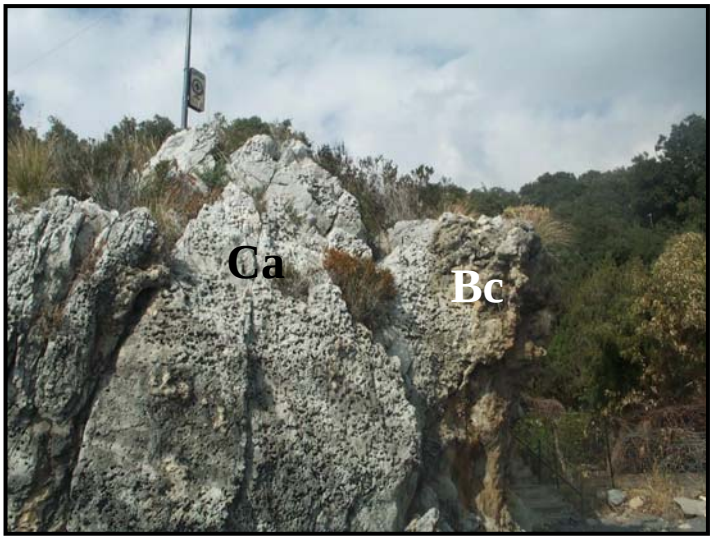


foto 4.22 Deposito organogeno (Bc) in appoggio sulla paleofalesia carbonatica (Ca) forata dai litodomi presso la Spiaggia di Marina di Maratea

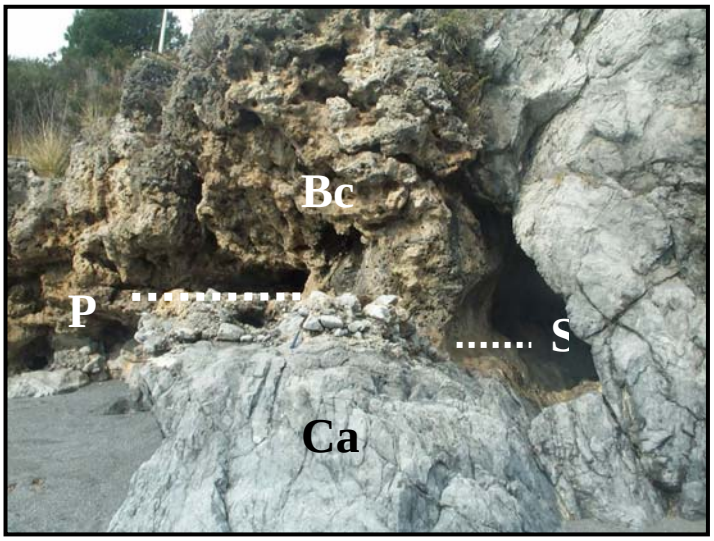


foto 4.23 Piattaforma d'abrasione (P) e solco tidale (S) tagliati nel deposito a *Cladocora* (Bc) presso la Spiaggia di Marina di Maratea

foto 4.24 Solco tidale di circa 4,5 m s.l.m. tagliato nei carbonati e nella biocalcarenite a *Cladocora*

TRA LA SPIAGGIA DI MARINA DI MARATEA E PUNTA CAINO

Anche lungo il tratto di costa compreso tra la Spiaggia di Marina di Maratea e Punta Iudia, si rinviene il deposito calcarenitico; esso è qui costituito da frammenti di conchiglie, alghe, gusci di molluschi, a volte di grosse dimensioni, *Cladocora caespitosa*, spesso in posizione di vita e ciottoli carbonatici eterometrici in matrice arenitica. Questo deposito si rinviene talvolta a partire da una quota prossima al livello attuale del mare e ricopre piattaforme tagliate a circa 3-2,5 m s.l.m. nel substrato carbonatico (fig. 4.24); altre volte poggia, invece, su un substrato carbonatico a morfologia piuttosto articolata. Le piattaforme di 3-2,5 m s.l.m. testimoniano, anche qui, uno stazionamento relativo del livello del mare precedente alla *Cladocora*.

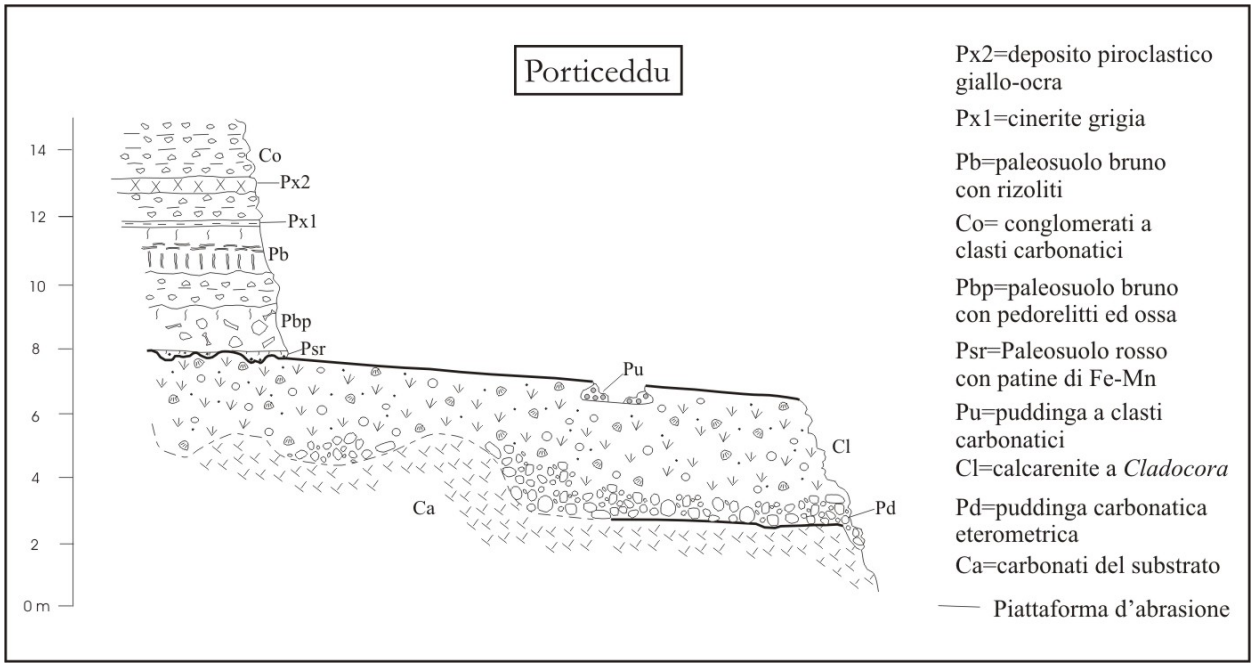


fig.4.24 Profilio schematico dei depositi e delle morfologie affioranti a Marina di Maratea

Alla base del deposito a *Cladocora* è spesso presente un conglomerato caotico ed eterometrico che contiene blocchi di grosse dimensioni, anche metriche, interpretabile come un deposito di "piede di falesia".

L'elemento morfologico più significativo è costituito in questo settore da ampie piattaforme d'abrasione con orlo esterno a circa 6,5 m s.l.m. (foto 4.25), visibili soprattutto a Nord di Spiaggetta di Porticeddu (fig. 4.24). Verso monte queste superfici scompaiono sotto conglomerati carbonatici stratificati con clasti da spigolosi a smussati, a giacitura suborizzontale, con intercalati paleosuoli limoso-sabbiosi bruni con rizoliti, costituenti pareti verticali; l'orlo interno non è, dunque, visibile. La quota delle piattaforme verso l'interno, sale fino a raggiungere, laddove la riesumazione è stata più intensa e la porzione affiorante è maggiore, 8 - 7,5 m s.l.m.. Tali piattaforme sono tagliate in alcuni tratti direttamente nel substrato carbonatico, in altri nella calcarenite organogena.

Sulle piattaforme si rinvengono in alcuni punti delle placche di puddinghe carbonatiche con ciottoli di dimensioni da decimetriche a centimetriche, prive di matrice. Queste placche a volte fossilizzano delle vasche scavate nella piattaforma; tali morfologie rappresentano probabilmente delle vasche intertidali coeve della piattaforma, le puddinghe che le riempiono sono riferibili allo stesso stazionamento relativo del livello del mare che ha modellato la piattaforma.

foto 4.25 Piattaforma d'abrasione di circa 8 m s.l.m. visibile tra la Spiaggia di Marina di Maratea e Porticeddu

Sul deposito a *Cladocora* è presente spesso un paleosuolo rosso con patine bluastre di Fe e Mn, superiormente troncato, che passa ai suddetti conglomerati carbonatici.

In alcuni punti al di sopra del paleosuolo rosso è presente un paleosuolo bruno con rizoliti e noduli carbonatici che penetra in fratture scavate nel paleosuolo sottostante, ad indicare un contatto di tipo erosivo.

All'interno dei conglomerati si rinvengono anche due depositi piroclastici, uno sabbioso di colore giallo ocra con minerali femici (foto 4.26), che raggiunge uno spessore massimo di 50 cm, un altro cineritico, di colore grigio plumbeo con pomici e ciottoli tufacei, dello spessore massimo di 10 cm.

Il livello di 50 cm è correlabile per posizione stratigrafica con il già citato livello piroclastico individuato da SCANDONE & LIRER (1966) e LIRER *et alii* (1967).

In questo settore CAROBENE & DAI PRA (1991) hanno eseguito delle misure di racemizzazione su tre gusci di *Arca*, campionati a circa 9 m s.l.m., e su uno di *Astralium*, campionato a 5 m s.l.m., prelevati tutti da un deposito sabbioso che considerano coevo della piattaforma tagliata nella *Cladocora*, la quale è da essi collocata a circa 9,3 m s.l.m.. Le misure sui tre gusci di *Arca* hanno dato come risultato valori dell'epimerizzazione dell'Isoleucina di 0, 318, 0,305 e 0, 327; il valore di epimerizzazione su *Astralium* è risultato 0,497. Calcolando i valori su *Glycymeris* dal rapporto Glycymeris/Arca e

Glycymeris/Astralium, gli Autori riferiscono il deposito sabbioso all'aminozona E, corrispondente al *substage 5e*.
Questo deposito non è stato rinvenuto nel corso del rilevamento.

Tra Spiaggetta di Porticeddu e Grotta Judia (lungo il fianco settentrionale del promontorio di Punta Iudia) all'interno del deposito biocalcarenitico a *Cladocora* (foto 4.27), nella sua parte alta, sono presenti clasti carbonatici spigolosi. Su questo deposito che affiora qui in piccole placche sul substrato carbonatico e in cui è tagliata una piattaforma con orlo esterno a circa 6,5 m s.l.m., è presente un paleosuolo bruno-marrone con noduli carbonatici e concrezioni su apparati radicali (circa 2,50 m di spessore), che passa verso l'alto a un deposito sabbioso grigio con gasteropodi polmonati (*Helix*?), cui seguono conglomerati a clasti carbonatici con caratteristiche analoghe a quelle dei conglomerati descritti sopra, che includono livelli con matrice terrosa bruna e presentano concrezionamento carbonatico intorno ai clasti. Più a Sud, verso Grotta Judia, non sono visibili superfici suborizzontali, ma le dolomie del substrato, estremamente fratturate, formano "guglie" e "creste" e scendono verso mare con un gradiente notevole. Il deposito a *Cladocora*, che affiora qui in ridotti lembi fino a circa 10-12 m s.l.m., in appoggio sul substrato, forato da litodomi fino più o meno alla stessa quota, è interessato da fratture orientate prevalentemente N120; fratture e faglie con la stessa orientazione interessano anche il substrato carbonatico.

foto 4.26 Livello piroclastico rinvenuto all'interno dei conglomerati tra la Spiaggia di Marina di Maratea e Porticeddu

foto 4.27 Particolare del deposito a *Cladocora* affiorante fra Porticeddu e Grotta Judia

Un solco tidale con punto di massima concavità a circa 8,5 m s.l.m. è visibile lungo le pareti di una grotta che presenta anche un riempimento continentale. Fori di litodomi, sempre nelle rocce carbonatiche, sono presenti anche più in alto, fino a circa 12-10 m s.l.m..

Il solco di 8,5 m s.l.m. è riferibile ad uno stazionamento del livello del mare sicuramente posteriore alla deposizione della biocalcarenite a *Cladocora*, che arriva anche a quote superiori. Risulta difficile, invece, stabilire i rapporti di cronologia relativa tra questa morfologia erosionale e le piattaforme d'abrasione che tagliano il deposito a *Cladocora*, dal momento che non è possibile stabilire con precisione il livello relativo del mare che ha modellato queste ultime, non essendo

osservabile il loro orlo interno. Raggiungendo, in alcuni punti, la porzione di piattaforma affiorante la quota di circa 8 m s.l.m., si può, tuttavia, escludere, sulla base di criteri altimetrici che le piattaforme siano successive al solco. Una contemporaneità delle due morfologie erosionali, entrambe tagliate nel deposito a *Cladocora*, è ipotizzabile.

Nel tratto di costa immediatamente a Sud di Punta Iudia, in prossimità di Grotte della Sciabola, è visibile un'ampia piattaforma d'abrasione (foto 4.28), la cui superficie appare piuttosto irregolare ed articolata, con presenza di numerose vasche, legate a *karst* costiero attuale. L'orlo interno della piattaforma non è visibile, perché sepolto da brecce carbonatiche stratificate a clasti spigolosi in matrice rossa (foto 4.29), che includono livelli di paleosuoli bruni e, nella parte bassa, un livello piroclastico giallo ocra (12 cm); la porzione affiorante della piattaforma è visibile fino a circa 8,5 m s.l.m., la sua parte esterna scende molto di quota, fino a raggiungere circa 4- 3,5 m s.l.m., dove è maggiormente interessata da alterazione. Tale piattaforma è tagliata in parte nel substrato carbonatico (nella parte più esterna), in parte (verso l'interno) in un deposito biocalcarenitico con *Cladocora caespitosa*, con le stesse caratteristiche di quello descritto sopra. Il passaggio fra il substrato carbonatico e il deposito avviene, anche qui, attraverso un conglomerato eterometrico a clasti carbonatici spesso mal arrotondati, in alcuni punti a clasti prevalenti, in altri include delle frazioni di deposito calcarenitico, che mostrano una certa stratificazione.

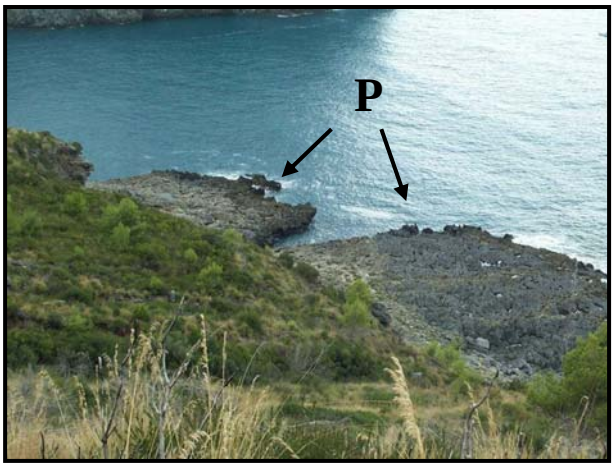


foto 4.26 Visione dall'alto della piattaforma d'abrasione di circa 8,5 m s.l.m. visibile a Sud di Punta Iudia.

foto 4.27 La successione continentale (Br) affiorante sulla piattaforma di circa 8,5 m s.l.m. a Sud di Punta Iudia

Placche della biocalcarenite sono visiibili in un punto, dove affiorano le pareti carbonatiche, circa 2,5 m più in alto della piattaforma. La piattaforma è correlabile per posizione stratigrafica con quelle viste più a Nord.

La situazione stratigrafica riscontrata è molto simile a quella descritta da CAROBENE *et alli* (1986), CAROBENE (1987) e CAROBENE & DAI PRA (1991) nella stessa località, cui si riferiscono con il toponimo Punta Iudia (cfr. p. 3.2.1). Questi Autori hanno, però, osservato in un punto, dove sono assenti le brecce, l'orlo interno della piattaforma, che situano a

circa 9,5 m s.l.m. e segnalano, inoltre, i lembi di biocalcarenite a *Cladocora* fino a 14-13 m s.l.m., lembi che correlano a fori di litodomi visibili fino a 19 m s.l.m.. In CAROBENE & DAI PRA (1991) i fori e la biocalcarenite sono correlati anche con un relitto di piattaforma d'abrasione situato a 19 m s.l.m., corrispondente probabilmente al terrazzo individuato a circa 20 m in questa area (vedi sopra).
Una datazione $^{230}Th/^{234}U$
eseguita su un campione di *Cladocora* campionato a circa 9 m s.l.m. ha fornito un'età > 350 Ka (CAROBENE *et alli*, 1986; CAROBENE, 1987) (cfr. p. 4.3). Tale età non può essere ritenuta affidabile (cfr. p. 4.4).

SINTESI DEGLI EVENTI

In sintesi, nel settore di Marina di Maratea la linea di riva più antica riconosciuta è probabilmente rappresentata dal top del promontorio di Punta Iudia (tab 4.5), nell'ipotesi in cui questo rappresenti il residuo di una superficie modellatasi in relazione ad un livello di base assoluto. In seguito a questo primo probabile evento marino, si sono formate le linee di riva di 45 e 20 m s.l.m., testimoniate da terrazzi di sicura origine marina, correlabili con quelli individuati ad analoghe quote nei settori posti a Nord.

Successivamente alla linea di riva di 20 m s.l.m., in tutto il settore di costa di Marina di Maratea sono riconoscibili uno stazionamento relativo del livello del mare correlabile con la calcarenite organogena a *Cladocora*, di quota imprecisata, ma sicuramente maggiore di 12 m s.l.m. (quota massima di affioramento della *Cladocora*) (fig. 4.25), uno stazionamento di circa 8,5-8 m s.l.m. (piattaforma tagliata nella *Cladocora* a Spiaggia di Marina di Maratea e solco nel substrato carbonatico nei pressi di Grotta Judia) ed uno stazionamento di 5-4,5 m s.l.m. (solchi e piattaforme tagliati nella *Cladocora* presso la Spiaggia di Marina di Maratea).

Le piattaforme rinvenute a Sud della Spiaggia di Marina di Maratea, che salgono fino a circa 8,5 m s.l.m., ma di cui non è visibile l'orlo interno, sono più difficili da collocare nell'ambito di una cronologia relativa degli eventi, non costituendo dei precisi indicatori batimetrici. Esse sono forse correlabili con la linea di riva di circa 8,5-8 m s.l.m.. Non è, però, del tutto da escludere l'ipotesi che rappresentino un'altra linea di riva, di quota più alta, dal momento che la loro quota potrebbe salire ulteriormente al di sotto dei conglomerati e delle brecce.

I conglomerati e le brecce carbonatiche, visibili in più punti lungo la costa al di sopra delle piattaforme tagliate nelle calcareniti organogene e troncate da pareti verticali, testimoniano un episodio continentale successivo a tutti gli stazionamenti marini riconosciuti. Esse sono correlabili con la generazione più recente (riferibile all'Ultima Glaciazione) riconosciuta lungo tutta la costa di Maratea.

Il paleosuolo rosso presente al passaggio tra la biocalcarenite a *Cladocora* e i conglomerati di conoide è, analogamente a quelli rinvenuti più a Nord nella stessa posizione stratigrafica, ascrivibile ad una fase interglaciale sicuramente successiva alla formazione delle piattaforme di circa 8,5-8 m s.l.m. e forse anche successiva al modellamento della linee di riva di 5-4,5 m s.l.m..

Eventi marini		Eventi continentali	Eventi tettonici
erosionali	deposizionali		
Top di 135 m s.l.m. di punta della Matrella			
terrazzo di 45 m s.l.m.			
terrazzi di 20 m s.l.m.	? ? calcarenite a *Cladocora*		fagliazione della biocalcarenite a Cladocora (?)
solco e terrazzi di 8,5-8 m.s.l.m.	puddinga a clasti carbonatici		
solchi e terrazzi di 5-4,5 m s.l.m.	puddinga a clasti carbonatici		
		Paleosuolo rosso con noduli di Fe-Mn	
		conglomerati di conoide e brecce delle falde detritiche contenenti livelli piroclastici	

tab.4.5 Schema riassuntivo dei principali eventi che hanno interessato il settore di Marina di Maratea

Un evento tettonico, durante il quale si sono prodotte le faglie e le fratture orientate prevalentemente N120, è individuabile successivamente alla deposizione della calcarenite a *Cladocora*.

Per questo settore si dispone di un vincolo cronologico assoluto, dato dalle citate misure di racemizzazione eseguite da CAROBENE & DAI PRA (1991) sui gusci di *Arca* e *Astralium*, le quali collocano il deposito contenente i gusci (non rinvenuto nel corso del rilevamento) nell'aminozona E, corrispondente al *substage 5e*. Tale vincolo cronologico induce ad attribuire le linee di riva di 8,5-8 m s.l.m. al *substage 5e*.

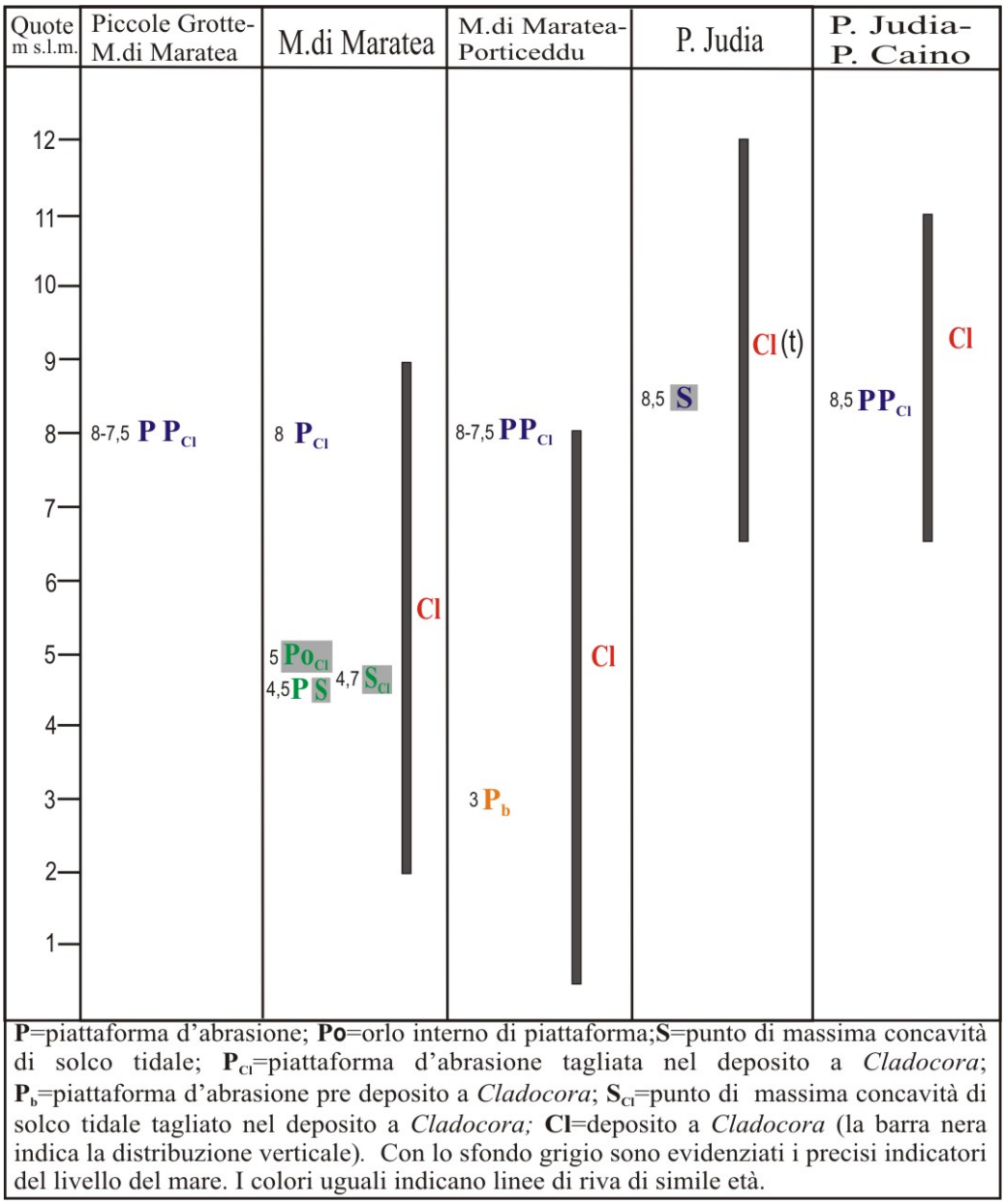


fig.4.25 Schema sinottico dei depositi e delle morfologie marine affioranti nel settore di Marina di Maratea

4.2.6 Tra Punta Caino e Porticello di Castrocucco

Questo settore si situa alla base del versante sudoccidentale della Serra di Castrocucco. Anche qui, ai piedi di questo versante strutturale, orientato NW-SE, sono presenti potenti falde detritiche (fig. 4.26).

Gli elementi morfologici più evidenti sono costituiti da un terrazzo marino, tagliato nelle rocce carbonatiche dell'Unità Bulgheria-Verbicaro, localizzato a circa 45 m s.l.m. (Parco Naturale la Secca), e da un terrazzo presente lungo tutto il tratto di costa a partire da circa 20- 15 m s.l.m.. Quest'ultimo terrazzo è stato interpretato come una forma di origine marina, anche in base al fatto che esso è perfettamente correlabile per quota con alcuni lembi presenti nei settori contigui (vedi paragrafi precedenti). Esso degrada dolcemente verso mare e si spinge fino a quote prossime all'attuale livello marino. In prossimità di Capo la Secca, questo

terrazzo appare chiaramente incastrato in quello di 45 m s.l.m., a riprova del fatto che il suo modellamento è avvenuto nel corso di un successivo stazionamento del livello marino; le pareti carbonatiche che lo bordano verso l'interno disegnano, inoltre, in questa zona una sorta di paleobaia.

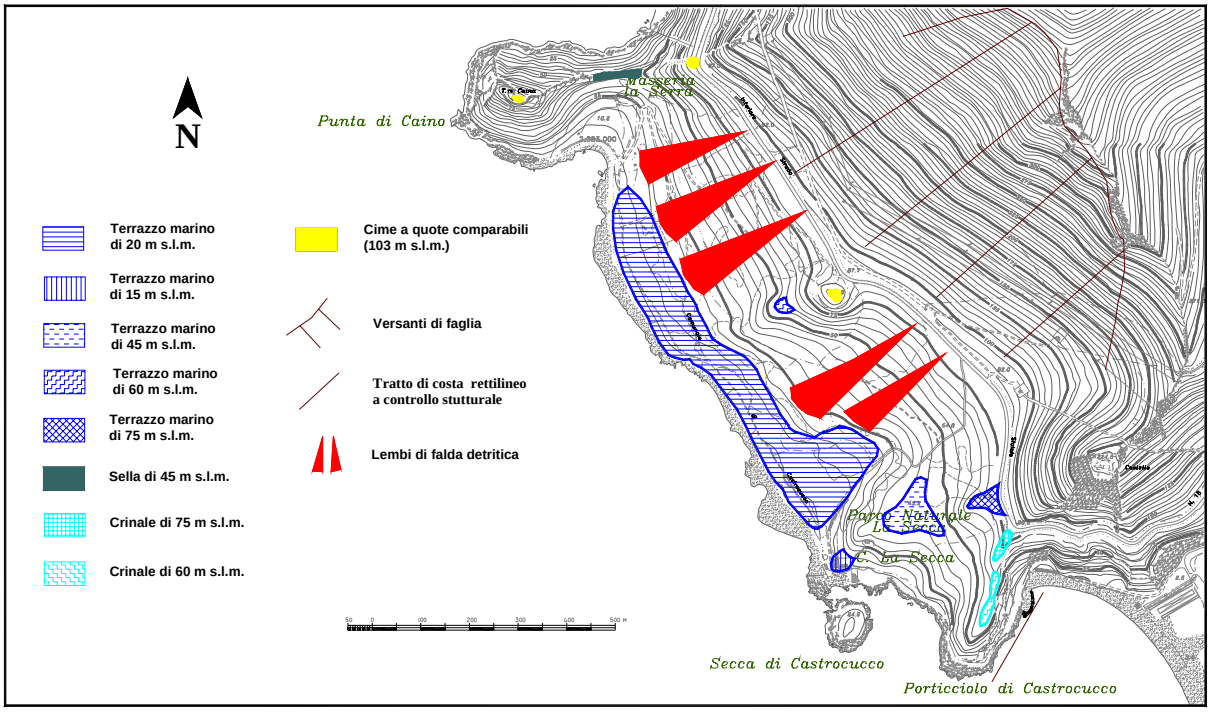


fig.4.26 Carta geomorfologica del settore tra P. Caino e Porticello di Castrocucco

Un piccolo terrazzo erosionale è visibile a circa 15 m s.l.m. anche sul promontorio di Capo la Secca. La porzione più bassa del terrazzo che si estende da 20- 15 m s.l.m. e l'attuale livello del mare appare chiaramente incastrata in questo lembo erosionale di 15 m s.l.m.. Questo incastro morfologico induce a considerare la superficie di 20-15 m s.l.m. come una superficie policiclica, formatasi nel corso di più stazionamenti del livello del mare; uno dei quali potrebbe corrispondere con quello responsabile del modellamento del terrazzo di 15 m s.l.m..

Come già anticipato (cfr.par. 4.2.5), oltre a queste morfologie ben evidenti e di sicura origine marina, in questo settore sono visibili una serie di evidenze morfologiche, quali cime di rilievi e crinali, che considerate singolarmente sono poco significative, ma che acquistano rappresentatività nel loro insieme perchè situate a quote comparabili (fig. 4.27). Esse sono costituite dalla cima della Punta di Caino, cui si correlavano per quota il piccolo "spuntone" di roccia, presente più a monte, in prossimità della SS18 e la cima visibile poco più a Sud, in prossimità del Km 241 della SS18. Queste cime sono tutte localizzate a circa 103 m s.l.m. (quota rilevata dalla carta topografica in scala 1:10.000) e possono legarsi ad un vecchio livello di base; con molta probabilità possono testimoniare proprio un

livello di base assoluto[30], dal momento che terrazzi marini situati a quote analoghe sono presenti in settori contigui, come lungo il versante sudorientale della Serra di Castrocucco (in destra orografica del fiume Noce) (cfr. p. 4.6 e capitolo successivo). Una superficie subpianeggiante di ridotte dimensioni visibile a circa 75 m s.l.m., in prossimità del promontorio di Porticello di Castroccucco, è correlabile per quota con lo stretto crinale presente sul suddetto promontorio. Anche tali lembi, tagliati nel substrato carbonatico, potrebbero correlarsi con un vecchio livello marino; potrebbero, cioè, rappresentare, i resti di un terrazzo marino, ormai quasi completamente distrutto dalle successive fasi erosive.

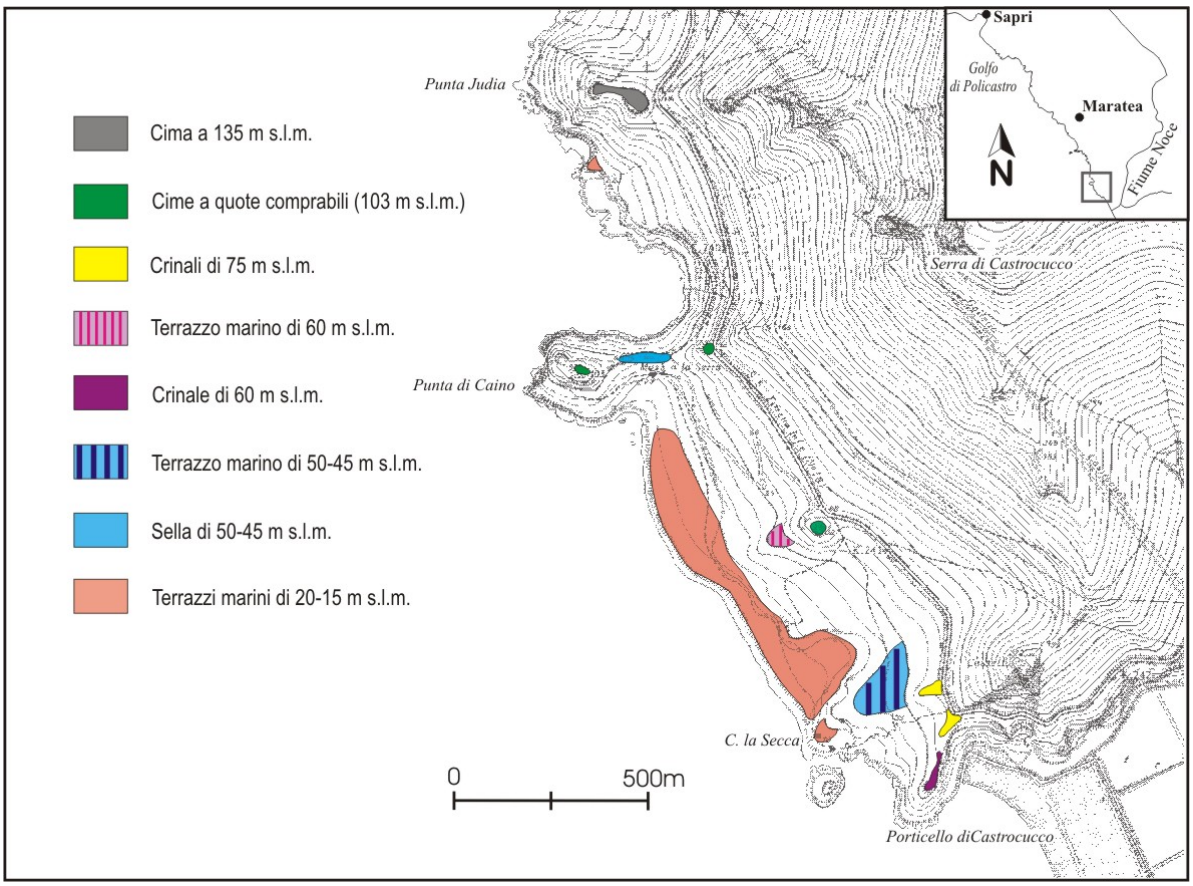


fig.4.27 Carta delle evidenze affioranti lungo il versante occidentale della Serra di Castrocucco

Sul promontorio di Porticello di Castrocucco, una piccola scarpata di circa 5 m separa il tratto di crinale di 75 m s.l.m. dalla restante porzione, ad esso sottostante, localizzata tra 65 e 60 m s.l.m.. A questa porzione di crinale è correlabile il piccolo terrazzo situato, sempre in questo stesso settore, poco più a Nord, a circa 60 m s.l.m.. Per questi elementi, l'origine marina può essere ritenuta certa, dal momento che, intorno alle stesse quote, terrazzi marini sono visibili, come visto nei precedenti paragrafi, in diversi punti di tutto il tratto di costa situato più a Nord.

Tra queste cime e rilievi testimonianti degli antichi livelli di base è stata inserita anche la stretta "sella" visibile a circa 45 m s.l.m. a Masseria la Serra, che potrebbe

[30] Va qui ricordato che la cima di 103 m s.l.m. di Punta di Caino è stata considerata di origini marina già da WESTAWAY (1993) (cfr. p. 3.2)

essersi modellata nel corso del medesimo stazionamento che ha prodotto il terrazzo di 45 m s.l.m. (Parco Naturale la Secca).
Al di sotto della quota di 20-15 m s.l.m. in questo settore morfologie erosionali di origine marina sono state rinvenute in località Secca di Castrocucco e nella piccola cala situata a Sud di Punta Caino.

In località Secca di Castrocucco è stata osservata una piattaforma tagliata nel substrato carbonatico con orlo esterno a circa 7-6,5 m s.l.m. (fig. 4.29). L'orlo interno di questa piattaforma, non ben visibile, sale almeno un metro più in alto; tale piattaforma è correlabile con quelle riconosciute intorno agli 8 m s.l.m., nei settori posti a Nord.

Sulla piattaforma sono presenti delle placche di una puddinga carbonatica caotica ed eterometrica che include anche ciottoli angolosi. In altri punti fino a circa 10 m s.l.m. sono visibili in parete dei lembi di una calcarenite giallina che include ciottoli carbonatici delle dimensioni massime di pochi centimetri. Fori di litodomi si rinvengono nel substrato carbonatico anche poco più in alto. I fori e le calcareniti testimoniano, anche qui, un livello del mare più alto di quello che ha modellato la piattaforma e ad esso precedente.

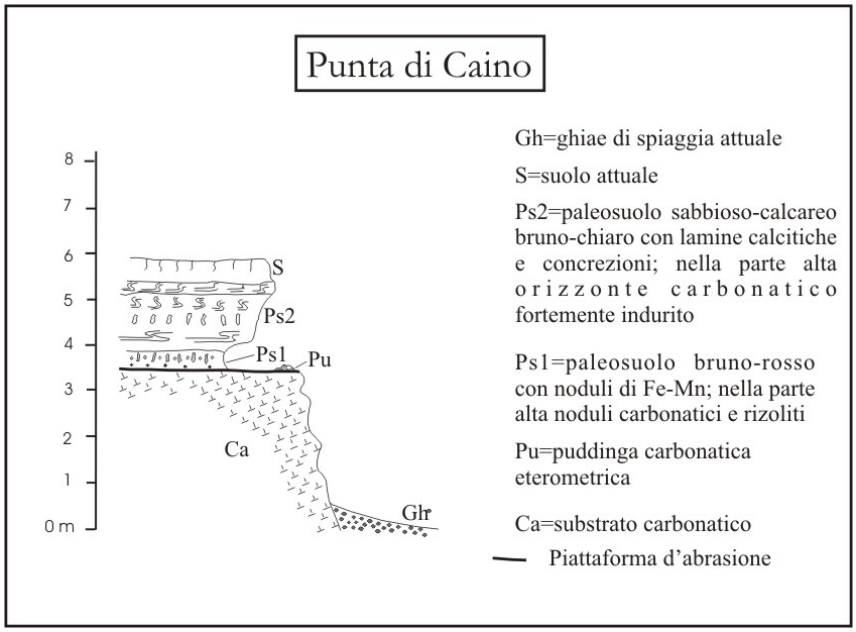


fig.4.28 Profilo schematico dei depositi e delle morfologie affioranti a Punta Caino

Nella cala visibile immediamente a Sud di Punta di Caino è presente una piattaforma d'abrasione tagliata nelle rocce carbonatiche dell'Unità Bulgheria-Verbicaro a circa 3,5 m s.l.m. (fig. 4.28). Su questa piattaforma sono presenti, in alcuni punti, delle piccole placche di puddinga carbonatica eterometrica. In un punto su questa stessa piattaforma è, invece, presente direttamente un deposito continentale dello spessore di circa 2 m, costituito dal basso verso l'alto da: paleosuolo argilloso bruno-rossiccio con noduli di Fe-Mn e, nella parte alta, noduli carbonatici e rizoliti, impostato su colluvioni (circa 0,40 m); paleosuolo sabbioso calcareo di colore bruno-chiaro con lamine e concrezioni calcaree centimetriche, in abbondante matrice vulcanoclastica grigio-giallina, che include minerali femici, nella parte alta è presente un orizzonte carbonatico fortemente indurito (riferibile a un orizzonte *hardpan* della classificazione pedogenetica dei *calcrete* di ESTEBAN & KLAPPA, 1983) (circa 1,50 m).

La piattaforma è correlabile con i solchi e le piattaforme rinvenute più a Nord alla stessa quota, testimonianti in tutto il settore costiero di Maratea l'ultima linea

di riva ben riconoscibile. Il paleosuolo rosso impostato sulle colluvioni, si è sviluppato probabilmente, per le sue caratteristiche, nel corso di una fase caldo ed umida (riferibile ad un interglaciale). Il paleosuolo sovrastante indica un diverso regime climatico, dal momento che, generalmente, l'evoluzione pedogenetica in orizzonti carbonatici è ritenuta indicare processi dove prevalgono le azioni di evapotraspirazione rispetto alle azioni di infiltrazione nel suolo, tipiche di condizioni climatiche semiaride ed aride.

SINTESI DEGLI EVENTI

In questo settore di costa la presenza delle cime di 103 m s.l.m. suggerisce l'esistenza di un paleopaesaggio intorno ai 100 m di quota, il cui modellamento è ipoteticamente messo in relazione con un livello di base assoluto, che può essere rappresentativo della più antica linea di riva riconosciuta.

Eventi marini		Eventi continentali
erosionali	deposizionali	
cime di circa 103 m s.l.m.		
terrazzo di 75 m s.l.m.		
terrazzo di 60 m s.l.m.		
terrazzo di 45 m s.l.m.		
terrazzo di 20 m s.l.m.		
terrazzo di 15 m s.l.m.	? ? calcarenite di Secca di Castrocucco	
terrazzo di 8 m s.l.m.	puddinga carbonatica	
terrazzo di 3,5 m s.l.m.	puddinga carbonatica	
		paleosuolo rosso con noduli di Fe-Mn

tab.4.6 Schema riassuntivo dei principali eventi che hanno interessato il settore tra P.ta Caino e Porticello di Castrocucco

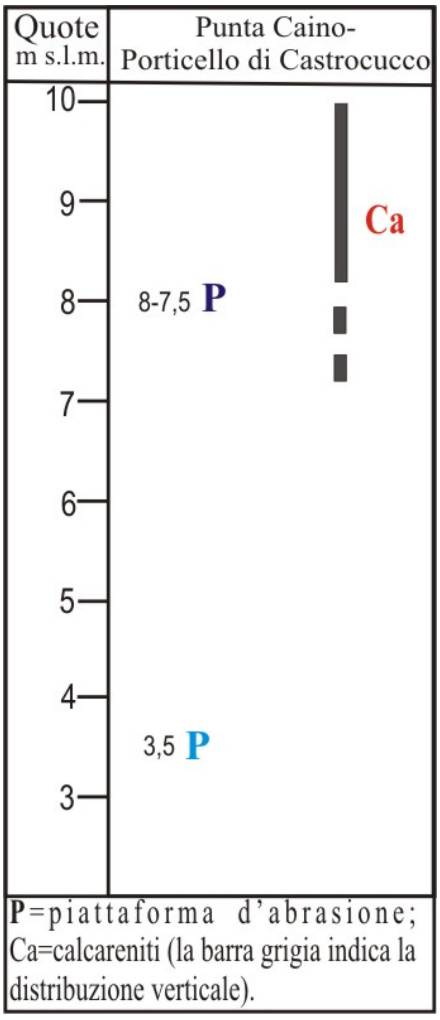


fig.4.29Schema delle morfologie e dei depositi marini affioranti nel settore compreso tra P.ta Caino e Porticello di Castrocucco

In seguito alla formazione del paleopaesaggio di circa 100 m s.l.m. è avvenuto il modellamento, nell'ordine, delle superfici di 75, 60, 45, 20 e 15 m s.l.m. (tab 4.6). I terrazzi di 60, 45 e 20 m s.l.m. sono correlabili con quelli osservati ad analoghe quote in molti dei settori posti più a Nord. Il terrazzo di 75 m s.l.m., che non è stato rinvenuto in nessun altro settore della costa di Maratea, si è forse modellato nell'ambito dello stesso episodio marino che ha prodotto la paleobaia e la paleofalesia con piede a circa 70 m s.l.m. di Acquafredda (cfr. p 4.2.1).

Al di sotto della quota di 15 m s.l.m., un primo episodio marino è testimoniato dai fori di litodomi e dai lembi di calcarenite localizzati fino a 10 m s.l.m. a Secca di Castrocucco (fig. 4.29). Mancando dei precisi indicatori batimetrici, non è possibile stabilire il livello del mare che ha prodotto queste morfologie e questo deposito. Essi, in ogni caso, testimoniano un livello del mare precedente a quello indicato dalla piattaforma di circa 8 m s.l.m. tagliata nel substrato carbonatico, visibile nella stessa località. Allo stazionamento relativo del mare rappresentato da questa piattaforma ha fatto seguito il modellamento della piattaforma di 3,5 m s.l.m., localizzata nella cala a Sud di Punta Caino, cui sono seguiti gli episodi continentali rinvenuti al di sopra di essa.

4.3 Problematiche inerenti le datazioni $^{230}Th/^{234}U$ presenti in letteratura

Su quattro campioni di *Cladocora caespitosa*, prelevati lungo la costa di Maratea, come detto in precedenza, CAROBENE *et alii* (1986) e CAROBENE & DAI PRA (1991) hanno effettuato delle datazioni $^{230}Th/^{234}U$; in base a tali datazioni, hanno attribuito la biocalcarenite a *Cladocora*, considerata da essi riferibile ad un unico evento, alla parte finale del Pleistocene medio (*stage 7* o *9* della stratigrafia isotopica) e, di conseguenza, le successive linee di riva al Tirreniano. In realtà, nessuna di queste datazioni può con certezza essere ritenuta affidabile e non possono essere, quindi, utilizzate come vincoli cronologici per la ricostruzione.

Perché l'età $^{230}Th/^{234}U$ di un campione di corallo possa essere considerata affidabile devono verificarsi le seguenti condizioni: il sistema deve essere rimasto chiuso dopo la morte dell'animale; il campione non deve contenere Th all'origine; il rapporto di attività $^{234}U/^{238}U$ iniziale deve essere prossimo a quello dell'acqua di mare (1,14- 1,15; EDWARDS, 1988).

Per il campione di Punta Iudia, datato da CAROBENE *et alii* (1986), l'età, risultata > 350 ka (tab. 4.7), oltrepassa il limite di sensibilità del metodo, corrispondente a circa 300 ka. Essa non può essere ritenuta attendibile, poichè, come gli stessi Autori sottolineano, il campione possiede un contenuto di calcite troppo elevato (15%), ad indicare una sua ricristallizzazione; contenuti di calcite superiori al 5% indicano, infatti, l'apertura del sistema successivamente alla morte dell'animale. Il campione presenta, inoltre, un contenuto di U più basso (1,67 +/-0,04 ppm) di quello consueto per i coralli "indisturbati" (2,5- 3 ppm). Questa età è, dunque, da considerarsi come un'età apparente, invecchiata probabilmente, come ipotizzato anche CAROBENE *et alii* (1986), per una perdita di uranio.

Per gli altri tre campioni, datati da CAROBENE & DAI PRA (1991) a Cersuta Capo la Nave, a Punta della Matrella ed a Marina di Maratea (tab. 4.8), non è possibile valutare la chiusura o meno del sistema; non sono riportati, infatti, nel lavoro i rapporti quantitativi fra calcite ed aragonite. Le età ottenute variano molto e gli Autori stessi legano questa variabilità del dato al diverso grado di ricristallizzazione del deposito ed all'apertura del sistema, che avrebbe favorito la perdita di uranio; ponendo non pochi dubbi sull'affidabilità del dato.

Campione	Località	quota	calcite %	Aragonite %	[U] (ppm)	$^{234}U/^{238}U$	$(^{234}U/^{238}U)_0$	$\frac{^{230}Th}{^{232}Th}$	$^{230}Th/^{234}Th$	Età ka
LB66	P.ta Iudia	9	15	85	1,670+/- 0,040	1,126+/- 0,0038	–	245+/- 36	1,105+/- 0,034	>350

tab.4.7 Datazioni $^{230}Th/^{234}U$ del campione di P.ta Iudia riportata in CAROBENE *et alii* (1986)

Campione	Località	quota	[U] (ppm)	$^{234}U/^{238}U$	$(^{234}U/^{238}U)_0$	$\frac{^{230}Th}{^{232}Th}$	$^{230}Th/^{234}Th$	Età ka
LB 110	Punta della Matrella	12	2,686±0,063	1,111±0,037	1,182±0,079	126±14	0,804±0,027	172^{+26}_{-20}
LB 111	Marina di Maratea	3,6	2,695±0,068	1,105±0,039	1,189±0,106	340±52	0,866±0,029	208^{+44}_{-29}
CER 3	Cersuta Capo la Nave	2,5	2,768±0,072	1,091±0,040	1,143±0,077	535±99	0,774±0,026	159^{+23}_{-17}

tab.4.8 Datazioni $^{230}Th/^{234}U$ effettuate da CAROBENE & DAI PRA (1991)

I valori del rapporto di attività $^{234}U/^{238}U$ iniziale sono per tutti e tre i campioni, sottraendo l'errore, più bassi di quello considerato normale per le acque marine; viceversa, sommando l'errore sono notevolmente più elevati.

4.4 Analisi quantitative calcite/aragonite

Come già accennato all'inizio del capitolo, al fine di sottoporre alcuni campioni di *Cladocora caespitosa* a datazioni con il metodo $^{230}Th/^{234}U$, sono state effettuate su di essi delle analisi quantitative delle percentuali relative di calcite e aragonite, allo scopo di verificare la chiusura del sistema.

I campioni sono stati in precedenza puliti dai detriti e dai residui e per alcuni campioni si è proceduto ad un microcampionamento con l'ausilio di un trapano, utilizzando punte da 0,8 mm.

Con l'utilizzo del trapano, per alcuni campioni si è proceduto ad un doppio campionameto, effettuato sia sulle pareti esterne del corallo (CEx, PM2), che sui setti interni (CE, PM1).

Le analisi mineralogiche quantitative, al fine di determinare la percentuale relative di calcite ed aragonite, sono state effettuate utilizzando la metodologia Rietveld. A tale scopo una quantità in peso nota (30%) di α-Al_2O_3 (1 μm, Buehler Micropolish) è stata aggiunta ai campioni da analizzare come standard interno. Le polveri sono state successivamente micronizzate usando una apparecchiatura McCrone micronising mill, allo scopo di ottenere polveri con granulomeria <10μm modo tale da evitare problemi di statistiche di conteggio delle particelle, estinzione primaria, *microadsorption* e fenomeni di orientazione preferenziale (BISH & CHIPERA, 1988; KLUG & ALEXANDER, 1974).

Gli spettri RX di polvere sono stati raccolti presso il laboratorio di raggi X del Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università Federico II di Napoli, con un diffrattometro automatico Philips PW1730/3710, utilizzando la radiazione CuK_α, slitte di Soller sul raggio incidente e sul raggio diffratto, monocromatore a cristallo curvo di Grafite, 2θ *range* da 3 to 100°, *step size* 0.02° 2θ e 10s per step di *counting time*.

Campione	Località	quota (m s.l.m.)	Calcite %	Aragonite %
SL1	S. Luppa	4,5	9	91
SP1	S. del Porticello	4	27,6	72,4
FP1	Fosso Pisciotta	3	18	82
CE	Cersuta	3	47,6	52,4
CEx1	Cersuta	3	19	81
PM1	P.ta della Matrella	11	9,1	90,9
PM2	P.ta della Matrella	11	7,4	92,6
MdMSP1	Marina di Maratea	4	14,3	85,7

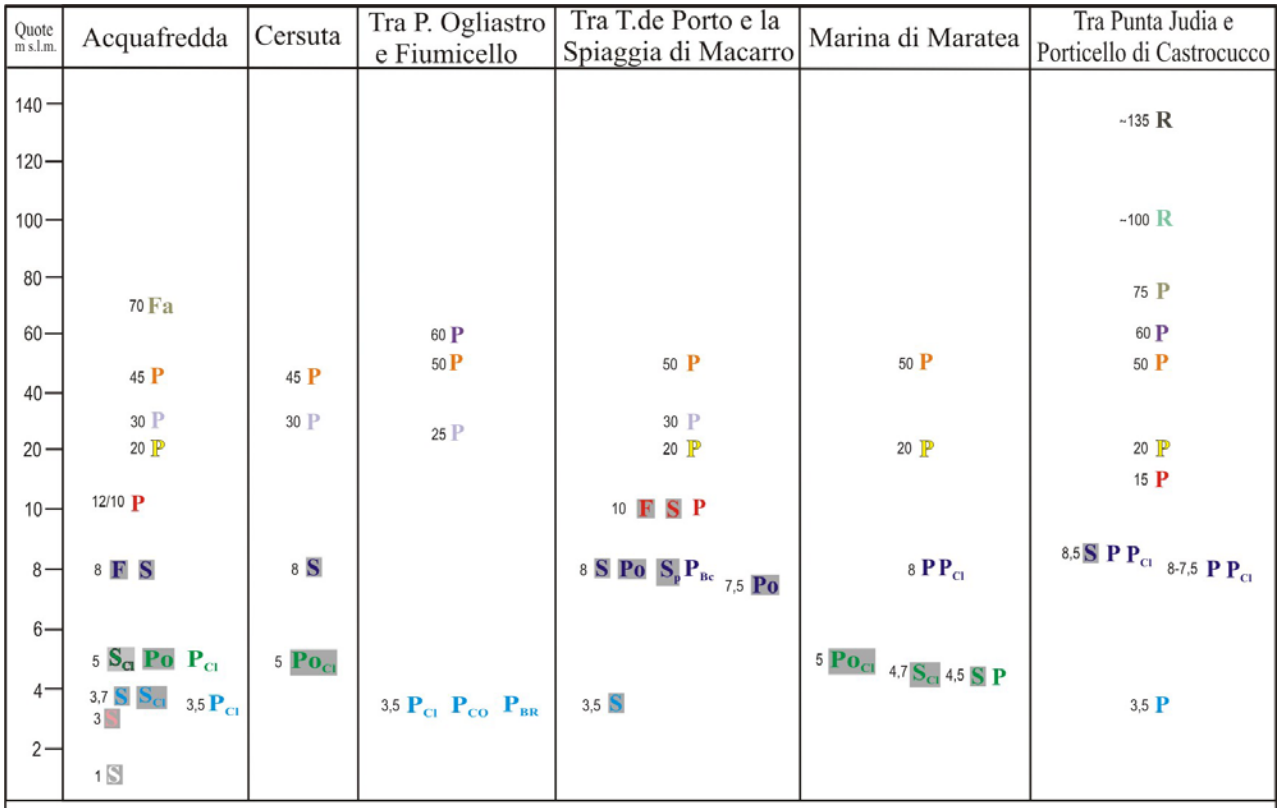
tab.4.9 Analisi calcite/aragonite effettuate sui campioni di *Cladocora caespitosa*

I set di dati sono stati analizzati dal Prof. P. Cappelletti (Dipartimento di Scienze della terra dell'Università Federico II di Napoli) con il metodo Rietveld usando il software GSAS (LARSON & VON DREELE, 1999). Le coordinate atomiche delle strutture utilizzate sono le seguenti: calcite (PAQUETTE & REEDER, 1990), aragonite (DAL NEGRO & UNGARETTI, 1971). Il background è stato modellizzato usando una serie di coseni di Fourier (3 –7 termini). Per le due fasi cristalline sono stati raffinati i seguenti parametri: parametri di cella, *phase fraction*, coefficienti di profilo (funzione pseudo-Voigt per la modellizzazione dei picchi di tipo FWHM Gaussiana e broadening Lorentziana) e frazioni di occupanza cationica. Il numero totale dei parametri raffinati per ogni campione è stato di circa 30. I fattori di agreement per i raffinamenti Rietveld, R_p and R_{wp} (LARSON & VON DREELE, 1999), sono risultati essere sempre compresi tra 0.10 e 0.20.

Le analisi hanno fornito per tutti i campioni un contenuto di calcite troppo elevato (>5%) (tab. 4.9), ad indicare l'apertura del sistema e per tanto non si è proceduto alla loro datazione con il metodo $^{230}Th/^{234}U$.

4.5 Correlazione fra le linee di riva riconosciute nei diversi settori lungo la costa di Maratea e loro età

Lungo il settore di costa sopra esaminato (p. 4.2), tra 75-70 e 20 m s.l.m. sono distinguibili almeno 4 ordini di terrazzi marini posti rispettivamente a 75-70, 60, 50-45, 30-25 e 20 m s.l.m. (fig. 4.30). Sopra la quota di 75 m s.l.m. morfologie ipotizzate di origine marina (cfr p. 4.2.6) sono presenti solo tra Punta Iudia e Porticello di Castrocucco[31], a circa 135 e a circa 100 m s.l.m..



P=piattaforma d'abrasione;R=ripiano erosionale; **Po**=orlo interno di piattaforma; **S**=punto di massima concavità di solco tidale; **F**=fascia orizzontale di fori di litodomi; $\mathbf{P_{Cl}}$=piattaforma d'abrasione tagliata nel deposito a *Cladocora*; $\mathbf{Po_{Cl}}$=orlo interno di piattaform tagliata nel deposito a *Cladocora*; $\mathbf{P_{bc}}$=piattaforma d'abrasione tagliata in biocalcareniti; $\mathbf{P_{CO}}$=piattaforma d'abrasione tagliata in conglomerati di conoide; $\mathbf{P_{BR}}$=piattaforma d'abrasione tagliata in brecce; $\mathbf{S_{Cl}}$=punto di massima concavità di solco tidale tagliato nel deposito a *Cladocora*; $\mathbf{S_p}$=punto di massima concavità di solco tidale tagliato nelle puddinghe. Con lo sfondo grigio sono evidenziati i precisi indicatori del livello del mare. I colori uguali indicano linee di riva di simile età.

fig.4. 30 Tabella sinottica delle linee di riva riconosciute lungo la costa di Maratea

Al di sotto della quota di 20 m s.l.m., il rilevamento di dettaglio e l'analisi geomorfologica in scala 1:5000 hanno permesso di individuare numerose linee di riva, che si rinvengono in maniera più o meno continua, raggruppabili in almeno altri 6 ordini (fig. 4.31). Tali ordini sono rappresentati da solchi tidali, piattaforme d'abrasione e fasce orizzontali di fori di litodomi posti a circa 12-10, 8,5-8, 5-4,5, 3,5, 3 e 1 m s.l.m..

All'interno di alcuni di questi ordini sono state accorpati anche solchi e piattaforme che potrebbero riferirsi a linee di riva distinte, quali quelli presenti a Marina di Maratea, a 5, 4,7 e 4,5 m s.l.m., assumendo come possibile un errore di circa 0,5 m nella misurazione delle quote di tali morfologie. Il solco di 3 m s.l.m.

[31] Tali morfologie sono indicate come ripiani d'erosione in fig. 4.30.

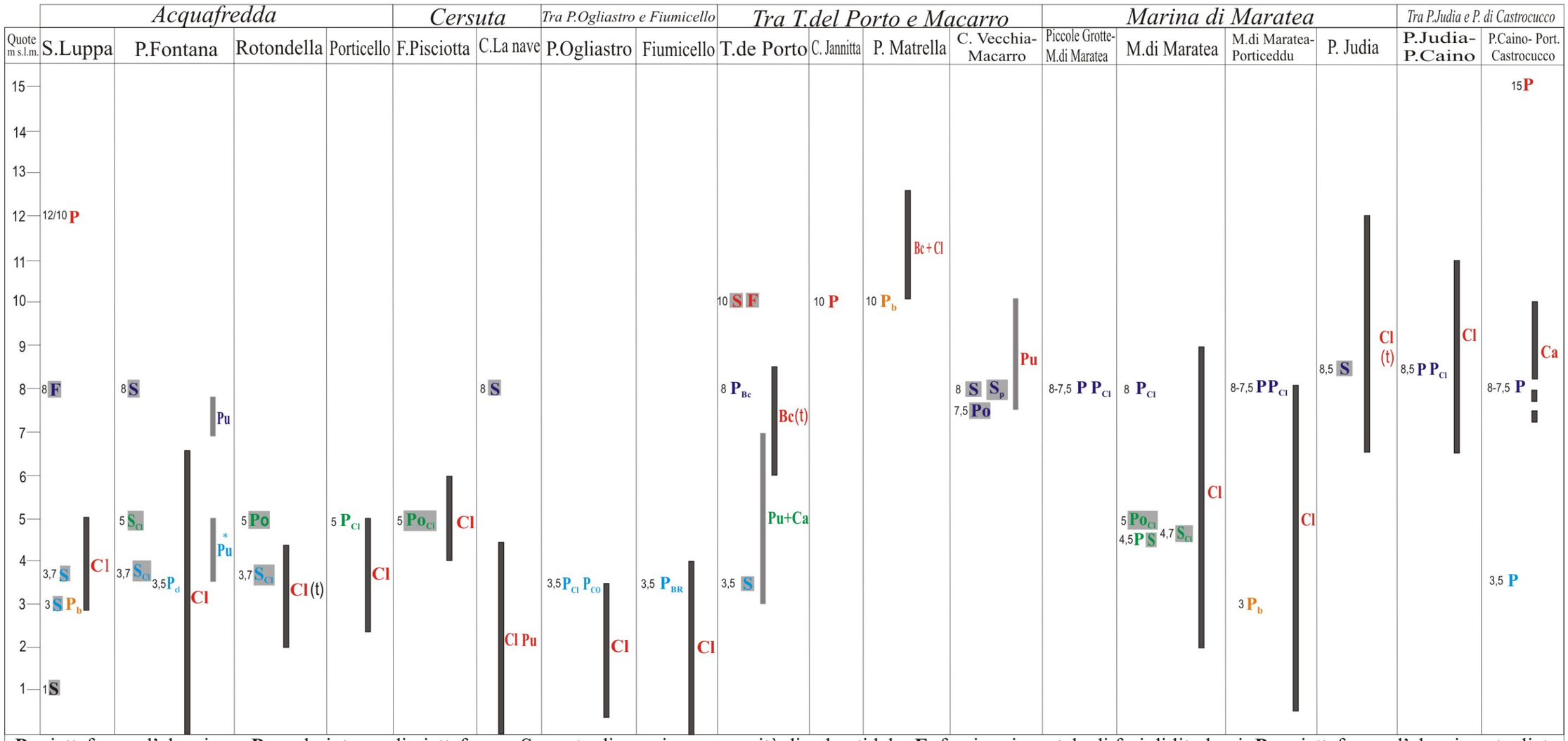
di Acquafredda è stato, invece, ascritto ad un ordine distinto da quello di 3,7-3,5 m s.l.m., dal momento che, essendo stato rinvenuto al di sotto di un solco tidale di 3,7 m s.l.m., è sicuramente riferibile ad una successiva linea di riva.

La presenza al di sopra delle piattaforme di 3,5 e 8,5-8 m s.l.m. di depositi marini ascritti in letteratura al *substage 5e* in base alle già citate misure di racemizzazione sui gusci di molluschi (CAROBENE & DAI PRA, 1991), induce a riferire entrambi questi ordini a due oscillazioni distinte del livello del mare del *substage 5e*; di conseguenza, anche l'età della linea di riva di 5-4,5 m s.l.m., che, sulla base del semplice criterio altimetrico, rappresenta un livello relativo del mare intermedio fra quello di 8,5-8 m s.l.m. e quello di 3,5 m s.l.m., è confinata all'interno del *substage 5e*.

L'esistenza di più oscillazioni del livello del mare durante il *substage 5e* è stata evidenziata in diversi studi sul campo, condotti sia sulle coste Atlantiche che sulle coste del Mediterraneo (SHERMAN *et alii*,.1993; HEARTY & KINDLER, 1995; HILLAIRE-MARCEL *et alii*, 1996; NEUMANN & HEARTY, 1996; KINDLER *et alii*, 1997; PLAZIAT *et alii*, 1998; ZAZO, 1999; DUMAS *et alii*, 2000, 2002, 2005; HEARTY & NEUMANN, 2001; RICCIO *et alii*, 2001; JEDOUI *et alii*, 2003; SCHELLMANN & RADTKE, 2004), nonché nei *record* ad alta risoluzione ottenuti dalle carote oceaniche (MARTINSON *et alii*, 1987).

La formazione del solco di 3 m s.l.m., data la sua ridotta separazione altimetrica da quello sovrastante (di 3,7 m s.l.m.) può collocarsi sempre all'interno del *substage 5e*. Per il solco di 1 m s.l.m., è ipotizzabile un suo riferimento all'Olocene.

Sulla base dell'attribuzione di queste linee di riva più basse al Tirreniano, il deposito a *Cladocora* è cronologicamente inquadrabile nel Pleistocene medio finale. Le quote di affioramento di tale deposito appaiono più alte spostandosi da Nord verso Sud (tab. 4.30). A Nord esso è correlabile, come visto, con la linea di riva di 12-10 m s.l.m.. A Sud (a partire da Punta della Martella) le piattaforme di 12-10 m s.l.m. non sono state rinvenute ed una correlazione del deposito a *Cladocora*, che raggiunge in affioramento la quota massima di 13 m s.l.m., con la piattaforma di 15 m s.l.m. presente nel settore tra Punta Caino e Porticello di Castrocucco è ipotizzabile. Le piattaforme di 10-12 m s.l.m. e quella di 15 m s.l.m. rappresentano, dunque, in tale ipotesi, la stessa linea di riva dislocata. La possibilità di un episodio tettonico successivo alla messa in posto del deposito a *Cladocora*, occorso lungo lineamenti trasversali all'attuale linea di costa, è suggerita anche dalla faglie e dalle fratture che sono state rinvenute al suo interno nel corso del rilevamento (cfr. p. 4.2). La non leggibilità di questo evento tettonico nelle linee di riva più antiche, poste a quote superiori (a partire da 20 m s.l.m.), che si rinvengono a quote costanti da N a S (tab. 4.30), è probabilmente imputabile ai diversi metodi di misurazione utilizzati. Le quote di queste piattaforme sono, infatti, state rilevate dalle carte topografiche (in scala 1:5.000) e sono, dunque, da ritenersi meno precise, con possibilità di errore dell'ordine anche di 5 m, di quelle delle morfologie sottostanti, che sono state rilevate direttamente sul campo.



P=piattaforma d'abrasione; **Po**=orlo interno di piattaforma; **S**=punto di massima concavità di solco tidale; **F**=fascia orizzontale di fori di litodomi; $\mathbf{P_{Cl}}$=piattaforma d'abrasione tagliata nel deposito a *Cladocora*; $\mathbf{P_b}$=piattaforma d'abrasione pre deposito a *Cladocora*; $\mathbf{Po_{Cl}}$=orlo interno di piattaform tagliata nel deposito a *Cladocora*; $\mathbf{P_{bc}}$=piattaforma d'abrasione tagliata in biocalcareniti; $\mathbf{P_{CO}}$= piattaforma d'abrasione tagliata in conglomerati di conoide; $\mathbf{P_{BR}}$= piattaforma d'abrasione tagliata in brecce; $\mathbf{S_{Cl}}$=punto di massima concavità di solco tidale tagliato nel deposito a *Cladocora*; $\mathbf{S_p}$=punto di massima concavità di solco tidale tagliato nelle puddinghe; **Cl**= deposito a *Claocora* (la barra grigia indica la distribuzione verticale); **Pu**=puddinghe (la barra grigia indica la distribuzione verticale); *=puddinghe datatate 130 ka; **Bc**=biocalcareniti (la barra grigia indica la distribuzione verticale); **Ca**=calcareniti (la barra grigia indica la distribuzione verticale); **(t)**=faglie e/o fratture che interessano il deposito. Con lo sfondo grigio sono evidenziati i precisi indicatori del livello del mare. I colori uguali indicano linee di riva di simile età.

fig.4.31 Tabella sinottica delle morfologie e dei depositi marini affioranti lungo la costa di Maratea a partire da 15 m s.l.m.

L'evento tettonico registrato dalla linea di riva di 12-10 m s.l.m. e dal deposito a *Cladocora* si è forse verificato anche successivamente al modellamento della linea di riva di 8,5- 8 m s.l.m.. Nel settore di costa di Marina di Maratea ed in quello situato più a Sud (tra P. Iudia e Porticello di Castrocucco), la quota di 8,5-8 m s.l.m. delle piattaforme di quest'ordine non rappresenta, infatti, come visto, la quota dell'orlo interno, il quale risulta sepolto. Non è, dunque, del tutto da escludere che quest'ultimo salga ad una quota più alta di quella suggerita dalla porzione di piattaforma affiorante, ovvero non è da escludere che anche le piattaforme di quest'ordine siano poste a quote più elevate nel settore meridionale.

Le linee di riva successive (di 5-4,5 e 3,5), che si rinvengono in maniera continua a quote costanti, non sono state interessate da dislocazioni, ad indicare che l'episodio tettonico responsabile della dislocazione del deposito a *Cladocora* e della linea di riva di 12-10 m s.l.m. è senza dubbio occorso precedentemente a loro modellamento.

La linea di riva di riva di 12-10 m s.l.m., dislocata a Sud a 15 m s.l.m., è cronologicamente inquadrabili nel Pleistocene medio finale, una sua correlazione con lo *stage 7* è ipotizzabile. La linea di riva di 20 m s.l.m. può, dunque, rappresentare lo *stage 9*.

Le linee di riva di quota superiore, comprese tra 75-70 e 30 m s.l.m., sono riferibili a precedenti stazionamenti del Pleistocene medio. Un riferimento dei terrazzi più antichi al Pleistocene inferiore può essere escluso sulla base di quanto osservato in settori di costa localizzati più a Sud (dalla foce del fiume Noce alla foce del Lao) (cfr. capitoli successivi), dove terrazzi di analoghe quote sono tutti cronologicamente inquadrati nel Pleistocene medio.

Il modellamento delle morfologie di 135 e circa 100 m s.l.m. è, anche in questo caso, sulla base di quanto osservato più a Sud, cronologicamente inquadrabile tra il tardo Pleistocene inferiore e l'inizio del Pleistocene medio.

4.6 Analisi geomorfologica in scala 1:25.000 dell'area compresa tra il Golfo di Sapri e la foce del fiume Noce

Al fine di individuare le linee evolutive di lungo termine ed i principali elementi morfostrutturali dell'area, l'analisi geomorfologica in scala 1:5000 è stata inquadrata in un'analisi geomorfologia a piccola scala riguardante tutto il settore di costa tra il Golfo di Sapri e la foce del fiume Noce (fig. 4.32).

In quest'area costiera gli unici due settori caratterizzati da costa bassa sono rappresentati a Nord dalla già citata piana costiera di Sapri e a Sud dalla piana alluvionale del fiume Noce. Di quest'ultimo settore, come anticipato, si discuterà approfonditamente nel capitolo successivo, in quanto le morfologie in esso rilevate mostrano maggiore continuità laterale con il settore di costa situato a Sud del Noce.

Il settore di Sapri è caratterizzato, oltre che dalla piccola piana costiera, dalla presenza di un profondo golfo, che, per la sua forma grossomodo simmetrica e

CARTA GEOMORFOLOGICA DELL'AREA COMPRESA TRA IL GOLFO DI SAPRI E LA FOCE DEL FIUME NOCE

FORME STRUTTURALI E FORME A CONTROLLO STRUTTURALE

- Versanti di faglia
- Versanti di linea di faglia
- Porzione di versante strutturale rimodellato dal mare
- Corsi d'acqua susseguenti
- Tratti di costa rettilinei a controllo strutturale

FORME DI ORIGINE MARINA

- Paleofalesia (Olocene)
- Paleofalesia a controllo strutturale (Pleistocene medio)
- Terrazzo di 20 m s.l.m. (Pleistocene medio)
- Terrazzo di 30 m s.l.m. (Pleistocene medio)
- Terrazzo di 50-45 m s.l.m. (Pleistocene medio)
- Terrazzo di 60 m s.l.m. (Pleistocene medio)
- Terrazzo di 75 m s.l.m. (Pleistocene medio)
- Terrazzo di 80 m s.l.m. (Sapri) (Pleistocene medio?)
- Terrazzo di 100 m s.l.m. (Sapri) (Pleistocene medio?)
- Terrazzo di 120 m s.l.m. (Foce Noce) (Pleistocene inferiore)
- Cime e crinali di 100 m s.l.m. (Pleistocene medio)
- Crinale di 135 m s.l.m. (P.ta della Matrella) (Pleistocene inferiore?)

FORME FLUVIALI

- Conoide di II generazione (Pleistocene superiore)
- Conoide di I generazione (Pleistocene medio)
- Corpo di conoide tettonizzato (Pleistocene medio)
- Gradino in valle fluviale
- Gomito di cattura
- Valle relitta
- Sella
- Traccia di corso d'acqua estinto

FORME MISTE DA GRAVITA' E DA TRASPORTO IDRICO

- Conoide fluvio-detritica (Pleistocene superiore)

FORME DOVUTE ALLA GRAVITA'

- Falde detritiche

FORME DI GENESI COMPLESSA

- Forma spianata ubicata sui fianchi o alla sommità dei rilievi

FORME DI ORIGINE LACUSTRE

- Terrazzo deposizionale (Bacino del Noce) (Pleistocene inferiore)

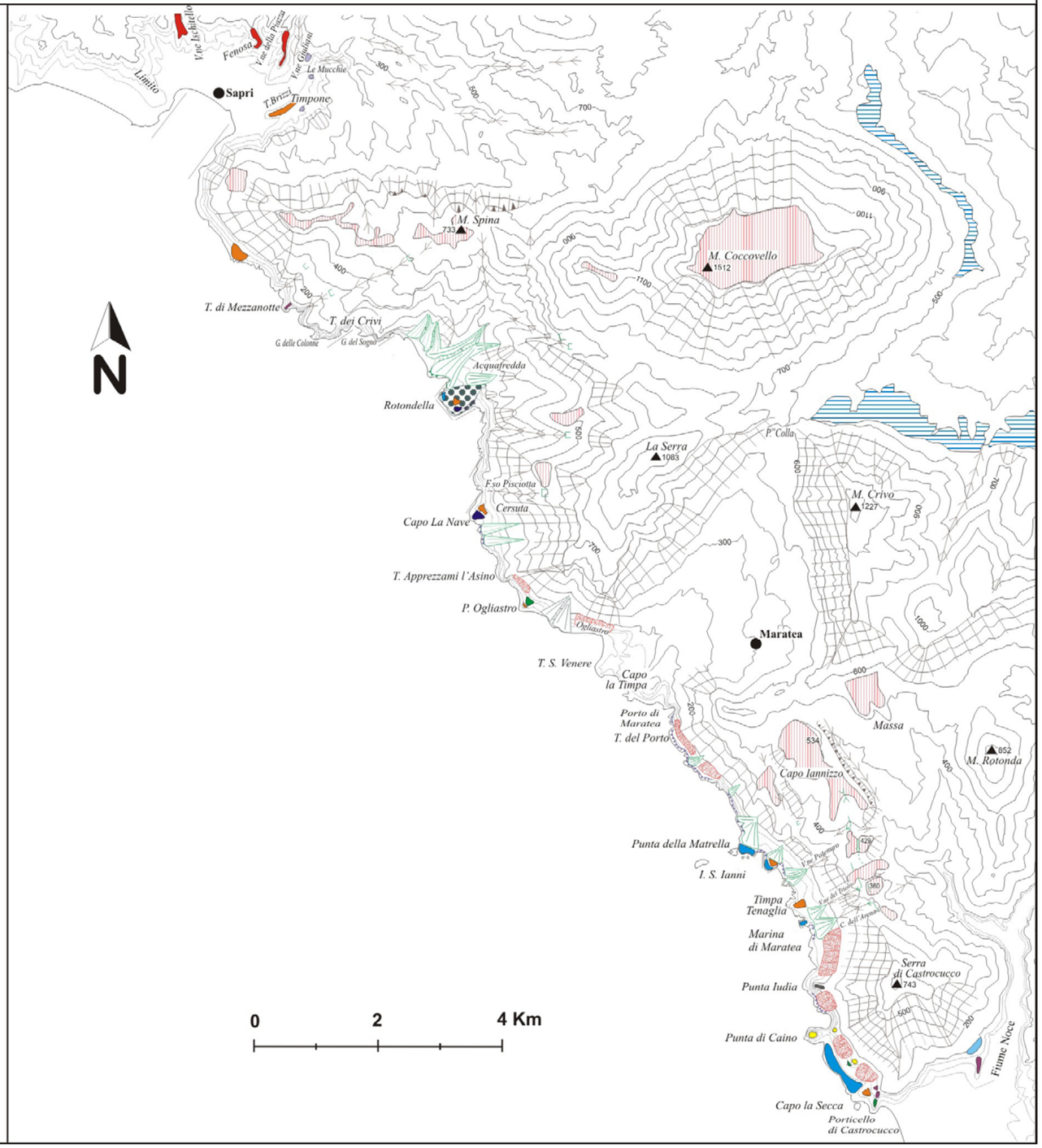


fig.4. 32

quadrangolare, appare connotarsi come un basso a probabile controllo strutturale, delimitato a SE dall'alto del M.te Spina.

A monte della piana[32], alle spalle del tracciato della linea ferroviaria, a circa 100 m s.l.m., sono visibili dei lembi di terrazzi marini deposizionali, ormai ridotti a stretti crinali per l'intensa incisione operata dai corsi d'acqua. In particolare, il lembo compreso tra il V.ne Giuliani ed il V.ne della Piazza si sviluppa tra 100 e 70 m s.l.m., quello di Fenosa tra 100 e 80 m s.l.m., quello situato in destra del V.ne Ischitello, tra 100 e 70 m s.l.m.[33]. Ridotti lembi di natura erosionale, tagliati sia nelle rocce carbonatiche dell'Unità Alburno- Cervati –Pollino che nelle marne ed argilliti dell'Unità Nord-calabrese, estesi tra 80 e 70 m s.l. m., sono visibili in località Timpone e le Mucchie. Un terrazzo più basso situato tra 50 e 40 m s.l.m. è, inoltre, visibile in sinistra orografica del Torrente Brizzi.

I lembi deposizionali di circa 100 m s.l.m. sono ascrivibili tutti ad un unico ordine; tali terrazzi, considerati pre-tirreniani già da GUARINO (1985), possono essere riferiti al Pleistocene medio, anche sulla base di correlazioni con terrazzi posti a quote analoghe nei settori di costa più a Sud (cfr capitoli successivi).

I terrazzi di circa 80 m s.l.m. rappresentano un altro ordine. Nel corso del modellamento di questi terrazzi è probabilmente avvenuta anche la formazione della porzione esterna (posta a quote più basse) dei terrazzi di 100 m s.l.m., che si configurano, quindi, come terrazzi policiclici; ciò è evidenziato dal fatto che il terrazzo tra V.ne Giuliani e V.ne della Piazza presenta un tratto a maggiore gradiente che separa la porzione di terrazzo tra 100 e 90 m s.l.m. da quella compresa tra le quote di 80 e 70 m s.l.m.. Anche questi terrazzi sono riferiti in questa sede al Pleistocene medio.

Il lembo di circa 50 m s.l.m., di natura deposizionale, è ascrivibile ad un successivo ordine, inquadrabile sempre nel Pleistocene medio.

I terrazzi individuati a circa 35 m s.l.m. da GUARINO (1985) sono risultati costituiti da ghiaie eterometriche di natura alluvionale e, dunque, non sono stati cartografati come terrazzi marini.

Tutta l'area a SW del Golfo di Sapri, la cui continuità è interrotta solo dal basso strutturale delle Valle di Maratea, si configura in generale come una costa alta, caratterizzata dalla presenza di versanti carbonatici molto ripidi (gradiente molto spesso $\geq 30°$). Tali versanti sono per lo più versanti di faglia ed hanno condizionato lo sviluppo attuale della maggior parte del perimetro costiero. Essi hanno in generale le caratteristiche di versanti poco maturi ed evoluti. In alcuni casi il loro profilo mostra tratti a minore gradiente o è interrotto da superfici a debole pendenza, ad indicare che sono policiclici. Ciò si osserva bene in tre aree: a

[32] In quest'area, giudicata meno conservativa rispetto agli eventi marini quaternari e meno promettente ai fini della ricerca, non è stato eseguito un rilevamento di dettaglio, ma ci si è limitati ad un analisi geomorfologica sulla base topografica in scala 1:10.000 del comune di Sapri.ed a dei sopralluoghi.

[33] Queste quote e quelle successive sono tutte ricavate dalla cartografia in scala 1:10.000.

SE dell'insenatura di Sapri, tra Acquafredda e Cersuta e nel settore di Punta della Matrella (tra Torre del Porto e Marina di Maratea).

La policiclicità del versante che borda a SE il Golfo di Sapri è documentata dalla presenza nel suo profilo di una porzione superiore caratterizzata da minore gradiente.

Nel settore tra Acquafredda e Cersuta, lungo il versante occidentale di M.te la Serra tra 550 e 500 m s.l.m. sono visibili, invece, dei ripiani erosionali di ridotte dimensioni. Queste interruzioni nel profilo del versante sono qui evidenziate anche da elementi convessi nel profilo longitudinale dei corsi d'acqua, corsi d'acqua che nella porzione più bassa del versante scorrono entro valli susseguenti.

Il settore di P.ta della Matrella è, come già evidenziato in precedenza (cfr. p.4.2.4), l'unica area dove il versante costiero ha conservato nella sua parte alta evidenti resti di un antico paesaggio, testimoniato dall'ampia superficie, maggiormente rappresentativa, osservabile a Capo Iannizzo, localizzata a circa 500 m s.l.m., e dalla superficie localizzata tra 325 e 250 m s.l.m.. Quest'ultima, come visto, rappresenta, rispetto a quelle di circa 500 m s.l.m., un'altra generazione, in quanto rimodella il piede di un versante strutturale orientato NW-SE, che sospende la superficie di 500 m s.l.m. di Capo Iannizzo. I due lembi visibili a Sud di Capo Iannizzo, localizzati rispettivamente a circa 425-400 e 350-325 m s.l.m., possono derivare dalla dislocazione tettonica della superficie di 500 m s.l.m.. L'esistenza di un lineamento responsabile del ribassamento della superficie di circa 425-400 m s.l.m. è messa in evidenza dalla presenza di corsi d'acqua susseguenti, che delimitano a Nord il blocco strutturale su cui tale superficie è conservata. Un ulteriore fagliamento è stato probabilmente responsabile del ribassamento verso Sud di questa superficie, producendo il lembo oggi visibile a circa 350-325 m s.l.m..

Tutte le suddette superfici a minore gradiente, presenti alla sommità dei versanti o ad interromperne il profilo, sono di origine continentale e la loro genesi è riferibile a momenti di stabilità del livello di base locale. Almeno due differenti livelli di base locali, testimoniati dalla superficie di 500 m s.l.m. e da quella estesa tra 325 e 250 m s.l.m., sono documentati nel settore di Punta della Matrella.

I paleopaesaggi visibili nel settore di Punta della Matrella sono nell'insieme troncati e sospesi dall'esteso (circa 2000 m di lunghezza planimetrica) versante strutturale orientato NW-SE, visibile parallelamente all'attuale linea di costa. La sospensione delle superfici relitte è evidenziata anche da salti nel profilo longitudinale dei corsi d'acqua. Tali corsi d'acqua, che reincidono il versante orientato NW-SE, interrompendo la sua continuità laterale, hanno in alcuni casi (V.ne Potenuro, V.ne del Triolo, Canale dell'Arena) carattere susseguente ed evidenziano l'esistenza di lineamenti orientati trasversalmente alla linea di costa attuale (circa NE-SW), che sono stati in parte anche responsabili del ribassamento tettonico verso SE delle sopracitate superfici continentali. Essi hanno, inoltre, passivamente guidato la cattura, evidenziata da una serie di gomiti, di un corso d'acqua che doveva scorrere in precedenza parallelamente all'attuale linea di costa.

Tale cattura è probabilmente legata all'attività della faglia orientata NW-SE, responsabile della sospensione dei paesaggi relitti.

Evidenze del paleodrenaggio orientato circa NW-SE sono ben visibili nell'area tra Capo Iannizzo e Canale dell'Arena (vedi anche fig. 4.18 e fig. 4.22).

Ad Acquafredda, Cersuta e Marina di Maratea i versanti strutturali mostrano nella parte bassa un profilo concavo e/o un andamento sinusoidale delle isoipse in pianta, ad indicare un loro rimodellamento in ambiente marino.

Numerose falde detritiche e conoidi sono presenti ai piedi dei versanti, ed allo sbocco di molte delle valli fluviali. Queste morfologie sono state cartografate e distinte, laddove possibile, in generazioni, sulla base dell'analisi geomorfologica in scala 1:5000 e con l'ausilio delle foto aeree. In particolare, sono state distinte, in base alle loro caratteristiche morfologiche e sulla base dei depositi che le costituiscono, le forme propriamente di origine fluviale (ad esempio la conoide di V.ne di Fontana) dalle forme miste (ad esempio le conoidi di Cersuta) (cfr. p. 4.2.1 e 4.2.2), cartografate come "conoidi fluvio-detritiche, alla cui formazione hanno contribuito, oltre che il trasporto idrico, i processi di gravità. Il corpo deposizionale di Rotondella, il quale, come visto in precedenza, risulta non ben inquadrabile nell'odierno assetto orografico, è stato cartografato come "corpo di conoide tettonizzato".

Nell'ambito delle conoidi fluviali sono state individuate due diverse generazioni, la più antica delle quali è riferita al Pleistocene medio, la più recente all'Ultima Glaciazione. Al Pleistocene medio, ad un momento precedente alla deposizione delle conoidi di I generazione, è attribuito anche il corpo di Rotondella, che risulta tagliato dal terrazzo di 45 m s.l.m. e da quelli successivi. Le conoidi fluvio-detritiche sono, invece, correlabili per posizione stratigrafica alle conoidi fluviali di II generazione e, dunque, attribuibili al Pleistocene superiore.

In alcuni settori di costa, quali quelli di Acquafredda e Marina di Maratea, la deposizione delle conoidi e delle falde detritiche è avvenuta all'interno di bassi morfologici, interpretabili come depressioni strutturali. Tali depressioni sono delimitate da faglie trasversali alla linea di costa, che interrompono i versanti strutturali a direzione NW-SE. Ad Acquafredda l'esistenza di un basso strutturale è messa in evidenza dai tratti di costa rettilinei a probabile controllo strutturale orientati ENE-WSW (G. del Sogno- G. delle Colonne) e NNE-SSW (tratto di costa tra Acquafredda e Cersuta) e dalle porzioni di un versante strutturale, orientato circa NW-SE, presenti nel settore a monte.

Come illustrato in precedenza, i terrazzi marini, che sono di ridotte dimensioni ed esclusivamente di natura ersosionale e sono visibili in maniera piuttosto discontinua, soprattutto lungo il profilo di piccoli promontori, sono stati rinvenuti principalmente a partire da circa 60 m s.l.m..

Al di sopra dei 60 m di quota, se si escludono i terrazzi, in destra del fiume Noce (di cui, come detto, si discuterà nel successivo capitolo), morfologie erosionali

interpretabili come terrazzi marini sono state rinvenute solo a 75-70 m s.l.m.[34] a Torre di Mezzanotte e sul promontorio di Porticello di Castrocucco[35]. Il rilievo di Serra di Castrocucco, come osservato nell'analisi geomorfologia in scala 1:10.000 (cfr.p 4.2.6), mostra, però, una serie di "evidenze", cartografate come "cime e crinali a quote simili", che fanno ipotizzare un suo modellamento in ambiente marino, legato ad un livello di base assoluto di quota superiore a 75 m s.l.m., che dovrebbe aver raggiunto almeno 100 m s.l.m.. Tali evidenze sono state inserite nelle forme di origine marina. Nelle forme di origine marina è stato inserito anche il top del promontorio di Punta Iudia, localizzato a circa 135 m s.l.m. (cfr p. 4.2.5).

Delle attribuzioni cronologiche di tutte le suddette morfologie marine si è già discusso nel paragrafo precedente, a cui si rimanda.

Le piattaforme d'abrasione rinvenute al di sotto di 20 m s.l.m. nel corso del rilevamento, non sono state riportate in fig. 3.32 in quanto non cartografabili alla scala della carta.

I terrazzi lacustri del bacino del Noce sono stati cartografati in base alla letteratura (LA ROCCA & SANTANGELO, 1991; SANTANGELO, 1991). La loro età è, però stata "invecchiata", rispetto a quella ipotizzata in letteratura, dove l'esistenza del lago è confinata tra la "seconda metà del Pleistocene inferiore e la parte bassa del Pleistocene medio" (SANTANGELO, 1991). Per tali morfologie è, infatti, proposta in questa sede un'età Pleistocene inferiore, in base all'età dei più alti terrazzi marini presenti nell'area di foce del fiume Noce, ascritti al tardo Pleistocene inferiore (cfr capitolo successivo). La formazione di questi terrazzi marini potrebbe, infatti, essere legata al livello di base responsabile della dissezione, per erosione regressiva, dei depositi lacustri e dell'estinzione del lago.

4.7 Evoluzione del settore di costa durante il Quaternario

L'analisi geomorfologica a piccola scala permette di suddividere l'area in esame in tre settori che sembrano essere stati caratterizzati da un'evoluzione quaternaria di lungo termine differente: il settore dell'abitato di Sapri, dove terrazzi marini sono presenti a partire da circa 100 m s.l.m., il più ampio settore compreso tra il Golfo di Sapri a Nord e Marina di Maratea a Sud, in cui non sono conservate morfologie di origine marina al di sopra dei 75-70 m s.l.m., ed il settore della Serra di Castrocucco, che mostra, diversamente dagli altri tratti del versante costiero di Maratea, tracce di modellamento anche intorno ai 100 m s.l.m., testimoniate dalle già citate cime e crinali posti a quote simili.

Il rinvenimento nel settore di Serra di Castrocucco (tra Punta Iudia e Porticello di Castrocucco), oltre che dei ripiani e delle cime di 135 e circa 100 m s.l.m., anche di tutte le linee di riva (di 75, 60, 50 e 20 m s.l.m.) rilevate lungo l'area costiera

[34] La superficie di circa 100 m s.l.m. visibile al top di Capo la Timpa, nell'area del porto di Maratea, non è stata considerata di origine marina perché in letteratura tale corpo è riportato come costituito da blocchi carbonatici dislocati, legati ai movimenti che hanno interessato la valle di Maratea (RIZZO & LEGGERI, 2004).

[35] Quest'ultima superficie, non cartografabile alla scala della carta, è, stata rilevata, come visto, dalla cartografia in scala 1:10.000 della Cassa del Mezzogiorno e da quella in scala 1:5.000 del comune di Maratea. La quota del terrazzo di Torre di Mezzanotte è stata, invece desunta dalla cartografia in scala 1:10.000 del comune di Sapri.

compresa tra il Golfo di Sapri e Marina di Maratea, consente di escludere che questi due settori siano stati interessati da movimenti tettonici differenziali successivamente al modellamento delle suddette linee di riva; ovvero consente di escludere che le morfologie di 135 e 100 m s.l.m. possano rappresentare delle superfici dislocate rispetto ai terrazzi marini presenti più a Nord. Quest'ultima considerazione induce, quindi, ad ipotizzare (come già accennato in precedenza) che il settore di Serra di Castrocucco abbia registrato anche gli episodi marini più antichi (di più alta quota), ben testimoniati lungo il versante sudorientale dello stesso rilievo, in destra orografica del fiume Noce (cfr. capitolo successivo).

L'assenza di lembi erosionali ascrivibili a stazionamenti relativi del livello del mare più antichi di quello di circa 75-70 m s.l.m. nel settore di costa compreso tra il Golfo di Sapri e Marina di Maratea può essere spiegata ipotizzando che al momento del modellamento dei ripiani e delle cime di 135 e circa 100 m s.l.m.[36] esisteva in quest'area una linea di costa più spostata verso Ovest rispetto a quella attuale (fig. 4.33) . In tale ipotesi, anche questo settore di costa più spostato verso occidente, potrebbe aver registrato gli stazionamenti del livello del mare più antichi, come il settore di Serra di Castrocucco. Un successivo evento tettonico, legato forse alla tettonica estensionale attiva nel bacino tirrenico, avrebbe, in seguito, prodotto il ribassamento di quest'area sotto il livello del mare, lungo dei lineamenti grossomodo paralleli alla linea di costa attuale, facendo arretrare la costa tirrenica e conducendo alla scomparsa dei terrazzi più alti (fig. 4.34). La conservazione delle "tracce" di modellamento in ambiente marino (crinali e cime di 135 e 100 m s.l.m.) e dei "veri e propri" terrazzi marini (visibili lungo il versante situato in destra orografica del fiume Noce) di quota superiore a 75-70 m s.l.m. nel settore di Serra di Castrocucco può essere spiegata ipotizzando l'esistenza di uno svincolo tettonico fra questo settore e l'area posta più a Nord. Tale svincolo tettonico, attivo successivamente al modellamento dei lembi di 135 e 100 m s.l.m. e precedentemente a quello dei terrazzi di 75-70 m s.l.m., dunque nelle fasi iniziali del Pleistocene medio (cfr. p. 4.5), può essere stato rappresentato da un lineamento trasversale alla linea di costa attuale, orientato circa NE-SW, quale quello messo in evidenza dal corso d'acqua susseguente del Canale dell'Arena (fig. 4.34). L'esistenza di questo svincolo tettonico ha fatto si che il livello marino di 75-70 m s.l.m. nel settore di Serra di Castrocucco andasse ad insistere in un'area già modellata in precedenza, laddove nell'area compresa tra il Golfo di Sapri e Marina di Maratea questo ed i successivi stazionamenti del livello del mare hanno interessato un'area che non mostra evidenti tracce di precedenti livelli marini e che, come visto, si configura, rispetto ai settori di costa posti a Nord (di Sapri) ed a Sud (foce del fiume Noce), come una costa "giovane", caratterizzata da versanti strutturali, molto ripidi, per nulla regolarizzati, che mostrano solo rare tracce di modellamento in ambiente subaereo, e da una rete idrografica costituita da corsi d'acqua brevi ed a carattere torrentizio.

[36] Va qui chiarito che le quote di 135 m s.l.m. e 100 m s.l.m. non sono da intendersi come quote precise di paleolivelli marini, non essendo riferite ad indicatori batimetrici, quali i terrazzi marini.

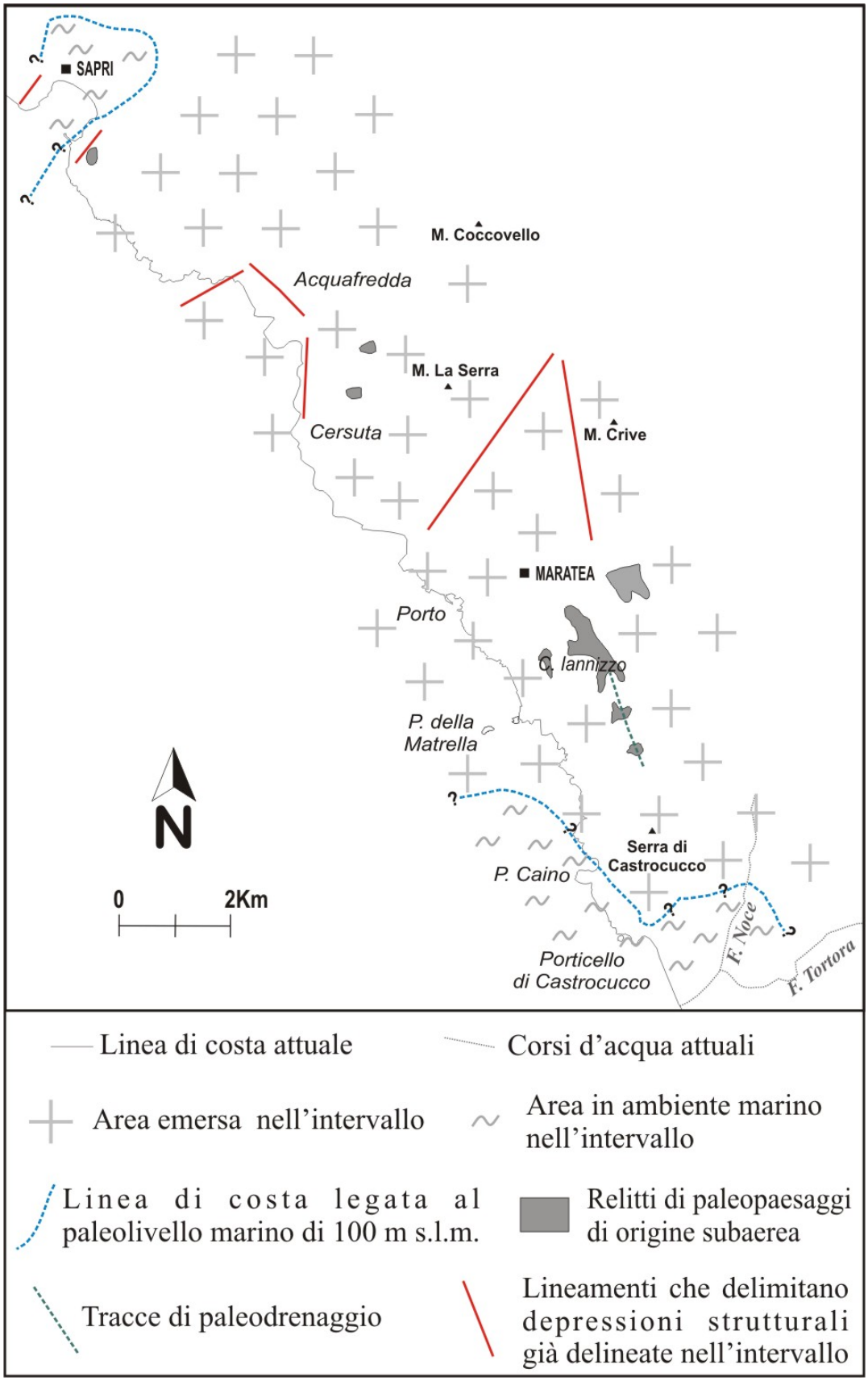


fig.4.33 Schema paleogeografico del settore di costa tra il Golfo di Sapri e Porticello di Castrocucco durante il Pleistocene medio iniziale

Nel momento in cui si modellavano le linee di riva più alte della Serra di Castrocucco (tra la parte alta del Pleistocene inferiore e l'inizio del Pleistocene medio) si sono probabilmente formati anche i terrazzi più alti (circa 100 m s.l.m.) visibili nel settore di Sapri. L'area di Sapri costituiva in questa fase un basso all'interno del quale penetrava il mare. Doveva qui esistere, come nell'area di foce del fiume Noce, già una sorta di golfo (fig. 4.33), come suggerito dalla disposizione dei terrazzi, mentre il settore costiero di Maratea, caratterizzato, come già detto sopra, da una linea di costa più spostata verso occidente, si trovava in abiente continentale.

L'ipotesi che il settore di catena appenninica nel quale ricade la costa di Maratea sia stato caratterizzato da un assetto paleogeografico differente dall'attuale precedentemente allo stazionamento relativo del livello del mare di 75-70 m s.l.m. (ovvero prima del Pleistocene medio basale) è suggerita e supportata da una serie di evidenze, quali: l'esistenza nel settore tra il porto e Marina di Maratea di un paleodrenaggio parallelo alla linea di costa attuale, orientato circa NW-SE, che è stato catturato dai brevi corsi d'acqua susseguenti orientati circa NE-SW, in seguito all'arretramento della costa tirrenica; il rinvenimento nel settore di Acquafredda del lembo deposizionale costituito dai conglomerati di Rotondella[37], incongruente con l'attuale orografia; la segnalazione alla base della successione del bacino lacustre del Noce di "Le Cuini" di conglomerati carbonatici ben arrotondati, indicanti direzioni di apporto principali da S-SW ed un lungo trasporto, non spiegabile con l'attuale situazione idrografica (SANTANGELO, 1991) (cfr. p. 3.3.1).

A questo momento temporale, precedente alla formazione della linea di riva di 75-70 m s.l.m. è riferibile anche il modellamento delle superfici di origine subaerea individuate tra Sapri e la Serra di Castrocucco, legate ad un livello di base locale. Tali superfici sono, infatti, sospese dal versante di faglia costiero, orientato NW-SE, al cui piede sono presenti i terrazzi marini. In questa fase è,inoltre, probabilmente già delineata anche la depressione strutturale di Acquafredda. Questo basso morfologico è, infatti, limitato da lineamenti traversali all'attuale linea di costa, che hanno un'orientazione circa NE-SW, prossima a quella dei lineamenti che delimitano il Golfo di Sapri; è, dunque ipotizzabile che tali lineamenti strutturali siano stati attivi nello stesso intervallo temporale.

I versanti strutturali orientati NE-SW che delimitano il basso di Acquafredda sono stati successivamente tagliati dal lineamento orientato NW-SE, che ha determinato il ribassamento del settore costiero, a cui ha fatto seguito la formazione dei terrazzi di 75-70 m s.l.m.

A partire dal modellamento della linea di riva di 75-70 m s.l.m, tutto il settore costiero compreso tra il Golfo di Sapri e Porticello di Castrocucco sembra essere stato caratterizzato a grandi linee da una stessa evoluzione.

[37] l'episodio di fagliazione che ha interessato questi conglomerati precedentemente al modellamento del terrazzo di circa 45 m s.l.m. (cfr p 4.2.1) può essere inquadrabile nell'ambito dell'evento tettonico che ha fatto arretrare la costa tirrenica e prodotto la formazione dei terrazzi di più alta quota (75-70 m s.l.m.) rinvenuti nel settore di Maratea.

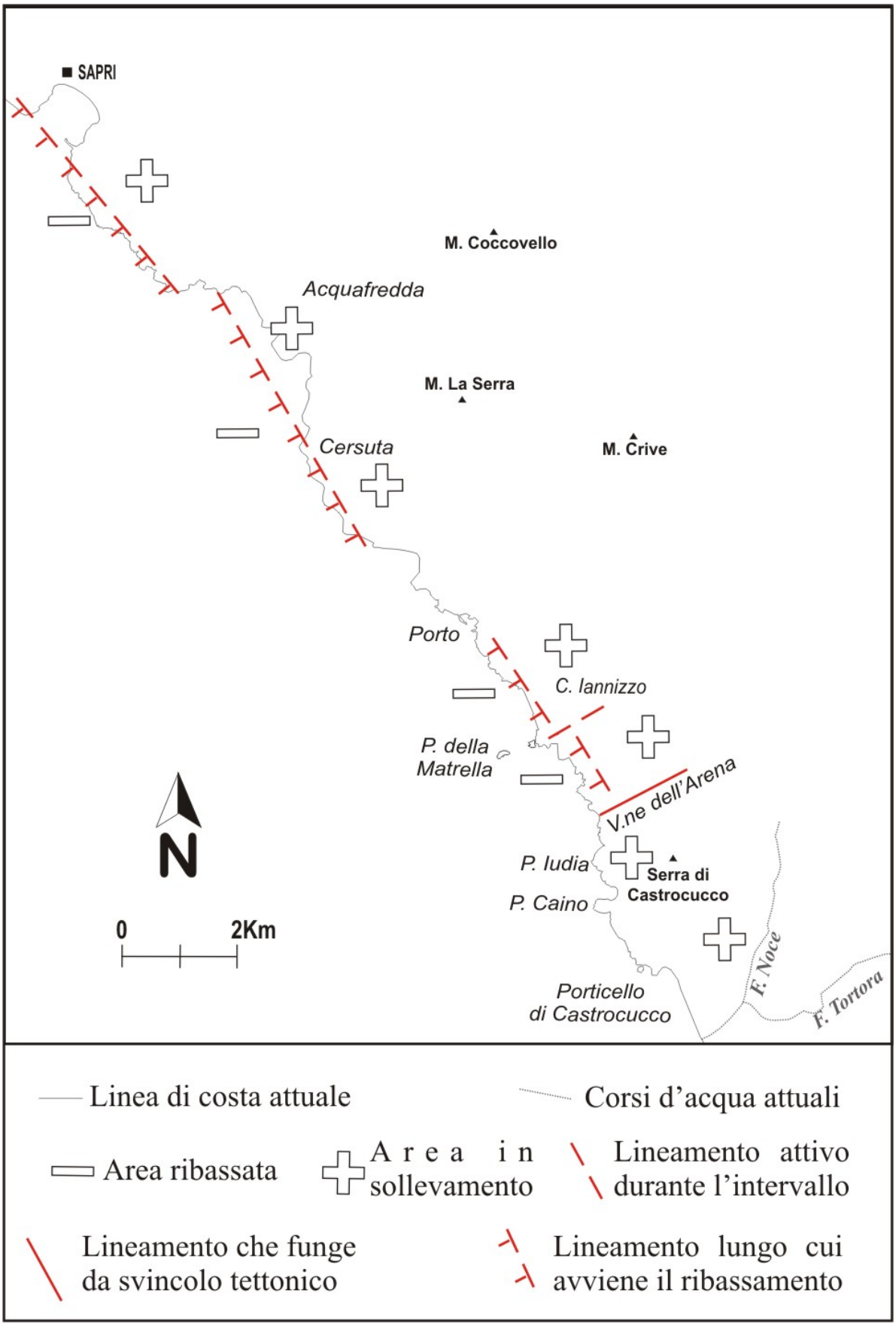


fig.4.34 Carta dei lineamenti attivi nel settore di costa tra il Golfo di Sapri e Porticello di Castrocucco durante il Pleistocene medio precedentemente al modellamento della linea di riva di 75-70 m s.l.m.

La formazione delle linee di riva comprese tra 75-70 e 20 m s.l.m., inquadrabile, come visto, nel Pleistocene medio, è probabilmente avvenuta in una costa sottoposta a lento e costante *uplift*; bisogna, infatti, ipotizzare una costa soggetta ad *uplift* costante perché stazionamenti del livello del mare anche di simile intensità siano registrati come terrazzi altimetricamente separati. In tale ipotesi, i terrazzi visibili lungo la costa di Maratea possono essere considerati dei terrazzi "eustatici", ciascuno correlabile con un diverso stazionamento assoluto del livello del mare del Pleistocene medio.

La scarsa rappresentatività di alcuni ordini di terrazzi (ad esempio di quello di 75-70 m s.l.m.) e, più in generale, la discontinuità con cui si rinvengono quasi tutti gli ordini di terrazzi tra 75 e 20 m s.l.m., può essere dovuta al fatto che alcune superfici, sebbene presenti, possono non affiorare perché sepolte sotto i depositi delle numerose falde detritiche e conoidi fluvio-torrentizie visibili lungo la costa. Lembi di terrazzi potrebbero, ad esempio, essere sepolti sotto le falde detritiche ed i depositi di conoide a Cersuta, nel settore di Torre del Porto ed a Marina di Maratea.

La ridotta ampiezza della maggior parte dei terrazzi marini rilevati è probabilmente una conseguenza della morfologia di questo settore di costa. E', infatti, noto che in coste alte, caratterizzate da versanti costieri piuttosto inclinati (gradiente $\geq 30°$), tendono più frequentemente a formarsi terrazzi caratterizzati da bassi valori dell'ampiezza (CINQUE *et alii*, 1995; TRENHAILE, 2002b)

L'*uplift* che ha interessato questo settore di costa è probabilmente perdurato anche nel Pleistocene superiore. La quota della più alta fra le linee di riva ascritte al *substage 5e* (circa 8,5-8 m s.l.m.) è, infatti, più elevata di quella eustatica indicata dalle *global sea level curves* (SHACKLETON, 1987; LEA *et alii*, 2002; WAELBROECK *et alli,* 2002), di quelle indicate dalla linea di riva di tale età in Sardegna (ULZEGA & OZER, 1982; ULZEGA & HEARTY, 1986; HEARTY, 1986), area italiana considerata per eccellenza stabile da un punto di vista tettonico, e di quelle indicate in altre aree stabili (es. la costa dell'Australia occidentale; STIRLING *et alii*, 1998).

L'*uplift* che ha interessato il settore costiero durante il Pleistocene superiore è in ogni caso stato di entità minore rispetto a quello testimoniato nei settori del Golfo di Policastro posti più a Nord, lungo la costa del Monte Bulgheria, nella baia di Porto Infreschi, dove un notevole sollevamento è occorso successivamente al *substage 5a* (ESPOSITO *et alii*, 2003) e a Sapri, in località Limito, dove il terrazzo di 15 m s.l.m. ascritto al *substage 5e* (BRANCACCIO *et alii*, 1990), indicante già un sollevamento di grande entità, potrebbe avere un'età ancora più recente (cfr. p. 3.2.1).

Un episodio di fagliazione ha interessato la costa tra il Golfo di Sapri e Porticello di Castrocucco tra il Pleistocene medio finale ed il Pleistocene superiore, come testimoniato dalle faglie orientate in direzione circa N150, N120 e N20, che interessano la biocalcarenite a *Cladocora caespitosa*, e dalle morfologie erosionali correlate a tale deposito, che, come visto (cfr. p.4.5.), sono dislocate. In particolare in base alla distribuzione di tali morfologie e depositi, sono individuabili un settore

settentrionale, settore di Torre di Mezzanotte, ed un settore meridionale, a Sud di Punta della Martella, che sono stati caratterizzati da un sollevamento di entità maggiore rispetto all'area centrale. L'ipotesi che nel settore di Torre Mezzanotte sia occorso un sollevamento maggiore rispetto a quello che ha interessato l'area posta a Sud, si basa sulla segnalazione fatta da CAROBENE & DAI PRA (1991). della presenza in tale località di un solco localizzato a circa 14 m s.l.m., cui è correlata una calcarenite a *Cladocora* rinvenuta fino a 12 m s.l.m..

Episodi di fagliazione e movimenti differenziali, occorsi lungo lineamenti trasversali alla linea di costa, hanno interessato l'area anche nel Tirreniano, precedentemente al modellamento della linea di riva di 5.5-4 m s.l..m., la quale, come visto, si rinviene a quote grosso modo costanti da Nord a Sud, lungo tutta la costa di Maratea.

Diverse fasi regressive, correlabili con bassi stazionamenti del livello marino, testimoniate dai depositi di versante e di conoide fluvio-torrentizia, di notevole spessore, si sono intervallate agli stazionamenti responsabili del modellamento dei terrazzi marini, probabilmente sempre nell'ambito di una costa in sollevamento tettonico. Le morfologie ed i depositi riferibili a questi episodi sono, come visto in precedenza, spesso interdigitati tra loro e non sempre chiaramente distinguibili in generazioni; in alcuni casi è stato, però, possibile operare delle distinzioni. Oltre che dai conglomerati di Rotondella, la cui formazione, come visto, è occorsa sicuramente precedentemente allo stazionamento di 50-45 m s.l.m. e molto probabilmente precedentemente anche a quello di 75-70 m s.l.m., una fase regressiva antica è rappresentata dalla I generazione dei conglomerati della conoide del canale dello Zifano (cfr. p 4.2.3), la cui deposizione è avvenuta con un livello di base posto al di sotto dell'attuale livello marino, nel corso del Pleistocene medio, successivamente allo stazionamento di 50-45 m s.l.m. e precedentemente a quello di 30-25 m s.l.m..

Gli episodi più recenti, inquadrabili nell'ambito dell'Ultima Glaciazione, sono testimoniati, invece, dalle brecce di versante e dai conglomerati di conoide che coprono i terrazzi del Tirreniano. Tali depositi ed i corpi da essi costituiti sono stati successivamente erosi e troncati dal mare durante l'optimum climatico olocenico, a costituire delle paleofalesie, ben osservabili lungo tutto il tratto di costa in esame.

Riguardo alla Valle di Maratea risulta difficile stabilire con certezza quando si sia individuata e, dunque, in quale fase della storia evolutiva qui proposta vada ad inserirsi la sua apertura. L'unica cosa che si può senza dubbio affermare è che essa non si è sicuramente individuata prima dell'inizio del Pleistocene medio, dal momento che la sua apertura è successiva all'evento tettonico che ha portato in sommersione l'area di foce del fiume Noce e consentito la formazione dei terrazzi più alti qui presenti, riferiti al Pleistocene inferiore (cfr. capitolo successivo). Se, infatti, nel Pleistocene inferiore la valle fosse stata già delineata (con il suo assetto attuale) per la presenza di una così bassa soglia a P.sso Colla, posta all'incirca alla stessa quota dei terrazzi deposizionali lacustri del bacino del Noce, la dissezione

dei suddetti depositi del bacino del Noce e l'estinzione del lago sarebbero probabilmente avvenute attraverso questa soglia e non, come è testimoniato, ad opera dell'erosione regressiva del fiume Noce. Una delineazione di tale valle precedentemente all'episodio tettonico che ha condotto alla formazione della linea di riva di 75-70 m s.l.m. è ipotizzata (fig. 4.33).

5 LA COSTA TRA LA FOCE DEL FIUME NOCE E TORRE S. NICOLA

Premessa

L'area qui in esame, limitata a Nord dall'alto strutturale della Serra di Castrocucco ed a Sud dal promontorio di Scalea, comprende un piccolo tratto di costa della Basilicata (Castrocucco-frazione di Maratea) e un più ampio settore di costa calabrese, ricadente nei comuni di Tortora, Praia a Mare e S. Nicola Arcella.

Il rilevamento di dettaglio e l'analisi geomorfologica delle successioni marine e continentali affioranti sono stati effettuati in quest'area su carte topografiche in scala 1:10.000 (sezioni della Cassa per il Mezzogiorno).

L'analisi geomorfologica è stata, inoltre, completata e migliorata con l'osservazione delle foto aeree in scala 1:15.000 e 1:20.000 del "Volo Calabria 2001" effettuata presso il "Centro cartografico regionale" della Calabria.

Di seguito, dopo un breve inquadramento dell'area, sono esposti i risultati delle indagini effettuate.

L'area, per semplicità di esposizione, è stata suddivisa in due sottosettori: l'area circostante la foce del fiume Noce e l'area costiera compresa tra Torre Nave e Torre S. Nicola, caratterizzate dalla presenza di diverse evidenze stratigrafiche e geomorfologiche.

5.1 Inquadramento dell'area

L'area in esame, dominata dell'estesa piana alluvionale del fiume Noce, è caratterizzata; a differenza del settore di costa di Maratea (cfr.capitolo precedente), dalla presenza di rilievi che mostrano in linea di massima maggiore maturità morfologica; numerose superfici di origine subaerea e terrazzi marini interrompono il profilo dei versanti costieri. I terrazzi marini, come anticipato nel precedente capitolo, si rinvengono a partire da quote più elevate (circa 180 m s.l.m.) e sono, inoltre, meglio rappresentati e caratterizzati da maggiore ampiezza.

I principali litotipi affioranti, come già accennato (cfr. p. 3.1), sono rappresentati dalle successioni carbonatiche dell'Unità Bulgheria-Verbicaro (fig. 5.1) e, subordinatamente, nel settore all'estremo Sud dell'area, dai terreni della formazione del *Flysch* del Lao[38], riferiti all'Unità del Frido (BIGI *et alii*, 1983; BONARDI *et alii*, 1988b), e dalle rocce carbonatiche dell'Unità di San Donato.

I terreni della Formazione del *Flysch del Lao* sono per lo più in contatto tettonico con le rocce carbonatiche dell'Unità Bulgheria-Verbicaro e dell'Unità di San Donato, costituiscono il blocco di letto di faglie dirette.

[38] Viene qui utilizzato il nome con cui COMPAGNONI & DAMIANI (1971) si riferiscono a questi terreni; tale nome (*Flysch* del Lao) verrà utilizzato anche nei paragrafi successivi.

Dell'Unità Bulgheria-Verbicaro affiorano quasi esclusivamente le dolomie ed i calcari dolomitici del Trias e del Lias inf., che nel settore settentrionale costituiscono delle monoclinali immergenti grossomodo verso NE (Serra di Castrocucco, M.te Cifolo). Termini più recenti affiorano solo limitatamente, sulla sommità di Serra di Castrocucco, a M.te Cifolo, a Castiglione ed al top dell'Isola di Dino e sono rappresentati da "Calcari ad Ellipsactinie" del Lias medio-Cretacico inf. e da "Calcari con selce" del Cretacico sup-Oligocene (BONARDI *et alii*, 1988b).

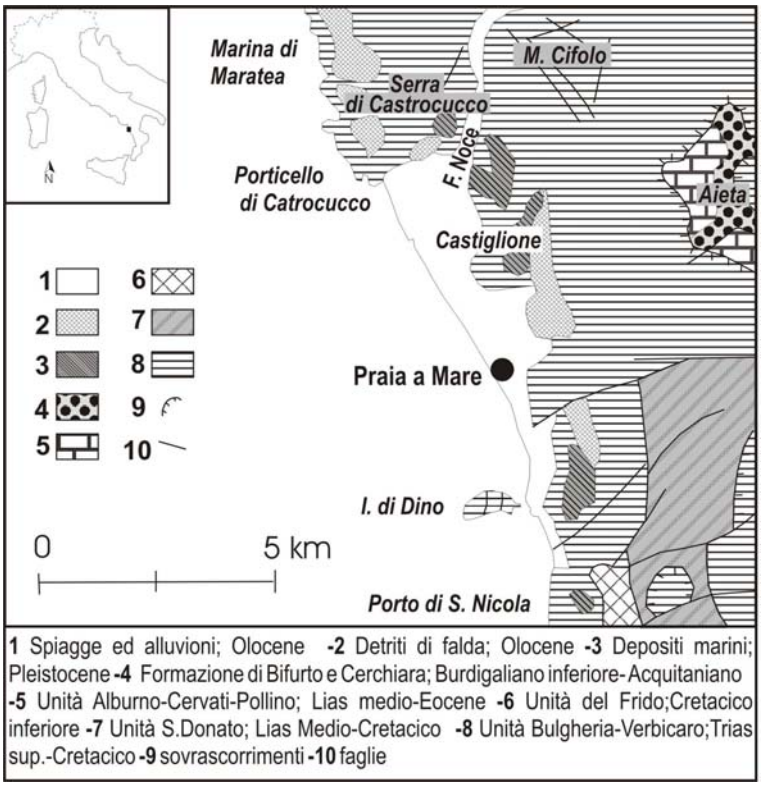


Fig.5.1 Schema geologico dell'area (da BONARDI *et alii*, 1988b; modificato)

Termini dell'Unità Alburno-Cervati-Pollino sono presenti in finestra tettonica ad Aieta.

5.2 L'area circostante la foce del fiume Noce

Questo settore di costa, compreso tra il promontorio di Porticello di Castrocucco ed il promontorio di Torre Nave, include un'ampia fascia della piana alluvionale del fiume Noce. Quest'ultima è limitata a Nord dalle pendici meridionali dell'alto della Serra di Castrocucco (Tav I) e verso monte dalle pendici dei rilievi di M.te Cifolo e di Schiena dell'Armi.

Nella parte bassa dei versanti che bordano la piana sono presenti, ad interromperne il profilo, terrazzi marini, raggruppabili in almeno 7 distinti ordini.

I terrazzi marini in questo e nel successivo paragrafo (p. 5.2) sono indicati come "terrazzi erosionali" quando su di essi i depositi sono del tutto assenti o sono presenti in placche di ridotto spessore; sono invece indicati come "terrazzi deposizionali" quando presentano depositi di almeno 2 m di spessore. Per i terrazzi di entrambe le nature è sempre specificato anche su che tipo di depositi sono impostati (substrato carbonatico, depositi marini quaternari precedenti, depositi continentali quaternari ecc.). Sono stati, inoltre, considerati come policiclici, quei terrazzi caratterizzati da un ampio *range* altimetrico, all'interno dei quali sono riconoscibili superfici a diverso gradiente, non chiaramente separate da scarpate e, dunque, non cartografabili come terrazzi distinti. La ricorrenza di alcune di queste superfici a diverso gradiente a quote comparabili a quelle di singoli terrazzi marini

individuati in altri punti, ha costituito un elemento in più in favore dell'ipotesi della policiclicità di alcuni terrazzi.

Superfici di origine marina piuttosto inclinate, caratterizzate da un gradiente medio maggiore o uguale a 5°, sono state cartografate come *glacis* d'abrasione marina.

Riguardo alla quota dei terrazzi, per ogni superficie è specificato se la quota data rappresenti quella dell'orlo interno o se; piuttosto, sia da intendersi come quota della concavità interna (cfr. p. 2.1.3).

Superfici poste a quote che differiscono di circa 10 m sono state raggruppate in unico ordine (si veda ad esempio i terrazzi di 140-130 m s.l.m. descritti nel p. 5.2.1), quando non vi sono evidenze per riferirle a due linee di riva differenti, ammettendo come ammissibile, soprattutto per i terrazzi più alti e più antichi, la cui quota è stata desunta da carta topografica, un errore di misura di circa 10 m e nel caso in cui non si sia misurato lo stesso "oggetto"; ovvero nei casi in cui in alcuni punti si è potuta rilevare la quota dell'orlo interno, mentre in altri punti l'unica quota deducibile rappresentata dalla quota della concavità interna.

5.2.1 Le Morfologie marine ed i depositi di più alta quota (tra 170 e 20 m s.l.m.)

L'AREA IN DESTRA DEL FIUME NOCE

La morfologia marina di più alta quota osservata in quest'area è rappresentata da un terrazzo erosionale localizzato a circa 120-110 m s.l.m. lungo le pareti dell'alto strutturale della Serra di Castrocucco (Tav. I). La quota di 120-110 m s.l.m. data per questo terrazzo è da intendersi come quota dell'orlo interno; l'orlo interno, tagliato nelle dolomie dell'Unità Bulgheria-Verbicaro, è direttamente osservabile in prossimità della piccola incisione che in parte disseca il terrazzo. Tale orlo interno si spinge fin entro il tratto terminale della valle del fiume Noce; a testimoniare che al momento del modellamento del terrazzo questa porzione di valle fluviale doveva già essere aperta.

Nella porzione più interna del terrazzo, a partire da circa 110 m s.l.m. sono visibili localmente delle areniti grigie grossolane clinostratificate di circa 10° verso valle (foto 5.1), costituite da granuli poligenici arrotondati, tra i quali sono riconoscibili granuli di natura carbonatica, calcareo marnosa, marnosa argillosa. Questo deposito sale lungo il versante ben oltre la quota del terrazzo, fino a 170 m s.l.m. (fig. 5.2). Per circa 8 m non è visibile il suo appoggio; da più sopra, esso si rinviene in appoggio laterale su delle brecce con clasti carbonatici a spigoli vivi, fortemente cementate, che poggiano contro le pareti carbonatiche del versante della Serra di Castrocucco. Nei punti in cui l'arenite è tagliata dal terrazzo (tra circa 115 e 110 m s.l.m.), su di essa è visibile un paleosuolo bruno-rosso con noduli di Fe-Mn.

Il deposito arenitico per le sue caratteristiche (i granuli arrotondati e la

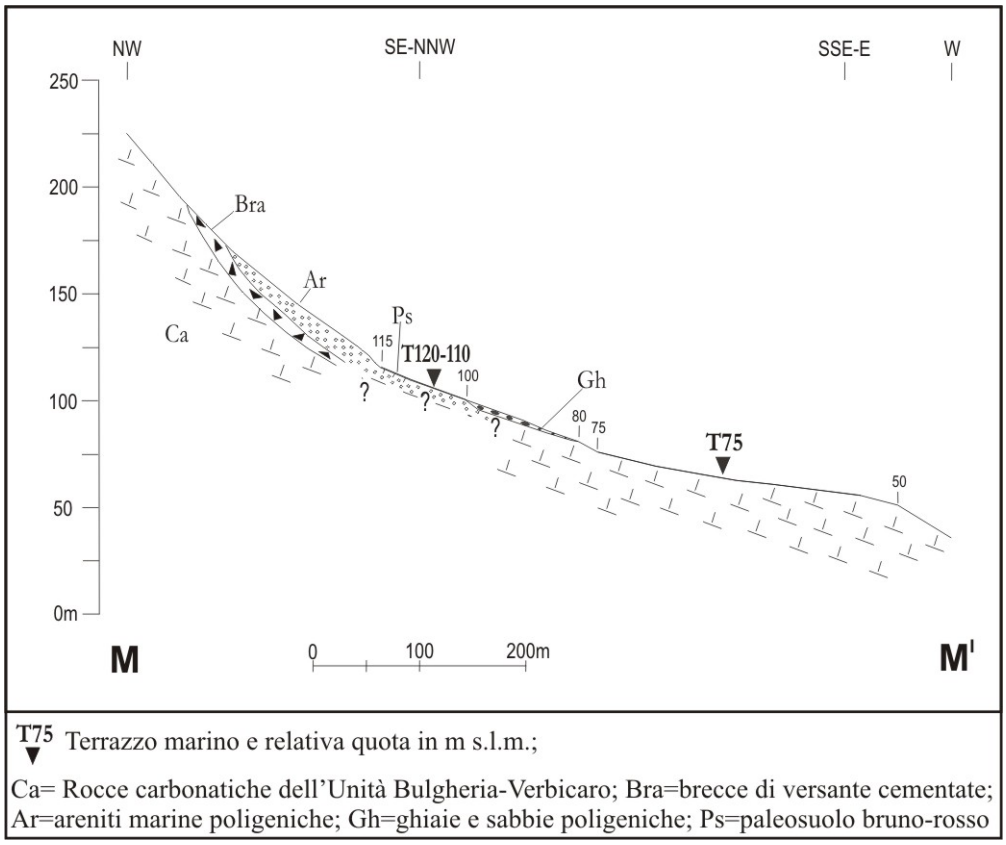


Fig.5.2 Sezione geologica attraverso i terrazzi affioranti in destra orografica del fiume Noce (ubicazione in Tav. I; scala delle altezze raddoppiata)

foto 5.1 Areniti marine (Ar) affioranti in destra orografica del fiume Noce a partire da circa 110 m s.l.m.

debole clinostratificazione) è da considerarsi di origine marina ed è indicativo di un livello relativo del mare più alto di quello rappresentato dal terrazzo di 120-110 m s.l.m., livello che doveva raggiungere almeno 170 m s.l.m..

> Le areniti per località corrispondono alle "arenaria grigie" di età plio-pleistocenica individuate, più o meno alle stesse quote, da COMPAGNONI & DAMIANI (1971) e forse anche al lembo di "arenarie grossolane scure ben cementate" rinvenuto tra 140 e 145 m s.l.m. da CARBONI *et alii* (1988) (cfr.p.3.2.1). CAROBENE & DAI PRA (1990) segnalano, invece, nella stessa località, oltre ad una superficie d'abrasione che si estende da 110 m s.l.m. a 68 m s.l.m., un deposito eolico costituito da sabbie a stratificazione incrociata, coperto da brecce di versante, fino a 125 m s.l.m.. Tale deposito non è stato rinvenuto; esso potrebbe, però, corrispondere alle areniti grigie, che, in tale ipotesi, sarebbero state interpretate da tali Autori come un deposito di origine continentale.

Più in basso, sulla superficie del terrazzo, tra circa 100 ed 80 m s.l.m., si rinviene un deposito sciolto costituito da ciottoli poligenici, ben arrotondati, con diametro delle dimensioni anche di un decimetro, e sabbie fortemente alterate, di colore rosso. Anche i ciottoli mostrano un'intensa alterazione; delle patine d'alterazione scure concentriche sono visibili intorno al nucleo originario.

> Questo deposito corrisponde alle "ghiaie e sabbie trasgressive" del terrazzo marino siciliano descritte da COMPAGNONI & DAMIANI (1971) (cfr.p.3.2.1).

Il deposito sabbioso-ciottoloso, al di sotto del quale in alcuni punti è osservabile il substrato carbonatico è incastrato, per quota e per appoggio laterale nelle areniti e, dunque, risulta ad esse successivo. Esso rappresenta il deposito marino associato al terrazzo di 120-110 m s.l.m..

L'appoggio basale delle areniti sul substrato carbonatico, che avviene su di una superficie planare, indica la presenza al di sotto del deposito di una preesistente morfologia valliva o anche di un sistema "falesia-piattaforma". La natura dei granuli che compongono questo deposito, del tutto simile a quella delle sabbie della spiaggia attuale, induce a pensare che all'epoca della sua messa in posto esisteva probabilmente già un corso d'acqua che drenava l'area di Trecchina-Lauria (area del bacino lacustre del Noce). Le marne argillose ed i calcari marnosi presenti in esso non affiorano, infatti, in nessuno dei versanti costieri e l'unità che li contiene più prossima è rappresentata da quella Nord-calabrese, i cui terreni affiorano nell'area di Lauria. Non è, però, del tutto da escludere un'ipotesi alternativa per la provenienza delle areniti, che considera come area sorgente l'area di Sapri, ammettendo l'esistenza all'epoca della loro deposizione di una paleogeografia prossima a quella attuale, ed un trasporto litorale ad opera delle correnti di *longshore*. In entrambe le ipotesi, dall'appoggio sul substrato delle areniti, che sigillino una morfologia valliva preesistente, si può dedurre che al momento della loro deposizione la porzione terminale della valle del fiume Noce esisteva già; il mare vi penetrava

all'interno, a formare una sorta di *"ria*". L'area doveva individuarsi, dunque, in quell'epoca, come una costa di sommersione.

Il notevole spessore delle areniti (oltre 60 m) indica che l'area nel corso della loro deposizione è stata molto probabilmente soggetta a subsidenza.

Mentre permane qualche dubbio sull'apertura del tratto terminale della valle del fiume Noce durante la deposizione delle areniti, essa è sicuramente già avvenuta al momento del modellamento del terrazzo di 120-110 m s.l.m., il cui orlo interno, come visto, si spinge entro questa morfologia valliva. La natura dei ciottoli del deposito sabbioso-ciottoloso associato a tale terrazzo indica, inoltre, senza alcun dubbio l'esistenza di un "paleonoce" drenante l'area di Lauria. Per i ciottoli di natura marnosa-argillosa e calcareo-marnosa presenti all'interno di tale deposito è, infatti, da escludere un trasporto litorale e, dunque, una loro provenienza dall'area di Sapri, date le loro dimensioni, che sono dell'ordine di diversi centimetri e del decimetro di diametro.

La spinta alterazione che interessa tale deposito, che gli conferisce la caratteristica colorazione rossa, si è probabilmente verificata nel corso di una fase interglaciale successiva a quella responsabile del modellamento del terrazzo di 120-110 m s.l.m. e della sua deposizione.

Nell'ambito di un interglaciale deve essere avvenuta anche la formazione del paleosuolo presente al di sopra delle areniti, che ha le caratteristiche dei suoli di clima caldo ed umido.

Al di sotto del terrazzo di 120-110 m s.l.m., è presente una terrazzo erosionale tagliato nel substrato carbonatico, che si estende tra 75 m s.l.m. e circa 55 m s.l.m.[39] (fig. 5.2 e foto 5.2), riferibile ad un successivo stazionamento relativo del livello del mare. Sulla sua superficie sono state rinvenute delle placche di puddinghe costituite da ciottoli poligenici in matrice arenitica grigia (foto 5.3). In alcuni punti, sulla sua porzione superiore è, inoltre, presente, un deposito sabbioso-ciottoloso alterato rosso, che presenta caratteristiche molto simili a quelle del deposito marino rinvenuto sul terrazzo di circa 120-110 m s.l.m. ed è interpretabile come un deposito di natura alluvionale, imputabile al trasporto ed alla rielaborazione, ad opera delle acque continentali, del deposito marino sovrastante.

A quote inferiori è presente anche un altro terrazzo a circa 50-45 m s.l.m. Tale terrazzo è anch'esso tagliato nel substrato carbonatico ed è ben visibile lungo la strada statale per Maratea, in corrispondenza del km 243; qui, al di sopra del substrato carbonatico, sono presenti dei ciottoli di natura carbonatica arrotondati di dimensioni anche decimetriche, forati da litodomi, in matrice sabbiosa arrossata, costituenti il deposito marino associato al terrazzo. Il terrazzo ed il deposito testimoniano uno stazionamento relativo del livello del mare successivo a quello di circa 75 m s.l.m..

[39]Il limite tra questo terrazzo e quello sovrastante, non ben visibile alla scala della carta, è stato ricavato da una carta topografica a più grande scala (carta topografica in scala 1:5.000 del comune di Maratea).

foto 5.2 Il terrazzo di 75 m s.l.m. localizzato in destra orografica del fiume Noce

foto 5.3 Puddinghe affioranti sul terrazzo di 75 m s.l.m. in destra del fiume Noce

Quest'ultimo deposito descritto è già stato segnalato da CARBONI *et alii* (1988), che lo riferiscono alla formazione dei "Conglomerati della Fiumarella di Tortora", cronologicamente inquadrata nella parte bassa del Pleistocene medio, e da CAROBENE & DAI PRA (1990), che lo correlano con un terrazzo di 45 m s.l.m. (cfr. p. 3.2.1).

Un ulteriore stazionamento del livello del mare, il più recente della sequenza sin ora descritta, è testimoniato in quest'area da uno sgrottamento a sviluppo orizzontale forato da litodomi situato a circa 40 m s.l.m. lungo la paleofalesia che borda a NE la Spiaggia di Castrocucco; forse corrispondente con una grotta con pavimento a 43 m s.l.m. segnalata nella stessa località da CAROBENE & DAI PRA (1991). Lo sgrottamento è stato osservato da lontano, la quota di 40 m s.l.m. non è stata misurata da vicino ed è, quindi, da considerarsi come quota indicativa e non precisa.

L'assunzione di questa morfologia come indicatore del livello del mare e, dunque, l'esistenza di un paleolivello marino di circa 40 m s.l.m., è confortata anche dal rinvenimento in settori contigui di terrazzi marini posti ad analoga quota (vedi oltre).

L'AREA COMPRESA TRA IL FIUME NOCE E LA FIUMARELLA DI TORTORA

In quest'area l'ordine di terrazzi più alto è rappresentato da un *glacis* d'abrasione d'origine marina situato in sinistra orografica del fiume Noce, esteso tra 140 e 120 m s.l.m. che si raccorda lateralmente ad una più estesa superficie dissecata dai corsi d'acqua, situata a circa 140-130 m s.l.m. nell'area compresa tra il fiume Noce e la Fiumarella di Tortora (Tav. I).

foto 5.5 Appoggio sul substrato forato da litodomi (Ca) delle ghiaie marine (Gh) in sinistra del fiume Noce

Il *glacis* d'abrasione di 140m s.l.m. è tagliato nelle rocce carbonatiche che costituiscono il fianco sinistro della valle del fiume Noce ed indica che, anche durante il modellamento di questa linea di riva, il mare è penetrato all'interno di una preesistente morfologia valliva. La sua origine marina è confermata dalla presenza nella sua parte più interna di sabbie e ghiaie stratificate che poggiano sul substrato forato da litodomi (foto 5.4 e foto 5.5). Il deposito si rinviene a

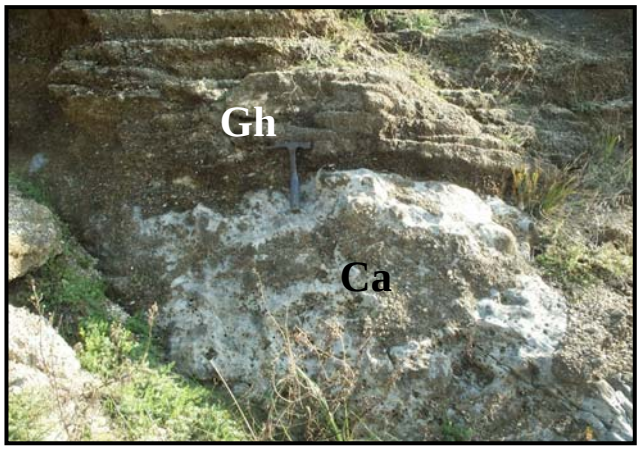


foto 5.4 Ghiaie marine (Gh) affioranti sul *glacis* d'abrasionedi 140 m s.l.m. in sinistra del fiume Noce

partire da circa 140 m s.l.m. ed ha uno spessore massimo di 2,5 m. Esso è costituito da ciottoli poligenici, tra cui sono presenti elementi carbonatici e calcareo-marnosi. I ciottoli carbonatici sono arrotondati, mentre quelli di altra natura sono più spesso appiattiti. I1 deposito mostra una stratificazione piana ed è clinostratificato di circa 5-10° verso monte.

Sul deposito marino poggiano delle brecce carbonatiche clastosostenute, costituite da clasti spigolosi in matrice bruna, che includono anche blocchi del diametro di 50-60 cm, interpretabili come delle brecce di versante.

Il *glacis* descritto si raccorda verso Nord ad altri due lembi, situati ad analoga quota in località Zutano, sui quali sono presenti colluvioni e detriti di versante. Su queste morfologie relitte non sono stati rinvenuti depositi marini, ma l'origine marina è supposta sulla base della loro continuità laterale con il piccolo lembo di 140 m s.l.m.. Esse sono state, dunque, cartografate come *glacis* d'abrasione marina.

L'estesa superficie, reincisa dai corsi d'acqua, che si sviluppa nell'area compresa tra il Fiume Noce e la Fiumarella di Tortora, tra 140-130 e 100 m s.l.m., si situa alla base di due elementi triangolari di un versante di faglia orientato NW-SE. Questo terrazzo è in parte di natura erosionale, tagliato nel substrato carbonatico, in parte di natura deposizianale. Le porzioni di terrazzo deposizionale sono impostate principalmente sul substrato carbonatico, ma anche su un deposito di origine fluviale (vedi oltre).

Una conoide, reincisa dal corso d'acqua del Vne di Rosaneto, e falde detritiche sono presenti ai piedi del versante di faglia, a coprire quasi ovunque l'orlo interno del terrazzo; la quota di 140-130 m s.l.m. è, dunque, da intendersi per la massima parte della superficie come quota della concavità interna. Tale quota coincide in ogni caso con quella dell'orlo interno, che, laddove non sono presenti coperture, come in destra orografica della Fiumarella di Tortora, si situa a 140 m s.l.m..

Sul lembo deposizionale di Palestro (foto 5.6) sono presenti depositi marini che hanno uno spessore complessivo che non supera i 5-6 m. Questi depositi poggiano in parte sul substrato carbonatico, in parte, come anticipato, su di un deposito di origine fluviale, costituito da conglomerati stratificati a clasti carbonatici smussati[40], ben visibile lungo i versanti di località Giardino, tra 60 e 90 m s.l.m., in appoggio sul substrato.carbonatico eroso (sez. C-B^{I} in fig. 5.3). Tali conglomerati sono stati osservati, oltre che in questa località, a S. Brancato ed a Crisone, dove affiorano fino alla piana attuale (fino a circa 30 m s.l.m.) (vedi oltre).

I depositi marini che costituiscono il lembo di Palestro sono ben osservabili nei pressi del Km 1 della strada che conduce a Tortora. Qui, a circa 95 m s.l.m.,

[40] Questo deposito corrisponde forse ai depositi "ruditici cementati" descritti nella stessa area da DAMIANI & PANNUZI (1978); gli Autori considerano il deposito di "ambiente deltizio litorale o continentale" e lo riferiscono con riserva al Plio-Calabriano o ad una fase erosiva precedente all'ingressione Siciliana (cfr.p. 3.2.2).

foto 5.6 Il terrazzo marino di Palestro

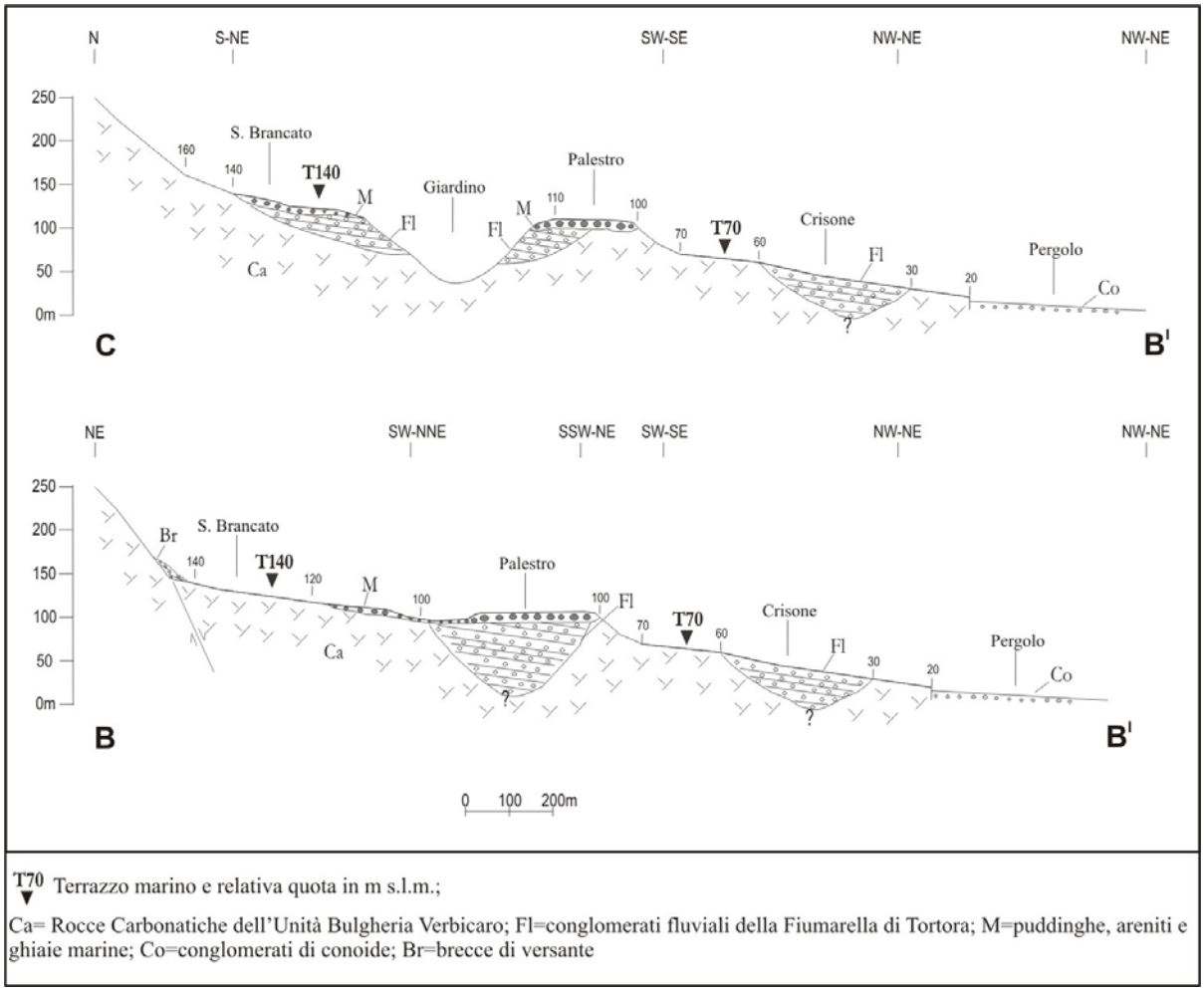


Fig.5.3 Sezioni geologiche attraverso i terrazzi di S. Brancato, Palestro e Crisone (ubicazione in tav. I; scala delle altezze raddoppiata)

è visibile un deposito costituito alla base da grossi ciottoli carbonatici (foto 5.7), anche del diametro di 50 cm, che passano verso l'alto a delle pudding carbonatiche stratificate con livelli a ciottoli centimetraci e livelli a ciottoli di pochi millimetri. Sono, inoltre, presenti. dei livelli grigi prevalentemente arenitici, che mostrano in alcuni punti stratificazione piano parallela, in altri stratificazione incrociata a basso angolo (foto 5.8). Lateralmente e verso l'alto, questi depositi passano a delle ghiaie stratificate poligeniche, che includono oltre a ciottoli di natura carbonatica, anche ciottoli marnosi. Tali ghiaie

foto 5.7 Porzione basale del deposito marino affiorante a Palestro

foto 5.8 Particolare delle areniti a stratificazione incrociata affioranti a Palestro

stratificate si rinvengono nella stessa località anche in appoggio direttamente sulle rocce carbonatiche del substrato a circa 108 m s,l.m.; su queste ghiaie. a costituire tutta la superficie alta del lembo di Palestro, che raggiunge 115 m s.l.m., sono presenti delle sabbie con ciottoli alterate rosse.

La natura delle ghiaie poligeniche, che includono clasti provenienti dalle Unità Nord-calabresi, conferma, anche qui, l'esistenza già all'epoca del modellamento del terrazzo, di un corso d'acqua drenante l'area di Lauria; a suggerire anche che la dissezione del bacino lacustre del Noce doveva essere già iniziata, nell'ipotesi in cui tale dissezione sia avvenuta per erosione regressiva ad opera di un fiume Noce di nuova generazione (che ha per la prima volta un percorso prossimo a quello attuale), in seguito ad un episodio tettonico che ha condotto ad una nuova definizione del perimetro costiero.

Ghiaie stratificate poligeniche, con ciottoli prevalentemente di natura carbonatica, ed areniti grigie affiorano anche più ad Est, sul lembo di S. Brancato, a circa 110 m s.l.m.. Anche qui questi depositi marini poggiano sul substrato carbonatico, forato da litodomi e, nella porzione di terrazzo più prossima alla Fiumarella di Tortora, sui già citati conglomerati stratificati di origine fluviale (fig. 5.4 e foto 5.9), ben esposti lungo le pareti che bordano a NE

l'ansa fluviale di Giardino e lungo le pareti che costituisco il fianco nordoccidentale della valle della Fiumarella di Tortora. Questi conglomerati si rinvengono da circa 60 m s.l.m. fino a circa 130 m s.l.m. e presentano un'alternanza di strati a clasti decimetrici, centimetrici e millimetrici, per lo più clastosostenuti, inclinati di circa 5° verso SW. Una certa gradazione è visibile in alcuni affioramenti. L'appoggio sul substrato carbonatico avviene attraverso una superficie inclinata verso la Fiumarella di Tortora (fig. 5.4) a quote crescenti da valle verso monte.

foto 5.9 Conglomerati fluviali affioranti lungo le pareti di Giardino al di sotto dei depositi marini

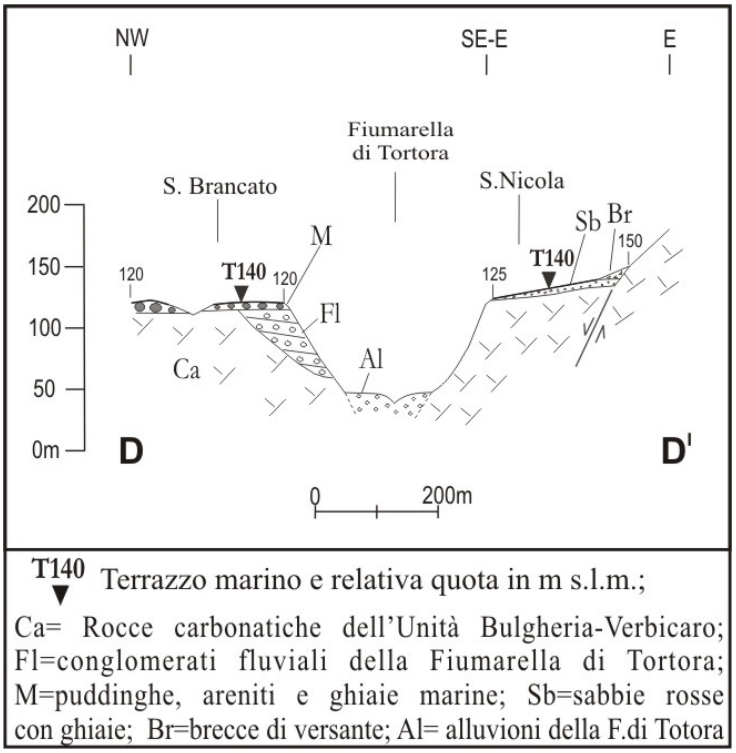


Fig.5.4 Sezione geologica attraverso i terrazzi di S. Brancato e S. Nicola (ubicazione in Tav. I; scala delle altezze raddoppiata)

La deposizione dei conglomerati, che, come suggerito dal loro appoggio sul substrato, riempiono una paleovalle tagliata nel substrato carbonatico è probabilmente legata all'attività di una "paleofiumarella" di Tortora. Tale deposizione è chiaramente avvenuta in un momento precedente al modellamento del terrazzo marino di 140-130 m s.l.m. ed alla formazione dei depositi ad esso associati.

La genesi di questo deposito fluviale verrà descritta in dettaglio nel paragrafo seguente (p 5.2.2).

Sul lembo di S. Brancato posto in destra dell'incisione (fig. 5.5), alla quale ci si riferisce in questa sede con il toponimo di V.ne S. Brancato, sulle ghiaie e le areniti marine, che includono qui anche dei rari frammenti di gusci di molluschi (foto 5.10), è presente in tasche un deposito continentale costituito da una sabbia con ciottoli, su cui è impostato un paleosuolo rosso. Questi depositi hanno uno spessore complessivo di circa 2,5 m e poggiano sul substrato carbonatico a circa 100 m s.l.m.. Più in basso, sempre in destra dell'incisione, fori di litodomi sono visibili nel substrato carbonatico a circa 90 m s.l.m..

Sabbie pedogenizzate di colore rosso si rinvengono anche in altri punti della superficie del terrazzo di S. Brancato e presentano spesso noduli neri di Fe-Mn e fratture subverticali all'interno delle quali è avvenuta precipitazione di carbonato di calcio.

Anche sui due lembi deposizionali di Rosaneto (fig. 5.6), situati in destra dell'omonimo vallone, che hanno top a circa 120 m s.l.m., sono visibili delle ghiaie marine arrossate in appoggio sulle rocce carbonatiche del substrato (foto 5.11). Esse sono costituite da ciottoli poligenici embriciati e sono del tutto prive di matrice, i ciottoli carbonatici sono spesso arrotondati, quelli di altra natura appiattiti. Verso l'alto, le ghiaie marine passano ad un deposito intensamente alterato (foto 5.12), costituito da sabbie rosse con all'interno livelli di ghiaie a ciottoli poligenici. Sulle sabbie con ghiaie è, anche qui, impostato un paleosuolo rosso molto evoluto con noduli di Fe e Mn (foto 5.13), in alcuni punti estremamente concentrati. Questo deposito è, per le sue caratteristiche, correlabile con le sabbie con ghiaie pedogenizzate rinvenute a Palestro e a S. Brancato sui depositi marini. Esso può forse derivare dall'alterazione dei depositi marini stessi, i quali sono stati trasportati e rielaborati dalle acque continentali.

In tutti i lembi descritti, l'affioramento del subsrtato carbonatico forato dai litodomi, al di sotto dei depositi marini a quote spesso differenti, suggerisce la presenza di una superficie planare a luoghi, costituita da una serie di piccoli gradini; ciò unitamente al fatto che la superficie è caratterizzata in certi punti da una notevole ampiezza (ha un'ampiezza massima[41] di circa 900 m), e da tratti a diversa inclinazione, induce ad ipotizzare che la sua formazione sia avvenuta nel corso di diversi stazionamenti del livello del mare. Essa è interpretabile, dunque, come una superficie policiclica.

[41] Calcolata per il lembo di S. Brancato e di Palestro.

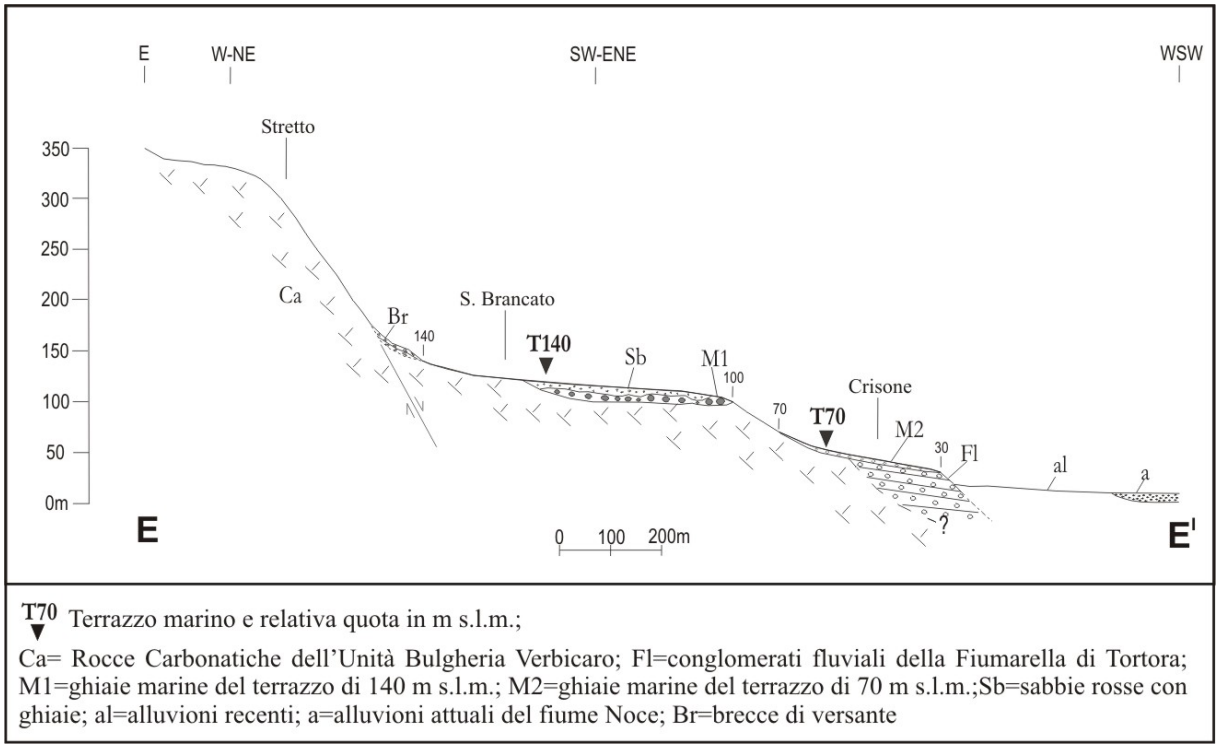
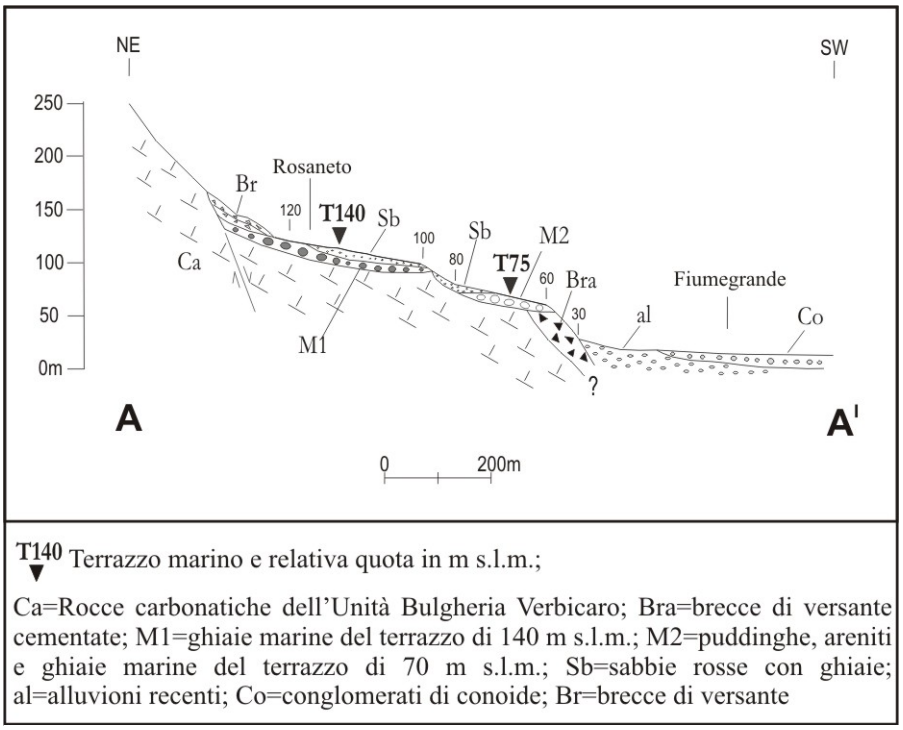


Fig.5.5 Sezione geologica attraverso i terrazzi di S. Brancato e Crisone (ubicazione in Tav. I; scala delle altezze raddoppiata)

foto 5.10 Ghiaie con gusci di molluschi affioranti sul lembo di S. Brancato situato in destra dell'omonimo vallone



T140 ▼ Terrazzo marino e relativa quota in m s.l.m.;

Ca=Rocce carbonatiche dell'Unità Bulgheria Verbicaro; Bra=brecce di versante cementate; M1=ghiaie marine del terrazzo di 140 m s.l.m.; M2=puddinghe, areniti e ghiaie marine del terrazzo di 70 m s.l.m.; Sb=sabbie rosse con ghiaie; al=alluvioni recenti; Co=conglomerati di conoide; Br=brecce di versante

Fig.5.6 Sezione geologica attraverso i terrazzi di Rosaneto (ubicazione in tav. I; scala delle altezze raddoppiata)

foto 5.11 Ghiaie marine affioranti a Rosaneto

foto 5.13 Palesuolo rosso impostato sulle sabbie con ciottoli rinvenuto in località Rosaneto

foto 5.12 Sabbie rosse con ciottoli di natura continentale rinvenute in località Rosaneto

A quote più basse del terrazzo di 140-130 m s.l.m., un altro ordine di terrazzi marini è rappresentato da due ridotti lembi visibili a Rosaneto, estesi rispettivamente tra 80 e 60 m s.l.m. e tra 75 e 60 m s.l.m. (foto 5.14.), a cui si correla la più ampia superficie di Crisone (foto 5.15), compresa tra il V.ne Rosaneto e la Fiumarella di Tortora. Tale superficie è dissecata da un corso d'acqua ed è posta a circa 75-70 m s.l.m..

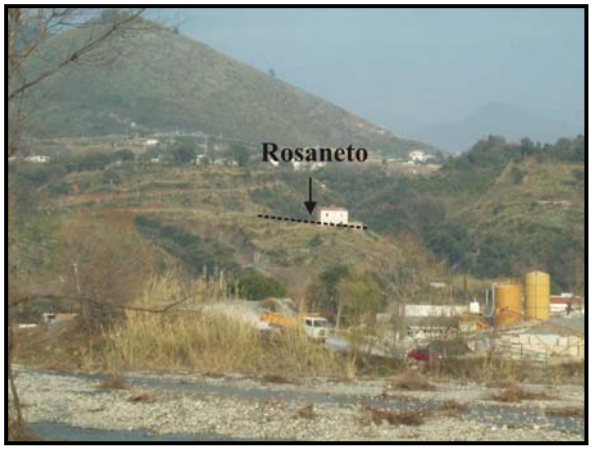


foto 5.14 Il terrazzo di 75 m s.l.m. di Rosaneto

foto 5.14 Il terrazzo di 75-70 m s.l.m. di Crisone. In secondo piano è visibile il terrazzo di Palestro

Le quote variabili dei lembi sopra descritti sono probabilmente dovute al fatto che per nessuno di essi è stato direttamente osservato l'orlo interno, ma essi sono stati cartografati semplicemente su base topografica; la quota massima è, dunque, da intendersi per molti di questi lembi come quota della concavità interna. In particolare, la quota di circa 80 m s.l.m. del lembo più settentrionale di Rosaneto può essere "falsata" dalla presenza di colluvioni (vedi oltre) in appoggio sulla paleofalesia carbonatica e sulla porzione più interna del terrazzo che hanno mascherato l'orlo interno ed hanno, inoltre, contribuito ad "addolcire" la morfologia (fig. 5.5). Sulla base di queste considerazioni, nonostante la variabilità di quota, tali superfici sono state, dunque, riferite ad un unico ordine. Per tale ordine può essere assunta una quota di circa 75-70 m s.l.m., anche sulla base della continuità laterale dei lembi qui rinvenuti con quelli localizzati nell'area in destra del Fiume Noce e nell'area in sinistra della Fiumarella di Tortora per i quali è stato osservato l'orlo interno.

I lembi di circa 75-70 m s.l.m. testimoniano uno stazionamento del livello del mare successivo a quello di 140-130 m s.l.m. e sono in parte di natura erosionale e in parte di natura deposizionale. In particolare, il terrazzo erosionale di Rosaneto, posto in destra dell'incisione del V.ne Rosaneto, è tagliato nel substrato carbonatico, il terrazzo erosionale di Crisone, posto in sinistra del V.ne S. Brancato, taglia, oltre al substrato carbonatico, i già citati conglomerati fluviali legati all'attività della paleofiumarella di Tortora, che si rinvengono lungo il fianco sinistro dell'incisione di V.ne S. Brancato a partire dalla piana attuale (circa 30 m s.l.m.) fino a circa 90 m s.l.m., dove scompaiono al di sotto dei depositi marini del terrazzo di Palestro.

I conglomerati fluviali appaiono anche qui costituiti da livelli a clasti decimetrici, centimetrici e millimetrici, per lo più clastosostenuti; dei livelli contenenti una matrice terrosa di colore bruno-scuro più abbondante sono, però, anche riconoscibili in alcuni affioramenti. Il deposito presenta una certa gradazione e strati inclinati di pochi gradi (circa 5°) verso SW.

Sul terrazzo erosionale di Crisone non sono stati osservati depositi marini. Sul terrazzo erosionale di Rosaneto è presente un deposito marino, di ridotto spessore (max 30 cm) ed affiorante in maniera discontinua, costituito da ghiaie arrossate a ciottoli poligenici, che spesso riempie delle tasche scavate nel substrato.

Il terrazzo deposizionale di Rosaneto presenta depositi marini che hanno uno spessore complessivo di circa 2,5 m, rappresentati da areniti a granuli carbonatici e puddinghe a clasti carbonatici (foto 5.16) che passano lateralmente e verso l'alto a ghiaie poligeniche stratificate. Le areniti presentano spesso stratificazione piano parallela. Le puddinghe appaiono in alcuni punti stratificate, organizzate in livelli di diverso spessore; in altri punti si presentano come un deposito caotico, che include anche grossi ciottoli, delle dimensioni di 20-30 cm di diametro. Dei livelli a clasti carbonatici spigolosi sono, inoltre, presenti al loro interno, ad indicare la prossimità della paleofalesia.

foto 5.16 Puddinghe a clasti carbonatici affioranti sul terrazzo di 75 m s.l.m. di Rosaneto

foto 5.17 Le brecce di versante affioranti al di sotto dei depositi marini di Rosaneto

I depositi marini poggiano nella parte più esterna del terrazzo, oltre che sul substrato carbonatico, su delle brecce di versante (fig. 5.6 e foto 5.17) carbonatiche stratoidi a clasti da smussati a spigolosi, per lo più clastosostenute, che includono anche qualche livello con matrice arrossata. Tali brecce appaiono fortemente cementate e presentano al loro interno cavità e sgrottamenti di origine carsica. Esse si rinvengono a partire dalla piana attuale (piana di Fiumegrande) e poggiano lateralmente contro il substrato carbonatico. La loro deposizione è da legare ad una fase di produzione detritica

dei versanti prossimi alla piana di Fiumegrande, occorsa sicuramente precedentemente al modellamento dei terrazzi di 75-70 m s.l.m., quando l'area si trovava in ambiente continentale. Non vi sono, però, elementi per dire se essa si sia verificata anche precedentemente al modellamento dei terrazzi di 140-130 m s.l.m. o se, piuttosto, sia cronologicamente inquadrabile tra la formazione di questi ultimi ed il modellamento della linea di riva di 75-70 m s.l.m..

Al di sopra delle ghiaie marine poligeniche presenti sul terrazzo deposizionale di Rosaneto si rinviene un deposito costituito da sabbie intensamente rubefatte con ciottoli, talvolta in livelli, pedogenizzate nella parte alta, dove sono presenti noduli di Fe e Mn. All'nterno di questo deposito è segnalata in letteratura la presenza di manufatti litici, attribuitii ad una fase avanzata dell'Acheulano evoluto, collocabile intorno ai 150 ka (BULGARELLI & PIPERNO, 1999). Tale deposito, di natura colluviale, è riferibile ad un episodio continentale successivo al modellamento dei terrazzi di 75-70 m s.l.m.. Le sue caratteristiche sono del tutto simili a quelle delle sabbie rosse con ciottoli presenti sui depositi marini del terrazzo sovrastante ed è forse ascrivibile allo stesso ciclo.

L'età di circa 150 ka delle sabbie rosse con ciottoli conferma l'età pre-Pleistocene superiore dei terrazzi di 140-130 e di 75-70 m s.l.m. (cfr. p. 5.2.4).

Questo deposito corrisponde probabilmente alle "Sabbie rosse di Rosaneto" di CARBONI *et alii* (1988) (cfr. p. 3.2.2.), riconosciute da tali Autori tra 70 e 140 m s.l.m., a Rosaneto e S. Stefano e da essi attribuite alla parte alta del Pleistocene medio.

Sul terrazzo deposizionale di Crisone sono presenti ghiaie marine poligeniche (spessore massimo di circa 2,5 m), talora stratificate, che passano verso l'alto a colluvioni rosse sabbioso-ciottolose con caratteristiche analoghe a quelle presenti a Rosaneto. Il terrazzo deposizionale di Crisone è impostato, oltre che sul substrato carbonatico, su delle brecce carbonatiche con analoghe caratteristiche a quelle sopra descritte e sui conglomerati fluviali della "paleofiumarella di Tortora" (fig. 5.5). Entrambi questi ultimi due depositi descritti, che testimoniano degli eventi continentali precedenti alla formazione dei terrazzi di 75-70 m s.l.m., affiorano a partire dalla piana attuale.

Al di sotto dell'ordine di terrazzi d 75-70 m s.l.m., un successivo stazionamento relativo del livello del mare è testimoniato da un piccolo lembo erosionale tagliato nel substrato carbonatico, situato a 40 m s.l.m. all'estremità settentrionale della Piana di Fiumegrande.

Terrazzi marini di analoga quota non sono stati rinvenuti nell'area di Crisone, dove, come visto, tra circa 75 e 20 m s.l.m. affiora un'unica superficie, che potrebbe, però, includere anche la linea di riva di 40 m s.l.m.. Tale linea di riva non è probabilmente più distinguibile a causa dell'intensa antropizzazione che ha interessato la superficie; antropizzazione che non permette di rilevare se all'interno di tale superficie siano presenti o meno delle scarpate.

Il lembo di 40 m s.l.m., sebbene di ridotte dimensioni e di per sé poco significativo, è stato considerato comunque di origine marina in base alla sua correlazione con terrazzi marini situati ad analoga quota a Torre Nave (vedi dopo).

L'AREA IN SINISTRA OROGRAFICA DELLA FIUMARELLA DI TORTORA

La linea di riva di più alta quota è rappresentata in quest'area da delle placche, di pochi centimetri di spessore, di ghiaie costituite da ciottoli poligenici arrotondati, presenti in appoggio sul substrato carbonatico a circa 166 m s.l.m., al top della piccola collina di Castiglione. Tali ghiaie sono probabilmente riferibili allo stesso stazionamento relativo del livello del mare responsabile della messa in posto delle areniti con top a 170 m s.l.m. rinvenute in destra orografica del fiume Noce.

Ad un successivo livello marino è riferibile l'ampia superficie visibile tra 140 e circa 90 m s.l.m.. Tale superficie è situata ai piedi di un versante strutturale, dissecato dai corsi d'acqua, orientato circa N-S, ed è in evidente continuità laterale con la superficie localizzata in destra della Fiumarella di Tortora; esse dovevano costituire un'unica superficie poi dissecata dal suddetto corso d'acqua (fig. 5.4).

L'orlo interno di questa superficie non è visibile in quanto su di essa poggiano falde detritiche e conoidi fluvio-torrentizie reincise dai corsi d'acqua; gli stessi corsi d'acqua sono responsabili anche della dissezione del terrazzo. La quota di 140 m s.l.m. è quindi da intendersi come quota della concavità interna.

La superficie di 140 m s.l.m. è stata cartografata principalmente come terrazzo erosionale, tagliato nel substrato carbonatico, dal momento che i depositi marini che si rinvengono su di essa sono per lo più di ridotto spessore (max 20-30 cm), costituiti da placche di puddinghe a ciottoli carbonatici e di ghiaie poligeniche.

Solo la porzione della superficie di S. Stefano (fig. 5.7, sez. F-F^{I}) è stata cartografata come terrazzo deposizionale, essendo caratterizzata dalla presenza di depositi che in affioramento raggiungono almeno un paio di metri di spessore. In tale località, in un taglio artificiale lungo la strada che conduce ad Aieta, a circa 90 m s.l.m., in appoggio sul substrato carbonatico, sono visibili delle ghiaie stratificate a ciottoli poligenici embricati (foto 5.18), caratterizzate da un colore bruno-rosso, che passano verso l'alto a delle sabbie con ciottoli, intensamente rubefatte. Un deposito marino con caratteristiche simili, ma con ciottoli a disposizione caotica, è visibile anche in altri punti del terrazzo a riempire delle tasche scavate nel sottostante substrato carbonatico. Anche questo deposito passa verso l'alto a delle sabbie rosse con ciottoli, su cui è impostato un paleosuolo rosso che presenta noduli scuri di Fe-Mn. Su questo paleosuolo sono state notate, nelle parti più prossime al versante, delle brecce carbonatiche a spigoli vivi, riferibili alle falde detritiche che coprono il terrazzo.

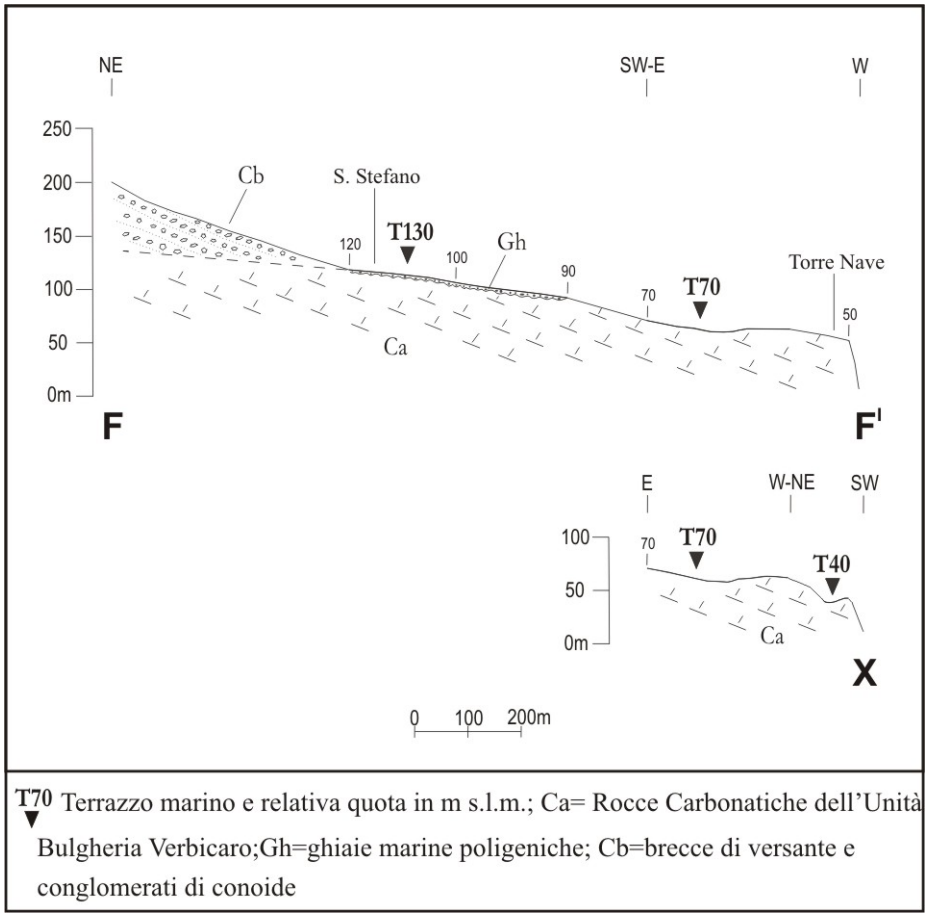


Fig.5.7 Sezioni geologiche attraverso i terrazzi di S. Stefano e Torre Nave (ubicazione in tab. I; scala delle altezze raddoppiata)

foto 5.18 Ghiaie marine presenti sul terrazzo di S. Stefano

Il deposito sabbioso-ciottoloso rosso è per le sue caratteristiche (quali la presenza del paleosuolo rosso con noduli di Fe-Mn) e per la sua posizione stratigrafica correlabile con le colluvioni rosse rinvenute sul terrazzo di 140 m s.l.m. nell'area tra il Fiume Noce e la Fiumarella di Tortora.

Placche di puddinghe, costituite prevalentemente da ciottoli carbonatici sono presenti a Castiglione, a circa 125 m s.l.m., in appoggio sulle pareti carbonatiche forate da litodomi della piccola collina con top a166 m di quota. Questo rilievo doveva costituire, dunque, al momento della formazione del terrazzo di 140 m s.l.m, un alto topografico emerso rispetto all'area circostante, che era in ambiente marino.

A Castiglione, al di sotto del terrazzo di circa 140 m s.l. m., sono presenti un piccolo terrazzo ed una "sella", tagliati entrambi nel substrato carbonatico a circa 90 m s.l.m.. In destra orografica della Fiumarella lembi di tale quota non sono stati osservati. Questa linea di riva potrebbe, però, essere inclusa nella superficie di 140-130 m s.l.m. a Palestro.

A quote inferiori, un terrazzo marino erosionale, tagliato nelle rocce carbonatiche del substrato, con orlo interno posto a circa 70 m s.l.m. è visibile sulla cima del promontorio di Torre Nave (fig. 5.7). Allo stesso ordine è ascrivibile anche il lembo erosionale, ormai ridotto ad uno stretto crinale, presente a quote simili lungo il fianco sinistro della valle della Fiumarella di Tortora. Tale lembo è qui considerato di origine marina, oltre che per la sua continuità laterale con i terrazzi di 75-70 m s.l.m. presenti in destra orografica della Fiumarella (di cui si è discusso in precedenza), per la segnalazione su di esso, negli allegati del piano regolatore del Comune di Tortora, di ghiaie marine.

Piccoli lembi di un terrazzo di circa 40 m s.l.m.[42], tagliato nel substrato carbonatico, sono presenti, inoltre, sul fianco meridionale del medesimo promontorio (fig. 5.7, sez F-X). L'origine marina di questi ridotti lembi è confermata dai rinvenimento, in località Laccata, a circa 40 m s.l.m., di placche di pochi centimetri di spessore di una puddinga a ciottoli di natura carbonatica in appoggio sul substrato carbonatico.

5.2.2 La valle della Fiumarella di Tortora

Lungo le sponde della Fiumarella di Tortora sono visibili dei depositi terrazzati costituiti da brecce carbonatiche stratificate (foto 5.19), in appoggio sul substrato carbonatico, che testimoniano un livello di base precedente a quello responsabile della dissezione del terrazzo di 140 m s.l.m.. Questi depositi sospesi sono visibili principalmente in sinistra della Fiumarella e sono messi in evidenza nel profilo del versante da superfici a debole pendenza, coincidenti con il loro top deposizionale, cartografate come *glacis* d'accumulo.

[42] Sia questo terrazzo che quello superiore sono stati già segnalati da BULGARELLI (1972) (cfr. p. 3.2.2)

Il versante mostra, inoltre, a quote superiori di quelle dei depositi, una porzione caratterizzata anch'essa da minore pendenza, riportata in carta geomorfologica come *glacis* d'erosione, che si raccorda con le superfici deposizionali. Il modellamento di questi tratti del versante a più dolce pendenza è probabilmente legato allo stesso livello di base rappresentato dai depositi o ad un livello di base di poco precedente. Le brecce che costituiscono i terrazzi hanno strati inclinati di pochi gradi verso l'asse vallivo, sono fortemente cementate e spesso concrezionate; delle grotte si aprono al loro interno ed al contatto con il substrato. Il *glacis* d'accunulo è sospeso a quote crescenti da valle verso monte, da 140 a 250 m s.l.m. (fig. 5.8). L'appoggio dei depositi sul substrato carbonatico, messo in evidenza per morfoselezione, è situato anch'esso a quote crescenti da valle verso monte. Tale contatto è situato a circa 100 m s.l.m. per il lembo più occidentale (ovvero per il lembo più basso)

In destra della Fiumarella uno di questi lembi costituisce il terrazzo su cui sorge l'abitato di Tortora. Il deposito terrazzato qui osservabile (foto 5.20) è fortemente concrezionato ed è costituito da clasti carbonatici da spigolosi a smussati (più raramente) di dimensioni variabili, da millimetriche a centimetriche. Esso è prevalentemente clastosostenuto e in alcuni livelli è visibile una matrice di colore rosso. Include anche livelli a grossi ciottoli subarrotondati di circa 20-30 cm di diametro.

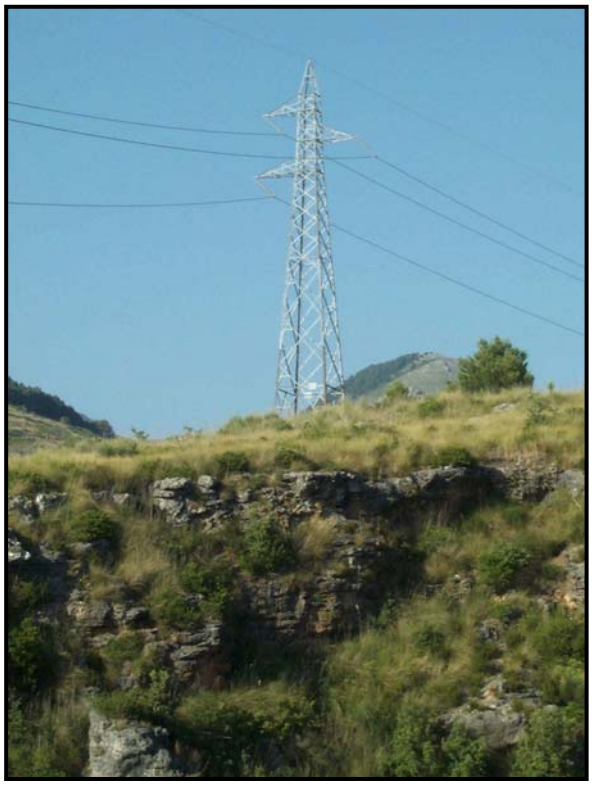


foto 5.19 Brecce carbonatiche in appoggio sul substrato carbonatico costituenti il glacis d'accumulo di località Ferrari

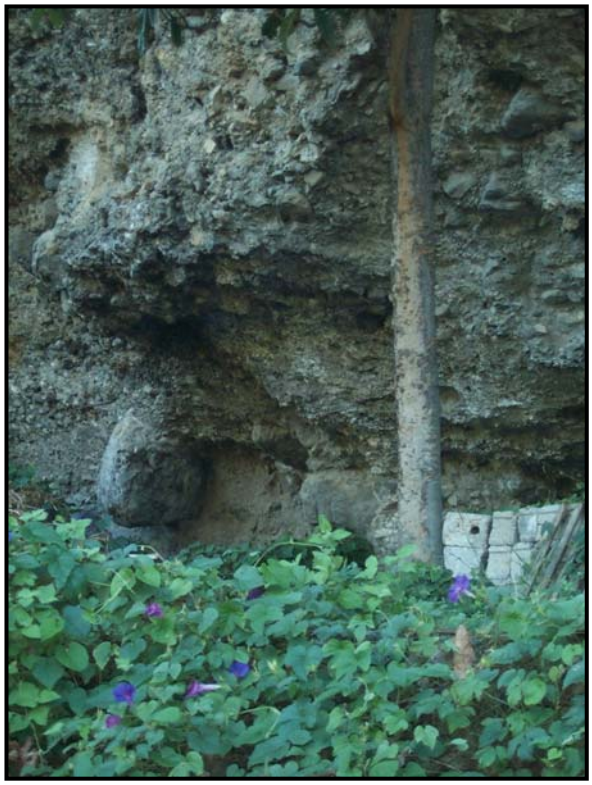


foto 5.20 Brecce carbonatiche affioranti presso l'abitato di Tortora

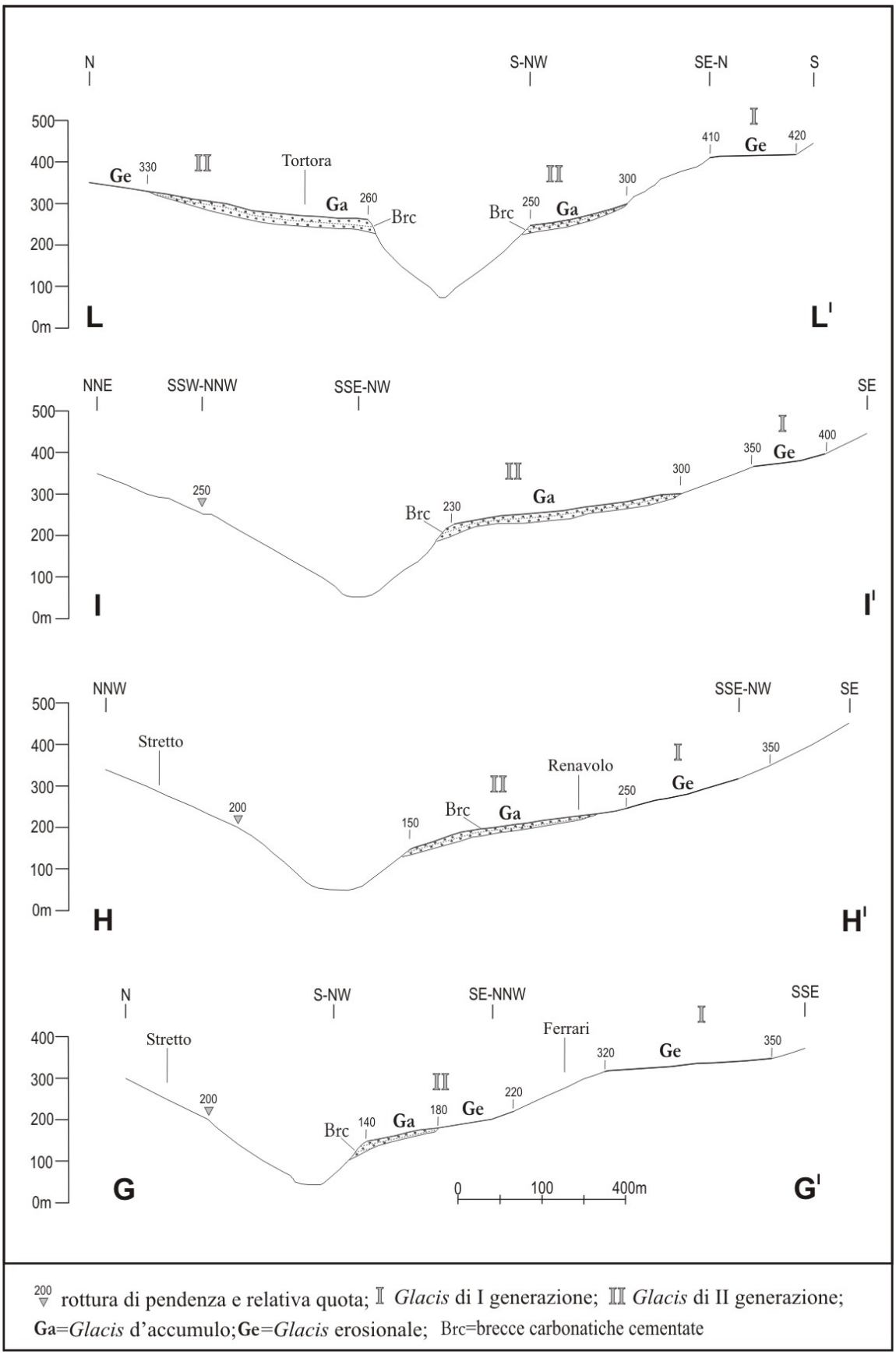


Fig.5.8 Profili trasversali alla Fiumarella di Tortora (ubicazione in tav.I; scala delle altezze raddoppiata)

Sempre in destra della Fuimarella, laddove non sono presenti questi lembi deposizionali, è visibile una rottura di pendenza nel profilo della valle; posta a quote crescenti da valle verso monte, da 200 a 250 m s.l.m..

L'insieme di queste evidenze suggerisce l'esistenza di un paleopaesaggio subaereo a basso gradiente, imputabile forse a processi di spianamento fluvio-carsici, relazionato con un livello di base più alto dell'attuale. Il modellamento di questo paleopaesaggio è molto probabilmente legato ad un vecchio livello di base della Fiumarella di Tortora, dal momento che le superfici mostrano una distribuzione in asse con il corso d'acqua attuale, con quota del piede crescente da valle verso monte, e si raccordano verso il centro della valle attuale. All'interno di questo ampio paleopaesaggio "vallivo", caratterizzato da fianchi poco acclivi, è avvenuta la deposizione dei depositi epiclastici oggi terrazzati.

Riguardo ai processi responsabili della loro messa in posto, una genesi mista, per processi da flusso idrico e gravitativi, è ipotizzabile. Nonostante, infatti, i clasti dolomitici che le compongono sono per lo più spigolosi, ad indicare una scarsa elaborazione ed un trasporto non molto lungo, a favore dell'ipotesi di una genesi principalmente per gravità, la presenza di una certa gradazione in alcuni affioramenti fa presupporre la possibilità di un trasporto selettivo e, dunque, di una loro deposizione ad opera delle acque continentali. Della formazione di questi corpi possono essere stati responsabili i corsi d'acqua (quali quelli che attualmente confluiscono nella Fiumarella dai fianchi della valle), che hanno parzialmente rielaborato e preso in carico i detriti prodotti dai versanti.

In sinistra della Fiumarella, piccole superfici relitte e porzioni di versanti a minore gradiente, cartografate come *glacis* erosionali di I generazione, sono visibili anche a quote superiori a quelle a cui si rinvengono i *glacis* d'accumulo ed erosionali sin ora descritti. Esse sono situate tra 350 e 320 m s.l.m. a Ferrari, tra 400 e 350 m s.l.m. a Cirieno e tra 420e 410 m s.l.m., sempre a Cirieno, ma in destra del vallone, e costituiscono, rispetto ai ripiani erosisonali e deposizionali sottostanti, un altro ordine. A Renavolo non sono distinguibili i *glacis* d'erosione di I generazione, ma, a partire da 350 m s.l.m., è visibile un'unica superficie, che si raccorda con i ripiani deposizionali; all'interno di questa superficie sono forse racchiusi entrambi gli ordini. Ai *glacis* di I generazione sono correlabili anche due lembi visibili, a circa 335 m s.l.m. e tra 370 e 360 m s1.m., in destra della Fiumarella.

Il modellamento delle superfici di I generazione è anch'esso legato ad un antico livello di base, precedente a quello testimoniato dai *glacis* erosionali e d'accumulo di quota inferiore (II generazione). Tale livello di base, che è forse da mettere in relazione con l'attività di una paleofiumarella di Tortora, è sicuramente precedente anche al livello di base assoluto responsabile del modellamento dei terrazzi di 140 m s.l.m.. I *glacis* erosionali di I generazione sono, infatti, sospesi dai versanti di faglia ai cui piedi sono presenti i terrazzi marini di tale ordine.

La collocazione cronologica delle brecce terrazzate e dei *glacis* erosionali di II

generazione è più complicata. E'improbabile che la loro formazione sia avvenuta successivamente alla formazione dei terrazzi marini di circa 140 m s.l.m.. Essa è probabilmente inquadrabile precedentemente all'episodio tettonico che ha prodotto l'ingressione marina e la formazione di tali terrazzi. Nel caso in cui il paleopaesaggio si fosse, infatti, modellato contemporaneamente a questi terrazzi marini, il mare sarebbe sicuramente facilmente penetrato all'interno di un'area a così basso gradiente e vi avrebbe lasciato delle tracce.

Il livello marino responsabile del modellamento dei terrazzi di 140 m s.l.m. raggiunge, in ogni caso, una quota relativa più alta di quella a cui sono poste le brecce continentali a Ferrari. Non è, dunque, del tutto da escludere che, durante questo stazionamento relativo, il mare sia penetrato in parte all'interno del tratto terminale della valle della Fiumarella di Tortora ed abbia parzialmente rimodellato il *glacis* di Ferrari; anche se, come visto, non si dispone di chiare evidenze di questo rimodellamento in ambiente marino.

I conglomerati fluviali presenti al di sotto dei depositi marini del terrazzo di 140 m s.l.m. a S. Brancato e a Palestro ed al di sotto di quello di 75-70 m s.l.m. a Crisone, che, per la loro giacitura sul substrato e per la natura dei loro clasti (esclusivamente carbonatica), indicano l'esistenza, precedentemente al livello del mare di 140 m s.l.m., di un corso d'acqua drenante l'area attualmente attraversata dalla Fiumarella di Tortora, con un livello di base posto più in basso di quello riferibile ai terrazzi, sono probabilmente cronologicamente inquadrabile nella stessa fase che ha determinato la formazione dei *glacis* di II generazione. Per tale deposito va sottolineato che, trovandosi nel blocco ribassato per faglia, la sua quota di affioramento sul substrato non è necessariamente rappresentativa della quota della paleovalle.

5.2.3 Le morfologie marine ed i depositi di più bassa quota (tra 20 e 0 m s.l.m.)

Le evidenze di stazionamenti del livello del mare di più bassa quota sono in quest'area non molto ben rappresentate, forse anche a causa degli apporti alluvionali del fiume Noce, che possono in alcuni casi averle obliterate. Esse sono conservate soprattutto lungo le pareti carbonatiche della Serra di Castrocucco, bordanti a Nord la piana.

Puddinghe costituite da ciottoli poligenici eterometrici in matrice arenitica, che passano verso l'alto ad areniti grossolane, costituite anch'esse da ciottoli poligenici, sono visibili in un taglio stradale a Castrocucco, a monte della ferrovia, ad una quota di circa 20 m s.l.m.. Questo deposito raggiunge in affioramento uno spessore di circa 2 m ed ha qui un'estensione laterale piuttosto esigua. Un paleosuolo sabbioso rosso, impostato sulle areniti marine, che presenta patine di Fe-Mn e concrezionamenti carbonatici disposti verticalmente, probabilmente a riempimento di fratture, è visibile qualche metro più in alto; esso affiora per circa 2 m e passa verso l'alto a

conglomerati a clasti smussati riferibili a delle conoidi visibili al piede del versante.

Questo paleosuolo e quelli affioranti in quest'area sui terrazzi marini più alti (vedi sopra) sono stati studiati da SCARCIGLLA *et alii* (2006). Gli Autori concludono che i suoli associati ai terrazzi più alti mostrano maggiore maturità pedogenetica e che tutti questi suoli suggeriscono il ripetersi di condizioni climatiche analoghe nel corso del Quaternario. Alcuni di questi paleosuoli, quali quello presente sul terrazzo alto di Rosaneto, hanno evidenziato inoltre, la presenza di apporti vulcanoclastici.

Poco ad Ovest, a valle della ferrovia, placche di una puddinga costituita da ciottoli poligenici in matrice arenitica, poggiano ad una quota di circa 18 m s.l.m. su brecce carbonatiche clastosostenute a clasti spigolosi, interpretabili come un deposito di versante. L'appoggio avviene su di una superficie debolmente inclinata, che appare lisciata ad opera del mare, interpretabile come una non ben delineata piattaforma d'abrasione. Al livello del mare responsabile della formazione di questa piattaforma sono probabilmente anche correlabili le puddinghe di 20 in s.l.m..

A conferma dell'esistenza di uno stazionamento relativo del livello del mare di circa 20 m s.l.m., alla stessa quota nella paleofalesia che borda a NE la Spiaggia di Castrocucco sono visibili due piccole grotte che hanno pareti forate da litodomi, svasate per la presenza di solchi che appaiono fra loro allineati[43].

Lungo la stessa paleofalesia, un piccolo sgrottamento a sviluppo orizzontale con pareti arcuate, assimilabili a dei solchi tidali con punto di massima concavità a circa 9,5-9 m s.l.m. (foto 5.21) testimonia un successivo stazionamento del livello del mare.

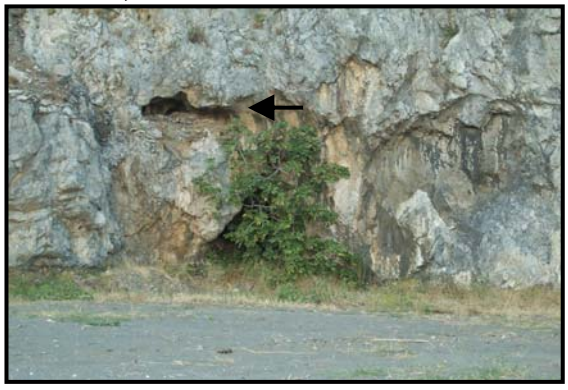


foto 5.21 solco tidale di 9,5 m s.l.m.

Evidenze di origine marina, non costituenti dei precisi indicatori e, dunque, non ben correlabili con delle linee di riva, sono visibili in molti altri punti della paleofalesia, a testimoniare che il mare l'ha bagnata a più riprese. Esse sono costituite principalmente da fori di litodomi, che si rinvengono anche all'interno di una piccola grotta a controllo strutturale, dove sono riempiti da concrezioni.

In sinistra del fiume Noce, le evidenze riconosciute sono rappresentate solo da ghiaie marine a ciottoli poligenici embriciati, localizzate a circa 20 m s.l.m., in sinistra della Fiumarella di Tortora, alla base dello stretto promontorio, orienatao N-S, visibile a Castiglione. Queste ghiaie sono probabilmente

[43] Queste evidenze corrispondono probabilmente a quelle segnalate in destra del Noce a circa 22 m s.l.m. da CAROBENE &DAI PRA (1990) (cfr.p. 3.2.1)

correlabili con lo stazionamento del livello del mare di 20 m s.l.m.; non è possibile dirlo con precisione dal momento che mancano qui dei precisi indicatori batimetrici.

Morfologie marine sono segnalate nell'area in sinistra della Fiumarella di Tortora in letteratura, da BULGARELLI (1972), all'interno della Grotta di Torre Nave; grotta che si apre nella paleofalesia posta alla base dell'omonimo promontorio. Queste evidenze, che non sono state osservate direttamente per l'inaccessibilità del sito, sono costituite da fasce di fori di litodomi e solchi "appena accennati" situati a 15 e 9,5 m s.l.m.. La presenza del solco di 9,5 m s.l.m. rappresenta un'ulteriore conferma dell'esistenza di uno stazionamento del livello del mare di tale quota.

Le morfologie di 15 m s.l.m. possono rappresentare uno stazionamento intermedio fra quello di 20 e quello di 9,5 m s.l.m.. Un paleolivello marino di tale quota è, per altro, testimoniato anche nel settore della Serra di Castrocucco, dove, tra Punta di Caino e Capo la Secca, terrazzi marini sono stati rinvenuti, oltre che a 20 m s.l.m., anche a 15 m s.l.m. (cfr. cap 4). Nell'ipotesi in cui tutta l'area circostante la foce del fiume Noce abbia avuto un comportamento tettonico unitario, ovvero non sia stata soggetta a movimenti differenziali, le morfologie di 15 m s.l.m. rinvenute nei due settori possono essere fra loro correlate.

5.2.4 Discussione dei dati e quadro morfoevolutivo dell'area

L'insieme dei dati raccolti e l'analisi geomorfologica suggeriscono l'esistenza, precedentemente all'ingressione marina che ha interessato l'area, di un paleopaesaggio subaereo a basso gradiente.

Almeno due fasi, nel corso delle quali l'area successivamente occupata dai terrazzi marini si trovava in ambiente continentale ed entrambe caratterizzate da una linea di costa più spostata verso occidente, sono distinguibili (fig. 5.9). La più antica è testimoniata dai *glacis* di I generazione della Fiumarella di Tortora, i cui bassi gradienti, come visto, fanno pensare alla possibilità dell'esistenza già in tale epoca di un paleopaesaggio fluviale a debole pendenza.

Alla successiva fase sono riferibili i *glacis* erosionali di II generazione della Fiumarella di Tortora, che si raccordano ad un più basso livello di base. Nell'ambito del paleopaesaggio erosionale a basso gradiente suggerito da tali *glacis* è inquadrabile anche la deposizione delle brecce oggi terrazzate lungo la valle della Fiumarella (costituenti i *glacis* d'accunulo), che dai fianchi si raccordano verso l'asse vallivo, avvenuta in un momento caratterizzato da una maggiore produttività dei versanti, e la deposizione dei conglomerati fluviali di Palestro, S.Brancato e Crisone. Tali evidenze, come anticipato, indicano, senza alcun dubbio, l'esistenza in questa fase di una "Paleofiumarella di Tortora" già drenante verso WSW (ovvero verso il Tirreno).

L'approfondimento del livello di base occorso tra il modellamento del paleopaesaggio di I generazione e quello di II generazione, nell'ipotesi in cui

entrambi siano legati ad una paleofiumarella di Tortora e, dunque, ad un livello di base assoluto, può essere avvenuto o per un abbassamento eustatico del livello marino o per un sollevamento tettonico dell'area emersa. Essendo il modellamento di questi paleopaesaggi cronologicamente inquadrabile nel Pleistocene inferiore (vedi oltre), l'ipotesi che vede l'area qui in esame soggetta ad *uplift*, nell'intervallo temporale intercorso tra la formazione delle due generazioni di *glacis*, appare più probabile. E', infatti, noto che il Pleistocene inferiore è stato caratterizzato da oscillazioni eustatiche di debole entità.

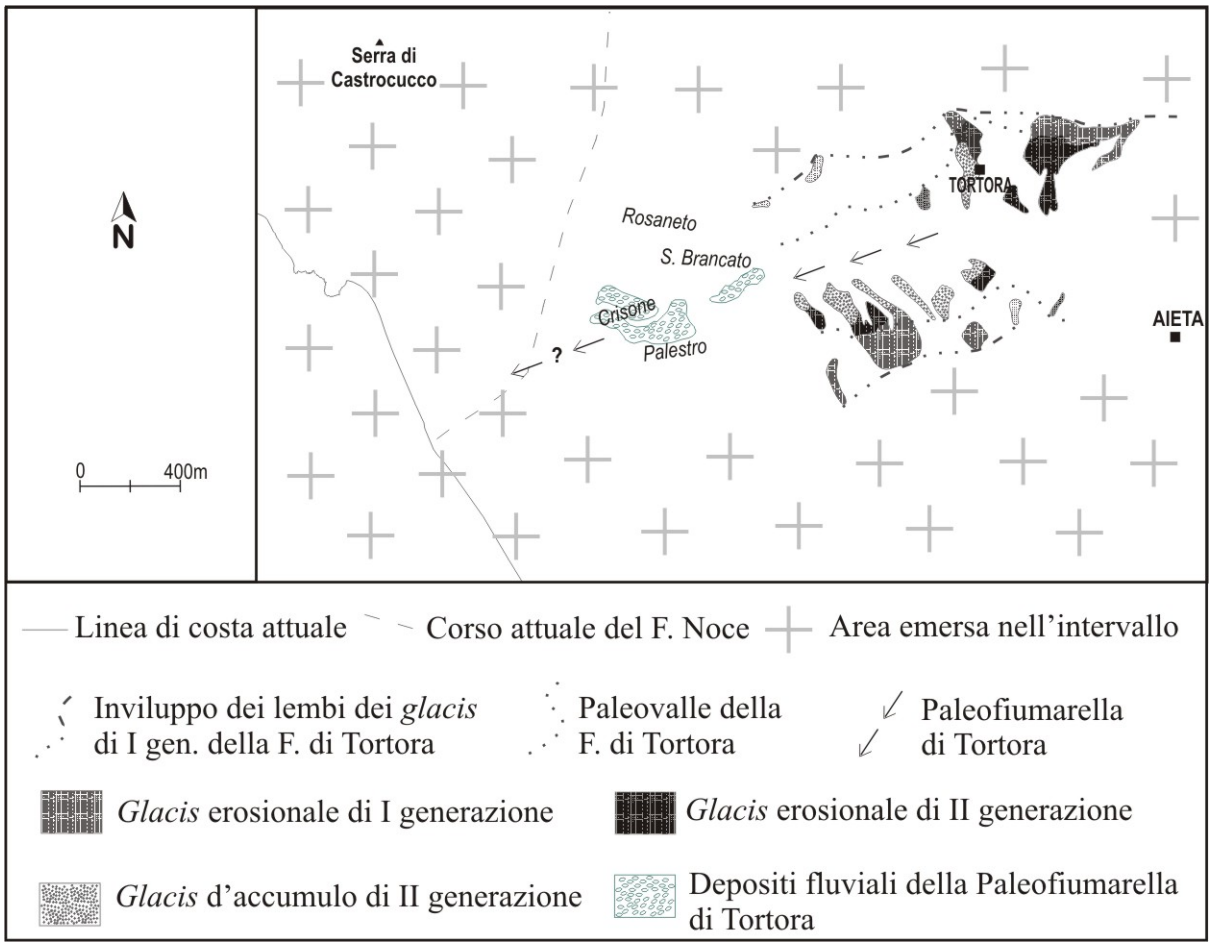


Fig.5.9 Schema paleogeografico dell'area di Foce del fiume Noce durante il Pleistocene inferiore-*Santerniano*

La prima ingressione marina testimoniata nell'area è rappresentata dalle areniti marine di 170 m s.l.m. presenti in destra del fiume Noce, cui si correlano le ghiaie poligieniche di 166 m s.l.m. presenti a Castiglione. Data l'esiguità delle evidenze, la paleogeografia all'epoca di questa ingressione risulta difficile da ricostruire; solo dalle areniti presenti in destra del fiume Noce è possibile dedurre alcune indicazioni. Esse indicano, infatti, una linea di costa prossima al versante strutturale della Serra di Castrocucco orientato NE-SW, la cui parte bassa doveva essere all'epoca attiva come paleofalesia. Al momento di questa prima ingressione marina, inoltre, esisteva probabilmente già un "paleonoce" e la costa si delineava come una costa di sommersione, con il mare che penetrava

all'interno della paleovalle del Noce, formando una *ria*.

La penetrazione del mare all'interno della paleovalle del Noce e le condizioni di costa di sommersione perdurano anche successivamente, nel corso del modellarmento delle superfici di 140-130 m s.l.m., come testimoniato dai depositi marini e dai *glacis* d'abrasione presenti lungo i fianchi della valle attuale del fiume Noce. Il mare si spinge in questa fase molto più all'interno della valle fluviale. La natura dei depositi marini associati a questi terrazzi indica, inoltre, l'esistenza già in quest'epoca di un corso d'acqua drenante l'area di Lauria.

Il modellamento delle superfici di 140-130, che sono disposte lungo i rilievi circostanti l'attuale piana alluvionale del fiume Noce, a delineare un paleogolfo (fig. 5.10), si è verificato successivamente ad un episodio di fagliazione avvenuto lungo lineamenti orientati circa NW-SE ed EW. Tale episodio è stato responsabile della sommersione di una parte dell'area che si trovava in precedenza in ambiente continentale (come indicato dalla presenza dei conglomerati fluviali della paleofiumarella di Tortora al di sotto dei depositi marini di tali terrazzi). In questa fase, il mare si è forse spinto, come anticipato nel paragrafo 5.2.2, anche parzialmente all'interno del tratto terminale della paleovalle della Fiumarella di Tortora, determinando delle condizioni di costa di sommersione anche in questo settore.

La linea di riva di 140-130 m s.l.m. può avere , inoltre, in parte rimodellato delle superfici formatesi durante lo stazionamento relativo del livello del mare di 170 m s.l.m.; ciò potrebbe, tra l'altro, spiegare anche la scarsa rappresentatività di quest'ultima linea di riva.

L'assenza di morfologie e depositi correlabili con lo stazionamento di 140-130 m s.l.m. in destra orografica del fiume Noce può forse essere messa in relazione con preesistenti condizioni topografiche; qui era presente una morfologia a falesia del tipo *plunging cliff*, in corrispondenza della quale il mare aveva poca capacità erosiva e non formava, dunque, terrazzi. Un comportamento differenziale fra l'area in sinistra del fiume Noce e quella posta in destra del medesimo corso d'acqua è da escludere. E', infatti, improbabile che il terrazzo di 120-110 m s.l.m. e quelli di 140-130 m s.l.m. rappresentino la stessa linea di riva dislocata, dal momento che la precedente linea di riva (di circa 170 m s.l.m.) si rinviene all'incirca alle stesse quote nei due settori. Non vi sono, inoltre, evidenze dell'esistenza di un lineamento tettonico passante per il fiume Noce, diversamente da quanto segnalato in letteratura.

Tra il modellamento della linea di riva di 170-160 m s.l.m. e quella di 140-130 m s.l.m., la costa è stata soggetta ad *uplift.*

Un lento è costante *uplift* è perdurato anche nel corso della formazione del terrazzo di 140-130 m s.l.m., che come visto è policiclico. La non buona distinzione dei livelli marini che hanno formato quest'ampia superficie è forse da mettere in relazione con il fatto che il mare è penetrato in una preesistente topografia a basso gradiente, nella quale i suddetti stazionamenti del livello del mare hanno prodotto delle paleofalesie di ridotta altezza, non ben distinguibili.

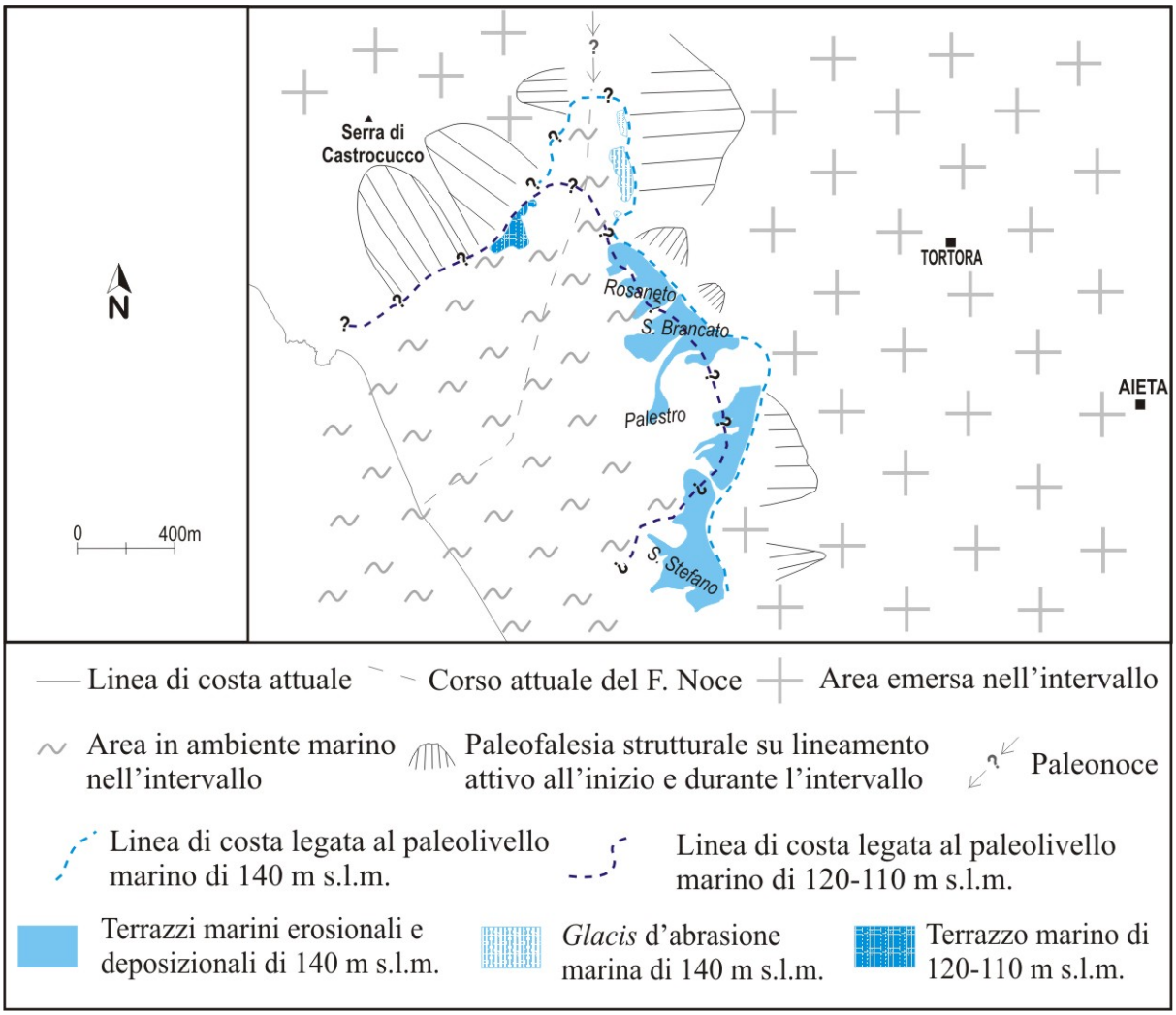


Fig.5.10 Schema paleogeografico dell'area di Foce del fiume Noce durante il Pleistocene inferiore-*Emiliano*/*Siciliano*

Mentre in destra del fiume Noce il mare formava il terrazzo di 120-110 m s.l.m., in tutta l'area posta in sinistra dello stesso corso d'acqua avveniva probabilmente il modellamento della porzione più bassa delle superfici di 140-130 m s.l.m., che, come visto, si estendono, in alcuni punti, fino a circa 90 m s.l.m.. La posizione della linea di riva di 120-110 m s.l.m. è, di conseguenza, in tale area più incerta.

Da un punto di vista cronologico, le linee di riva di 170, 140-130 e 120-110 m s.l.m. possono essere inquadrate nell'ambito del Pleistocene inferiore; un loro modellamento nell'ambito dell'Emiliano e del Siciliano[44] è ipotizzabile, sulla base di correlazioni con i terrazzi marini affioranti nell'area del fiume Lao[45].

I1 Pleistocene inferiore è stato, tra l'altro, caratterizzato da *highstands* di

[44]Va notatato che l'attribuzione all'Emiliano di queste superfici coincide con quella proposta da CAROBENE & DAI PRA (1990); le ricostruzioni ed i vincoli cronologici su cui si basa questo riferimento sono, però, differenti (cfr. capitolo successivo e p. 3.2.2).

[45]Le età di questi ultimi si basano sui loro rapporti di incastro morfologico con successioni marine datate su basi stratigrafiche (cfr. capitolo successivo).

simile intensità e di più breve durata rispetto al Pleistocene medio e superiore. L'ipotesi di formazione dei terrazzi di 140-130 m s.l.m. nell'ambito del Pleistocene inferiore è, dunque, in accordo con la loro policiclicità; picchi eustatici di simile intensità hanno prodotto terrazzi marini altimetricamente non ben separati e costituenti un'unica superficie policiclica nell'ambito di una costa soggetta ad *uplift.* La non buona separazione dei terrazzi del Pleistocene inferiore in una costa soggetta ad *uplift* è evidente anche nei modelli di TRENHAILE (2002 b), che presentano in tali condizioni la formazione di un'unica superficie, costituita da diversi terrazzi individuali, separati da falesie molto basse (cfr. p. 2.1.2).

Il modellamento dei terrazzi posti a quote inferiori di 120-110 m s.l. m. è avvenuto sempre nell'ambito di una costa soggetta ad *uplift.*

Per i terrazzi di 90 m s.l.m., un riferimento alle fasi iniziali del Pleistocene medio è ipotizzabile, sulla base della loro correlazione con i terrazzi di simile quota presenti nel settore di Scalea-Foce del Fiume Lao.

Sempre sulla base di correlazioni con i terrazzi affioranti più a Sud, nell'area di Scalea-Foce del Fiume Lao, i terrazzi di 75-70 m s.l.m., di 50-45 m s.l.m. e di 40 m s.l.m. sono inquadrabili nel Pleistocene medio: le morfologie ed i depositi di 20 m s.l.m. e le morfologie di 15 m s.l.m. nella parte alta del Pleistocene medio (*stage 9* e *7*).

In accordo con BULGARELLI (1972) e CAROBENE & DAI PRA (1990), i solchi di 9,5 m s.l.m. possono rappresentare il Tirreniano, probabilmente il *substage 5e.* La quota di queste morfologie, più alta rispetto a quella eustatica indicata per questo *substage* nelle *global sea level curves* (SHACKLETON, 1987; LEA *et alii*, 2002; WAELBROECK *et alli*, 2002), indica che l'area è stata soggetta a sollevamento anche dopo il loro modellamento.

La disposizione delle linee di riva di 75-70 m s.l.m. e di quelle successive suggerisce l'esistenza di un "golfo" nell'area qui in esame, anche successivamente allo stazionamento di 140-130 m s.l.m. (fig. 5.11).

Le sabbie rosse con ciottoli presenti sui terrazzi di 140-130 m s.l.m. e su quelli successivi, di 75 m s.l.m., si sono messe in posto, in accordo con CARBONI *et alii* (1988), nella parte alta del Pleistocene medio, in base alla presenza dei, già citati manufatti di industria Acheulana a Rosaneto, riferiti da BULGARELLI & PIPERNO (1999) a 150 ka, ed alla presenza di resti di mammiferi riferiti da CALOI & PALOMBO (1989) alla parte alta del Pleistocene medio (dubitativamente al passaggio tra lo *stage 10* ed il *9*). La loro deposizione è da collegarsi ad un livello di base locale; forse nell'ambito dello stesso livello di base locale è inquadrabile anche la deposizione delle conoidi fluvio-torrentizie, reincise dai corsi d'acqua, presenti sui terrazzi marini di 140-130 m s.l.m., le quali sono state, quindi, riferite al Pleistocene medio.

La paleofalesia visibile a bordare in alcuni punti verso l'interno la piana alluvionale attuale è stata attiva nel corso dell'olocene. L'andamento della paleofalesia disegna un paleogolfo, all'interno del quale e, poi, avvenuta la crescita della piana alluvionale del fiume Noce, con il contributo anche degli

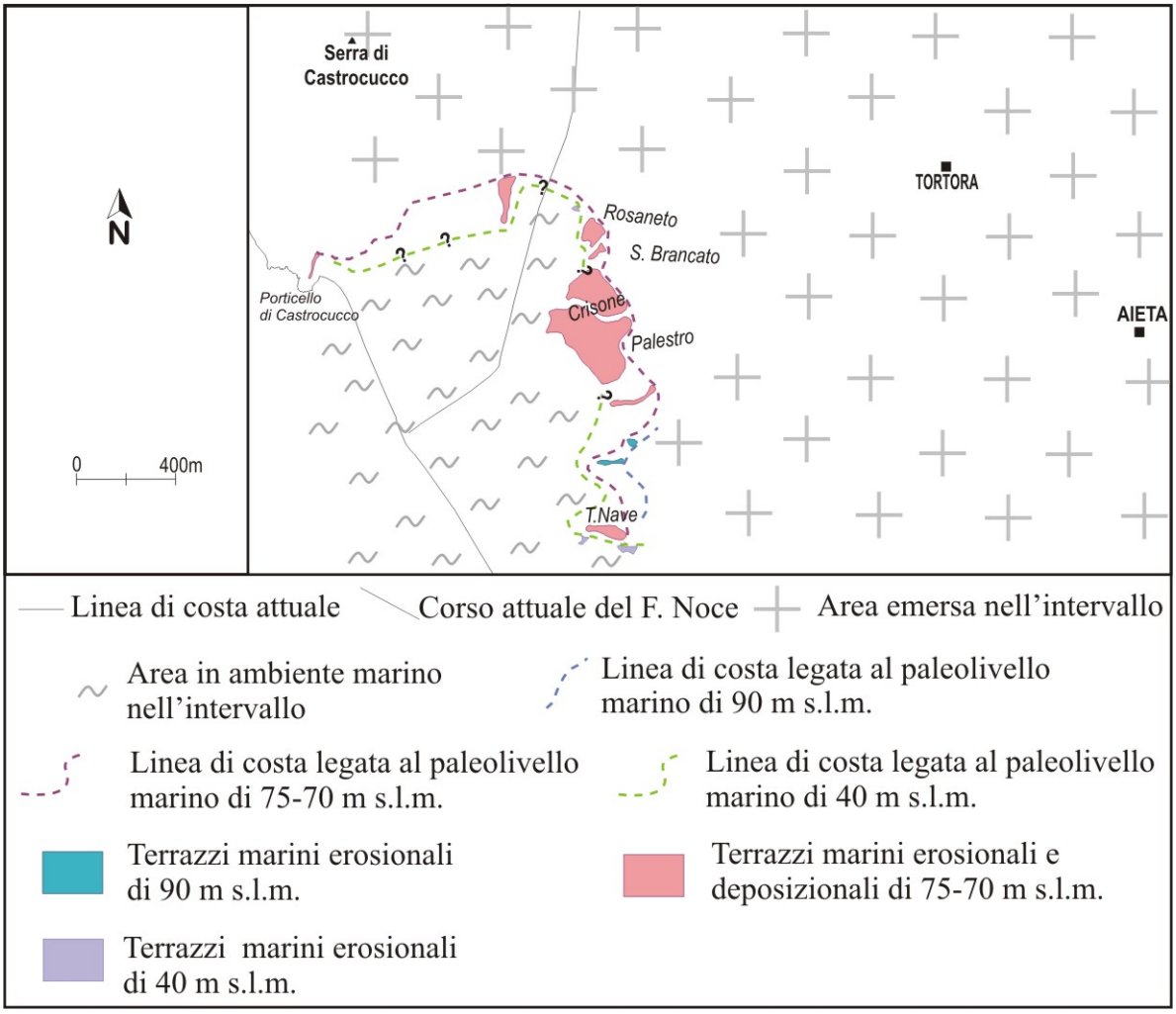


Fig.5.11 Schema paleogeografico dell'area di Foce del fiume Noce durante il Pleistocene medio

apporti alluvionali della Fiumarella di Tortora, come testimoniato dalla conoide presente allo sbocco della valle di questo corso d'acqua.

Nell'Olocene è anche avvenuta la deposizione della conoide fluvio-torrentizia di Fiumegrande.

A proposito della paleofalesia che borda la piana alluvionale del fiume Noce, a conferma della sua età, va detto che il mare versiliano è considerato da BULGARELLI (1972) responsabile dell'erosione di parte del riempimento continentale della Grotta di Torre Nave, grotta che si apre lungo le pareti dell'omonimo promontorio. Il riempimento continentale della grotta, costituito da un'alternanza di brecce e stalagmiti e comprendente livelli con industria del paleolitico medio (tra cui un livello con industria considerata un "Musteriano tipico") ed un livello con industria del paleolitico superiore è, infatti, considerato di età wurmiana. L'Autrice segnala, inoltre, al piede della falesia, "sabbie grigio-scure residuo di una vecchia spiaggia o di una successiva duna di arroccamento" e sostiene l'esistenza in epoca storica o protostorica di una laguna tra la falesia ed una barra, trasformatasi successivamente in un cordone litoraneo, formato dai depositi alluvionali della Fiumarella di Tortora, la cui foce era all'epoca rivolta verso Sud. Alla sommità del cordone, a circa 3 m s.l.m., riconosce le "sabbie dunali"; contro queste ultime osserva le sabbie della spiaggia attuale.

Tratti della paleofalesia hanno funzionato come tali, ovvero sono stati bagnati dal mare, anche precedentemente all'Olocene, come testimoniato dallo sgrottamento a sviluppo orizzontale forato dai litodomi a 40 m s.l.m. e dal solco di 9,5 m s.l.m. visibili lungo le pareti che bordano la Spiaggia di Castrocucco.

5.3 La costa tra Torre Nave e Torre S.Nicola

Questa area si presenta come una stretta piana costiera (tav. II), la cui continuità è interrotta in alcuni tratti dalla presenza di diversi promontori (Promontorio del Ginnasio, di Grotta del Prete, di Grotta dell'Arcomagno), che diviene più ampia in corrispondenza delle foci fluviali, quali quella del fiume Noce a Nord e quelle del Torrente Saracena e del Torrente Canalgrande più a Sud.

Alle spalle della piana sono presenti rilievi piuttosto "aspri", dissecati da numerose incisioni torrentizie, che presentano versanti regolarizzati, il cui profilo, nella parte bassa, a partire da circa 180 m s.l.m., è interrotto da terrazzi marini, in alcuni tratti disposti in gradinata. In particolare, in questo settore sono ben rappresentati i terrazzi marini di più alta quota, che risultano essere, in linea di massima, anche qui, quelli caratterizzati da maggiore ampiezza, mentre sono poco visibili i terrazzi di circa 70 m s.l.m.. Contrariamente alla zona di foce del fiume Noce, sono, invece, meglio preservate le morfologie ed i depositi marini di più bassa quota.

Il paesaggio risulta fortemente condizionato dalla struttura, come evidenziato dalle presenza di versanti strutturali e dall'andamento del reticolo idrografico, nel quale sono riconoscibili numerosi tratti a carattere susseguente.

I versanti sono nella maggior parte dei casi versanti di faglia, orientati per lo più parallelamente alla linea di costa (circa N-S e NNW-SSE), fatta eccezione per il versante di Serra della Rosa, orientato circa NE-SW.

Due porzioni di un versante di linea di faglia, impostato su un lineamento orientato N-S, che mette a contatto i terreni carbonatici dell'Unità Bulgheria-Verbicaro con i terreni della formazione del *Flysch* del Lao, sono visibili nel settore meridionale dell'area (F Te del Salice).

I corsi d'acqua susseguenti sono orientati prevalentemente ENE-WSW e NE-SW (es. T. Farmarulo**,** T. Fiuzzi, T. Saracena) e subordinatamente circa N-S (es. corso d'acqua in località Zaparia).

Il paesaggio presente nell'area è caratterizzato da elementi indicativi di policiclicità, quali le numerose superfici relitte, visibili sulla sommità dei versanti e ad interromperne il profilo (es. Vingioli, Schiena dell'Erica, Serra della Rosa), e i tratti di versante a minore inclinazione (es.Cozzo Coppolello), messi in evidenza anche da conoidi sospese reincise, che si raccordano ad antichi livelli di base.

Le superfici relitte sono difficilmente distinguibili in ordini, anche a causa della notevole tettonizzazione che ha interessato l'area successivamente alla loro formazione, ed alcune di esse sono legate a livelli di base locali (es. superfici di Serra della Rosa, modellatesi al contatto fra i terreni miocenici e le rocce carbonatiche dell'Unità Bulgheria-Verbicaro).

Questi paleopaesaggi sono, nell'insieme, troncati e sospesi dai versanti strutturali, al cui piede sono presenti i terrazzi marini.

Al piede dei versanti strutturali, laddove non si rinvengono terrazzi marini e talora a coprire questi ultimi, sono visibili falde detritiche e/o conoidi fluvio-torrentizie terrazzate. Questi depositi detritici costituiscono in alcuni tratti di costa, come ad esempio a Piano delle Vigne e nell'area alle spalle della piana di La Mantinera, corpi di notevole spessore che hanno completamente coperto alcuni ordini dei terrazzi marini.

Nei paragrafi che seguono sono analizzate le morfologie marine ed i depositi, marini e continentali, ad essi associate.

5.3.1 Le morfologie marine ed i depositi di più alta quota (tra 200 e 30 m s.l.m.)

Le morfologie marine di più alta quota sono visibili nel settore meridionale dell'area considerata è sono tagliate principalmente nei terreni della formazione del *Flysch* del Lao. Esse sono rappresentate da un terrazzo d'abrasione che si estende tra circa 180 e 160 m s.l.m., localizzato a Piano del Pero, e da un terrazzo, in parte di natura erosionale ed in parte di natura deposizionale, esteso sempre tra 180 e 160 m s.l.m., visibile a F. te del Salice. A quest'ultimo terrazzo è correlabile, per continuità laterale, un *glacis* d'abrasione, tagliato in parte anche nelle rocce carbonatiche dell'Unità Bulgheria-Verbicaro, localizzato tra circa 190-180 e 150 m s.l.m. a Iazzo (fig. 5.12 e foto 5.22). Al livello del mare responsabile del modellamento di queste morfologie è riferibile anche un piccolo ripiano convesso-concavo visibile alle stesse quote lungo le pendici di Serra della Rosa.

I terrazzi di Piano del Pero e F.te del Salice sono sepolti verso monte da falde detritiche; dunque la quota di 180 m s.l.m. rappresenta la quota della concavità interna.

A Piano del Pero, in un taglio artificiale, a circa 180 m s.l.m., in appoggio contro il substrato carbonatico, che costituisce una paleofalesia, è stata osservata una successione di depositi marini e continentali di circa 6-7 m di spessore (fig. 5.13). Le rocce carbonatiche del substrato sono in contatto laterale, verso Nord, con i terreni del *Flvsch* del Lao.

La successione osservata è costituita dal basso verso l'alto da: una puddinga marina poligenica con ciottoli delle dimensioni che variano da pochi millimetri a diversi centimetri, sia arrotondati che appiattiti (circa 2 m di spessore); un deposito marino tipo "piede di falesia", costituito da ciottoli di natura prevalentemente dolomitica che raggiungono anche 50 cm di diametro, che passa lateralmente ad un'arenite marina a ciottoli arrotondati, principalmente di natura carbonatica (circa 3 m di spessore); un deposito, di probabile origine eolica, costituito da un livello arenitico, fortemente concrezionato, a clasti dolomitici non arrotondati, con concrezioni sferoidali, il cui nucleo talvolta è costituito da gusci di gasteropodi continentali, il quale passa verso l'alto ad un'arenite a granuli poligenici, che include anche clasti spigolosi di maggiori dimensioni.

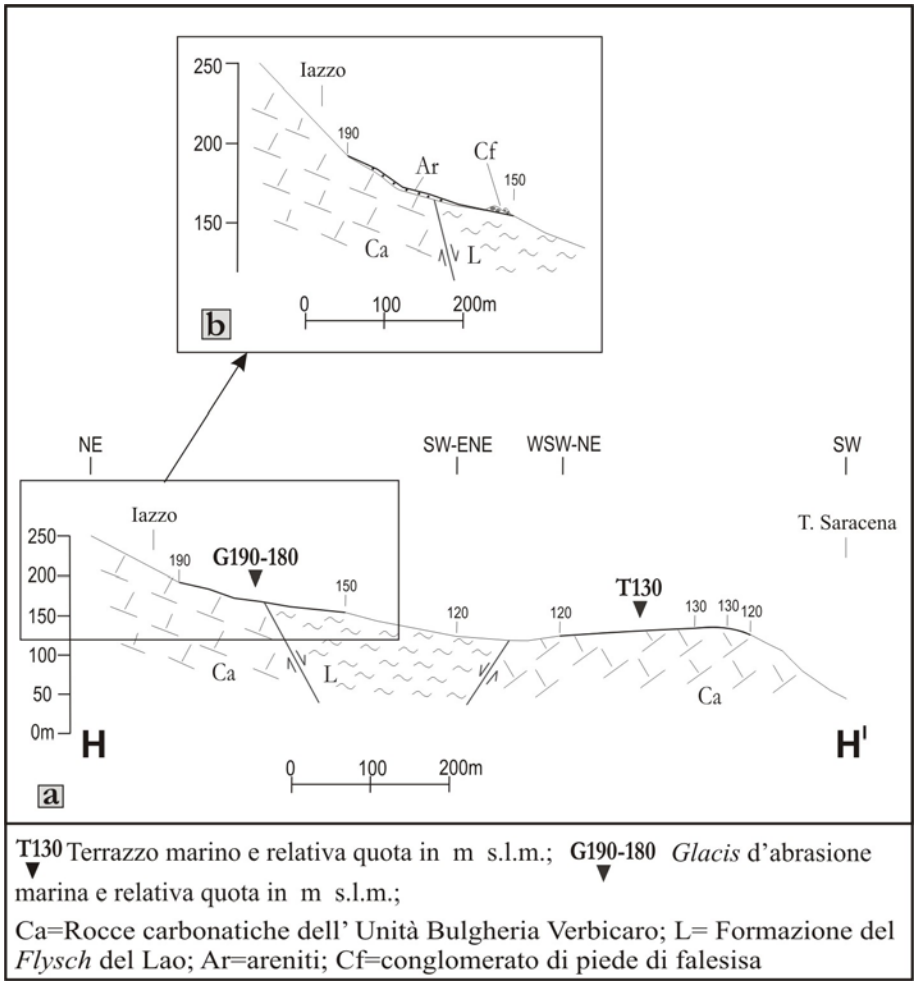


Fig.5.12 Sezioni attraverso il *glacis* d'abrasione di Iazzo ed il terrazzo in destra del T. Saracena (ubicazione in tav. II; in b scala verticale raddoppiata)

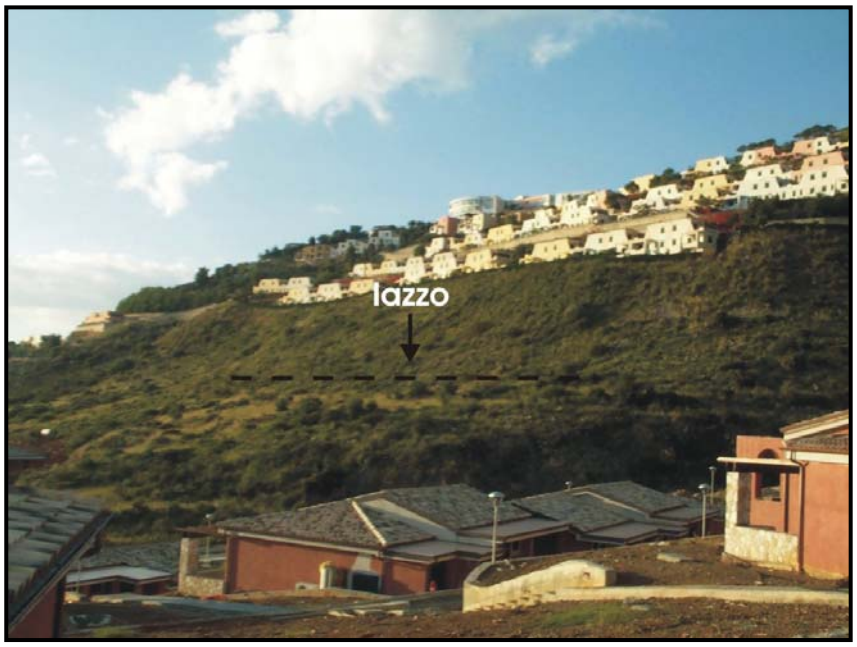


foto 5.22 Il *glacis* d'abrasione di 180 m s.l.m. di Iazzo

In appoggio laterale sulla porzione marina della successione. sono presenti delle ghiaie poligeniche, in alcuni punti stratificate e gradate, costituite da clasti delle dimensioni di pochi centimetri, smussati e prevalentemente appiattiti, su cui è impostato un paleosuolo argilloso di colore bruno-rosso; tali ghiaie sono interpretabili come un deposito di natura alluvionale, forse legato all'attività del corso d'acqua visibile tra il terrazzo di Piano del Pero ed il *glacis* di Iazzo o anche all'attività del più importante Torrente Saracena. L'appoggio verso il basso dell'intera successione non è affiorante, ma presumibilmente avviene sui terreni della formazione del *Flvsch* del Lao.

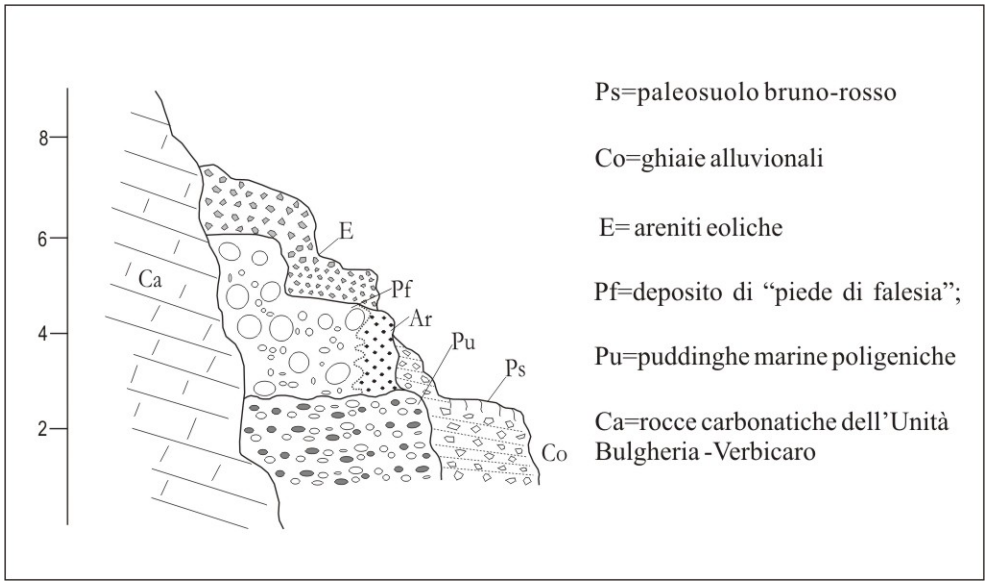


Fig.5.13 Sezione dei depositi marini e continentali affioranti sul terrazzo di Piano del Pero

La paleofalesia carbonatica ed i depositi marini di "piede di falesia", ad essa addossati, rappresentano l'orlo interno del terrazzo di 180 m s.l.m. e confermano l'esistenza di uno stazionamento del livello del mare di tale quota.

A quote più alte, a circa 190 m s.l.m., nella stessa area sono stati rinvenuti dei fori di litodomi nelle pareti carbonatiche, correlabili con un livello del mare più alto di quello di 180 m s.l.m., probabilmente ad esso precedente. Tale livello deve aver raggiunto almeno 190 m s.l.m..

Sul *glacis* d'abrasione marina di Iazzo è visibile localmente un'arenite minuta a granuli carbonatici smussati ben litificata ed estremamente cementata al substrato carbonatico (fig. 5.12b) che appare "lisciata", probabilmente ad opera del mare. Un conglomerato caotico a grossi ciottoli carbonatici, tipo "piede di falesia" è stato, inoltre, osservato in un punto nella porzione più esterna di tale ripiano.

L'arenite è interpretabile come un deposito di origine marina, correlabile con il più alto livello marino riconosciuto nell'area (indicato anche dai fori di litodomi di 190 m s.l.m. di Piano del Pero). Tale deposito è stato rimodellato da un successivo stazionamento del livello del mare, nel corso del quale si è avuta

probabilmente la deposizione del conglomelato di "piede di falesia", che testimonia chiaramente un altro episodio marino.

A F.te del Salice (fig. 5.14) non sono stati rinvenuti depositi. CAROBENE & DAI PRA (1990) segnalano in questa località un deposito marino di 2-4 m di spessore, costituito alla base da un conglomerato ed al top da una "sabbia cementata", tra 190 e 195 m s.l.m., che potrebbe essere legato allo stesso livello del mare testimoniato dai fori di litodomi rinvenuti a Piano del Pero. Tali depositi costituiscono un'ulteriore prova dell'esistenza di uno stazionamento marino di quota maggiore di 180 m s.l.m..

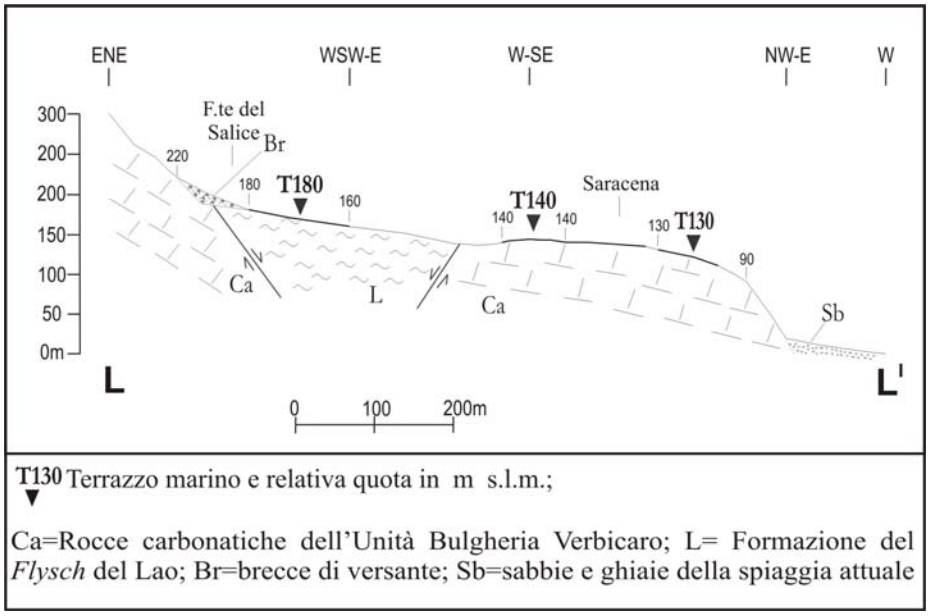


Fig.5.14 Sezione geologica attraverso i terrazzi di F.te del Salice e Saracena (ubicazione in tav. II)

A quote inferiori, più recenti ripiani di origine marina sono visibili lungo le pendici di Serra Vingiolo, a Foresta, lungo le pendici di Serra della Rosa, ed in località Saracena, in destra e sinistra orografica dell'omonimo torrente.

I due lembi tagliati nelle pareti carbonatiche di Serra Vingiolo visibili a Cava di Pietra e a Piano della Madonna (fig. 5.15), sono piuttosto stretti e caratterizzati da un notevole gradiente (~7° per quello di Piano della Madonna e ~10° per quello di Cava di Pietra); in quanto piuttosto inclinati, sono stati cartografati come *glacis* d'abrasione marina. Il lembo di Cava di Pietra si estende tra 130 e 100 m s.l.m., quello di Piano della Madonna tra 130 e 120 m s.l.m.. L'origine marina di entrambi questi ripiani è supposta sulla base della loro continuità laterale con i terrazzi di sicura origine marina posti alle medesime quote nell'area a Nord (area di foce del fiume Noce).

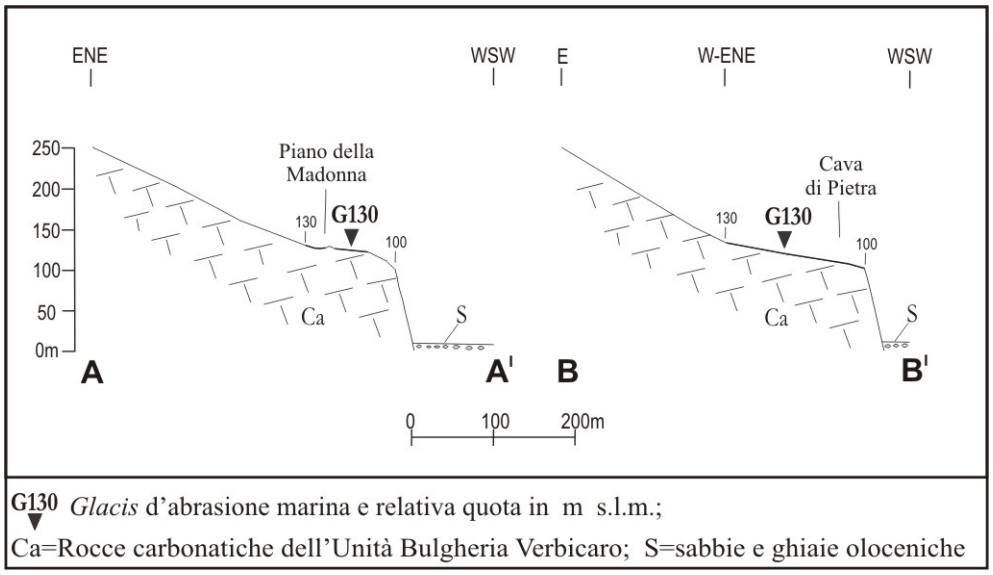


Fig.5.15 Sezioni attraverso i glacis d'abrasione di Piano della Madonna e Cava di Pietra (ubicazione in tav. II)

Nell'area compresa tra il Torrente Fumarulo ed il Torrente Cavaliere non sono evidenti nella topografia superfici interpretabili come terrazzi marini, ma sono presenti dei depositi detritici di natura alluvionale di notevole spessore (che verranno descritti e di cui si discuterà in seguito; p.5.3.3). Al di sotto di questi depositi in sinistra del Torrente Fumarulo sono stati rinvenuti forme e depositi marini. In un taglio artificiale lungo la strada, a circa 140 m s.l.m. è visibile un lembo di piattaforma d'abrasione tagliata nel substrato carbonatico su cui poggia un conglomerato eterometrico, di ambiente marino, a ciottoli carbonatici arrotondati (foto 5.23). Tale conglomerato appare, in alcuni punti, caotico, ed include anche ciottoli di grosse dimensioni (diametro dell'ordine del decimetro) forati da litodomi, in altri punti, presenta una certa stratificazione, con livelli a ciottoli delle dimensioni di pochi millimetri e livelli a ciottoli centimetrici. Un deposito marino è stato osservato, su di una piattaforma tagliata nel substrato carbonatico, anche in località Saracinello, in sinistra della piccola incisione posta immediatamente a Sud di quella del Torrente Fumarulo, a circa 140-130 m s.l.m.. Tale deposito è costituito alla base da un sottile livello di puddinghe carbonatiche, con ciottoli di dimensioni da pochi millimetri a qualche centimetro, e da grossi ciottoli carbonatici (diametro di dimensioni decimetriche) e superiormente passa ad un'arenite, sempre di natura carbonatica, di circa 50 cm di spessore, caratterizzata dalla presenza di bioturbazioni subverticali di forma cilindrica concrezionate (tipo rizoliti) (foto 5.24). Verso l'alto questo deposito marino passa agli stessi depositi detritici presenti sulla piattaforma situata in sinistra del Torrente Fumarulo, ben visibili lungo la strada statale SS 18.

I due lembi di piattaforma posti a 140-130 m s.l.m. ed i depositi marini ad essi associati sono riferibili ad uno stesso livello marino.

A Sud del Torrente Cavaliere, l'ampia superficie di Foresta (ampiezza massima circa 700 m), tagliata nelle dolomie dell'Unità Bulgheria-Verbicaro, è

localizzata alla base di un versante di faglia, orientato circa N-S. La concavità interna di questo terrazzo varia di quota, in quanto verso monte esso è coperto da detriti di versante e depositi di conoide; laddove non sono presenti coperture detritiche, la quota massima della concavità interna raggiunge 160 m s.l.m. ed è assimilabile alla quota dell'orlo interno. Alla stessa quota, su tale superficie, nell'area posta immediatamente in destra orografica del Torrente Fiuzzi, sulle dolomie del substrato, sono state rinvenute placche di una puddinga a ciottoli

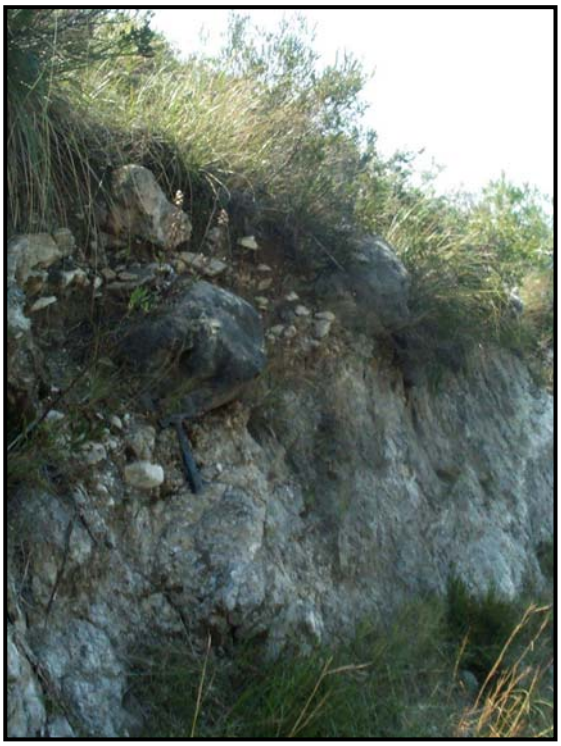


foto 5.23 Conglomerati marini affioranti sulla piattaforma di 140 m s.l.m. in sinistra del Torrente Fumarulo.

foto 5.24 depositi marini (M) affioranti sulla piattaforma d'abrasione di 140-130 m s.l.m. tagliata nelle rocce carbonatiche (Ca) in località Saraciniello

carbonatici, tra cui alcuni di grosse dimensioni (di alcuni decimetri) forati da litodomi; placche di puddinghe carbonatiche sono state osservate anche a quote più basse a circa 130 m s.l.m.. Questi depositi, che in precedenza dovevano essere più estesamente affioranti (cfr.Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000, Foglio 220, "Verbicaro") e che attualmente sono meno visibili a causa della notevole antropizzazione che ha interessato la superficie, confermano la sua origine marina.

In accordo con BRANCACCIO & VALLARIO (1968) e CAROBENE & DAI PRA (1990), il terrazzo visibile sulla sommità dell'Isola di Dino, che si estende tra circa 95 e 70 m s.l.m. costituisce la prosecuzione di quello di Foresta.

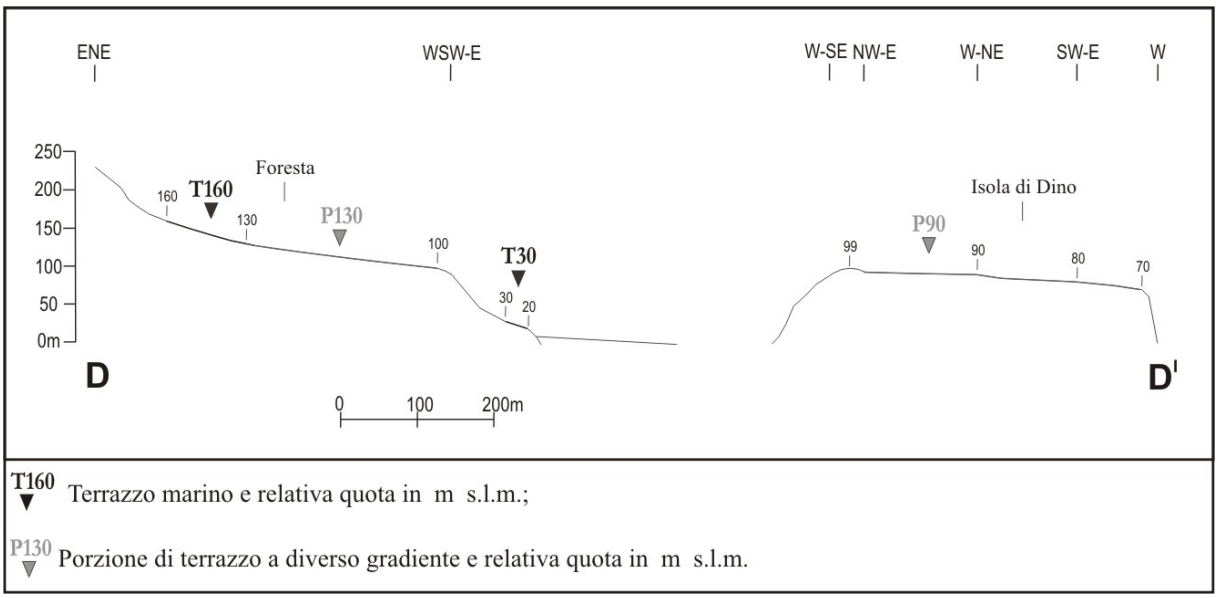


Fig.5.16 Profilo attraverso il terrazzo di Foresta-Isola di Dino (ubicazione in tav.II)

Il terrazzo di Foresta mostra un profilo trasversale non uniforme, ma caratterizzato da tratti di superficie a diversa inclinazione (fig. 5.16); in particolare, è evidente la presenza di una superficie a minore gradiente (in media tra 3,3° e 3,5°). rispetto alla porzione di terrazzo sovrastante, tra 130 e 100 m s.l.m.. La presenza di questi tratti a diversa inclinazione e la notevole ampiezza della superficie, che, includendo anche il ripiano dell'isola di Dino, supera i 2 km, inducono a ritenere che l'intero terrazzo si sia modellato nel corso di più stazionamenti del livello del mare[46]; ovvero che esso sia, come i terrazzi alti dell'area di foce del fiume Noce. un terrazzo policiclico. Questa superficie è, quindi, rappresentativa oltre che del livello marino di circa 160 m s.l.m., indicato dalla quota dell'orlo interno del terrazzo, anche di altri livelli, tra cui il livello di 130 m s.l.m., correlabile con quello testimoniato anche dai *glacis*

[46] E', infatti, ritenuto che terrazzi di tale ampiezza non possano formarsi nel corso di un solo stazionamento del livello del mare(cfr. p. 3.2.1)

d'abrasione di Serra Vingiolo, ed il livello di circa 90 m s.l.m., indicato dal ripiano dell'isola di Dino, che presenta rispetto alla porzione di terrazzo di Foresta un gradiente notevolmente inferiore (~1, 9°).

I ripiani visibili alle pendici di Serra della Rosa, in sinistra orografica del Torrente Fiuzzi, tagliati nei substrato carbonatico, sono in continuità laterale con il terrazzo di Foresta; con quest'ultimo dovevano costituire un'unica superficie successivamente dissecata dal Torrente Fiuzzi. Fra questi, i due lembi visibili a Trigna (fig. 5.17) hanno l'orlo interno situato a circa 160-150 m s.l.m. e sono stati cartografati come terrazzi erosionali. Il lembo localizzato in destra dell'incisione di F.te Tufo, con orlo interno a circa 150 m s.l.m., è in parte un *glacis* d'abrasione. Su questa superficie, nella parte più prossima all'incisione di F.te Tufo, a circa 130 m s.l.m., sono stati osservati, sul substrato carbonatico forato da litodomi, delle piccole placche di puddinga carbonatica, ad ulteriore conferma della sua origine marina.

I terrazzi erosionali di Saracena, tagliati nel substrato carbonatico, sono rappresentati da un lembo situato a circa 130 m s.l.m. in destra del torrente (fig. 5.12) e da due lembi posti rispettivamente a 140 e 130 m s.l.m. in sinistra dello stesso torrente (fig. 5.14 e foto 5.25).

Il rilievo di Serra della Rosa doveva costituire, al momento del modellamento di quest'ordine di terrazzi, un promontorio, come deducibile dalla disposizione delle superfici lungo le sue pendici. La morfologia delle pareti carbonatiche di Trigna, rappresentate in carta topografica da isoipse con un andamento arcuato in pianta, è da imputare ad un rimodellamento del versante in ambiente marino.

La notevole ampiezza del terrazzo di Foresta, non riscontrata, nell'area qui in esame, per nessuna altra superficie dello stesso ordine, oltre ad essere imputabile ad una sua policiclicità, può forse anche indicare che il suo modellamento è avvenuto all'interno di un'area topografica già caratterizzata da minore inclinazione. Una topografia preesistente a debole inclinazione potrebbe anche spiegare la non buona separazione altimetrica fra i ripiani legati alle diverse linee di riva, che hanno contribuito al suo modellamento. La formazione di quest'ampia superficie è probabilmente avvenuta all'interno di una "paleobaia", limitata a Sud dall'alto di Serra della Rosa.

Più a Nord, l'assenza di terrazzi più alti di quelli di 130 m s.l.m. lungo le pendici di Serra Vingiolo potrebbe essere legata all'esistenza in quest'area, nel momento in cui si modellavano i terrazzi di 160 m s.l.m., di una morfologia caratterizzata dalla presenza di una falesia sommersa, del tipo *plunging cliff*, in corrispondenza della quale non si ha formazione di piattaforme (cfr.p.2.1.1).

In sintesi, il gruppo di terrazzi posto tra 160 e 130 m s.l.m. testimonia l'esistenza di almeno tre differenti stazionamenti relativi del livello del mare, posti rispettivamente a 160, 140 e 130 m s.l.m.. L'ampia superficie di Foresta, che si configura come policiclica. racchiude tutti questi tre stazionamenti, che non sono al suo interno ben distinguibili.

Un successivo stazionamento del livello del mare di circa 90 m s.l.m. è testimoniato, come visto, dal ripiano, esteso tra 95 e 70 m s.l.m., dell'Isola di Dino.

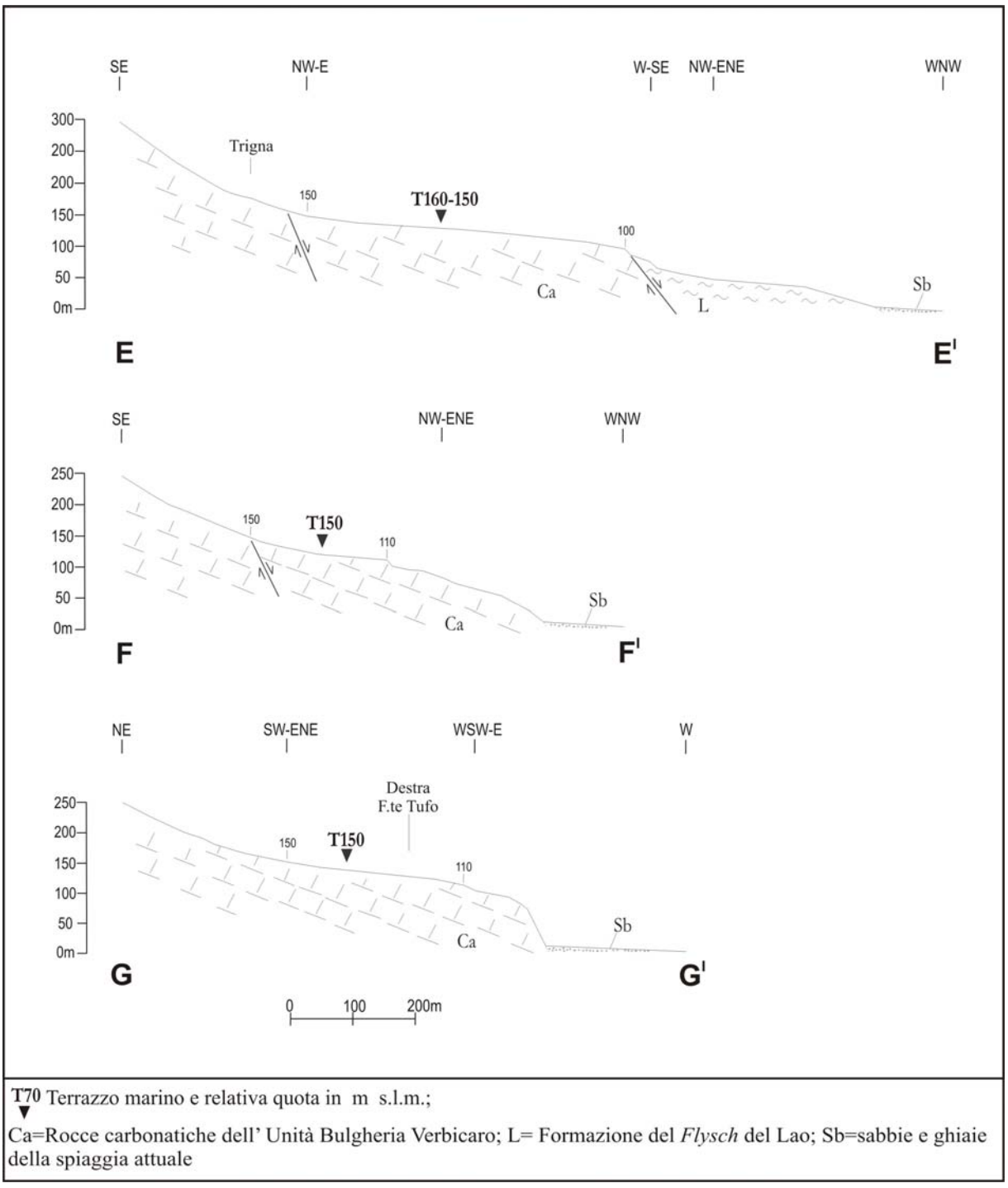


Fig.5.17 Seazioni geologiche attraverso i terrazzi di Serra della Rosa (ubicazione in tav. II)

Al di sotto di quest'ultimo ordine di terrazzi descritto, come già accennato sopra, i terrazzi correlabili con quelli di 75-70 m s.l.m. osservati nell'area del fiume Noce non sono ben evidenti.

foto 5.25 Vista dall'alto del terrazzo di 140 m s.l.m. situato in sinistra orografica del Torrente Saracena

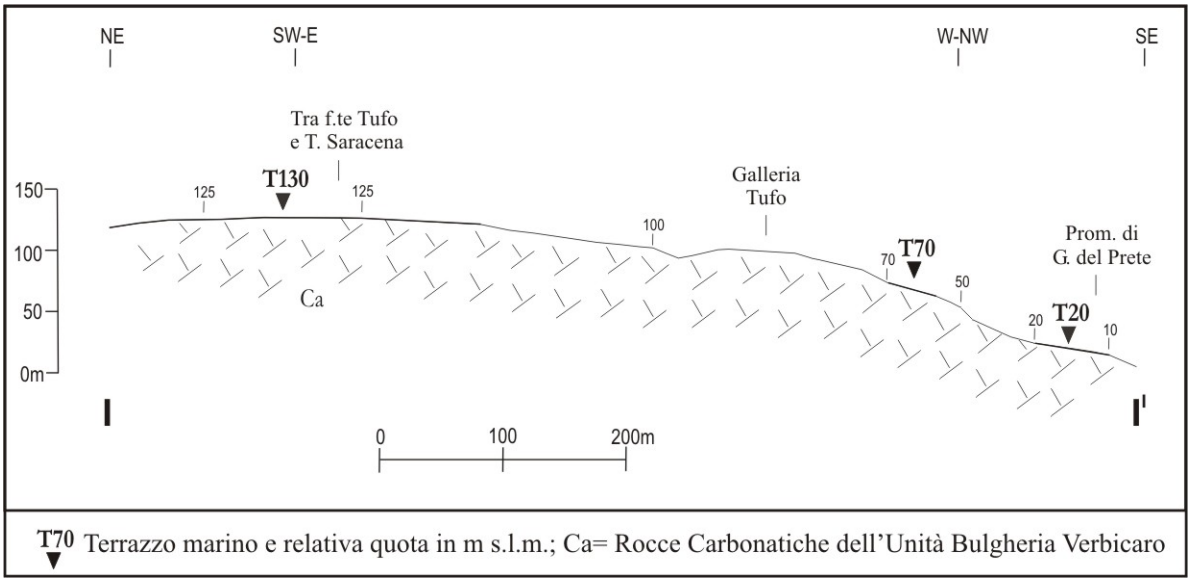


Fig.5.18 Sezione attraverso il terrazzo tra F.te Tufo ed il T. Saraceno ed i terrazzi del Promontorio di Grotta del Prete (ubicazione in tav. II)

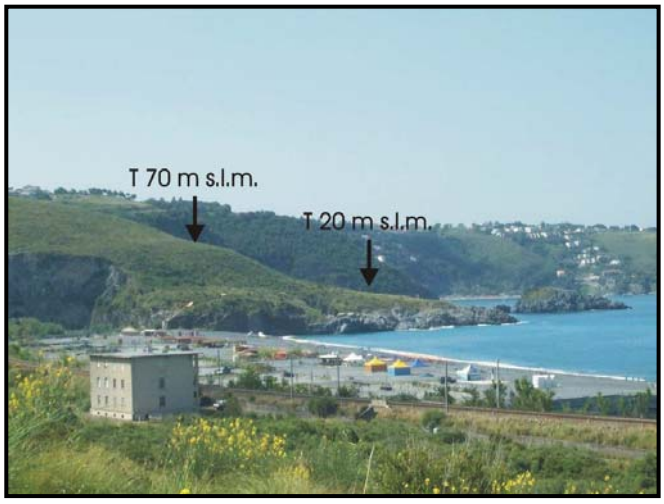
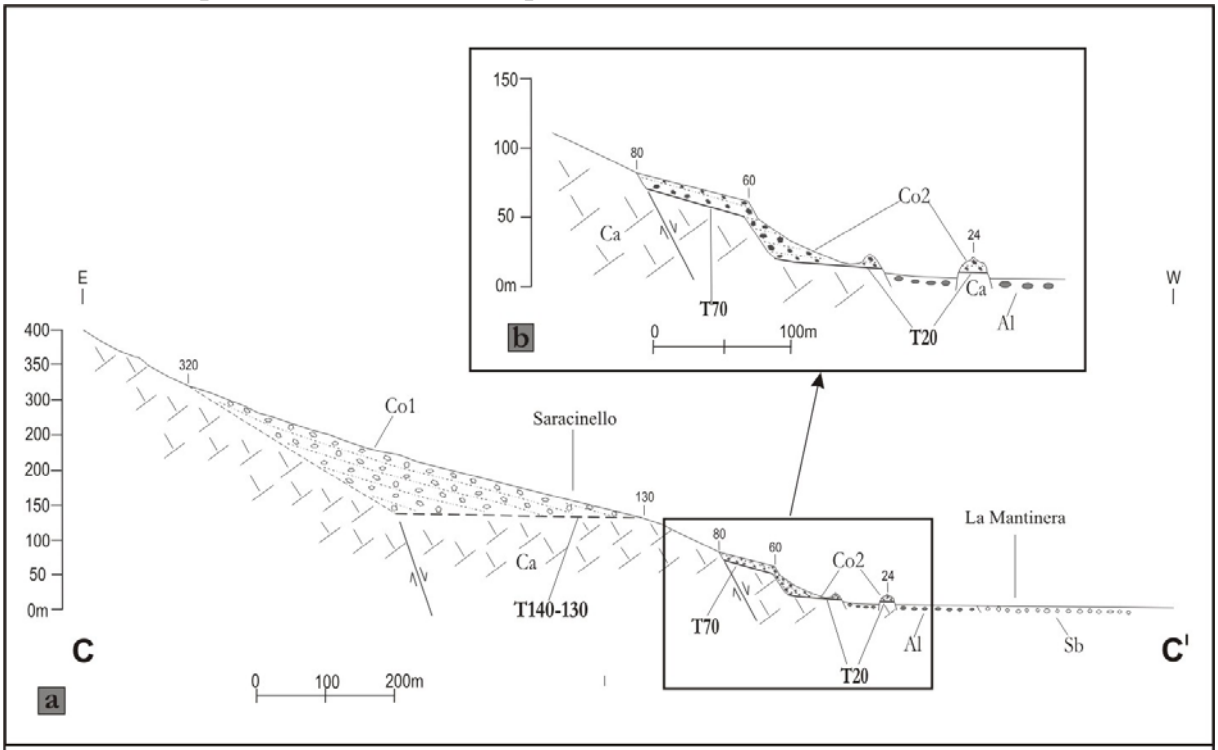


foto 5.26 Terrazzi di 70 e 20 m s.l.m. visibili ad interrompere il profilo del Promontorio di Grotta del Prete

Un unico lembo cartografabile, di ridotte dimensioni, piuttosto stretto e costituente più che altro una rottura di pendenza, è visibile a circa 70 m s.l.m. lungo il promontorio carbonatico di Grotta del Prete (fig. 5.18), ad interromperne il profilo (foto 5.26). A questo lembo sono correlabili delle superfici debolmente inclinate tagliate nel substrato carbonatico, visibili, tra circa 70 e 60 m s.l.m.[47], al di sotto di depositi detritici, lungo le pareti del promontorio di Ginnasio, bordanti a Nord la piana di La Mantinera, e lungo le pareti che bordano verso l'interno la stessa piana (località Saracinello) (fig. 5.19a). A queste superfici sono correlabili delle placche di puddinghe carbonatiche rinvenute in appoggio sul substrato carbonatico, in un taglio artificiale, a circa 65 m s.l.m., sul promontorio di Ginnasio. I terrazzi di circa 70 m s.l.m. potrebbero essere presenti anche al di sotto delle conoidi fluvio-detritiche, visibili a Nord di Serra Vingiolo, nelle località La Viscigliosa e Piano delle Vigne. I depositi di questi corpi, che si rinvengono da circa 250 m s.l.m. fino alla piana attuale, potrebbero, inoltre, aver sepolto anche i terrazzi più alti.



T70 Terrazzo marino sepolto e relativa quota in m s.l.m.; Ca=Rocce carbonatiche dell' Unità Bulgheria Verbicaro; Co1= conglomerati a clasti dolomitici di I generazione; Co2=conglomerati a clasti dolomitici di II generazione; Al=Alluvioni recenti; Sb=sabbie e ghiaie della spiaggia attuale

Fig.5.19 Sezione geologica Saracinello-La Mantinera (ubicazione in tav. II e fig. 5.23)

Nell'ambito dello stazionamento del livello del mare responsabile del modellamento dei terrazzi di 70 m s.l.m. può essere avvenuta anche la deposizione delle placche di puddinghe marine carbonatiche eterometriche, già

[47] Non è del tutto da escludere che alcune di queste superfici, che sono state quotate da carta topografica, siano riferibili ad uno stazionamento del livello del mare anche più basso, di circa 60 m s.l.m., dal momento che più a Sud, a Scalea, terrazzi marini erosionali, riferibili a due distinti ordini, spesso non facilmente distinguibili fra loro, sono stati osservati sia a 70 che a 60 m s.l.m.(cfr.capitolo successivo).

segnalate da CAROBENE(1987) e CAROBENE & DAI PRA (1990), osservabili a Grotta della Madonna, grotta che si apre a circa 45 m s.l.m. nella paleofalesia carbonatica situata lungo il versante occidentale di Serra Vingiolo. Tali puddinghe tappezzano le pareti della grotta, che appaiano in alcuni punti forate da litodomi, e sono visibili fino quasi al soffitto, localizzato a circa 65 m s.l.m., ad indicare che essa è stata probabilmente colmata da questo deposito.

La mancanza di precisi indicatori batimetrici, tuttavia, induce a non escludere che l'occupazione della grotta da parte del mare possa essere avvenuta anche nel corso di un altro stazionamento del livello del mare, magari precedente o anche successivo a quello di 70 m s.lm..

CAROBENE (1987) e CAROBENE & DAI PRA (1990) sostengono che la Grotta della Madonna sia indicativa di un livello del mare di circa 64 m s.l.m., facendo corrispondere la quota massima raggiunta dal livello del mare con quella del soffitto della grotta, che considerano, per il suo aspetto morfologico, essere stata scavata e modellata dal mare.
Come visto sopra, le puddinghe ed i fori di litodomi rinvenuti al suo interno. vengono, invece, considerati in questa sede semplicemente come indicatori della sommersione della grotta.

5.3.2 Le morfologie marine ed i depositi di più bassa quota (tra 30 e 0 m s.l.m.)

Le morfologie marine di più bassa quota, il cui modellamento è avvenuto successivamente a quello dei terrazzi di 70 m s.l.m., sono, come anticipato all'inizio del paragrafo, ben rappresentate lungo il settore di costa in esame.

Un terrazzo d'abrasione tagliato nel substrato carbonatico con orlo interno posto a circa 30 m s.l.m. è visibile in località Fiuzzi. A questa superficie erosionale è correlabile, per quota e continuità laterale, un lembo di ridotte dimensioni visibile poco più a Sud, in sinistra della piccola incisione, tagliato nei terreni della formazione del *Flysch* del Lao.

foto 5.27 Il terrazzo di 20 m s.l.m. di Torre S. Nicola

Una superficie erosionale tagliata nel substrato carbonatico, che si raccorda con quella di Fiuzzi, è stata, inoltre, osservata a circa 30-25 m s.l.m. lungo le pareti che bordano a Sud la piana di La Mantinera. Su questo terrazzo sono presenti dei ciottoli carbonatici arrotondati di grosse dimensioni (diametro dell'ordine del decimetro) forati da litodomi, a conferma della sua origine marina. Una breccia carbonatica stratificata a clasti spigolosi in matrice rossa, in alcuni punti abbondante, è presente al di sopra del terrazzo. Tale breccia è interpretabile come un deposito di versante.

A quote inferiori, un altro ordine di terrazzi marini è situato a circa 20 m s.l.m.. Gli unici lembi cartografabili alla scala della carta sono rappresentati dai terrazzi erosionali visibili sul promontorio di Torre S.Nicola (foto 5.27) e su quello di Grotta del Prete (fig. 5.18) e dalle superfici di più ridotte dimensioni presenti a Fiuzzi e presso la spiaggia di S. Nicola Ancella (Ponte, 19 m s.l.m.); tutti tagliati nei substrato carbonatico.

Le morfologie di circa 20 m s.l.m., quelle rinvenute a quote inferiori e gli associati depositi sono di seguito descritte procedendo da Nord verso Sud.

SERRA V INGIOLO- CAVA DI PIETRA

Lungo le pareti del versante occidentale di Serra Vingiolo, a partire dal piano stradale, situato a circa 9 m s.l.m., sul substrato carbonatico è presente un deposito marino di colore giallo, ben cementato. Questo deposito è costituito da ciottoli carbonatici di dimensioni dal millimetro a pochi centimetri, da gusci di molluschi di dimensioni anch'esse variabili (tra cui sono riconoscibili dei gusci di *Spondylus*) e cespi di *Cladocora caespitosa*. Fori di litodomi sono presenti nel substrato, che costituisce una paleafalesia.

Il deposito organogeno si rinviene spesso entro fratture ed incisioni tagliate nel substrato carbonatico (fig. 5.20).

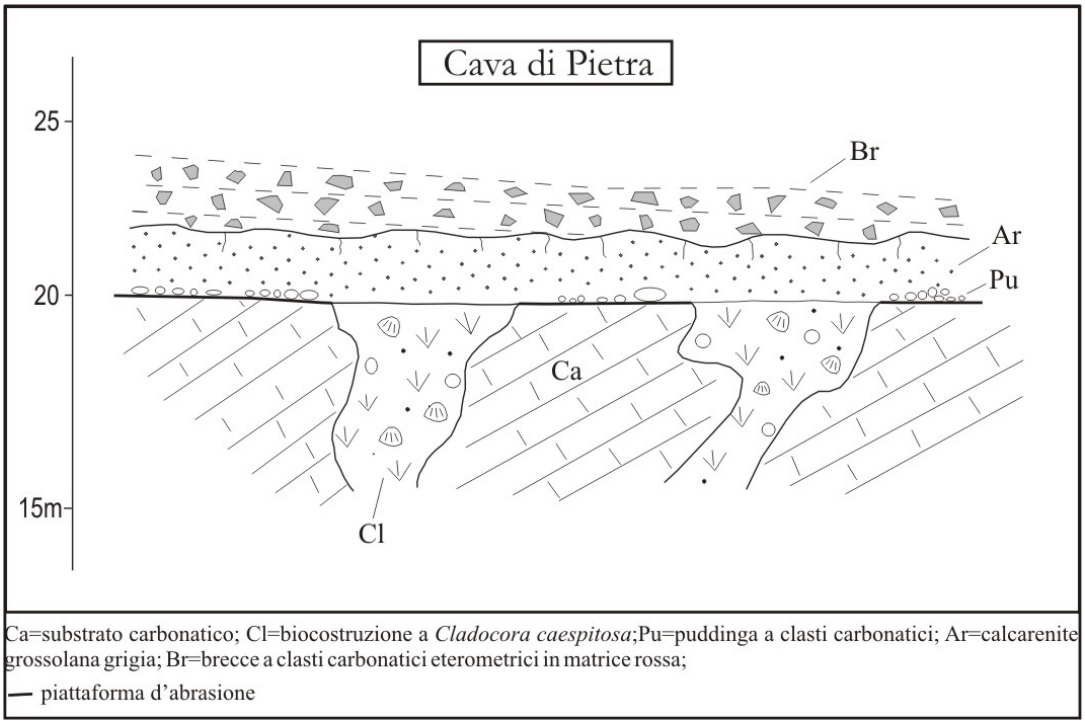


Fig.5.20 Sezione schematica delle morfologie e dei depositi affioranti a Cava di Pietra

Ad una quota di circa 17-16 m s.l.m., nel substrato carbonatico è tagliato un terrazzo, il cui orlo interno non è visibile. Tale terrazzo appare salire di quota verso monte ed è, quindi, stato considerato appartenere all'ordine di 20 m s.l.m.. Su tale terrazzo è presente un livello a ciottoli carbonatici centimetrici, che passa verso l'alto ad un'arenite carbonatica grossolana di colore grigio, che si

presenta estremamente concrezionata e bioturbata. L'arenite raggiunge uno spessore massimo di 1,5 m ed è coperta da brecce a clasti carbonatici spigolosi, che mostranoin alcuni punti abbondante matrice rossa.

Il deposito a *Cladocora* è associabile al terrazzo di 20 m s.l.m.; la *Cladocora*, al momento del modellamento della piattaforma d'abrasione, cresceva all'interno di preesistenti incisioni nel substrato.

L'arenite presente sulla piattaforma si è deposta forse in una successiva fase regressiva.

A circa 10 m s.l.m., lungo le stesse pareti sono visibili anche tre sgrottamenti allineati, nei quali sono conservate delle placche di puddinghe carbonatiche e di areniti. Uno di questi sgrottamenti è tagliato anche nel deposito a *Cladocora* ed in esso è identificabile un solco tidale, testimoniante uno stazionamento del livello del mare successivo a quello del terrazzo di 17-16 m s.l.m..

Le morfologie ed i depositi descritti sono stati in parte già segnalati da CAROBENE (1987) e CARBONI *et alii* (1988); sia le quote di affioramento rilevate dagli Autori, che le interpretazioni differiscono alquanto da quelle qui riportate (cfr.p.3.2.2).
In questa località BARBATO & GLIOZZI (2001) hanno, inoltre, rinvenuto un'associazione a micromammiferi all'interno di un deposito di "breccia rossa e terra rossa" situato sul "substrato carbonatico forato da litodomi a 20-25 m s.l.m.". Gli Autori riferiscono quest'associazione all'Ultima Glaciazione, in particolare allo *stage 3* della stratigrafia isotopica dell'ossigeno. La breccia rossa corrisponde probabilmente a quella rinvenuta sul lembo di piattaforma di circa 17-16m s.l.m..

Allo stesso stazionamento del livello del mare testimoniato dal terrazzo di 17 m s.l.m. è probabilmente riferibile anche un deposito marino rinvenuto a Gelsio, a partire dalla piana attuale, a circa 20 m s.l.m., nell'area compresa fra le due conoidi recenti qui visibili. Tale deposito è costituito da un'arenite grossolana, che include rari ciottoli del diametro di 1 o 2 centimetri appiattiti, ed affiora solo per circa 1 m. Su questa arenite, in contatto erosivo, è presente un deposito caotico costituito da clasti carbonatici smussati, di dimensioni centitmetriche, immersi in una matrice costituita da clasti carbonatici delle dimensioni massime del millimetro; quest'ultimo deposito è riferibile ai lembi fluvio-detritici di Piano delleVigne.

Lo stazionamento del livello del mare di circa 20 m s.l.m. è testimoniato anche dalla presenza nella stessa area di un "solco di battigia" di 22 m s.l.m., segnalato da BLANC & CARDINI (58-61) all'interno di una delle cinque grotte presenti nella parete rocciosa ad oriente di Grotta della Madonna.

GINNASIO-LA MANTINERA

Una successione simile a quella presente a Cava di Pietra è stata osservata anche lungo le pareti carbonatiche del promontorio di Ginnasio, che delimitano a Nord la piana di La Mantinera. Tale successione è già stata in parte segnalata da BRANCACCIO &VALLARIO (1968), ma a quote differenti (cfr. p. 3.2.2).

Anche qui, a partire da circa 9-10 m s.l.m., è visibile una biocostruzione a *Cladocora* (foto5.28), di colore giallo, all'interno di incisoni e talora in sgrottamenti nel substrato carbonatico (fig. 5.21), che è forato da litodomi. Il deposito è costituito, oltre che da cespi di *Cladocora caespitosa*, in posizione di crescita, da gasteropodi, alghe rosse e da ciottoli carbonatici grigi di dimensioni da millimetriche a pochi centimetri.

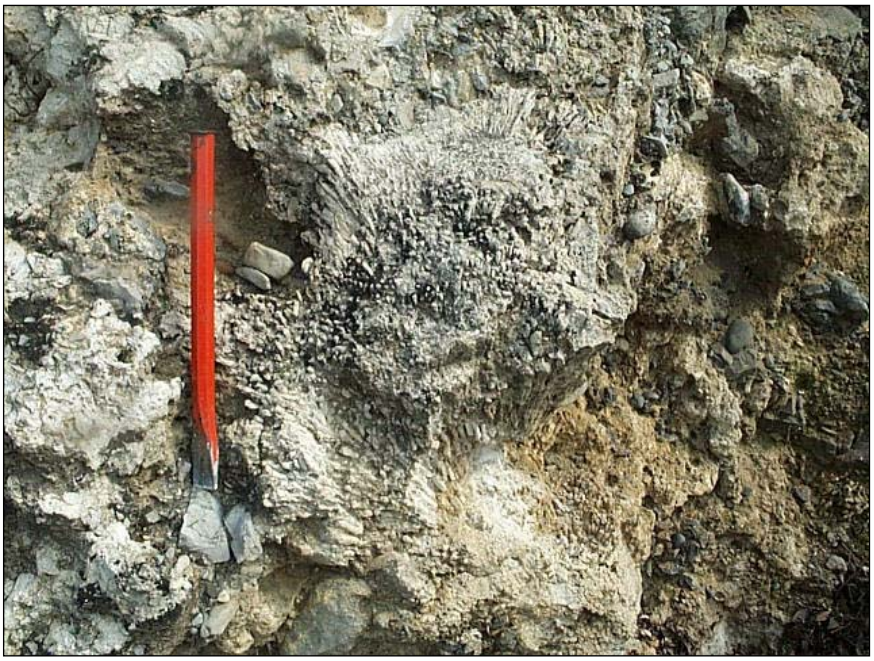


foto 5.28 Particolare della biocalcarenite a *Cladocora caesoitosa* affioramte a Ginnasio

Delle puddinghe monogeniche, di natura carbonatica, stratificate sono, inoltre, visibili in uno di questi sgrottamenti, che mostra pareti forate da litodomi.

Una piattaforma d'abrasione che si estende tra circa 20 e 17 m s.l.m. taglia il substrato carbonatico.

La biocostruzione a *Cladocora*, che riempie incisioni nel substrato, che disarticolano ed interrompono la continuità della piattaforma d'abrasione estesa tra 20 e 17 m s.l.m., rappresenta, in accordo con quanto osservato a Cava di Pietra, il deposito sommerso associabile allo stesso stazionamento del livello marino testimoniato da tale morfologia.

All'interno di alcune incisioni, in alcuni punti in appoggio direttamente sul substrato carbonatico forato da litodomi, in altri punti in contatto erosivo sul deposito a *Cladocora*, è presente una breccia carbonatica eterometrica caotica con clasti spigolosi in matrice rossa (foto 5.29). All'interno di questa breccia, talvolta sono osservabili anche dei ciottoli carbonatici arrotondati (20-30 centimetri di diametro).

Sulla piattaforma è presente un deposito conglomeratico stratificato grigio a clasti di natura dolomitica, per lo più poco smussati o spigolosi, che scende anche sotto la quota della piattaforma e si rinviene all'interno delle incisioni scavate nel substrato carbonatico in appoggio sulle brecce con matrice rossa.

I conglomerati grigi hanno strati poco o per nulla inclinati; l'inclinazione concorda abbastanza con quella della superficie della piattaforma. Gli strati sono clastosostenuti con matrice dolomitica delle dimensioni di un'arenite o a matrice del tutto assente, nei livelli con clasti di maggiori dimensioni.

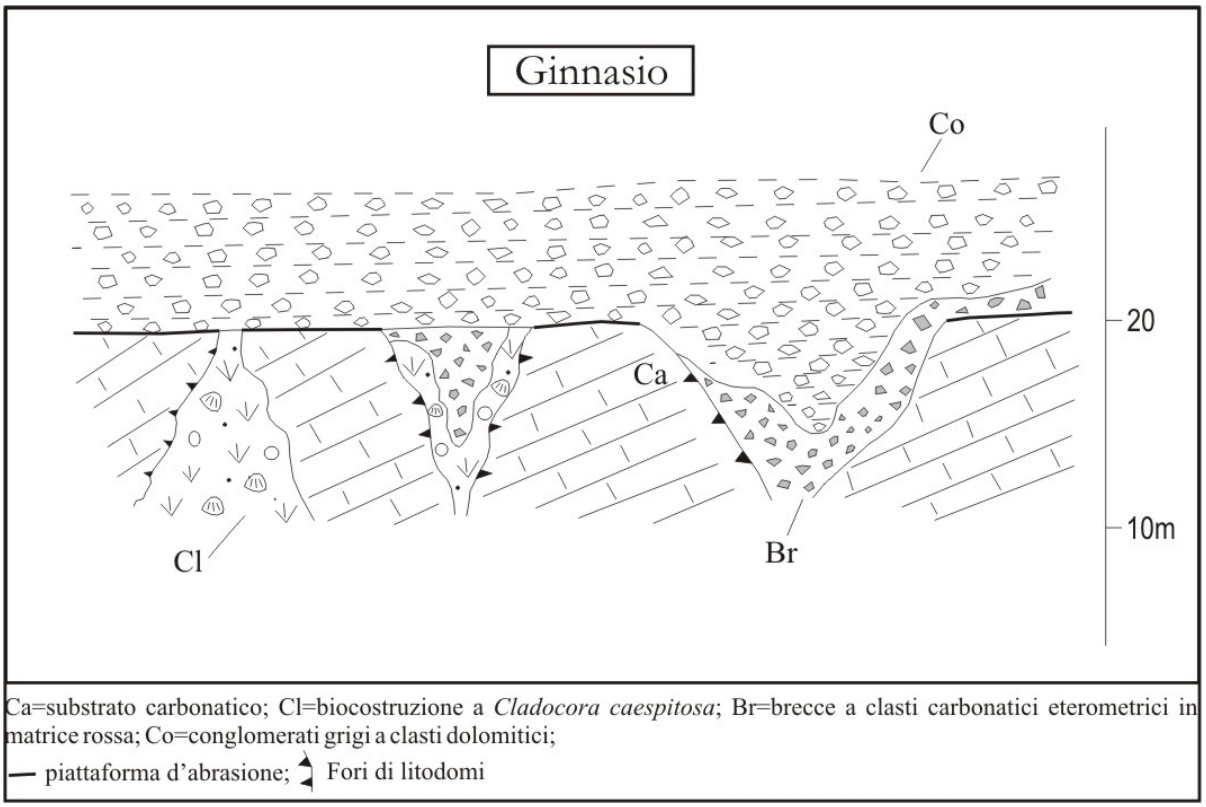


Fig.5.21 Sezione schematica delle morfologie e dei depositi affioranti lungo il promontorio di Ginnasio

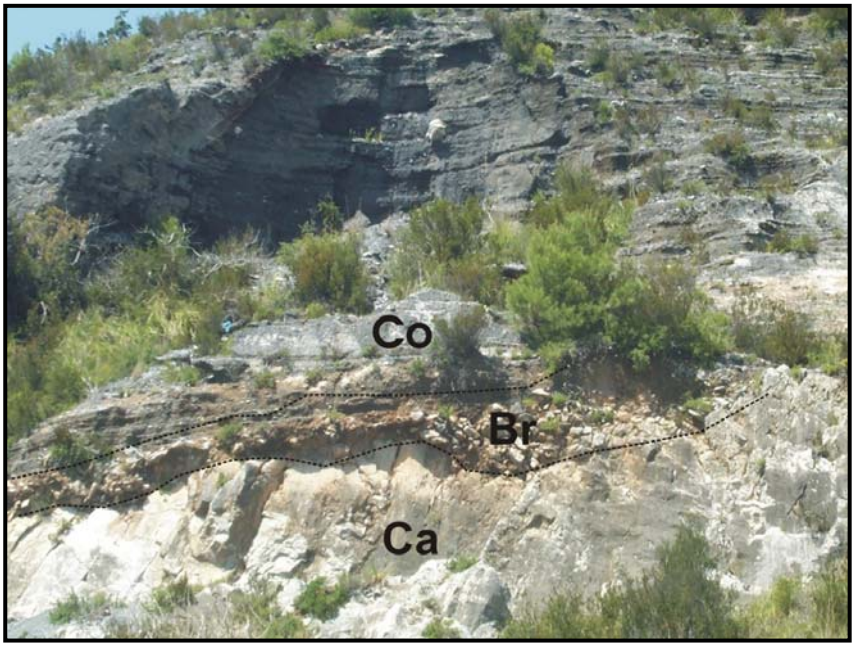


foto 5.29 Depositi continentali affioranti sulla piattaforma di 20 m a.l.m. a Ginnasio. Ca=substrato carbonatico; Br=breccia carbonatica a matrice rossa; Co=conglomerati grigi a clasti dolomitici

I conglomerati grigi e le brecce sottostanti, a matrice rossa, sono ascrivibili a due differenti episodi continentali entrambi posteriori alla piattaforma ed alla biocostruzione a *Cladocora*, ad essa associata.

La successione osservata è, come anticipato, del tutto confrontabile con quella di

Cava di Pietra; l'unico elemento di distinzione è dato dalla mancanza, in questo affioramento, del livello a ciottoli carbonatici e delle areniti al di sopra della piattaforma. L'assenza di questi depositi marini potrebbe essere legata ad una fase erosiva, che li ha asportati, verificatasi, presumibilmente, prima della messa in posto delle brecce con matrice rossa (una fase di erosione è, infatti, testimoniata tra il deposito a *Cladocora* e queste ultime). L'ipotesi della presenza di un deposito marino al di sopra della piattaforma potrebbe essere confermata anche dai ciottoli carbonatici arrotondati, di chiara origine marina, rinvenuti all'interno delle brecce a matrice rossa; questi ultimi potrebbero provenire da un deposito marino presente sulla piattaforma.

Dalla biocostruzione, ad una quota di circa 10 m s.l.m., è stato prelevato un campione di *Cladocora caespitosa.* Le analisi quantitative del rapporto calcite-aragonite hanno fornito un quantitativo di calcite pari al 3,5%. II campione è stato, dunque, datato con il metodo $^{230}Th/^{234}U$. La datazione è stata effettuata dalla Prof. P. Tuccimei dell'Università di Roma Tre. L'età ottenuta, molto giovane (52,5 ± 3,5 ka), è risultata non attendibile, a causa di un contenuto di uranio basso (U 1,616 ± 0,061), di un rapporto di attività $^{234}U/^{238}U$ iniziale troppo basso (1,088 ± 0,045) e di un rapporto $^{230}Th/^{232}Th < 20$; imputabili a contaminazione da parte di materiale detritico ed a ricircolazione di acque continentali.

L'unica indicazione che si può dedurre dall'analisi è che la *Cladocora* non è più antica dei limiti del metodo di datazione (circa 300 ka).

Un terrazzo erosionale correlabile con quello di 20 m s.l.m. del Ginnasio è stato rinvenuto anche nella piana di La Mantinera, in corrispondenza del piccolo crinale che si raccorda con lo "scoglio" con top a 24 m s.l.m.. Tale terrazzo è sepolto al di sotto degli stessi conglomerati grigi stratificati visibili al Ginnasio (foto 5.30), che mostrano, anche qui, una stratificazione suborizzontale e costituiscono la parte sommitale dello "scoglio" di 24 m s.l.m. (fig. 5.19b).

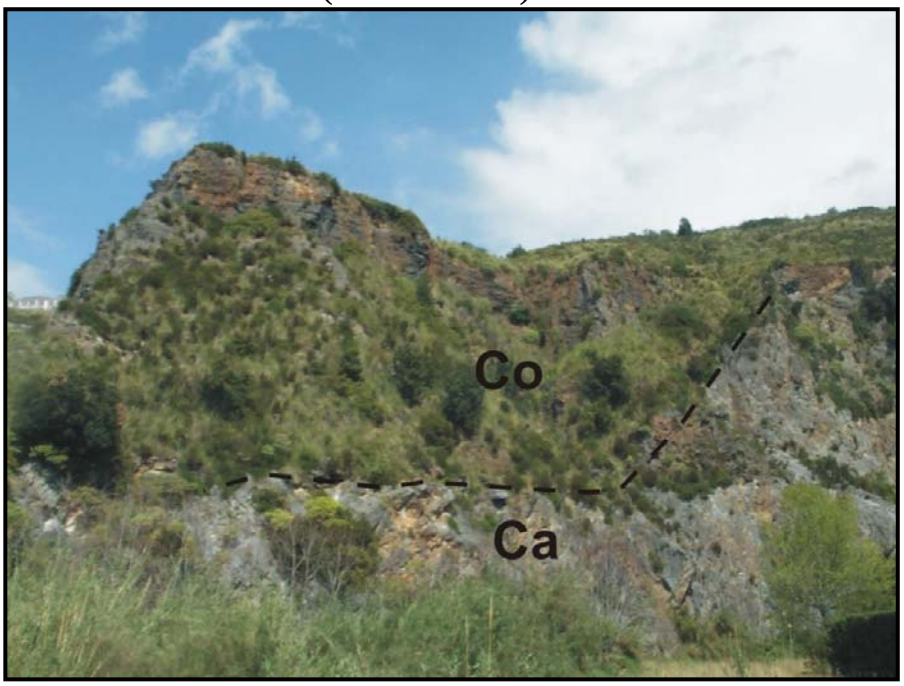


foto 5.30 Il terrazzo di 20 m s.l.m. di La Mantinera sepolto dai conglomerati grigi stratificati. Ca=substrato carbonatico; Co=conglomerati stratificati grigi

Il terrazzo ha orlo interno a circa 20 m s.l.m. e la sua superficie appare debolmente inclinata verso mare, fino a raggiungere nella sua porzione più esterna circa 15-16 m s.l.m..

FIUZZI

In questa località l'ordine di terrazzi di circa 20 m s.l.m. è rappresentato da una superficie disarticolata tagliata nelle dolomie del substrato, costituita dal lembo situato a 15 m s.l.m., su cui sorge la Torre di Fiuzzi e da un altro lembo, situato a circa 17 m s.l.m., al quale il lembo di Torre Fiuzzi si raccorda verso monte. L'orlo interno di questa piattaforma d'abrasione non è più visibile, ma è probabile che la sua quota salisse ancora verso monte; essa è, quindi, qui ascritta senza alcun dubbio all'ordine di circa 20 m s.l.m., anche in base alla considerazione che presenta caratteristiche molto simili a quelle delle piattaforme di tale ordine, quali l'estensione della superficie compresa tra le quote di 20 e 10 m s.l.m., la notevole ampiezza e la debole inclinazione verso mare (vedi sopra ed oltre).

Un deposito marino costituito da grossi gusci di lamellibranchi in matrice calcarenitica e cespi di *Cladocora caespitosa* è presente a circa 12-10 m s.l.m., sulla parte sommatale di uno scoglio carbonatico, situato, rispetto alla superficie su cui sorge la torre, più verso mare. Tale deposito è associabile con la piattaforma estesa tra 17 e l5 m s.l.m..

A quote inferiori, a partire da circa 3,5 m s.l.m., un deposito costituito da ciottoli scuri di dolomia, eterometrici, delle dimensioni massime di pochi centimetri, piccoli gusci di lamellibranchi e *Cladocora caespitosa*, si rinviene su degli scogli presenti sulla spiaggia. Questo deposito tappezza anche un grosso (circa 1,5 m di diametro) masso arrotondato di natura ofiolitica, che poggia contro lo scoglio, a suturare un precedente crollo avvenuto in ambiente marino, alimentato dalla retrostante paleofalesia.

Gli scogli su cui poggia il deposito marino mostrano un top allineato a circa 5-4,5 m s.l.m., a delineare forse una piattaforma mal conservata, osservabile anche di fronte, in corrispondenza dell'Isola di Dino. Queste evidenze potrebbero testimoniare uno stazionamento del livello del mare successivo a quello di 20 m s.l.m. e successivo anche a quello di circa 10 m s.l.m., testimoniato a Cava di Pietra.

Sempre in questa stessa località, su dei massi crollati, che costituiscono la scogliera attuale, sono presenti, inoltre, gusci di balanidi, vermetidi incrostanti e fori di litodomi fossili (foto 5.31 e 5.32), che si rinvengono in maniera lateralmente continua a circa 1 m s.l.m.. La colonizzazione dei massi da parte di questi organismi sutura il crollo.

Placche di puddinghe carbonatiche sono presenti, in alcuni punti, sulla scogliera alla stessa quota.

Tutte queste ultime evidenze testimoniano la presenza di una linea di riva di circa 1 m s.l.m..

I vermetidi rinvenuti sono, infatti, propri della zona intertidale; i balanidi ed i fori di litodomi, distribuiti lungo una linea suborizzontale e lateralmente continua, indicano la prossimità del livello medio del mare (c.f.r. p. 2.2.2).

Dalla biocostruzione affiorante a 1 m s.l.m. sono stati prelevati dei campioni di balanidii e vermetidi. Su questi campioni sono state effettuate delle datazioni ^{14}C dal Prof. F. Terrasi presso il Laboratorio di spettrometria di massa del Dipartimento di Scienze ambientali della Seconda Università di Napoli. Tali

datazioni hanno fornito un'età ^{14}C di 375 ± 28 a B.P., che restituisce, per la linea di riva di 1 m s.l.m., le età calibrate di 1453 ÷ 1514 A.D. e di 1660 ÷ 1617 A.D., rispettivamente con una probabilità del 77% e del 23%. Questo dato è stato acquisito solo molto di recente e, dunque, non è stato ancora ben ponderato e necessita di ulteriori approfondimenti. In ogni caso esso confina la linea di riva di 1 m s.l.m. senza alcun dubbio all'interno dell'Olocene. In particolare, esso indica che la costa è con molte probabilità stata soggetta ad *uplift* anche in tempi molto recenti, in età storica. Questo *uplift.* potrebbe essere connesso ad uno o più sismi che recentemente hanno interessato il settore di catena appenninica nel quale ricade l'area in esame.

Tra i terremoti noti di epoca storica, i terremoti del 1638, che hanno interessato differenti zone della Calabria settentrionale (GALLI & BOSI, 2003; SPINA, 2005), ad una prima rapida analisi, sono quelli a cui potrebbe forse legarsi , con molti dubbi, il sollevamento tettonico rilevato. Un'analisi più approfondita dei terremoti di epoca storica, con particolare riguardo all'area qui in esame (posta più a Nord rispetto a quella nella quale sono ipotizzati gli epicentri dei terremoti del 1638) ed una discussione più dettagliata del dato consentiranno di confermare o smentire questa ipotesi.

foto 5. 31 Balanidi fossili testimonianti la linea di riva di 1 m s.l.m. di Fiuzzi

foto 5.32 Vermetidi fossili testimonianti la linea di riva di 1 m s.l.m. di Fiuzzi

GROTTA DEL PRETE- SPIAGGIA DI S. NICOLA ARCELLA.

L'affioramento di Grotta del Prete è stato già studiato da BRANCACCIO & VALLARIO (1968), CAROBENE *et alii* (1986) e CAROBENE (1987) (cfr.p. 3.2.2).

In accordo con CAROBENE *et alii* (1986) e CAROBENE (1987), la quota di affioramento della piattaforma d'abrasione e della sovrastante successione marina è più alta di quella segnalata da BRANCACCIO & VALLARIO (1968).

La piattaforma, tagliata nel substrato carbonatico, ha orlo interno a circa 20 m s.l.m.; essa appare piuttosto ampia e debolmente inclinata verso mare, fino a raggiungere, nella sua parte più esterna (orlo esterno), circa 10 m s.l.m.. Sulla sua superficie sono osservabili delle placche di puddinghe carbonatiche eterometriche costituite anche da ciottoli arrotondati di grosse dimensioni (diametro da alcuni decimetri fino al metro) talvolta forati da litodomi (fig. 5.22).

A circa 14-15 m s.l.m., al di sopra delle puddinghe, in un rapporto di continuità, è presente una biocostruzione a *Cladocora*, con caratteristiche del tutto simili a quelle del deposito osservato a Ginnasio, in cui sono presenti gusci di molluschi, interamente conservati o in frammenti, alghe e ciottoli carbonatici. Tale deposito ha uno spessore massimo che non supera i 2 m e passa superiormente a delle areniti marine carbonatiche grigie piuttosto grossolane, che mostrano stratificazione parallela, con alternanza di livelli a differente granulometria (foto 5.33). Queste ultime hanno uno spessore massimo di 2,5 m s.l.m. e sono pedogenizzate nella parte alta, dove si presentano intensamente rubefatte e mostrano tracce di bioturbazione. Delle brecce carbonatiche a clasti spigolosi in matrice rossa, talora abbondante, chiudono la successione.

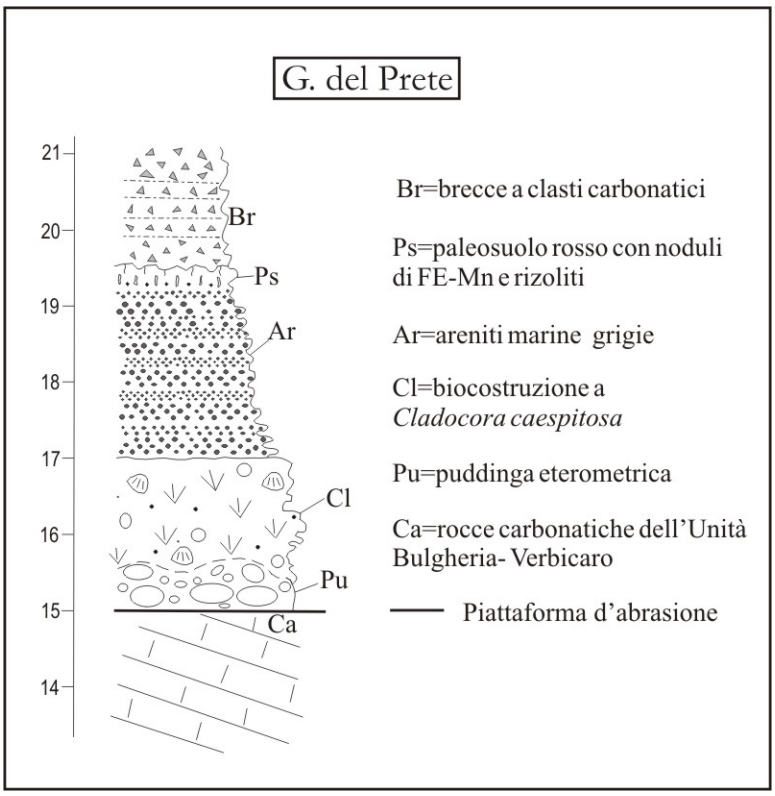


Fig.5.22 Sezione delle morfologie e dei depositi affioranti a Grotta del Prete

La biocalcarenite a *Cladocora* si rinviene, in altri punti, sulla stessa piattaforma anche a quote pi basse (12-10 m s.l.m.); ad esempio in prossimità della spiaggia compresa tra il promontorio di Grotta del Prete e la Grotta dell'Arcomagno.

Il deposito con *Cladocora caespitosa* è anche qui associabile alla piattaforma di 20 m s.l.m.; la *Cladocora* cresceva nella porzione sommersa di questa morfologia.

Le areniti marine rinvenute sono correlabili con quelle osservate a Cava di

Pietra e testimoniano una regressione successiva alla messa in posto della biocalcarenite a *Cladocora*.

Le brecce carbonatiche in matrice rossa, a chiusura della serie marina, sono correlabili con quelle rinvenute sia a Cava di Pietra, che a Ginnasio, dove poggiano direttamente sul deposito a *Cladocora*.

foto 5.33 Areniti marine a stratificazione parallela affioranti sul promontorio di Grotta del Prete

La *Cladocora* di Grotta del Prete è stata datata da CAROBENE *et alii* (1986) e da CAROBENE & DAI PRA (1991) con il metodo $^{230}Th/^{234}U$. I primi hanno ottenuto un'età maggiore dei limiti di sensibilità del sistema (> 350 ka), non affidabile, anche per la probabile ricristallizzazione del campione analizzato, dovuta all'apertura del sistema, testimoniata da un elevato valore di calcite (25%); i secondi hanno ottenuto un'età di 329^{+196}_{-64} ka, anche questa non attendibile, per problemi di apertura del sistema[48], come gli stessi Autori evidenziano. Le età riportate da tali Autori non possono essere, dunque, utilizzate come vincoli cronologici assoluti.

A Sud di Grotta del Prete, una piattaforma d'abrasione appartenente all'ordine di 20 m s.l.m., riportata nella carta geomorfologica, è visibile a Ponte, sulla spiaggia di S. Nicola Arcella. Un lembo riferibile allo stesso ordine è individuabile anche lungo il promontorio carbonatico che borda a Nord la spiaggia; a tale lembo è associabile un deposito tipo "piede di falesia". Questo deposito appare caotico e costituito da clasti carbonatici eteromentrici, tra cui sono presenti alcuni grossi ciottoli arrotondati (delle dimensioni del metro), intensamente forati da litodomi, e clasti di minori dimensioni, talvolta smussati o spigolosi.

Un altro lembo di terrazzo erosionale ascrivibile allo stesso ordine è visibile più a Sud di Ponte, tra 20 e 15 m s.l.m., al top di un piccolo promontorio che interrompe la continuità della paleofalesia che borda a SE la spiaggia. Ciottoli carbonatici sono presenti anche su questo terrazzo, a riprova della sua origine marina.

[48] Per tale campione non sono riportati nel lavoro di CAROBENE & DAI PRA (1991) i valori delle quantità di calcite ed aragonite (cfr. p. 3.2.2)

5.3.3 I depositi detritici de La Mantinera

Come anticipato all'inizio di questo paragrafo, depositi detritici di notevole spessore sono presenti nell'area di La Viscigliosa -Piano delle Vigne e sui versanti che bordano verso l'interno la piana costiera de La Mantinera.

I lembi deposizionali presenti nell'area di La Viscigliosa- Piano delle Vigne, terrazzati e reincisi dai corsi d'acqua, si presentano notevolmente interdigitati fra loro; la loro formazione è probabilmente avvenuta in più momenti temporali, ma una distinzione in generazioni risulta difficile.

Almeno i più giovani fra questi depositi sono sicuramente più recenti dello stazionamento del livello del mare di circa 20 m s.l.m. (a Gelsio coprono i depositi ad esso associati) e sono tagliati al piede da una paleofalesia in alcuni tratti a controllo strutturale. Non è da escludere, inoltre, l'ipotesi che i loro depositi seppelliscano anche i terrazzi marini di quota superiore.

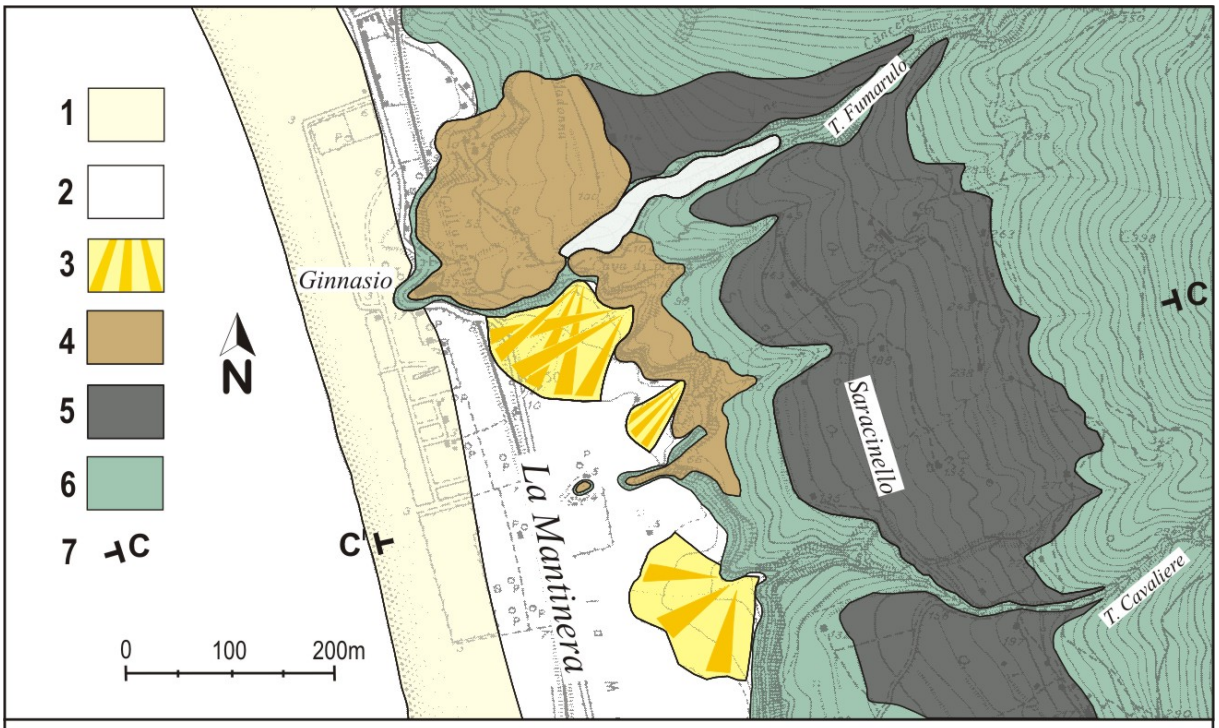
Della deposizione di questi corpi sono responsabili in parte i corsi d'acqua che li reincidono; tra questi, un contributo importante deve averlo fornito il corso d'acqua di F.ti di Papalco, che possiede un più ampio bacino di alimentazione. Apporti da parte dei versanti in degradazione non sono, inoltre, da escludere. Tali morfologie sono, dunque, state cartografate come coni fluvio-detritici.

Ai loro piedi sono presenti delle conoidi più recenti, morfologicamente incastrate in essi.

Le conoidi più recenti sono visibili anche nella piana de La Mantinera, anche qui ai piedi di una paleofalesia. In quest'area, sui versanti alle spalle della piana, ai piedi del rilievo di M.te Cancero, e sul promontorio di Ginnasio, come visto, sono presenti lembi di depositi detritici (fig. 5.23), cartografati come *glacis* d'accumulo, a coprire tutti gli ordini di terrazzi riconosciuti. Questi *glacis* sono reincisi dai corsi d'acqua, alla cui base sono presenti le conoidi più recenti e sono distinguibili, sulla base di criteri di incastro morfologico e in parte stratigrafici, in almeno due generazioni.

I depositi di prima generazione coprono i lembi di terrazzi erosionali di 140-130 m s.l.m. (fig. 5.19a) ed i depositi marini ad essi associati (in sinistra del Torrente Fumarulo ed a Saracinello) e sono sospesi da porzioni di un versante strutturale, orientato circa N-S (visibile alle spalle della piana), ai cui piedi sono presenti i *glacis* d'accumulo di seconda generazione.

I depositi di prima generazione (foto 5.34 e 5.35) sono ben esposti nei tagli di cava presenti in sinistra orografica del T. Fumarulo. Qui, a partire da circa 160 m s.l.m. sono visibili dei conglomerati a clasti dolomitici grigi. Nella parte bassa, sono presenti strati di dimensioni decimetriche, a luoghi caratterizzati da scarsa matrice e clasti di dimensioni per lo più millimetriche, a luoghi da matrice più abbondante e clasti di dimensioni maggiori (dell'ordine del centimetro), a cui si intercalano paleosuoli bruni e bruno-rossi. Verso l'alto, la presenza di paleosuoli diminuisce, fino a scomparire del tutto, e gli strati sono per lo più di dimensioni centimetriche, con clasti delle dimensioni dal millimetro a pochi centimetri. La stratificazione si presenta non



1- Sabbie e ghiaie di spiaggia ed alluvioni attuali (OLOCENE); **2**- Alluvioni recenti (OLOCENE) ;**3**- Depositi di conoide (OLOCENE); **4**-Conglomerati a clasti dolomitici di II generazione (PLEISTOCENE SUPERIORE); **5**- Conglomerati a clasti dolomitici di I generazione (PLEISTOCENE MEDIO; **6**- Dolomie dell'Unità Bulgheria-Verbicaro (TRIAS SUP.-LIAS INF.); **7**-traccia della sezione

Fig.5.23 Schema geologico dell'area de La Mantinera

foto 5.34 Depositi conglomeratici di I generazione de La Mantinera

foto 5.35 Depositi conglomeratici di I generazione de La Mantinera

parallela, ma ondulata, con ogni strato successivo erosivo sul precedente; in alcuni casi i livelli costituiscono delle lenti. Nella parte più alta, i conglomerati passano lateralmente e superiormente a delle brecce di versante a clasti spigolosi. clastosostenute con strati notevolmente più inclinati.

I depositi conglomeratici sono interpretabili come depositi di conoidi fluvio-torrentizie[49]; della loro deposizione sono stati probabilmente responsabili i corsi d'acqua del Torrente Fumarulo e del Torrente Cavaliere.

La formazione dei *glacis* deve essere avvenuta in un momento caratterizzato da una maggiore produttività dei versanti dolomitici presenti a monte della piana, nel corso di una fase regressiva successiva al modellamento dei terrazzi di 140-130 m s.l.m. e precedente al modellamento dei terrazzi di circa 70 m s.l.m. (vedi oltre).

I depositi di seconda generazione sono rappresentati dai già descritti conglomerati dolomitici grigi clastosostenuti, a stratificazione suborizzontale, presenti sulle piattaforme di circa 70 e 20 m s.l.m. a La Mantinera (fig. 5.19) e a Ginnasio. Tali conglomerati costituiscono, come già detto, dei *glacis* d'accumulo, localizzati a circa 90 e 80 m s.l.m. e sono in parte tagliati al piede, talora insieme al sottostante substrato dolomitico, dalla paleofalesia che borda verso l'interno la piana. Essi si rinvengono anche a quote inferiori di quelle delle piattaforme di 20 m s.l.m., fino alla piana attuale, a testimoniare che la loro deposizione è avvenuta con un livello di base più basso.

Placche residue dei conglomerati di seconda generazione sono presenti anche sulle pareti carbonatiche che bordano a Nord la piana de La Mantinera, ad indicare che questo tratto di paleofalesia era già delineato al momento della loro deposizione. I1 rinvenimento, inoltre, di lembi di questi conglomerati ad una quota prossima a quella della piana, lateralmente al piccolo promontorio allungato in direzione E-W su cui è presente la piattaforma di 20 m s.l.m. tagliata nel substrato carbonatico, suggerisce che anche questo promontorio doveva già esistere al momento della loro messa in posto.

Delle valli a v ampie (foto 5.36), con basso gradiente longitudinale sono tagliate in questi conglomerati; tali valli si relazionano con una linea di costa più spostata verso occidente rispetto a quella attuale.

Anche la deposizione dei conglomerati di seconda generazione è imputabile all'attività del Torrente Saracena e del Torrente Cavaliere. Essa è avvenuta in un momento caratterizzato da un livello di base più basso dell'attuale, nell'ambito di una regressione eustatica del livello marino. Alla formazione di queste falde deve avere contribuito la notevole produzione

[49] L'aspetto spigoloso dei clasti è imputabile alla loro natura dolomitica (essi si devono essere prodotti per intensa fatturazione della roccia dolomitica durante una fase climatica fredda, riferibile ad un periodo glaciale) ed al fatto che probabilmente non sono stati interessati da un trasporto molto lungo.

detritica dei versanti dolomitici, in degradazione durante questa fase climatica fredda.

Da un punto di vista cronologico, la messa in posto di questi depositi si colloca successivamente alla deposizione delle brecce a clasti cartonatici a matrice rossa presenti sulla piattaforma di 20 m s.l.m. di Ginnasio, sulle quali poggiano.

foto 5.36 Valle a v tagliata nei conglomerati di II generazione di La Mantinera

Le brecce a matrice rossa sono probabilmente cronologicamente inquadrabili nell'ambito dell'Ultima Glaciazione; un loro riferimento allo *stage 3* della stratigrafia isotopica dell'ossigeno è ipotizzabile per la loro correlazione con quelle di Cava di Pietra, in cui BARBATO & GLIOZZI (2001) hanno rinvenuto un'associazione a micromammiferi riferita a tale *stage.*

La messa in posto dei conglomerati dolomitici di seconda generazione potrebbe, dunque, essere avvenuta sempre nell'ambito dell'Ultima Glaciazione, nello *stage 2.* A questo stesso *stage,* ad una fase successiva, sono riferibili anche delle brecce di versante stratificate, caratterizzate da notevole inclinazione, discordanti rispetto al pendio attuale, visibili lungo le pareti che bordano a Sud la piana, dove coprono anche una piattaforma d'abrasione riferita all'ordine di 30 m s.l.m. (vedi sopra).

Le ampie valli a v che dissecano i conglomerati di II generazione, che non si raccordano con l'attuale livello di base, ma che, come detto sopra, sono da mettere in relazione con una linea di costa più spostata verso occidente rispetto a quella attuale ed un livello del mare più basso di quello odierno, possono essersi formate all'inizio della risalita del mare nel post-glaciale.

Le conoidi fluvio-torrentrizie incastrate a quote più basse nei conglomerati di seconda generazione sono di età olocenica.

5.3.4 Discussione dei dati e quadro morfoevolutivo dell'area

Le linee di riva più alte riconosciute, come visto, sono localizzate solo nel settore meridionale dell'area qui considerata. Esse sono rappresentate dai fori di litodomi di 190 m s.l.m. osservati a Piano del Pero, correlabili con uno stazionamento del livello del mare che raggiungeva almeno tale quota, ma forse anche più alto[50], cui si correlano anche le areniti rinvenute a Iazzo, e dalle morfologie erosionali di Piano del Pero, Fonte del Salice e Iazzo, situate a circa 180 m s.l.m..

L'assenza di depositi e morfologie correlabili con queste linee di riva di 190 e 180 m s.l.m. nel settore posto a Nord indica chiaramente che i due settori sono stati caratterizzati da una differente evoluzione; il settore settentrionale, in cui la linea di riva più alta è posta a circa 160 m s.l.m., è stato interessato da un'ingressione marina successivamente a quello meridionale. Al momento del modellamento delle morfologie di 190-180 m s.l.m. esisteva probabilmente nel settore settentrionale una linea di costa più spostata verso occidente e tutta quest'area doveva trovava in ambiente continentale (fig. 5.24).

L'elemento di separazione fra questi due settori è rappresentato dal versante nordoccidentale di Serra della Rosa, che si presenta come un versante di faglia in parte rimodellato dal mare, con direzione circa NE-SW. L'esistenza di una faglia con tale direzione è messa in evidenza anche dalla paleofalesia strutturale orientata circa NE-SW che borda la spiaggia di Grotta del Prete (in cui sfocia il Torrente Saracena) e dalla falesia attiva a controllo strutturale, con uguale orientazione, che borda a NW il promontorio di S. Nicola Arcella. Lungo questo lineamento orientato NE-SW e lungo un lineamento orientato circa NS, che sottende i versanti di faglia con tale orientazione, il settore di costa a Nord di Serra della Rosa è stato tettonicamente ribassato (fig. 5.25) ed il mare è penetrato in un'area che si trovava in precedenza in ambiente continentale (fig. 5.26). Il ribassamento di questo settore di costa è avvenuto successivamente al modellamento delle linee di riva di 190 e 180 m s.l.m. e precedentemente a quello della linea di riva di 160 m s.l.m.. E', infatti, da escludere che il lineamento orientato NE-SW sia stato attivo successivamente al modellamento dei terrazzi di 160-150 m s.l.m. e che, quindi, questi rappresentino quelli di circa 180 m s.l.m. ribassati, poiché il versante di faglia di Serra della Rosa mostra chiare tracce di rimodellamento ad opera di un livello del mare correlabile con quello responsabile del modellamento dei terrazzi di 160-150 m s.l.m. ed il *glacis* d'abrasione situato alle spalle della Spiaggia dell'Arcomagno, ascrivibile al medesimo ordine, appare cavalcare il lineamento.

[50] Va ricordato che i fori di litodomi, quando non sia riconoscibile un top orizzontale netto, sono da considerarsi semplicemente come degli indicatori di "sommersione" e non come dei precisi indicatori del livello del mare

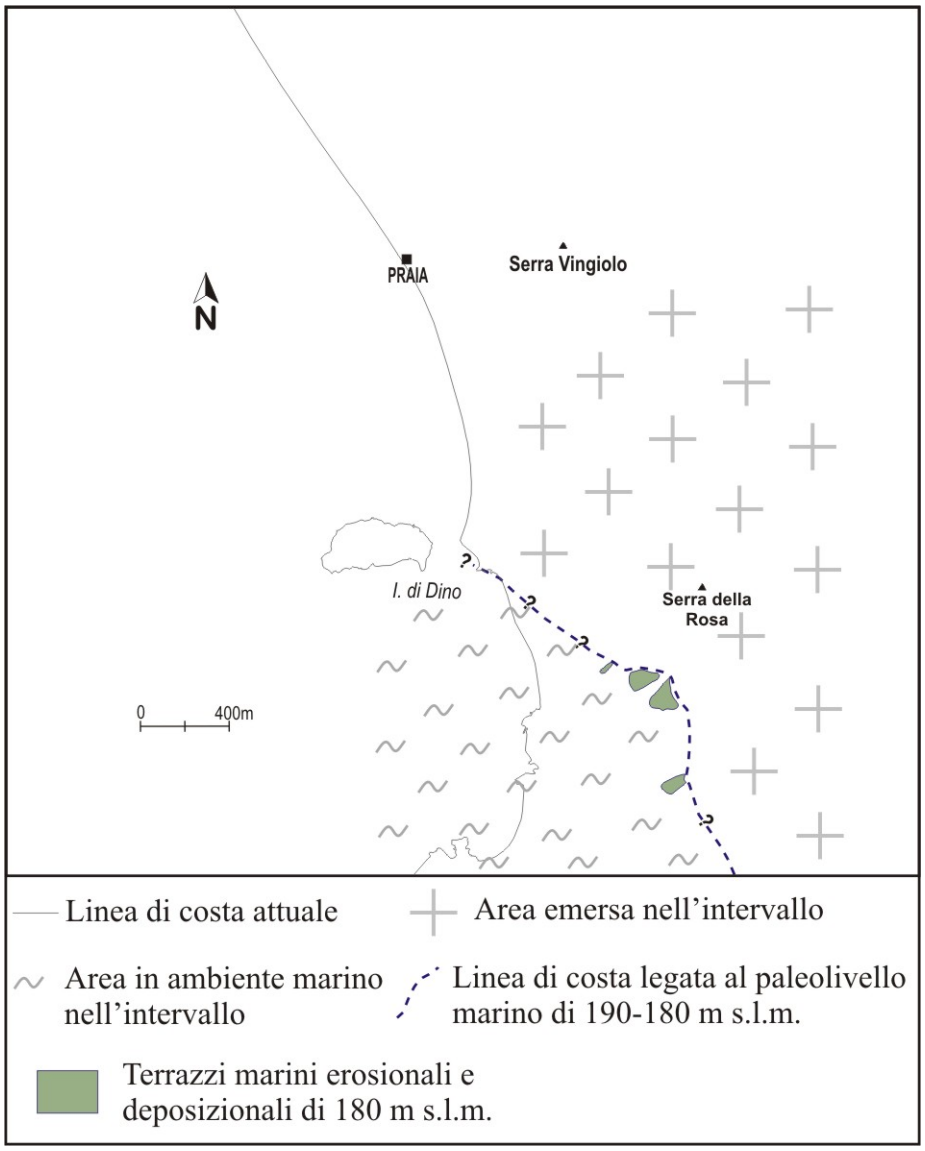


Fig.5.24 Schema paleogeografico dell'area tra T. Nave e T. S. Nicola durante il Pleistocene inferiore- *Santerniano*

L'attività delle faglie orientate NE-SW e N-S è inquadrabile nell'ambito di un settore di costa soggetto ad un trend generale di *uplift*.

Le linee di riva di 190 e 180 m s.l.m. sono cronologicamente inquadrabili nel Pleistocene inferiore, un loro riferimento al piano marino Santerniano è ipotizzabile sulla base della loro correlazione con terrazzi marini situati a quote simili nel settore posto più a Sud (Scalea-Lao) (cfr. capitolo successivo).

Sempre sulla base di correlazioni con i terrazzi marini presenti più a Sud, le linee di riva di 160, 140 e 130 m s.l.m. sono inquadrabili nell'Emiliano-Siciliano (Pleistocene inferiore).

Durante il modellamento dei terrazzi di 160, 140 e 130 m s.l.m., avvenuto, come detto, successivamente all'episodio di fagliazione che ha ribassato il settore di costa a Nord di Serra della Rosa, tutto il settore di costa ha continuato

a sollevarsi. Gli stazionamenti del livello del mare di 160. 140 e 130 m s.l.m. hanno prodotto terrazzi altimetricamente separati solo in alcune aree (fig. 5.27, sez. L-M), mentre hanno generato un singolo terrazzo, in corrispondenza di tratti di costa più acclivi (fig. 5.27, sez. C-C^{I}), ed un'unica superficie policiclica (fig. 5.27, sez. A-A^{I}), in corrispondenza di tratti di costa caratterizzati probabilmente da una topografia preesistente a basso gradiente (ad esempio a Foresta).

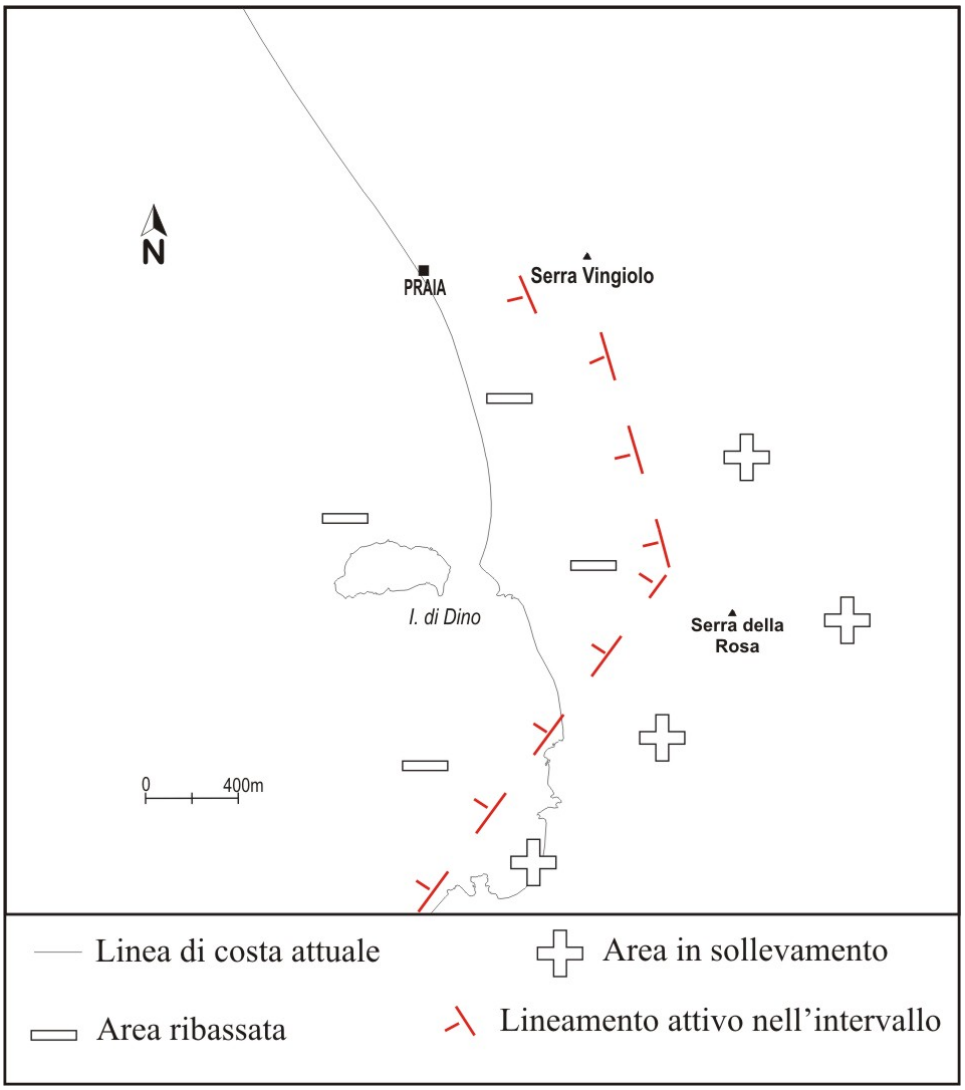


Fig.5.25 Carta dei lineamenti attivi dell'area tra T. Nave e T. S. Nicola durante l'intervallo temporale tra il *Santerniano* e l'*Emiliano*

Successivamente agli stazionamenti di 140 e 130 m s.l.m., nell'ambito di una regressione eustatica, è avvenuta la deposizione dei conglomerati costituenti i *glacis* di I generazione de La Mantinera, che, come visto, coprono piattaforme e depositi riferibili a questi livelli marini. Nell'ambito della stessa fase regressiva si sono forse deposti anche parte dei depositi costituenti le conoidi fluvio-detritiche di La Viscigliosa e Piano delle Vigne, che sono difficilmente distinguibili in generazioni e potrebbero coprire anche qui i terrazzi di 140 e 130 m s.l.m..

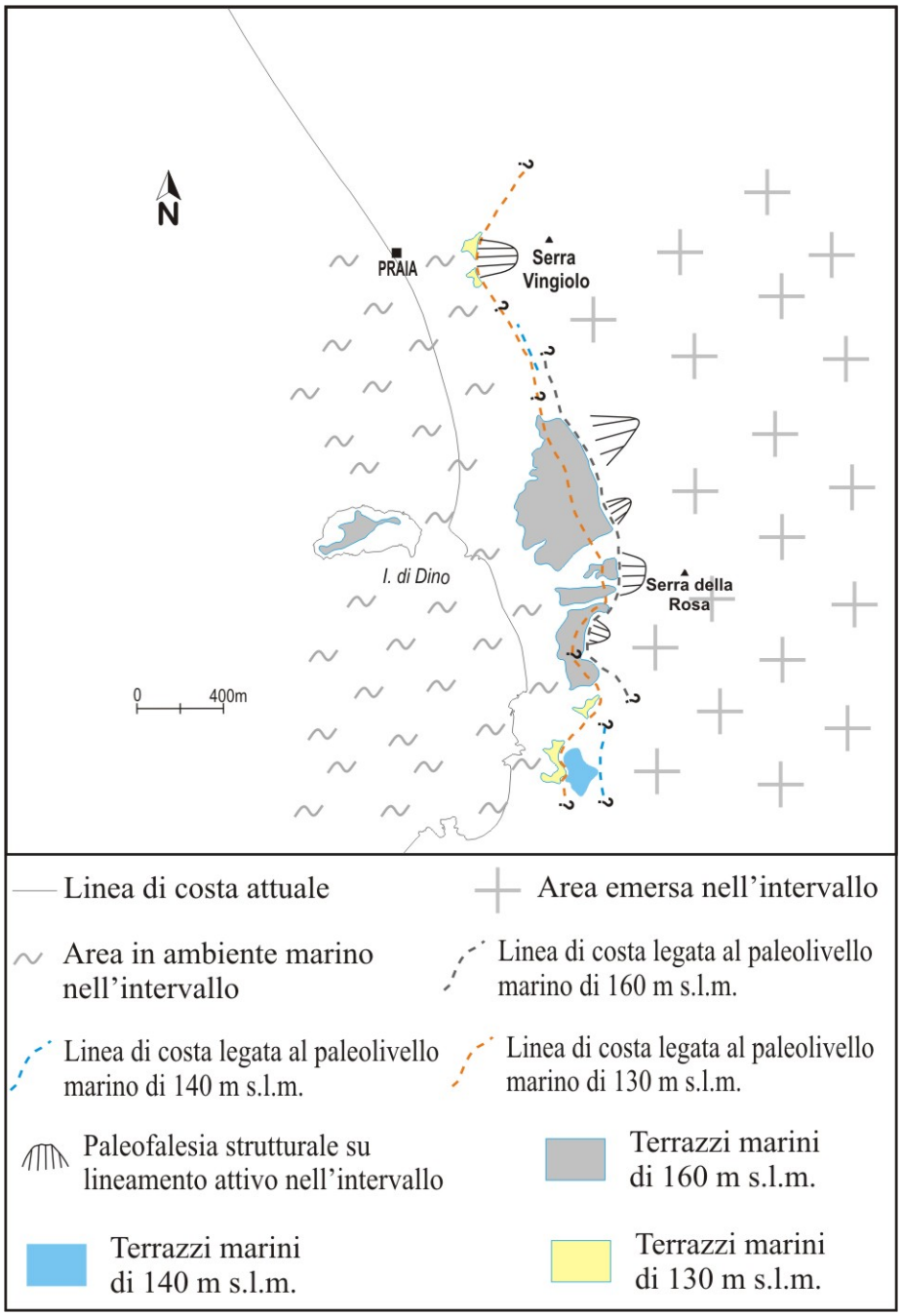


Fig.5.26 Schema paleogeografico dell'area tra T. Nave e T. S. Nicola durante il Pleistocene inferiore- *Emiliano/Siciliano*

Il primo stazionamento del livello del mare chiaramente registrato nell'area dopo questo episodio di regressione è testimoniato dai terrazzi di circa 70 m s.l.m., di cui l'unico lembo cartografabile è quello di Grotta del Prete. Non è, però, da escludere, come visto, che il terrazzo presente alla sommità dell'Isola di Dino rappresenti un livello marino precedente, di circa 90 m s.l.m., testimoniato anche nell'area di foce del Fiume noce e più a Sud, nell'area di S. Nicola Arcella-Scalea, dove è stato riferito alla parte bassa del Pleistocene medio (cfr. cap. successivo).

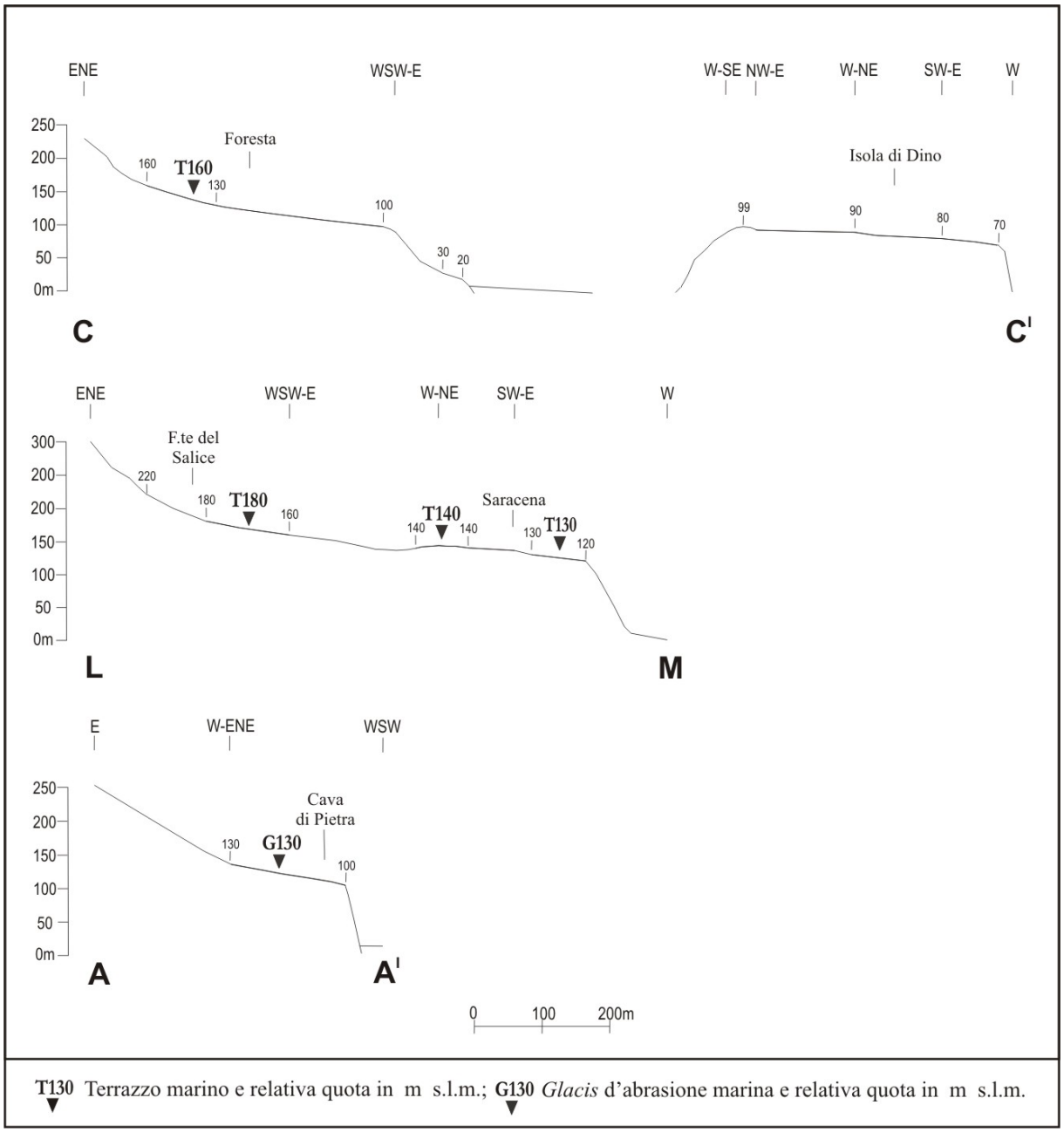


Fig.5.27 Confronto fra profili topografici realizzati in aree caratterizzate da differenti evidenze (ubicazione in tav. II)

Il modellamento dei terrazzi di 70 m s.l.m. è avvenuto dopo un episodio di fagliazione, verificatosi lungo lineamenti grossomodo paralleli alla linea di costa, testimoniato nell'area della piana di La Mantinera dai versanti di faglia che sospendono i *glacis* d'accumulo di I generazione e ai cui piedi, al di sotto dei depositi dei *glacis* di II generazione, sono presenti i terrazzi marini di circa 70 m s.l.m..

L'età dei terrazzi di circa 70 m s.l.m. è probabilmente mediopleistocenica in base a correlazioni con i terrazzi di uguale quota e ritenuti di tale età, rinvenuti più. Sud, nell'area di Scalea (cfr.capitolo successivo). Sempre nell'ambito del Pleistocene medio è avvenuta anche la formazione dei terrazzi di circa 30 m s.l.m.(fig. 5.28) visibili a Fiuzzi. Un episodio di *uplift* deve essere intercorso tra il modellamento dei terrazzi di 70 m s.l.m. e quello

del terrazzo di 30 m s.l.m., dal momento che la loro separazione altimetrica non può essere spiegata semplicemente con una variazione eustatica del livello marino.

Il successivo stazionamento del livello del mare, ben testimoniato lungo tutto il settore di costa considerato dai terrazzi di 20 m s.l.m., cui si correla la sedimentazione del deposito a *Cladocora caespitosa*, è riferibile al Pleistocene medio finale, probabilmente allo *stage 9* o *7*; anche qui sulla base di correlazioni con il settore di Scalea-foce del Fiume Lao.

I1 solco di 10 m s.l.m., tagliato nel deposito a *Cladocora* a Cava di Pietra, e la superficie d'abrasione di 5-4,5 m s.l.m. di Fiuzzi sono entrambi riferibili al Tirreniano; il solco di 10 m s.l.m. è rappresentativo del *substage 5e,* la superficie di 5-4,5 m s.l.m. è probabilmente riferibile ad un successivo picco dello stesso *substage*.

In seguito a questi stazionamenti del livello del mare, l'area è stata interessata da deposizione continentale, testimoniata dalle brecce carbonatiche in matrice rossa, presenti sulle piattaforme ed i depositi di 20 m s.l.m., a Cava di Pietra, Ginnasio e Grotta del Prete, riferibili, come visto, allo *stage 3* (cfr. p. 5.3.3), e dai conglomerati a clasti dolomitici di Ginnasio e La Mantinera. La deposizione di questi ultimi, che costituisono i *glacis* di accumulo di II generazione e raggiungono notevoli spessori, è avvenuta nel corso dell'Ultima Glaciazione (*stage 2*). Nell'ambito della stessa regressione si è avuta probabilmente anche la messa in posto dei depositi più recenti che costituiscono i corpi fluvio-detritici di La Viscigliosa-Piano delle Vigne.

Al momento della deposizione delle brecce dolomitiche, parte delle pareti carbonatiche che bordano la piana de La Mantinera sono già tagliate (cfr.p. 5.3.3), ad indicare che esse hanno funzionato come falesia anche precedentemente all'Ultima Glaciazione e che, dunque, l'attuale morfologia è in parte un'eredità di un livello marino precedente a quello olocenico.

Anche il tratto di paleofalesia visibile a Cava di Pietra, che sospende i *glacis* d'abrasione marina di 130 m s.l.m., è più antico dell'Olocene, dal momento che nelle sue pareti, tra 45 e 65 m s.l.m., si apre la Grotta della Madonna, che è stata invasa dal mare nel Pleistocene medio, ed è tagliato il solco tirreniano di 10 m s.l.m..

Le brecce dolomitiche devono aver riempito tutta l'area occupata dalla piana de La Mantinera; il suo svuotamento è avvenuto ad opera del mare olocenico, che ha tagliato le brecce, a costituire, insieme al sottostante substrato carbonatico, una paleofalesia. Nel corso dell'Olocene è avvenuta anche la deposizione delle conoidi fluvio-torrentizie, visibili ai piedi della paleofalesia a La Mantinera e, più a Nord, a La Viscigliosa-Piano delle Vigne. All'Olocene sono anche riferibili le evidenze del livello marino di 1 m s.l.m. presenti a Fiuzzi, il cui rinvenimento suggerisce che l'*uplift* che ha interessato il settore costiero si è verificato anche nel corso dell'Olocene.

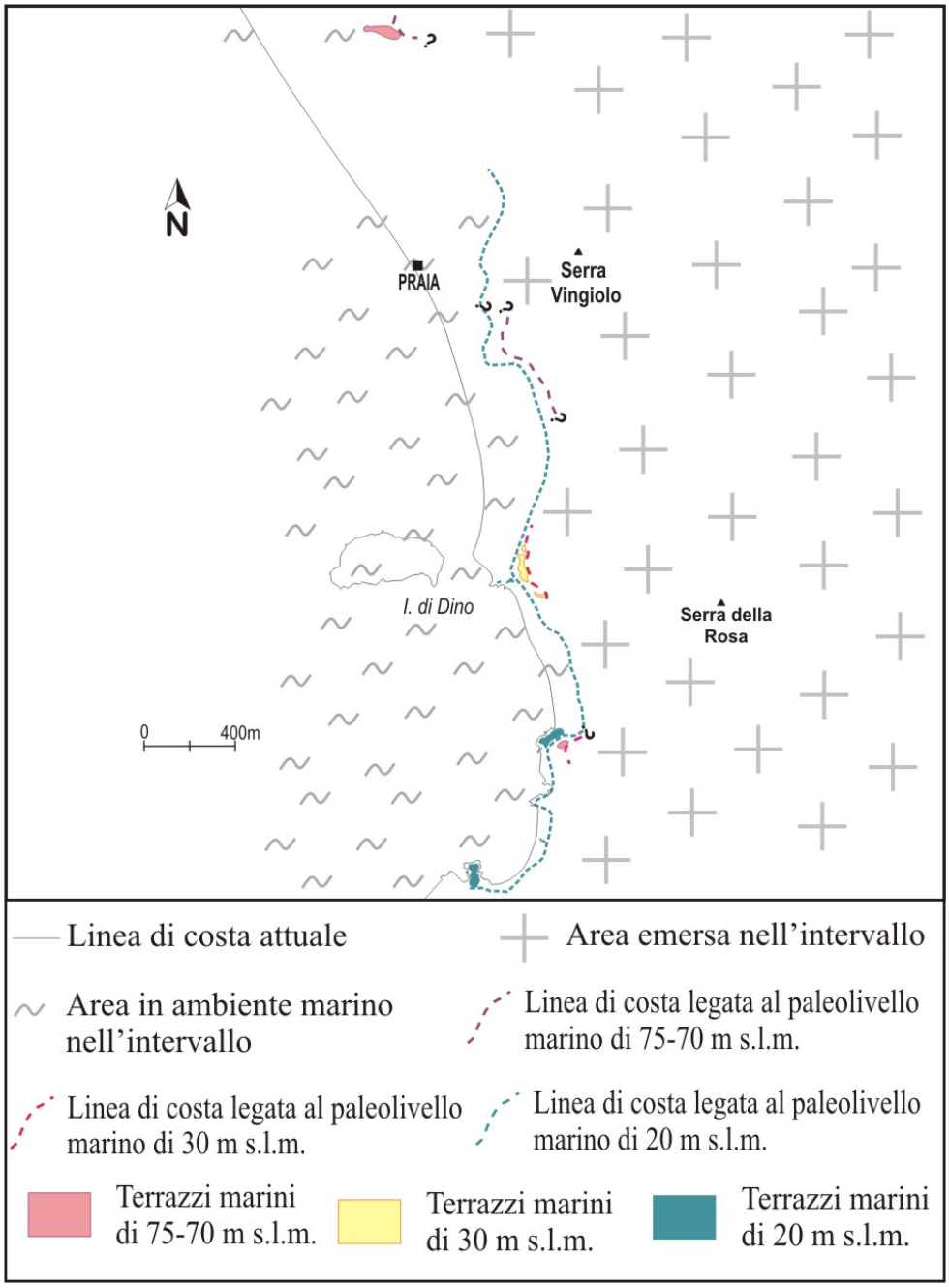


Fig.5.28 Schema paleogeografico dell'area tra T. Nave e T. S. Nicola durante il Pleistocene medio

5.4 Evoluzione del settore di costa durante il Quaternario

Sulla base delle morfologie marine rilevate (sintetizzate in tab. 5.1) e di quanto esposto nei precedenti paragrafi, in tutta l'area qui in esame è possibile individuare una prima ingressione marina occorsa all'inizio del Pleistocene inferiore, probabilmente nel Santerniano, testimoniata dalle linee di riva di 190 e 180 m s.l.m., visibili a Sud di Serra della Rosa (fig. 5.24). Tra il Santerniano e l'Emiliano, il settore di costa situato a Nord di Serra della Rosa è stato ribassato lungo lineamenti tettonici orientati NE-SW e N-S (fig. 5.25).

In seguito a questo episodio di fagliazione, nell'ambito di un trend generale di costante *uplift*, è avvenuto il modellamento della linea di riva di 170-160 m s.l.m., rappresentata nel settore tra Torre Nave e Torre S. Nicola dall'ampia superficie policiclica di Foresta e nell'area circostante la foce del fiume Noce dalle areniti marine, presenti in destra orografica del suddetto corso d'acqua, e dalle ghiaie marine poligeniche situate al top del rilievo di Castiglione. Anche per questa linea di riva, come anticipato, è ipotizzabile un riferimento al Pleistocene inferiore (Emiliano-Siciliano).

Nell'area circostante la foce del fiume Noce, come visto, in questa fase il mare penetra all'interno di una paleovalle del fiume Noce, a formare una sorta di *ria*. Il mare occupa qui un'area in precedenza in ambiente continentale, come testimoniato anche dalle due generazioni di *glacis* e dai conglomerati fluviali della paleofiumarella di Tortora, e delinea una costa di sommersione.

I paleopaesaggi subaerei testimoniati dai *glacis* della paleofiumarella di Tortora sono di difficile collocazione temporale rispetto alle linee di riva di 190 e 180 m s.l.m..

I *glacis* di I generazione sono, come i lembi erosionali presenti più a Sud (cartografati come forme di origine complessa), probabilmente precedenti agli stazionamenti del livello del mare di 190 e 180 m s.l.m.

I *glacis* erosionali di II generazione, le brecce terrazzate ed i conglomerati fluviali della paleofiumarella di Tortora indicano una linea di costa più spostata verso occidente ed un livello del mare più basso di quello correlabile con la formazione dei terrazzi di Fonte del Salice e Piano del Pero. Essi potrebbero essere sia precedenti che successivi alle linee di riva di 190 e 180 m s.l.m.. Nell'ipotesi in cui fossero successivi a queste linee di riva, indicherebbero l'esistenza di un paleopaesaggio subaereo fra questa prima ingressione marina (di 190-180 m s.l.m.) e quella successiva di 170-160 m s.l.m.. Un tempo piuttosto lungo dovrebbe essere, inoltre, intercorso fra questi due episodi marini, tale da permettere il modellamento di questo paleopaesaggio subaereo; appare, dunque, più probabile che la formazione di questi *glacis* erosionali e d'accumulo e la messa in posto dei conglomerati fluviali sia precedente a tutti gli stazionamenti del livello del mare riconosciuti lungo tutto il settore di costa qui esaminato. L'esistenza di una paleofiumarella di Tortora drenante verso WSW è in questa ipotesi confinata in un periodo precedente al modellamento delle linee di riva di 190-180 m s.l.m..

Quote m s.l.m.	Destra F. Noce	Tra F. Noce e F. di Tortora	Sinistra F. di Tortora	Tra T. Nave e Ginnasio	Tra Ginnasio e Serra Rosa	Tra Serra Rosa e T. S. Nicola
200						190-180 P TG
180	170 Ar	166 Gh			160 T	
160						
140		140-130 P T	140 P T	130 G	140-130 P	140 P
120	120-110 P					130 P
100			90 P			
80	75 P	75-70 P T	70 P T	70 Ps	70 Ps	70 P
60	50-45 P					
40	40 S	40 P	40 P		30 P	
20	20 S P Pu Ar		20 Gh	20 P	20 P	20 P
			15 S			
10	9,5 S		9,5 S	10 S		
5					5-4,5 P	
					1 F Bc	

P=piattaforma d'abrasione; **T**=terrazzo deposizionale; **G**=*Glacis* d'abrasione marina; **Ps**=piattaforma d'abrasione sepolta; **S**=punto di massima concavità di solco tidale; **F**=fascia orizzontale di fori di litodomi; **Ar**=arenite marina; **Pu**=puddinga; **Gh**=ghiaie marine; **Bc**=biocostruzione. I colori uguali indicano linee di riva di simile età.

Tab. 5.1 Tabella sinottica delle linee di riva riconosciute nel settore di costa tra Porticello di Castrocucco e Torre San Nicola

In seguito al modellamento della linea di riva di circa 170-160 m s.l.m., nell'ambito di una costa soggetta ad *uplift*, si è avuta la formazione dei terrazzi di 140 m s.l.m., attribuibili sempre al Pleistocene inferiore. Allo stazionamento del livello del mare di 140 m s.l.m. sono riferibili le ampie superfici policicliche, in parte erosionali ed in parte deposizionali, presenti in destra e sinistra orografica della Fiumarella di Tortora, e dei singoli lembi nel settore a Sud di Torre Nave.

Nell'area di foce del fiume Noce al momento della formazione dei terrazzi di 140 m s.l.m. doveva esistere un golfo, come indicato dalla disposizione dei terrazzi (fig. 5.10). Il mare penetra, inoltre, in questa fase molto più all'interno della paleovalle del fiume Noce, come testimoniato dai *glacis* d'abrasione marina e dai depositi marini presenti lungo i fianchi della valle attuale; ad indicare il protrarsi delle condizioni di costa di sommersione.

Durante la formazione dei terrazzi di 140m s.l.m., in destra orografica del fiume Noce, il mare ha forse stazionato in corrispondenza di una *plunging cliff* e non ha prodotto abrasione.

Successivamente allo stazionamento del livello del mare di circa 140 m s.l.m., sempre nel Pleistocene inferiore, in un settore costiero sottoposto ad *uplift*, si è verificato lo stazionamento relativo di 130 m s.l.m., testimoniato dai terrazzi visibili a Sud di Torre Nave, e quello di 120-110 m s.l.m., testimoniato dal terrazzo presente in destra del fiume Noce. Entrambi questi livelli marini hanno probabilmente contribuito alla formazione anche delle ampie superfici policicliche visibili nell'area di foce del fiume Noce ed a Foresta. All'interno del terrazzo di Foresta, come già detto in precedenza, una superficie di 130 m di quota è individuabile nella topografia per il suo minore gradiente; essa non è separata da una vera è propria scarpata dalla porzione di terrazzo superiore e, dunque, non è stata cartografata come un terrazzo isolato.

Il successivo stazionamento del livello marino, di 90 m s.l.m., riferibile all'inizio del Pleistocene medio, ben rappresentato solo nell'area circostante la foce del fiume Noce, ma a cui può forse correlarsi anche la superficie presente al top dell'Isola di Dino, testimonia il perdurare dell'*uplift* anche successivamente al Pleistocene inferiore.

Un episodio di regressione del livello marino, responsabile della deposizione dei conglomerati che costituiscono i *glacis* di I generazione de La Mantinera e legato, probabilmente, ad un abbassamento eustatico del livello del mare, ha interessato l'area sicuramente dopo il modellamento dei terrazzi di 130 m s.l.m., ma forse anche successivamente alla formazione dei terrazzi di 90 m s.l.m.; in quest'ultima ipotesi, questa regressione eustatica può essere inquadrata nel Pleistocene medio.

A questa fase regressiva è seguito, dopo un episodio di sollevamento tettonico, che ha sospeso i *glacis* di I generazione de La Mantinera, lo stazionamento relativo del livello del mare di 75-70 m s.l.m., inquadrabile sempre nel

Pleistocene medio, ben rappresentato nell'area di foce del fiume Noce, dove anche in questa fase doveva essere presente un golfo.

I terrazzi del Pleistocene medio successivi a quelli di 75-70 m s.l.m., rinvenuti nei due sottosettori, non sono ben correlabili fra loro, fatta eccezione per quelli di 20 m s.l.m., che si rinvengono con sufficiente continuità laterale. Nel settore di foce del fiume Noce sono, infatti, presenti il terrazzo di 50-45 m s.l.m., che appare un lembo isolato ed i terrazzi di 40 m s.l.m., che non si rinvengono nel settore tra Torre Nave e Torre S. Nicola, dove sono, invece, presenti i terrazzi di 30 m s.l.m..

L'assenza dei terrazzi di 40 m s.l.m., così come la scarsa rappresentatività dei terrazzi di 30 m s.l.m. nel settore tra Torre Nave e Torre S. Nicola, può essere dovuta alla loro sepoltura al di sotto dei depositi continentali successivi[51] e/o ad un maggiore arretramento delle falesia legata alla linea di riva di 20 m s.l.m., che può averli intercettati e distrutti.

Le quote dei terrazzi del Pleistocene medio denotano il perdurare del sollevamento anche in questo periodo.

Il sollevamento è testimoniato anche successivamente all'Eutirreniano, dal momento che la quota di 10-9,5 m s.l.m. risulta, come visto, alta rispetto a quella eustatica segnalata per questa linea di riva. Tale sollevamento è confermato anche dalla presenza della linea di riva di 5-4,5 m s.l.m., la cui quota, nell'ipotesi che rappresenti un altro picco del *substage 5e*, risulta ancora troppo elevata rispetto a quella eustatica.

L'età olocenica della linea di riva di 1 m s.l.m. di Fiuzzi indica che il settore di costa è probabilmente stato soggetto ad *uplift* anche in tempi molto recenti. Il livello del mare non è stato, infatti, nel corso dell'Olocene mai più alto dell'attuale (ALESSIO *et alii*, 1996; LAMBECK *et alii*, 2004).

All'Ultima Glaciazione sono riferibili i depositi detritici de La Mantinera, costituenti i *glacis* d'accummulo di II generazione e parte di quelli costituenti le conoidi fluvio-detritiche di La Viscigliosa-Piano delle Vigne; tali depositi risultano troncati al piede dalla paleofalesia versiliana ed in essi sono incastrate le conoidi fluvio-torrentizie oloceniche, visibili anche nel settore di foce del fiume Noce.

Nel corso dell'Olocene è avvenuta anche la crescita della piana alluvionale del fiume Noce, che risulta, in alcuni punti, bordata dalla paleofalesia versiliana.

[51]Va ricordato, a tal proposito, che all'estremità Sud della piana di La Mantinera un terrazzo di 30 m s.l.m. è visibile al di sotto di brecce carbonatiche.

6 LA COSTA TRA IL PORTO DI S. NICOLA E LA FOCE DEL FIUME LAO

Premessa

L'area qui considerata, compresa nei comuni di S. Nicola Arcella, Scalea e S. Domenica di Talao, si caratterizza per la presenza di terrazzi marini di notevole ampiezza. Essa è, inoltre, nell'ambito di tutto il settore di costa considerato in questo lavoro, l'unica area nella quale sono conservate successioni di depositi quaternari, di ambiente marino e continentale, di spessore rilevante.

Nella maggior parte dei lavori presenti in letteratura, come visto (cfr. p. 3.2.1 e 3.4), le ricostruzioni dell'evoluzione quaternaria dei settori di costa posti più a Nord di quello esaminato in questo capitolo ed anche di quelli situati più a Sud (es. Monte Carpinoso) si basano su vincoli cronologici provenienti dall'analisi biostratigrafica effettuata sulla frazione marina argillosa ed argilloso-sabbiosa delle successioni presenti in quest'area, affioranti in prossimità della foce del fiume Lao. Al fine di verificare la validità di questi vincoli cronologici e di ottenerne dei nuovi, una parte del lavoro è stata, dunque, dedicata a rianalizzare questi affioramenti. In particolare, analisi biostratigragfiche, paleoambientali e paleomagnetiche sono state effettuate su campioni prelevati dalla successione affiorante nei tagli di cava di Fornaci S. Nicola, già analizzata da COMPAGNONI *et alii* (1969), CARBONI *et alii* (1988) e CAROBENE & DAI PRA (1990).

Anche in quest'area, il rilevamento di dettaglio è l'analisi geomorfologica sono stati effettuati su carte topografiche in scala 1:10.000 (sezioni della Cassa per il Mezzogiorno) e l'analisi geomorfologica è stata completata e migliorata con l'osservazione delle foto aeree in scala 1:15.000 e 1:20.000 del "Volo Calabria 2001", effettuata presso il "Centro cartografico regionale" della Calabria.

L'analisi geomorfologia, unitamente con l'analisi stratigrafica delle successioni marine e continentali, ha permesso di suddividere superfici, interpretate in letteratura come singoli terrazzi marini, in più porzioni, riferibili a differenti episodi marini ed, in alcuni casi, anche continentali. In particolare, la superficie di Piano della Suvareta, considerata semplicemente un terrazzo di origine marina in letteratura (cfr. p. 3.2.2), è risultata essere un corpo deposizionale terrazzato più complesso, costituito da almeno due successioni di depositi marini e continentali.

Di seguito, dopo un breve inquadramento dell'area, sono esposti i risultati dell'analisi geomorfologica e stratigrafica effettuata. Per semplicità di esposizione è stata distinta l'analisi delle successioni del Pleistocene inferiore e medio (p. 6.2.) da quella delle successioni tardo-quaternarie (Pleistocene medio finale-Olocene) (p.6.3).

6.1 Inquadramanto dell'area

La costa compresa tra il Porto di S. Nicola e la foce del fiume Lao si presenta a Nord come una costa alta (Capo Scalea e tratto di costa a Nord dell'abitato di

Scalea), tagliata principalmente nelle rocce carbonatiche dell'Unità Bulgheria-Verbicaro, interrotta solo dall'ampia baia di Carpini e disarticolata (fig. 6.1), a Sud della medesima baia, in una serie di piccole cale e promontori, alcuni dei quali a controllo strutturale; a Sud la costa si caratterizza, invece, come una costa bassa, dominata dall'ampia piana alluvionale del fiume Lao, su cui sorge l'abitato di Scalea.

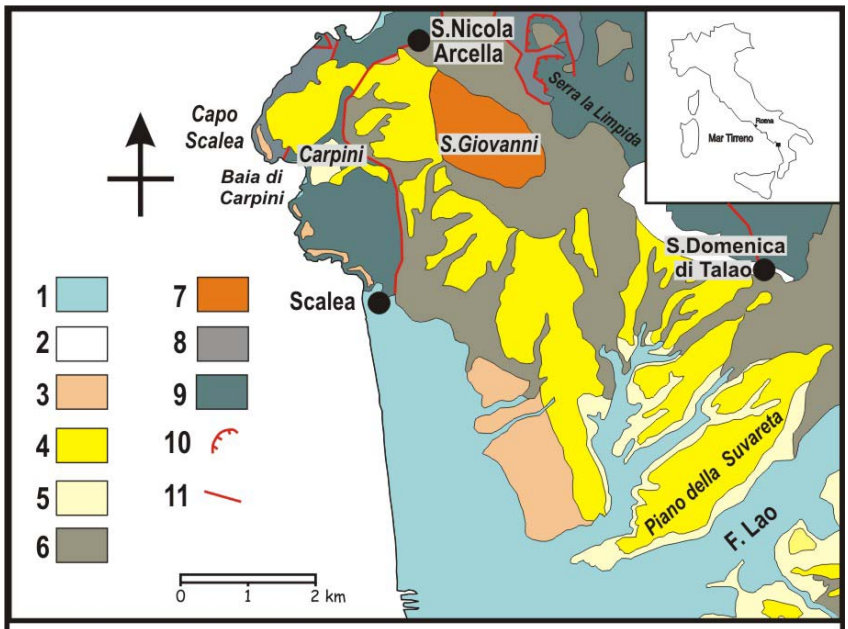


Fig.6.1 Schema geologico dell'area; dal foglio 220-Verbicaro della carta geologica d'Italia in scala 1:100.000, modificato

I principali litotipi affioranti sono rappresentati dai terreni della Formazione del *Flysch* del Lao e dalle rocce carbonatiche dell'Unità Bulgheria-Verbicaro e della serie del M.te Ciagola e, subordinatamente, dalle ofioliti dell'Unità Diamante-Terranova.

I terreni della Formazione del *Flysch* del Lao, inseriti nell'Unità del Frido da BIGI *et alii* (1983) e nell'Unità Lungro-Verbicaro da IANNACE *et alii* (2005) (cfr.p. 3.1), costituiscono i rilievi localizzati alle spalle della piana alluvionale del fiume Lao e si estendono fino a S. Domenica di Talao, dove sono in contatto tettonico con le rocce carbonatiche dell'Unità Bulgheria-Verbicaro, costituenti il rilievo di Serra la limpida. Rocce carbonatiche dell'Unità Bulgheria-Verbicaro sono presenti, come già visto, anche a costituire il promontorio di Capo Scalea, dove sono in contatto tettonico per faglia diretta con le rocce della serie carbonatica del M.te Ciagola (Carta geologica d'Italia in scala 1:100.000, foglio 220-Verbicaro), riferite all'Unità Alburno-Cervati da BIGI *et alii* (1983) ed inserite nell'Unità Pollino-Ciagola da IANNACE *et alii* (2004).

Le rocce carbonatiche dell'Unità Bulgheria-Verbicaro sono anche in questo settore, verso Est, in contatto tettonico con i terreni della Formazione del *Flysch* del Lao; quest'ultima formazione costituisce in tutta l'area il blocco di letto di faglie dirette.

Le rocce metamorfiche dell'Unità Diamante- Terranova costituiscono il rilevo di S. Giovanni, situato alle spalle del promontorio di Capo Scalea, dove sono in contatto per sovrascorrimento sui terreni della Formazione del *Flysch* del Lao (IANNACE *et alii*, 2004).

Depositi quaternari di spessore rilevante sono presenti a Carpini ed in prossimità della foce del fiume Lao, dove si rinvengono successioni che raggiungono in affioramento anche 100 m di spessore. (Pianao della Suvareta). In altri punti dell'area, i depositi quaternari sono, invece, per lo più rappresentati da placche di depositi marini di ridotto spessore.

6.2 Analisi stratigrafica e geomorfologica delle successioni del Pleistocene inferiore e medio

6.2.1 Analisi stratigrafica delle successioni marine e continentali

L'analisi stratigrafica ha interessato successioni di depositi affioranti, fatta eccezione per la successione di Carpini (situata nel settore nordoccidentale dell'area), esclusivamente nel settore meridionale dell'area, in prossimità della foce del fiume Lao.

Su diverse delle unità argillose e sabbiose di queste successioni, come sopra detto, sono state condotte analisi delle associazioni a nannofossili calcarei ed a foraminiferi bentonici e plantonici ed analisi polliniche, al fine di dare una connotazione bisostratigrafica e paleoambientale ai sedimenti.

Analisi di *facies* hanno, inoltre, interessato alcune delle successioni affioranti, allo scopo di determinare il loro ambiente di sedimentazione. Misure paleomagnetiche sono, infine, state condotte sulle argille della successione di Fornaci S. Nicola.

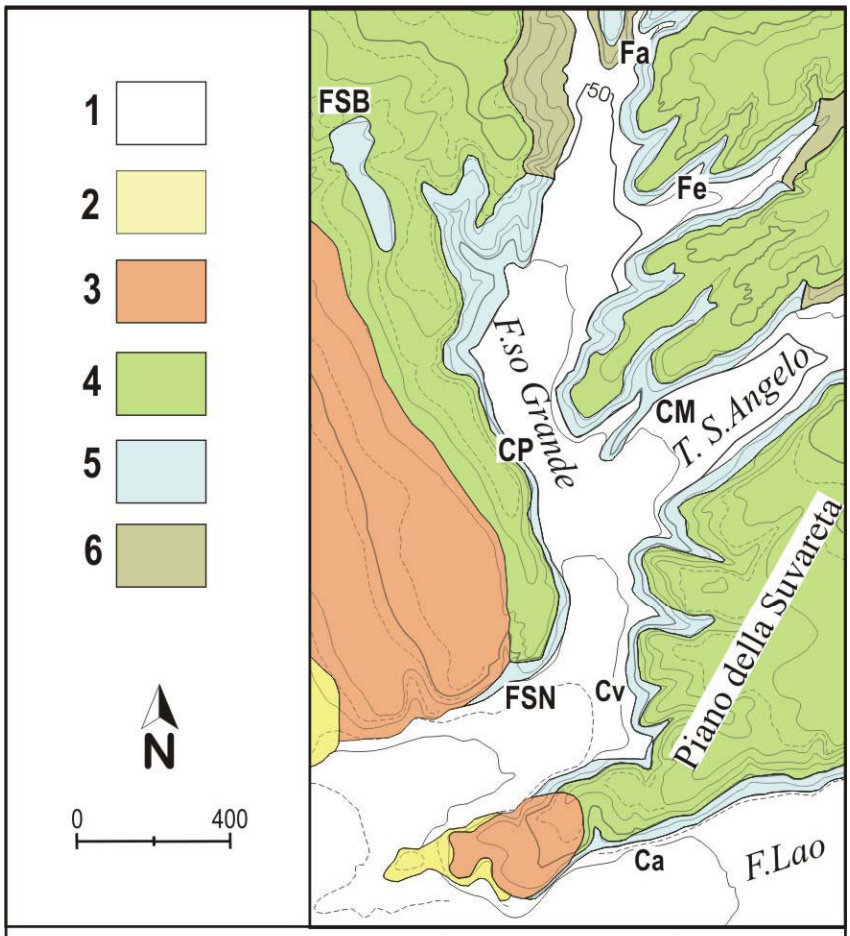
Le analisi delle associazioni a nannoflora sono state effettute dalla Dott.ssa P. Esposito (Dipartimento di Scienze della Terra-Università Federico II di Napoli); le analisi delle associazioni a foraminiferi dal Dott. V. Di Donato (Dipartimento di Scienze della Terra-Università Federico II di Napoli); le analisi polliniche dalla Dott. E. Russo Ermolli (Dipartimento di Scienze della Terra-Università Federico II di Napoli); le analisi di *facies* dal Dott. G. Robustelli (Dipartimento di Scienze della Terra-Università degli Studi della Calabria); le misure paleomagnetiche sono state effettuate dal Prof. M. Mattei (Università di Roma Tre).

6.2.1.1 *La successione di Fornaci S. Nicola*

La successione affiorante nei tagli di cava di Fornaci S. Nicola (fig. 6.2 e tav III), come anticipato, è stata oggetto di studio in passato da parte di diversi autori (COMPAGNONI *et alii* , 1969, CARBONI *et alii*, 1988; CAROBENE & DAI PRA ,1990).

I principali studi effettuati in passato su tale successione sono sintetizzati in tab. 3.5, dove sono riportate le sequenze di depositi riconosciute dai diversi Autori e la loro attribuzione cronologica.

La successione di Fornaci S. Nicola è costituita da depositi marini e continentali, affiora a partire da circa 35 m s.l.m. ed ha uno spessore complessivo di circa 35 m.



1- Alluvioni (OLOCENE); **2**- Ghiaie e sabbie marine dei terrazzi di 30 ms.l.m. (PLEISTOCENE MEDIO); **3**- Ghiaie e sabbie marine dei terrazzi di 60-50 m s.l.m. (PLEISTOCENE MEDIO) ;**4**- Ghiaie e sabbie fluviali delle successioni di Fornaci S. Nicola, C. Morganti e Suvareta 2 (PLEISTOCENE MEDIO); **5**- Argille, Argille sabbiose e biocalcareniti delle successioni di Fornaci S. Nicola, C. Morganti e Suvareta 2 (PLEISTOCENE MEDIO) **6**- Formazione del *Flysch* del Lao (MIOCENE); **FSN**=Fornaci S. Nicola; **Ca**=Canneta; **Cv**=cava fra f.te tommerla e f.te S. Angelo; **CM**= Casa Morganti; **CP**=Costa Pisola; **FSB**=Fornace S. Barbara; **Fe**=Felicetta;

Fig.6.2 Schema geologico dell'area prossima alla foce del fiume Lao

Nella parte bassa sono presenti delle argille marine grigio-azzurre che hanno strati inclinati di circa 10° verso SW e sono costituite da livelli particolarmente ricchi di gusci di molluschi. Queste argille passano verso l'alto bruscamente a delle biocalcareniti caratterizzate da discordanze progressive (fig. 6.3, 2 e foto 6.1). Le biocalcareniti presentano letti con malacofauna, tra cui abbondano gusci di pectinidi ed ostreidi; i gusci dei molluschi sono spesso isoorientati. Un livello di limi sabbiosi giallognoli (circa 1 m di spessore) è presente alla base delle biocalcareniti. Livelli di limi sabbiosi si rinvengono intercalati agli strati di biocalcareniti anche nella porzione di deposito stratigraficamente più alta (ovvero verso W).

Sia le argille che le biocalcareniti sono tiltate verso W.

A circa 50 m s.l.m. nel settore orientale del fronte di cava sulle argille marine (che raggiungono qui lo spessore massimo di circa 15 m) poggiano in contatto erosivo ghiaie e sabbie riferibili ad un ambiente di sedimentazione fluviale (vedi oltre).

Una superficie d'erosione taglia i depositi fluviali, le argille grigio-azzurre e le biocalcareniti. Al di sopra di tale superficie sono presenti ghiaie e sabbie marine (foto 6.2); il contatto erosivo tra queste ghiaie e sabbie marine e le sottostanti argille e biocalcareniti avviene a circa 45 m s.l.m., (fig 6.3, 1; fig. 6.4; fig. 6.5). Le ghiaie e sabbie marine hanno in affioramento uno spessore complessivo di 9-8 m e costituiscono un terrazzo deposizionale riferibile all'ordine di 60-50 m s.l.m. (cfr. p 6.2.2.2).

Sulle argille e le biocalcreniti, come già anticipato sopra, sono state effettuate analisi paleontologiche (Dott. V. Di Donato e Dott. P. Esposito) e polliniche (Dott. E. Russo Ermolli) e misure paleomagnetiche (Prof. M. Mattei).

Analisi di *facies* sono state effettuate dal Dott. G. Robustelli sui depositi fluviali e su depositi del terrazzo marino di 60-50 m s.l.m..

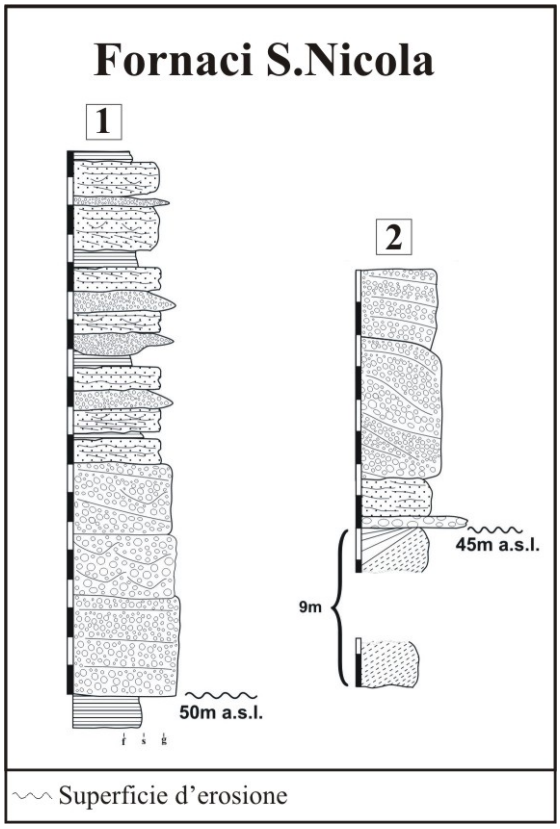


Fig.6.3 Sezioni dei depositi della successione di Fornaci S. Nicola (figura di G. Robustelli)

foto 6.1 Biocalcareniti affioranti nei tagli di cava di Fornaci S. Nicola

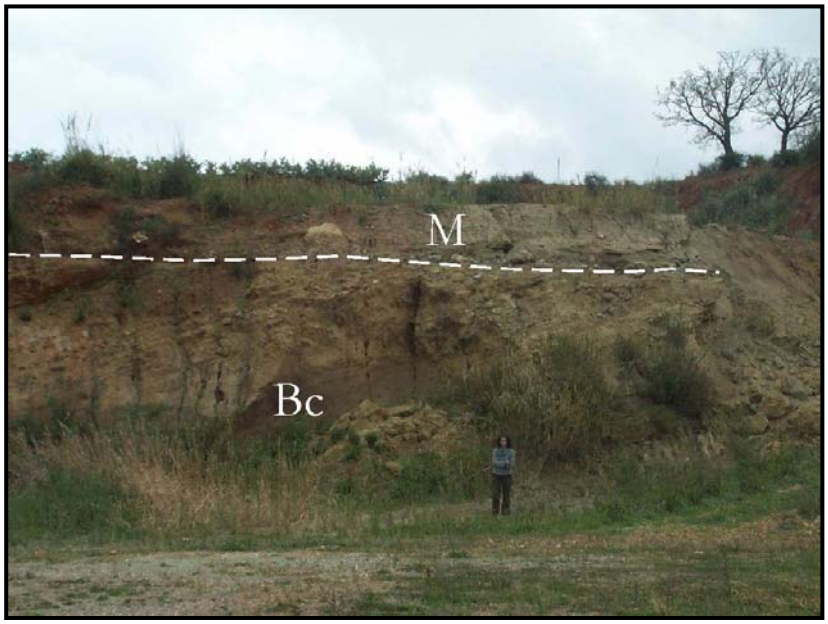


foto 6.2 contatto tra le biocalcareniti (Bc) ed i depositi marini (M) del terrazzo di 60-50 m s.l.m..

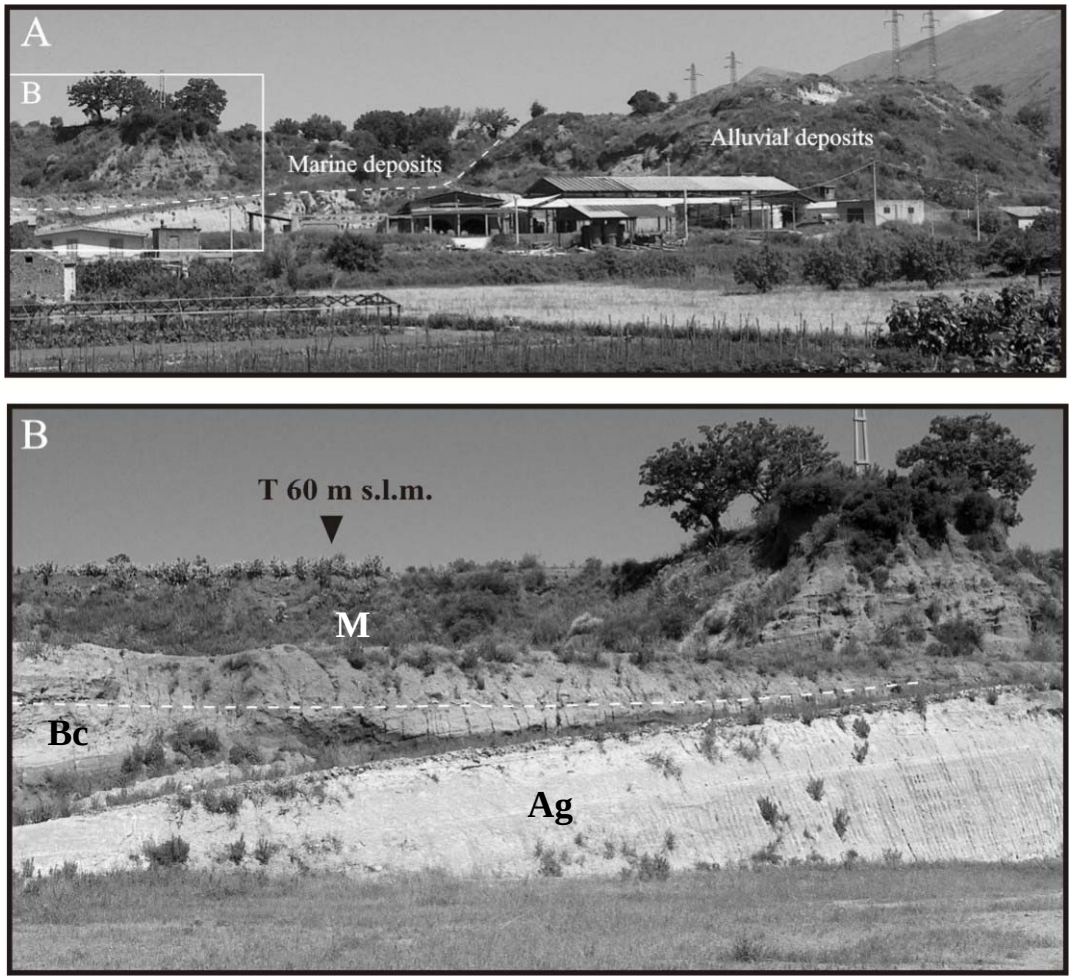


Fig.6.4 Depositi affioranti nei tagli di cava di Fornaci S. Nicola; in B zoom sul contatto tra argille (Ag) e biocalcareniti (Bc) ed i depositi del terrazzo marino (M) di 60-50 m s.l.m.

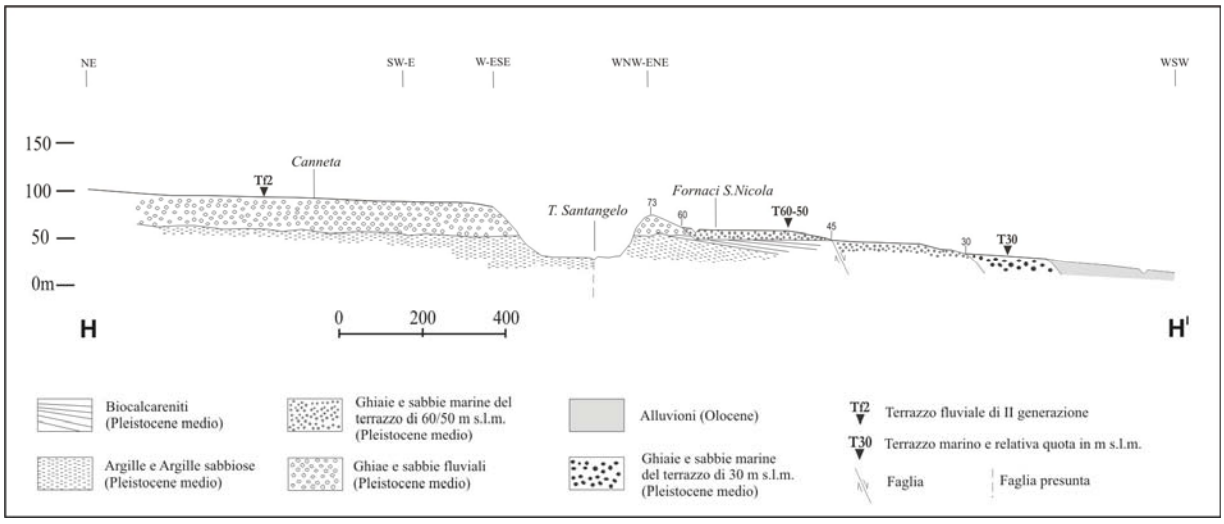


Fig.6.5 Sezione geologica attraverso Piano della Suvareta e Fornaci S. Nicola. (Ubicazione in tav. III)

LE ARGILLE E LE BIOCALCARENITI

Le argille e le biocalcareniti sono riferibili a due ambienti di sedimentazione marina differenti. In particolare, le caratteristiche macroscopiche delle biocalcareniti indicano che tale deposito si è deposto con un livello del mare caratterizzato, rispetto a quello responsabile della messa in posto delle argille, da minore profondità. Questa diminuzione di profondità è confermata anche dalle analisi delle associazioni a foraminiferi bentonici (vedi oltre). La fine della sedimentazione delle argille ed il brusco passaggio alla sedimentazione delle biocalcareniti è inquadrabile, dunque, nell'ambito di una regressione del livello marino.

Le analisi micropaleontologiche e polliniche sono state effettuate su 6 campioni (da FSN1 a FSN6, dal basso verso l'alto) prelevati dalle argille grigio-azzurre e su un campione (FSN7) prelevato dai limi gialli presenti alla base delle biocalcareniti (fig. 6.6).

Le misure del paleomagnetismo sulle argille sono state eseguite su due campioni (C1 e C2) prelevati a quote differenti. Tali misure hanno dato come risultato un magnetismo a polarità normale (Prof. M. Mattei, comunicazione personale).

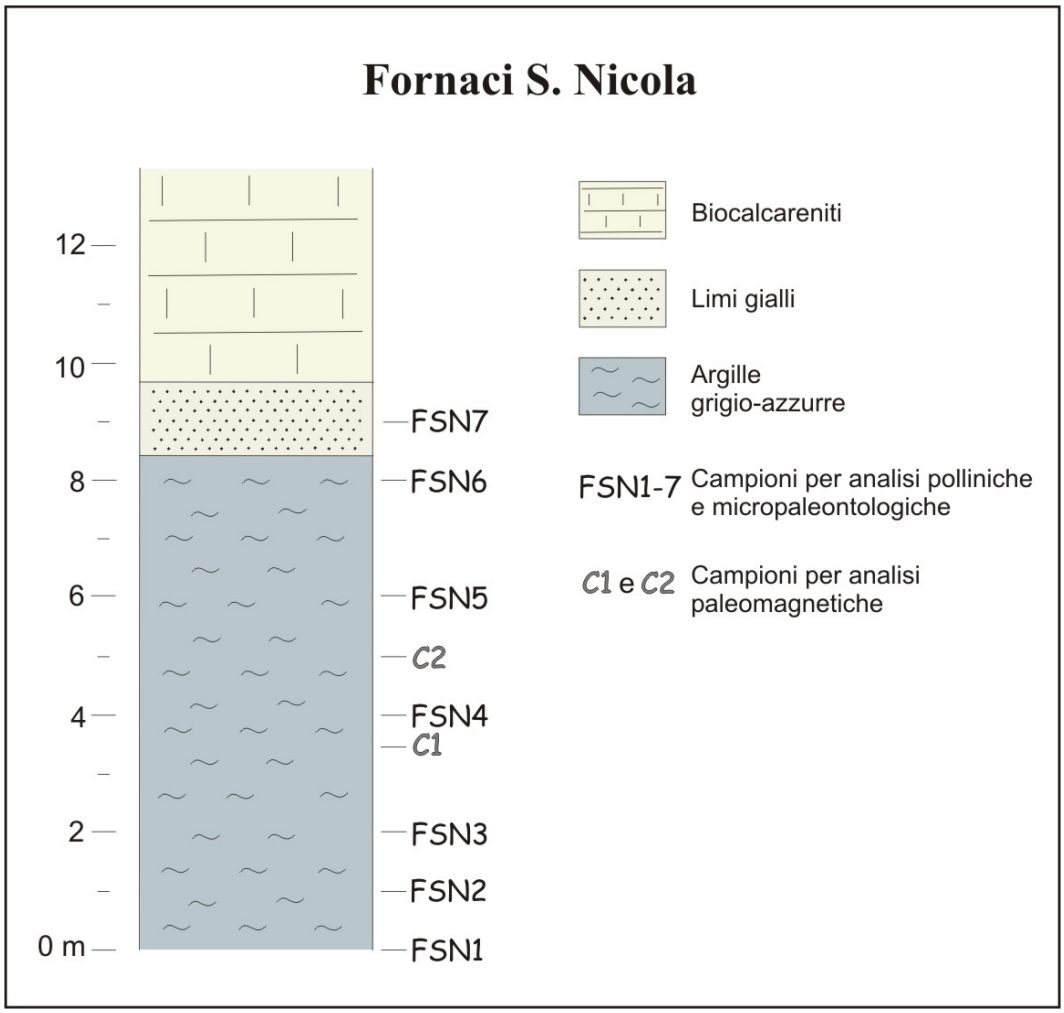


Fig.6.6 Colonna stratigrafica delle argille e delle biocalcareniti di Fornaci S. Nicola con ubicazione dei campioni prelevati

Analisi Pollinica (a cura della Dott.ssa E. Russo Ermolli)

L'analisi pollinica della serie di campioni da FSN1 a FSN6 ha fornito uno spettro pollinico significativo; il campione FSN 7 è, invece, risultato sterile. I risultati dell'analisi sono mostrati in un dettagliato diagramma pollinico, dove i *taxa* riconosciuti mostrano la loro variazione in percentuale rispetto alla profondità (fig. 6.7)

La percentuale dei pollini arborei, sempre al di sopra del 70% (curva AP/Tot in fig. 6.7), è indicativa dell'esistenza di un paesaggio densamente ricoperto da foreste (HEIM, 1970; REILLE, 1975; RUSSO ERMOLLI, 1995), tipico, a queste latitudini, dei periodi interglaciali caldi ed umidi (SUC *et alii*, 1995).

I principali *taxa* arborei sono *Pinus* spp ed *Abies*, che sono entrambi granuli bisaccati appartenenti alla famiglia delle Pinaceae.

Pinus spp è comunemente abbondante nei sedimenti marini (HOOGHIEMSTRA & AGWU, 1986; HOOGHIEMSTRA, 1987; RUSSO ERMOLLI & DI PASQUALE, 2002) dove questo *taxon* è spesso sovrarappresentato a causa della sua dispersione su lunghe distanze. *Abies*, invece, anche se abbondantemente prodotto, è scarsamente distribuito (BEAULIEU, 1977; REILLE, 1975; GUIDO & MONTANARI, 1991). L'alta percentuale di quest'ultimo *taxon* è, dunque, legata alla sua ampia rappresentazione nel paesaggio. *Abies* è dominante nella fascia delle foreste di alta quota dell'Appennino meridionale durante i periodi interglaciali del Pleistocene medio iniziale, mentre *Fagus* costituisce solo un elemento secondario (RUSSO ERMOLLI, 1994). L'abbondanza di *Abies* nello spettro pollinico suggerisce, quindi, la presenza di un rilievo di notevole altezza non lontano dalla costa di Scalea già durante la deposizione delle argille marine. La crescita della percentuali di *Abies* e *Fagus* osservabile nei campioni FSN4 e FSN5 può indicare una fase di diminuzione delle temperature con il mantenimento di un'elevata umidità atmosferica, che si traduce in un estensione della fascia delle foreste di alta quota.

Oltre alle Pinaceae, un altro *taxon* arboreo abbondante è *Quercus* deciduo che in Apennino meridionale è l'elemento più comune delle foreste caducifoglie a partire deal Pleistocene inferiore (RUSSO ERMOLLI, 1994; KARNER *et alii*, 1999; MUNNO *et alii*, 2001; RUSSO ERMOLLI & DI PASQUALE, 2002). Altri elementi della foresta caducifoglie presenti sono *Carpinus*, *Ulmus* e *Acer*.

Due granuli di *Carya* sono presenti nel campione FSN2; a causa della loro scarsa presenza, questo dato va considerato con cautela. L'ultima comparsa di questo genere in Appennino meridionale si registra durante lo *stage 11* della stratigrafia isotopica dell'ossigeno nel bacino del Vallo di Diano (BRANCACCIO *et alii*; 1998). I campioni FSN1 e FSN2 registrano anche la rare presenza di Taxodiaceae, *Cedrus* e *Tsuga*. Anche in questo caso, la presenza di questi elementi esotici è talmente sporadica che il loro significato deve essere considerato con circospezione. *Tsuga*, che è molto abbondante nel Pleistocene inferiore, non è presente nei sedimenti del tardo Pleistocene medio del Vallo di Diano, la cui età è compresa tra lo *stage 15* e lo *stage 11* (BRANCACCIO *et alii*; 1998). Le Taxodiaceae sembrano non sopravvivere allo *stage 12*; la loro ultima

rara comparsa è stata registrata all'inizio dello *stage 13* nel bacino del Vallo di Diano (RUSSO ERMOLLI, 1994; KARNER *et alii*, 1999). *Cedrus* è ancora presente durante gli *stages 9* e *8* nel bacino di Acerno (MUNNO *et alii*, 2001).

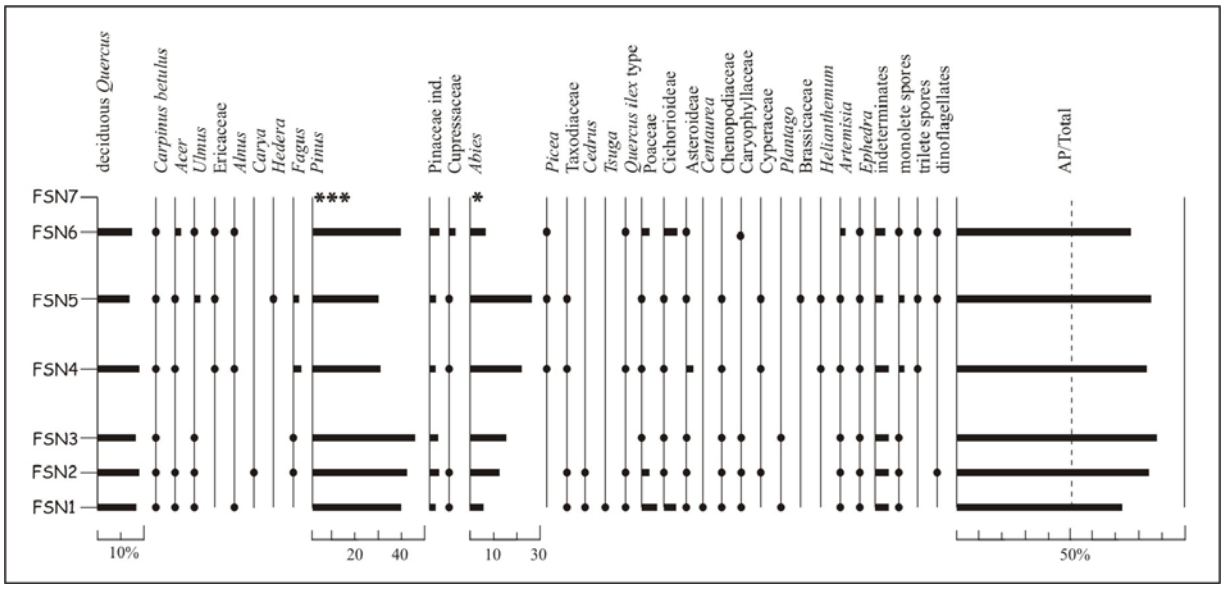


Fig.6.7 Diagramma pollinico delle argille e biocalcareniti di Fornaci S. Nicola

Analisi paleontologiche

E'stata condotta un'analisi biostratigrafica integrata basata sullo studio dei foraminiferi plantonici e dei nannofossili calcarei.

Le associazioni a **foraminiferi platonic**i (analisi a cura del Dott. V. Di Donato) rinvenute sono riportate in tab 6.1. Nei campioni FSN2, FSN4 ed FSN6 è presente *Globorotalia truncatulinoides excelsa*.

Per le analisi delle associazioni a nannoplancton sono stati utilizzati i metodi di preparazione in laboratorio standard, con preparazione di *smear slide.*
I campioni sono stati osservati al microscopio ottico a 1200x. Alcuni campioni sono stati, inoltre, osservati al microscopio a scansione elettronica per meglio evidenziare le strutture di alcune specie. In particolare, l'osservazione al microscopio elettronico è stata condotta principalmente per il genere *Gephyrocapsa*, estremamente importante per l'intervallo stratigrafico studiato (Pleistocene).
La classificazione delle Gephyrocapsidae usata segue i criteri morfometrici di RAFFI *et alii* (1993) dove la medium-size *Gephyrocapsa* include le Gephyrocapsidae del Pleistocene inferiore e medio di 4-5,5 μm. All'interno di questo gruppo sono state distinte *Gephyrocapsa oceanica* s.l. (*sensu* RIO, 1982) e *Gephyrocapsa omega*; quet'ultima corrisponde alle Gephyrocapsidae › 4 μm con un'area centrale aperta ed un ponte allineato con l'asse corto del placolite.

Le associazioni a **nannoplancton** (analisi e commento a cura della Dott.ssa P. Esposito) sono caratterizzate dalla presenza di *Pseudoemiliana lacunosa, Gephyrocapsa oceanica* s.l. (*sensu* RIO, 1982) e *Gephyrocapsa omega.*

La *first occurence* di *Gephyrocapsa omega* ed il contemporaneo rientro nel Mediterraneo delle medium-sized Gephyrocapsidae. al passaggio tra il Pleistocene inferiore e medio, è diacrona dall'Oceano Atlantico al Mediterraneo e dal Mediterraneo occidentale a quello orientale. Questo evento che definisce il passaggio tra la Zona a small *Gephyrocapsa* e la Zona a *Pseudoemiliania lacunosa* (RIO *et alii,* 1990), è registrato nel Mediterraneo tra lo *stage 26* ed il *25* (CASTRADORI, 1993; DE KAENEL *et alii*, 1999; RAFFI, 2002; MAIORANO *et alii*, 2004). *Gephyrocapsa omega* è ancora presente negli oceani aperti, ma la sua *last occurrence* nel Mediterraneo si registra a circa 0,58 Ma (CASTRADORI, 1993) e si correla con lo *stage 15* nei Siti 964 (SPROVIERI *et alii*, 1998), 977 e 967 (MAIORANO *et alii*, 2004).

La presenza di *Gephyrocapsa omega* in tutti i campioni analizzati induce a riferire l'associazione a nannofossili alla Zona a *Pseudoemiliania lacunosa* di RIO *et alii* (1990). In particolare, in base a quanto sopra esposto, un'età compresa tra il passaggio fra lo *stage 26* ed il *25* (circa 0,95 Ma) e lo *stage 15* (0,58 Ma) può essere dedotta per le argille e le biocalcareniti.

La polarità normale registrata nelle argille restringe ulteriormente questo intervallo temporale, indicando un'età compresa tra lo *stage 19* (limite inferiore del crono Brunhes- 0,78 Ma) e lo *stage 15* (*last occurrence* di *Gephyrocapsa* omega- 0,58 Ma) per tali depositi. La relativa scarsa abbondanza di *Gephyrocapsa omega* nei campioni analizzati e, più in generale, delle medium-sized Gephyrocapsidae è in accordo con tale attribuzione cronologica. MAIORANO & MARINO (2004) osservano, infatti, un loro impoverimento nel Mediterraneo al di sopra dello *stage 20*.

Le argille e le biocalcareniti si sono, dunque, deposte all'inizio del Pleistocene medio. In particolare, un riferimento allo *stage 19* è ipotizzabile per le argille. La deposizione delle biocalcareniti, che sono discordanti rispetto alle sottostanti argille, può essersi verificata in un successivo *stage* isotopico (*stage 17*), in concomitanza con una variazione eustatica del livello marino, nell'ambito di una costa soggetta ad *uplift*[52]. Non sono, però, del tutto da escludere ipotesi alternative, quali quella che vede avvenire la deposizione delle biocalcareniti ancora nel corso dello *stage 19*, nell'ambito di una regressione indotta da *uplift*, o quella che considera la regressione responsabile della loro deposizione semplicemente di natura eustatica.

L'attribuzione di questi depositi alla parte basale del Pleistocene medio è confermata anche dall'analisi pollinica (vedi sopra).

[52] Tale ipotesi si basa sulla considerazione che, in altri punti della costa, depositi analoghi costituiscono terrazzi marini deposizionali situati a quote più basse rispetto a quelli a cui si correlano le argille (cfr p.6.2.2.1).

	cm1	cm2	fe1	fsb1	fsn1	fsn2	fsn3	fsn4	fsn5	fsn6	fsn7	sv1	sv2	sv3	svd1	svd2
Globigerina bulloides	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x		x	x		x	x
Globigerinella siphonifera							x	x							x	
Globigerinita glutinata					x				x							
Globigerinoides conglobatus												x				
Globigerinoides ruber	x	x	x	x	x		x	x	x	x	x		x	x	x	x
Globigerinoides sacculifer	x	x	x			x					x					
Globorotalia inflata	x	x	x	x	x		x	x	x	x	x	x	x		x	x
Globorotalia scitula		x		x											x	
Globorotalia truncatulinoides excelsa						x		x		x		x				
Globorotalia truncatulinoides truncatulinoides															x	
Globoturborotalita rubescens												x				
Neogloboquadrina dutertrei	x					x			x	x						
Neogloboquadrina pachyderma	x	x	x		x	x			x			x	x	x	x	x
Orbulina universa	x	x	x		x	x	x	x		x	x	x	x	x	x	x
Turborotalita quinqueloba	x	x	x	x		x	x	x	x	x	x	x		x		x
Hyalinea baltica		x	x												x	x

tab. 6.1Tabella dei foraminiferi plantonici rinvenuti nei campioni di argille, argille sabbiose e limi prelevati nell'area

Va detto che il passaggio tra il Pleistocene inferiore e medio si situa, secondo alcuni Autori (CITA & CASTRADORI, 1994), in prossimità dello *stage 25* (ultimo *stage* caldo prima dell'inizio del Pleistocene glaciale), in corrispondenza della parte superiore dell'evento magnetico Jaramillo, piuttosto che al passaggio Brunhes-Matuyama, ovvero a 0,95 Ma, piuttosto che a 0,781 Ma. Esiste, tuttavia, ancora un generale consenso nel far corrispondere questo passaggio con l'inversione magnetica B/M (RICHMOND, 1996; GRADSTEIN *et alii*, 2004). Anche in tale sede è stata, dunque, considerata come base del Pleistocene medio l'inversione magnetica B/M, situata in prossimità dello *stage 19*; tale *stage* è, quindi, da considerarsi come il più antico del Pleistocene medio.

Analisi quantitative delle associazioni a **foraminiferi bentonici** (a cura del Dott. V. Di Donato) sono state effettuate al fine di caratterizzare le argille e biocalcareniti da un punto di vista paleoambientale. Tali analisi sono state condotte sulla frazione >106 micron.

I campioni di argille sono caratterizzati dall'abbondanza di *Valvulineria bradyana.* La maggiore abbondanza di questa specie (circa il 48%) si registra nel campione più basso (FSN1). La sua percentuale è sempre al di sopra del 15%, fatta eccezione per il campione FSN5. Le associazioni sono anche caratterizzate dalla relativa abbondanza di *Neoconorbina* spp. (principalemente *Neoconorbina terquemi*), *Bulimina elongata*, *Rosalina* spp., *Buliminella multicamera*,

Quinqueloculina stelligera, Cibicides lobatulus, Ammonia beccarii, Miliolinella subrotunda, Bolivina spathulata, Bolivina catanensis.

Nel Mediterraneo *Valvulineria bradyana* è attualmente presente nei fanghi del circalittorale e dell'epibatiale (SGARRELLA & MONCHARMONT ZEI, 1993) ed è caratteristica dei "Vases Terrigènes Côtières" (BLANC-VERNET, 1969). *Bulimina elongata* raggiunge le massime abbondanze nei sedimenti fangosi dell'infralittorale e del circalittorale al di sotto di 80 m (SGARRELLA & MONCHARMONT ZEI, 1993). Le specie appartenenti al genere *Rosalina* spp. sono principalmente presenti nei fondali dell'infralittorale vegetato. *Neoconorbina terqemi* è presente nei fondali detritici infralittorali e circalittorali (BLANC-VERNET, 1969). *Buliminella multicamera* è attualmente segnalata solo nel Medditerranoe nord-occidentale (BIZON & BIZON, 1984).

Sulla base delle suddette considerazioni, le associazioni rinvenute nelle argille possono essere legate ad un ambiente circalittorale. La relativa abbondanza di specie comunemente abbondanti negli ambienti infralittorali, come *Ammonia beccarii* e *Rosalina* spp., evidenzia un leggero spiazzamento delle associazioni.

Il campione prelevato dalle biocalcareniti (FSN7) è caratterizzato dall'aumento di specie tipiche dei fondali sabbiosi dell'infralittorale come *Ammonia beccarii, Ammonia tepida, Buccella granulata* and *Elphidium crispum* (SGARRELLA & MONCHARMONT ZEI, 1993), mentre l'abbondanza di *Valvulineria bradyana* diminuisce bruscamente. Tale associazione evidenzia una diminuzione delle paleoprofondità rispetto alle associazioni rinvenute nelle sottostanti argille.

I DEPOSITI FLUVIALI (Analisi di facies a cura del Dott. G. Robustelli)

La parte basale di questi depositi (fig. 6.3) è costituita da ghiaie a matrice sabbiosa, da moderatamente a scarsamente selezionate, a tessitura clastosostenuta. Le ghiaie sono organizzate in strati centimetrici tabulari a base erosiva ed estesi lateralmente fino alla scala dell'affioramento, inclinati fino a 15°. Tali ghiaie passano verso l'alto e lateralmente a ghiaie a stratificazione incrociata concava e a stratificazione incrociata planare.

Le ghiaie a stratificazione concava sono caratterizzate da più unità canalizzate con ampiezza fino a 1,5 m e profondita fino a 0,6 m. Le ghiaie a stratificazione incrociata planare sono moderatamente selezionate, clastosostenute e organizzate in strati tabulari costituiti da alternanze di livelli a differente granulometria. I contatti basali sono netti ma non erosivi. Verso l'alto tali ghiaie passano ad una successione costituita prevalentemente da un'alternanza di *facies* sabbiose, strati tabulari ghiaiosi e livelli limo-argillosi grigio-giallastri, affiorante per circa 8m. Le ghiaie sono moderatamente selezionate, organizzate in unità tabulari a base erosiva, spesse fino a circa 1 m ed estese lateralmente fino alla scala dell'affioramento. Le sabbie presentano stratificazione incrociata concava, laminazione piano-parallela e laminazione planare. I livelli limoso-argillosi sono massivi o presentano laminazione piano parallela, con rare tracce di radici e di pedogenesi.

L'associazione di facies descritta è riferibile ad un sistema fluviale di tipo *braided*.

Le *facies* ghiaiose inferiori sono rappresentative della deposizione e migrazione di barre ghiaiose nell'ambito di un sistema fluviale ad alta energia di tipo *braided* (MIALL, 1977; RUST, 1978; COLLINSON, 1986; MIALL, 1996). Le sovrastanti ghiaie a stratificazione incrociata sono rappresentative della rapida migrazione e del rapido riempimento di canali. La parte alta delle successione, affiorante per circa 8 m, è rappresentativa di depositi di una piana alluvionale, caratterizzata talora dalla formazione di canali nella parte del sistema fluviale inattiva a causa della migrazione del canale principale (JO *et alii*, 1997; VINCENT, 2001).

La deposizione di questi sedimenti fluviali è inquadrabile nell'ambito di un abbassamento eustatico del livello marino, in concomitanza con una fase glaciale. Tale regressione eustatica, che è occorsa successivamente alla deposizione delle argille e delle biocalcareniti e che è stata probabilmente anche responsabile della loro emersione, è forse stata accompagnata inizialmente da *uplift*.

La messa in posto dei depositi fluviali è probabilmente legata all'attività di un corso d'acqua drenante un'area all'incirca coincidente con quella attualmente attraversata dal fiume Lao (un "paleolao"). Non è, però, da escludere un contributo importante da parte di un corso d'acqua orientato circa N-S, come l'attuale corso d'acqua di F.so Grande.

Da un punto di vista cronologico, le ghiaie e sabbie fluviali sono inquadrabili ancora nell'ambito del Pleistocene medio (cfr. anche p. 6.2.2.2); un loro riferimento allo *stage 16*[53] è ipotizzabile, in base ai rapporti di cronologia relativa con le argille e le biocalcareniti.

I DEPOSITI MARINI DEL TERRAZZO DI 60-50 M S.L.M.

La superficie di erosione che taglia i depositi fluviali, le argille grigio-azzurre e le biocalcareniti, sulla quale sono impostati i depositi del terrazzo di circa 60 m s.l.m. è interpretabile come una superficie trasgressiva. La base della trasgressione (fig. 6.3; fig. 6.5; foto 6.2) è marcata da un livello conglomeratico a ciottoli arrotondati, talora forati da litodomi, con dimensioni del diametro variabili, fino a diversi decimetri, presente nella parte bassa della successione costituente il terrazzo di 60-50 m s.l.m.. Questi conglomerati passano verso l'alto a sabbie (circa 1 m di spessore) caratterizzate da laminazione piano-parallela ed, in alcuni livelli, da laminazione incrociata. Rari frammenti di gusci di molluschi sono presenti all'interno delle sabbie.

Un campione (FSN11) prelevato da tali sabbie è risultato sterile.

Sulle sabbie affiorano, a costituire la restante parte della successione del terrazzo di 60 m s.lm., ghiaie marine. In particolare, nella porzione inferiore sono

[53] Tale *stage* è, per altro, rappresentato da un picco eustatico negativo piuttosto pronunciato nell'ambito della stratigrafia isotopica dell'ossigeno.

presenti livelli centimetrici, discordanti sulle sottostanti sabbie, caratterizzati da *foreset* a giacitura *offlap* veso W (ovvero verso mare). Tali livelli sono localmente gradati. Strati di ghiaie fini, ben classate e costituite da ciottoli ben arrotondati, talora a geometria cuneiforme, si alternano ai livelli più grossolani. Superiormente affiorano ghiaie prevalentemente fini e ben selezionate, organizzate in strati sottili e regolari debolmente inclinati. Un embriciamento con angolo di immersione diretto verso WSW è riconoscibile negli intervalli caratterizzati da clasti discoidali.

I depositi qui descritti sono nell'insieme riferibili ad un sistema costiero. In particolare, l'intervallo sabbioso è rappresentativo della *shorface*. Esso è interpretabile come il prodotto della migrazione di barre sommerse che risalgono il pendio della spiaggia, rappresentato dalla sequenza ghiaiosa sovrastante. Le due *facies* ghiaiose possono essere interpretate come depositi di *beachface* (CLIFTON, 1981; ETHRIDGE & WESCOTT, 1984; MASSARI & PAREA, 1988).

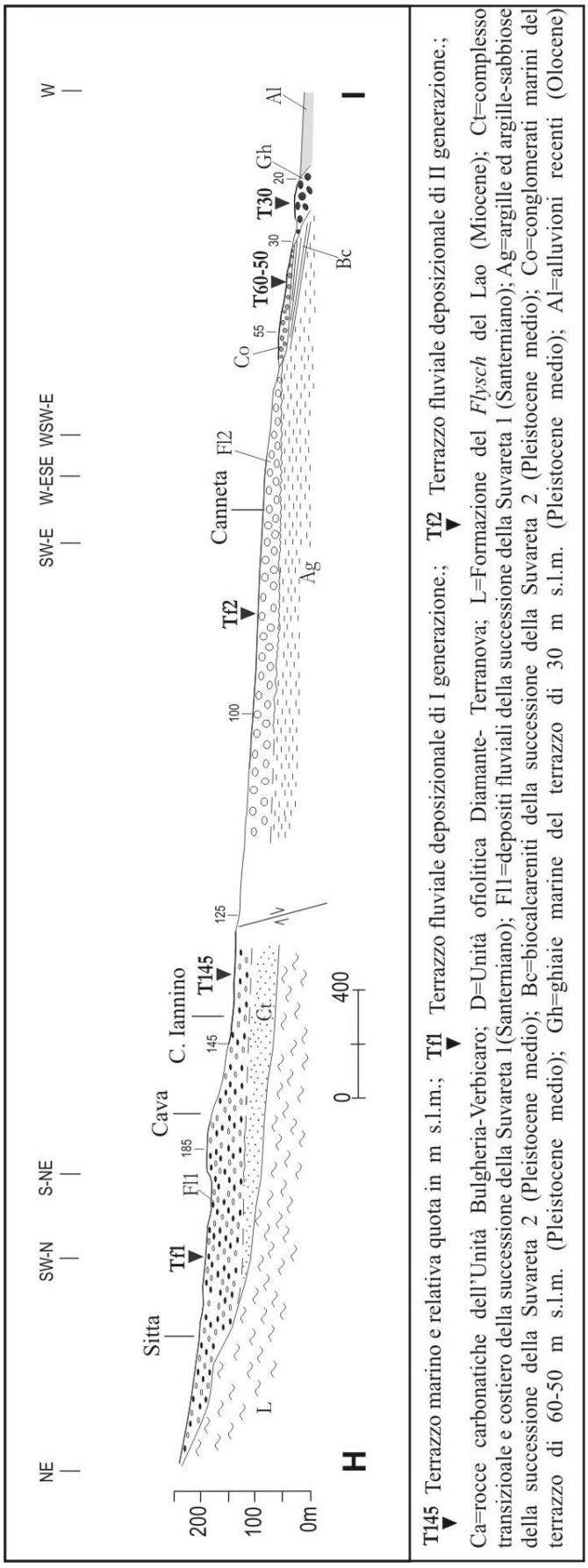
I rapporti di cronologia relativa fra questi depositi marini ed i depositi fluviali indicano che la loro deposizione è occorsa successivamente allo *stage 16*. La loro precisa attribuzione cronologica verrà discussa in dettaglio in seguito (cfr. p.6.2.2.2).

6.2.1.2 *Le successioni di Piano della Suvareta*

Le variazioni verticali e laterali delle *facies* dei depositi terrazzati che costituiscono il corpo deposizionale di Piano della Suvareta hanno permesso di distinguere al loro interno due differenti successioni fra loro diacrone. La successione più antica, a cui ci si riferisce in questa sede con il nome di successione della Suvareta 1, costituisce la porzione nordorientale del Piano della Suvareta (tav.III e fig. 6.8) ed è formata principalmente da sedimenti di ambiente deltizio ed alluvionale; la più recente, chiamata successione della Suvareta 2, costituisce la restante parte del corpo deposizionale ed è rappresentata da argille ed argille- sabbiose marine, nella parte bassa, su cui sono presenti, in contatto erosivo, depositi alluvionali.

L'esistenza di due successioni riferibili ad intervalli cronologici differenti è confermata anche dalle analisi biostratigrafiche, che indicano per campioni prelevati nelle due differenti serie età diverse (vedi oltre). Essa è, inoltre, suggerita anche dalla morfologia della superficie del Piano della Suvareta, la quale mostra porzioni caratterizzate da differente gradiente, ad indicare che la sua formazione non è riferibile ad un unico evento (cfr. p 6.2.2).

Il contatto fra le due successioni non è stato osservato, ma si ritiene che esso avvenga attraverso una faglia diretta orientata circa NW-SE, ovvero perpendicolarmente alla direzione in cui si sviluppa la superficie. L'esistenza di questo lineamento, responsabile del ribassamento di parte della successione della Suvareta 1, è messa in evidenza da una serie di scarpate che interessano la superficie tra 130 e 125 m s.l.m. e tra 110 e 105 m s.l.m. e dall'erosione differenziale che interessa i fianchi del corpo deposizionale, la quale indica il contatto fra terreni caratterizzati da diversa resistenza all'erosione.



T145 Terrazzo marino e relativa quota in m s.l.m.; **Tf1** Terrazzo fluviale deposizionale di I generazione.; **Tf2** Terrazzo fluviale deposizionale di II generazione.;

Ca=rocce carbonatiche dell'Unità Bulgheria-Verbicaro; D=Unità ofiolitica Diamante- Terranova; L=Formazione del *Flysch* del Lao (Miocene); Ct=complesso transizioale e costiero della successione della Suvareta 1(Santerniano); Fl1=depositi fluviali della successione della Suvareta 1 (Santerniano); Ag=argille ed argille-sabbiose della successione della Suvareta 2 (Pleistocene medio); Bc=biocalcareniti della successione della Suvareta 2 (Pleistocene medio); Co=conglomerati marini del terrazzo di 60-50 m s.l.m. (Pleistocene medio); Gh=ghiaie marine del terrazzo di 30 m s.l.m. (Pleistocene medio); Al=alluvioni recenti (Olocene)

Fig.6.8 Sezione geologica attraverso la superficie di Piano della Suvareta (scala delle altezze raddoppiata; ubicazione in tav. III)

LA SUCCESSIONE DELLA SUVARETA 1

L'osservazione della successione delle Suvareta 1 è stata resa possibile grazie all'ampliamento del fronte di una cava situata nel settore nordorientale di Piano della Suvareta (foto 6.3), lungo il fianco destro della valle del fiume Lao. Qui in appoggio sul substrato costituito dai terreni della formzione del *Flysch* del Lao, a partire da circa 80 m s.l.m., si rinviene una successione costituita da depositi riferibili ad ambienti costiero, deltizio ed alluvionale, raggruppabili in sei diverse associazioni di *facies*[54] (fig. 6.9).

foto 6.3 Tagli della cava situata nel settore nordorientale di Piano della Suvareta

La successione, la cui parte alta è stata osservata lungo la strada che attraversa la superficie di Piano della Suvareta, ha uno spessore complessivo di circa 100 m e presenta evidenze di tettonica sinsedimentaria, rappresentate principalmente da faglie orientate circa N120.

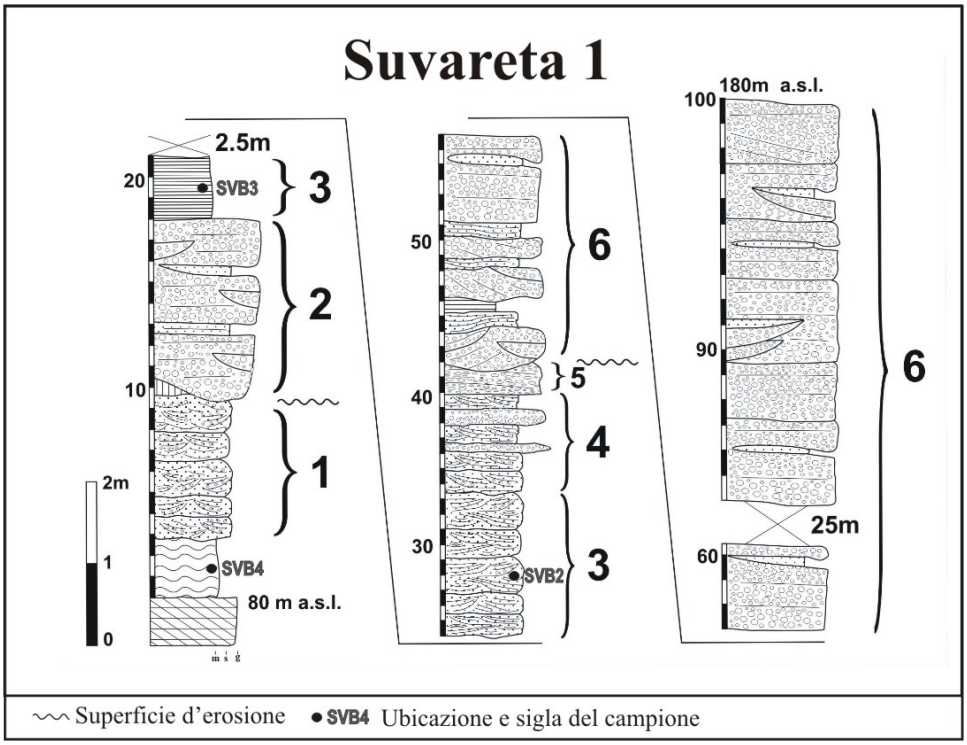


Fig.6.9 Sezioni dei depositi della Successione della Suvareta 1 (figura originale di G. Robustelli)

[54] Anche per questa successione le analisi di *facies* sono state effettuate dal Dott. G. Robustelli

La porzione inferiore della successione, affiorante tra circa 80 e 110-120 m s.l.m. (1-5 in fig. 6.9), caratterizzata da un'alternanza di depositi di barra di foce, fluviali e costieri, indicanti diverse oscillazioni del livello marino (marcate da regressioni e trasgressioni), è, per semplicità, indicata in fig. 6.8 come "complesso transizionale e costiero" della successione della Suvareta 1.

Nella parte bassa per circa 3 m affiorano argille marine grigie che passano verso l'alto ad un intervallo dello spessore complessivo di circa 7-8 m (1 in fig. 6.9), caratterizzato da un'alternanza di sabbie medie e grossolane a laminazione incrociata a festoni e di sabbie a laminazione parallela e dalla presenza di numerose superfici di erosione, marcate da letti di gusci di molluschi e da clasti pelitici. Il contatto fra le argille e le sovrastanti sabbie è marcato da una superficie netta, ma non erosiva.

Un campione prelevato dalle argille (SVB4) è risultato sterile alle analisi micropaleontologiche.

Le sabbie medie e grossolane con ciottoli sono riferibili ad una ambiente di barra di foce. Gli strati a laminazione incrociata indicano deposizione ad opera di flussi d'acqua poco profondi che si spostano molto rapidamente, provenienti dai canali secondari di un corso d'acqua, durante i periodi caratterizzati da condizioni di piena, da moderate ad intense (GHIBAUDO, 1975; WOOD & ETHRIDGE, 1988; RASMUSSEN, 2000; SOHN & SON, 2004).

In contatto erosivo sui depositi di barra di foce, è presente un'alternanza di ghiaie stratificate, da fini a grossolane, a tessitura clastosostenuta, e di sabbie stratificate (2 in fig. 6.9). Il contatto è in alcuni punti marcato da un paleosuolo rosso-bruno sviluppato sulle sabbie di barra di foce.

Gli strati di ghiaie, che presentano talora gradazione normale, hanno una geometria tabulare. Le sabbie, da fini a grossolane, presentano localmente laminazione piano parallela.

I depositi descritti sono riferibili ad un ambiente di sedimentazione fluviale. Le ghiaie stratificate a geometria tabulare sono da legare alla formazione e migrazione di barre all'interno di un letto fluviale ad alta energia di tipo *braided* (MIALL, 1977; RUST, 1978; COLLINSON, 1986; MIALL, 1996). I livelli sabbiosi intercalati sono rappresentativi della deposizione di flussi ad elevato carico sedimentario durante la fase decrescente della piena (MAIZELS, 1993; JO *et alii*, 1997; JO & CHOUGH, 2001).

Sulla successione fluviale, in contatto netto, ma non erosivo, affiorano per circa 3 m argille grigie con intercalati sottili livelli limosi e caratterizzate, in alcuni punti, dalla presenza di materia organica e resti vegetali (3 in fig. 6.9).

Un campione (SVB3) prelevato da queste argille è risultato costituito da un associazione ad Ostracodi, con *Ilyocypris bradyi* (SARS) (abbondante) *Candona angulata* (MÜLLER) (abbondante) e *Herpetocypris chevreuxi* (SARS) (raro),

propria di acque dolci o oligohaline, vegetate ed ossigenate (Prof. G. Ciampo; comunicazione personale).

Verso l'alto le argille passano ad un intervallo di sabbie da fini a grossolane, caratterizzato da un'alternanza di livelli laminazione incrociata a festoni, incrociata tabulare e a laminazione parallela, con evidenti superfici di erosione. Il contatto fra queste sabbie e le sottostanti argille non è visibile. Piccoli ciottoli e frammenti di conchiglie sono dispersi in più punti all'interno delle sabbie o allineati lungo i *foreset*. Le direzioni di flusso indicano paleocorrenti dirette sia verso Ovest che verso Est.

foto 6.4 Sabbie a stratificazione incrociata della successione della Suvareta 1 da cui è stato prelevato il campione SVB2 per le analisi micropaleontologiche

La presenza all'interno delle argille di una microfauna indicativa di acque dolci od oligohaline consente di riferirle ad un ambiente di sedimentazione rappresentato da una laguna delimitata verso mare da un cordone sabbioso. Le sovrastanti sabbie possono essere interpretate come depositi trasgressivi rappresentativi della rielaborazione di sedimenti di barra di foce ad opera del moto ondoso. La stratificazione incrociata bidirezionale è interpretabile come il risultato della migrazione di un sistema di barre (DUPRÈ, 1984; MASSARI & PAREA, 1988) in ambiente di *shoreface* caratterizzati da energia da moderata ad elevata.

Un campione (SVB2) prelevato dalle sabbie (foto 6.4), sterile per le analisi del contenuto di foraminiferi, ha fornito un'associazione a coccoliti piuttosto povera con presenza di *Gephyrocapsa oceanica* s.l. (*sensu* Rio, 1982). La presenza di *G. oceanica* s.l., la cui *first occurrence* segna la base della Zona a *Calcidiscus macintyrei* di RIO *et alii* (1990), indica per il campione un'età non più antica di 1,8 Ma, ovvero non più antica del Pleistocene inferiore basale. Un'età almeno Santerniana può, dunque, essere ipotizzata per tale campione.

La *facies* sabbiosa descritta passa superiormente e lateralmente, verso Est, a ghiaie a tessitura clastosostenuta (4 in fig 6.9), organizzate in nastri ciottolosi a base netta ed erosiva, cui si alternano sabbie a stratificazione piano parallela ed incrociata a basso angolo. Le ghiaie presentano talora gradazione normale; le sabbie, da fini a grossolane, sono da moderatamente a ben classate. Localmente sono presenti unità sabbioso-ciottolose gradate, che presentano diminuzione di granulometria verso l'alto, caratterizzate da *offlapping* verso mare (WSW) e che

mostrano una sequenza verticale di *facies* caratteristica, rappresentata alla base da lenti sabbie grossolane, che passano a sabbie fini, a laminazione piana o leggermente inclinata, con graduale diminuzione dell'anglolo di immersione verso l'alto. Sabbie ciottolose immergenti verso terra sono anche presenti.

L'associazione di *facies* descritta può essere considerata rappresentativa della porzione superiore di una barra di foce, interessata talora da rielaborazione ad opera del moto ondoso (WOOD & ETHRIDGE, 1988; RASMUSSEN, 2000), come suggerito dalle sabbie con immersione verso terra.

La presenza delle superfici di erosione e la sottile stratificazione sono indicativi della deposizione di flussi d'acqua poco profondi che si spostano rapidamente in corrispondenza della foce fluviale, talora caratterizzati da piccole sequenze di depositi di barra di foce, prodotto della sedimentazione di flussi di piena estremamente concentrati (MUTTI *et alii*, 1996; BENVENUTI, 2003).

In successione, sulla *facies* di barra di foce sono visibili ghiaie a stratificazione incrociata tabulare (5 in fig. 6.9). Le ghiaie presentano strati centimetrici a geometria tangenziale, a tessitura clastosostenuta, da moderatamente a ben classati. Esse sono localmente gradate ed hanno i clasti di dimensioni maggiori prevalentemente di forma discoidale. In alcuni punti si rinvengono strati ghiaiosi grossolani che presentano un progressivo aumento di granulometria in direzione sottocorrente ed embriciamento verso mare. Frammenti di conchiglie sono talora presenti all'interno di queste ghiaie.

Le unità ghiaiose descritte sono riferibili alla parte alta di sequenze di spiaggia progradanti (*beachface sensu* MASSARI & PAREA, 1988).

In contatto erosivo sulle suddette ghiaie di *beachface* e, verso Ovest, direttamente sui depositi di barra di foce, si rinviene una successione sabbioso-ghiaiosa (6 in fig 6.9; indicata in fig. 6.8 come Fl1). Tale successione è costituita alla base da strati ghiaiosi, cui si intercalano livelli sabbiosi e livelli limo-argillosi. Le ghiaie sono moderatamente selezionate ed, in alcuni punti, gradate; esse sono, inoltre, organizzate in unità tabulari a base erosiva. I livelli sabbiosi presentano stratificazione incrociata planare e concava e laminazione piano-parallela; i limi argillosi hanno talora laminazione piano parallela.

L'associazione di *facies* descritta è riferibile ad un ambiente deposizionale fluviale di tipo *braided* (MIALL, 1977; 1996).

Al di sopra di questa associazione di *facies*, per circa 20-25 m non è visibile cosa affiora; più in alto è osservabile una successione costituita prevalentemente da livelli di ghiaie a matrice sabbiosa ed a tessitura clastosostenuta. Tali ghiaie sono organizzate in strati tabulari a base talora erosiva ed estesi lateralmente fino alla scala dell'affioramento, costituiti da clasti a differente granulometria. I clasti, delle dimensioni del diametro da centimetriche a pochi decimetri, sono da subangolari ad arrotondati. Un evidente embriciamento, indicante direzioni delle paleocorrenti verso WSW (ovvero verso mare) è osservabile in alcuni punti.

Nella parte alta, alla suddetta *facies* ghiaiosa si intercalano rari livelli di ghiaie a stratificazione incrociata concava e planare

Livelli di sabbie limose, cuneiformi o in lenti, a stratificazione orizzontale e, talora, a stratificazione incrociata a basso angolo, spesso pedogenizzati, si rinvengono a varie altezze, intercalati alle *facies* ghiaiose. Pedorelitti sono presenti sia all'interno delle *facies* ghiaose che di quelle sabbiose.

L'abbondanza di strati di ghiaie clastosostenute a granulometria prevalentemente grossolana, la minore presenza di strati a granulometria fine e le strutture sedimentarie rinvenute conducono ad interpretare questa parte terminale della successione come il risultato della deposizione di processi trattivi ad elevata energia. In particolare, la prevalenza di ghiaie organizzate in strati tabulari è da mettere in relazione con la deposizione e migrazione di barre ghiaiose all'interno di un sistema fluviale ad elevata energia di tipo *braided* (MIALL, 1977; RUST, 1978; COLLINSON, 1986; MIALL, 1996).

Sulla base del riferimento delle sabbie di *shorface* al Santerniano, il complesso transizionale e costiero della Suvareta 1 può essere riferito a tale piano marino. Il suo rinvenimento suggerisce l'esistenza nel Santerniano in prossimità dell'abitato di S. Domenica di Talao di una foce fluviale e di un delta. Le alternanze tra depositi di barra di foce, fluviali e costieri sono probabilmente da mettere in relazione con oscillazioni del livello marino che producono alternativamente l'allontanamento ed il riavvicinamento della linea di costa e della foce fluviale all'area prossima all'abitato di S. Domenica di Talao. Il riconoscimento, in alcuni punti della successione, di *facies* costanti per una decina di metri potrebbe indicare una leggera subsidenza al momento della loro deposizione.

I depositi fluviali, in contatto erosivo su i sedimenti del complesso transizionale e costiero, documentano una successiva regressione del livello marino, occorsa probabilmente sempre nell'ambito del Santerniano. Il notevole spessore di questi depositi (circa 60 m) e la *facies* grossomodo costante, che, come sopra visto, li caratterizza, suggeriscono che la loro messa in posto è avvenuta in un'area soggetta a subsidenza.

La deposizione dei sedimenti fluviali, all'interno dei quali, come visto, sono riconoscibili direzioni delle paleocorrenti verso WSW, è imputabile all'attività di un corso d'acqua drenate un'area prossima a quella attraversata attualmente dal fiume Lao (un "paleolao").

LA SUCCESSIONE DELLA SUVARETA 2

I depositi di questa successione, affioranti nella porzione sudoccidentale di Piano della Suvareta, sono stati osservati principalmente in località Canneta (fig. 6.2), in destra orografica del Fiume Lao, e nei tagli di una cava presente tra F.te Tommerla e F.te Santangelo, in sinistra del Torrente Santangelo.

In queste località, a partire dalla piana attuale, situata a circa 35-40 m s.l.m., si osservano argille-sabbiose grigio-giallastre (foto 6.5), che alternano livelli, di circa 50 cm di spessore, più scuri a livelli più chiari. Tali argille sabbiose presentano al loro interno gusci di molluschi, in alcuni livelli particolarmente abbondanti. Un livello di argille grigio-azzurre di circa 20 cm di spessore è, inoltre, presente nella parte alta di questa successione marina a Canneta.

foto 6.5 Argille sabbiose affioranti a Canneta

Ad una quota di circa 50 m s.l.m., una successione conglomeratica (foto 6.6 e foto 6.7), riferibile ad un ambiente di sedimentazione fluviale, è stata rinvenuta, in entrambe le località, in contatto erosivo sulle argille (fig. 6.10).

Poco ad Ovest di Canneta, in un taglio stradale che interessa il fianco meridionale del lembo deposizionale compreso tra il T. S. Angelo ed il fiume Lao (fig. 6.2), a partire da circa 30-35 m s.l.m., per circa 5 m, affiorano delle biocalcareniti grigio-giallastre che presentano strati immergenti verso SW, caratterizzate da discordanze progressive (foto 6.8). Letti di gusci di molluschi, fra cui abbondano pectinidi ed ostreidi, sono visibili all'interno delle biocalcareniti (foto 6.9). Nella parte alta sono, inoltre, presenti livelli limo-sabbiosi giallognoli. Verso Ovest, in contatto erosivo sulle biocalcareniti si rinvengono dei conglomerati marini (fig. 6.8) costituiti da ciottoli arrotondati di dimensioni del diametro da centimetriche a decimetriche (fino ad oltre 30 cm). I ciottoli hanno prevalentemente disposizione caotica, e solo raramente mostrano un organizzazione in livelli e stratificazione piano parallela.

Il contatto fra le biocalcareniti qui rinvenute e le argille sabbiose di Canneta non è visibile, ma è presumibile, in base a quanto osservato a Fornaci S. Nicola, che le argille di Canneta passino verso l'alto e lateralmente, verso W (ovvero verso mare) alle biocalcareniti (fig. 6.8). Sempre sulla base di quanto osservato a Fornaci S. Nicola, i conglomerati marini discordanti sulle biocalcareniti sono riferibili ad un successivo episodio trasgressivo, legato ad una linea di riva di 60-50 m s.l.m.. Essi costituiscono il terrazzo marino deposizionale con top a circa 60 m s.l.m. visibile in quest'area (cfr. p. 6.2.2.2).

Analisi di *facies* (effettuate dal Dott. G. Robustelli) hanno riguardato i depositi fluviali in contatto erosivo sulle argille.

Analisi micropaleontologiche (eseguite dal Dott. V. Di Donato e dalla Dott. P. Esposito) sono state effettuate sulle argille sabbiose e sulle argille di località Canneta (dal basso verso l'alto, campioni SV1, SV2, provenienti dalle argille sabbiose, e campione SV3, prelevato dalle argille grigio-azzurre) e sulle sabbie argillose affioranti nei tagli della cava tra F.te S. Angelo e F.te Tommerla (dal basso verso l'alto, campioni SVD1 e SVD2) (fig. 6.10). Un'analisi pollinica (esguita dalla Dott. E. Russo Ermolli) ha, inoltre, interessato il campione di argille grigio-azzurre SV3.

Un campione (SVA) prelevato da un livello limoso-sabbioso presente all'interno delle biocalcareniti è risultato sterile.

foto 6.7 Particolare dei depositi fluviali affioranti a Canneta

foto 6.6 Particolare dei depositi fluviali affioranti a Canneta

foto 6.8 Particolare delle biocalcareniti affioranti all'estremità sudoccidentale del corpo deposizionale di Piano della Suvareta

foto 6.9 Biocalcareniti affioranti all'estremità sudoccidentale del corpo deposizionale di Piano della Suvareta

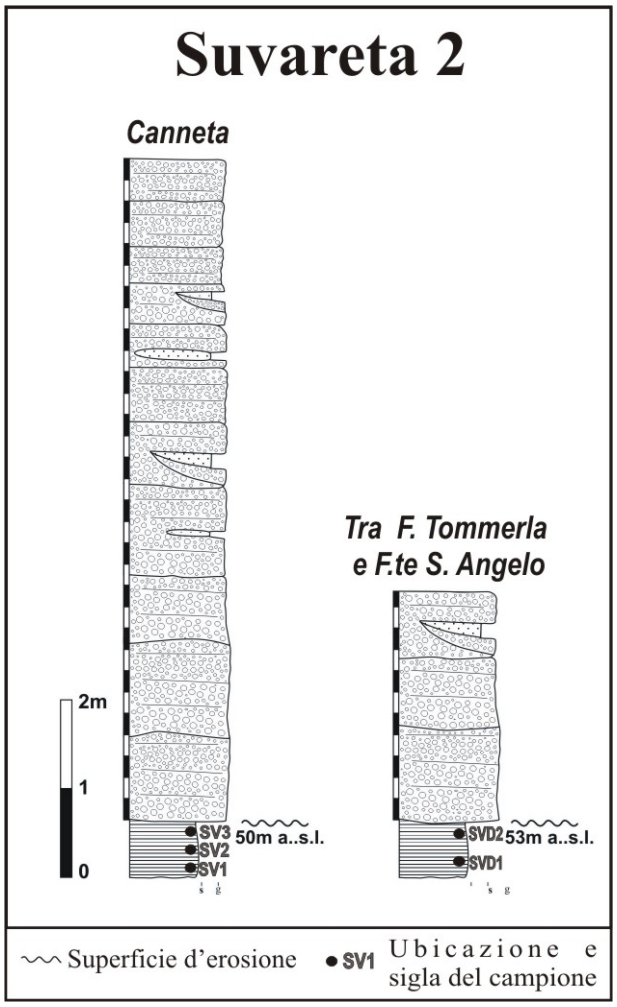


Fig.6.10 Sezioni dei depositi della Successione della Suvareta 2 (figura originale di G. Robustelli)

Analisi dei campioni di argille di Canneta

Le associazioni a foraminiferi plantonici rinvenute nei campioni di località Canneta (SV1, SV2, SV3) sono mostrate in tab. 6.1; nel campione SV1 è presente *Globorotalia truncatulinoides excelsa*.

Le associazioni a nannoplancon dei campioni SV1, SV2 e SV3 sono risultate piuttosto povere e mal conservate, caratterizzate dalla presenza di *Pseudoemiliana lacunosa* in associazione con le medium-sized gephyrocapsdae. Tra queste ultime sono presenti *Gephyrocapsa oceanica* s.l. (*sensu* RIO, 1982) e rari esemplari di *Gephyrocapsa omega*.

La presenza di *G. omega* nell'associazione induce a riferire questi livelli alla zona a *Pseudoemiliania lacunosa* di RIO *et ali* (1990) ed a correlarli, quindi, per posizione cronologica con le argille della successione di Fornaci S. Nicola.

La correlazione delle argille di Canneta con le argille di Fornaci S. Nicola si basa, oltre che sulla loro posizione cronologica, sulla loro posizione stratigrafica. Tali depositi affiorano, infatti, a quote simili e passano entrambi verso W ai livelli biocalcarentici, che sono tagliati dai depositi del terrazzo marino di 60-50 m s.l.m..

Le associazioni a foraminiferi bentonici dei campioni SV1 e SV2 sono caratterizzati dalla relativa abbondanza di *Asterigerinata mamilla*, *Buliminella multicamera, Cibicides lobatulus, Miliolinella subrotunda, Neoconorbina terquemi, Quinqueloculina stelligera, Rosalina* spp., *Wiesnerella auriculata*.

Miliolinella subrotunda è una specie ubiquitaria. L'abbondanza di specie legate a fondali vegetati, come *Asterigerinata mamilla, Cibicides lobatulus* e *Rosalina* spp., insieme con specie infralittorali come *Quinqueloculina stelligera* (SGARRELLA & MONCHARMONT ZEI, 1993) indica per questi campioni una deposizione in un ambiente infralittorale vegetato. Degna di nota è l'abbondanza di specie attualmente non molto comuni nel Mediterraneao, come *Wiesnerella auriculata* e *Buliminella multicamera.*

Il campione SV3 è caratterizzato da una grande abbondanza di *Ammonia beccarii*, *Buccella granulata*, *Valvulineria bradyana*. Attualmente *Buccella*

granulata è abbondante nel Mediterraneao nelle sabbie fini dell'infrallitorale ed è presente anche nei fanghi terrigeni costieri (VTC).

Anche questo campione è riferibile ad un ambiente infralittorale; la differente composizione dell'associazione rispetto a quelle riscontrate nei campioni sottostanti potrebbe essere in relazione con variazioni edafiche, come un aumento della componente argillosa e/o del contenuto in materia organica.

I risultati dell' analisi pollinica effettuata sul campione SV3 sono mostrati in fig. 6.11.

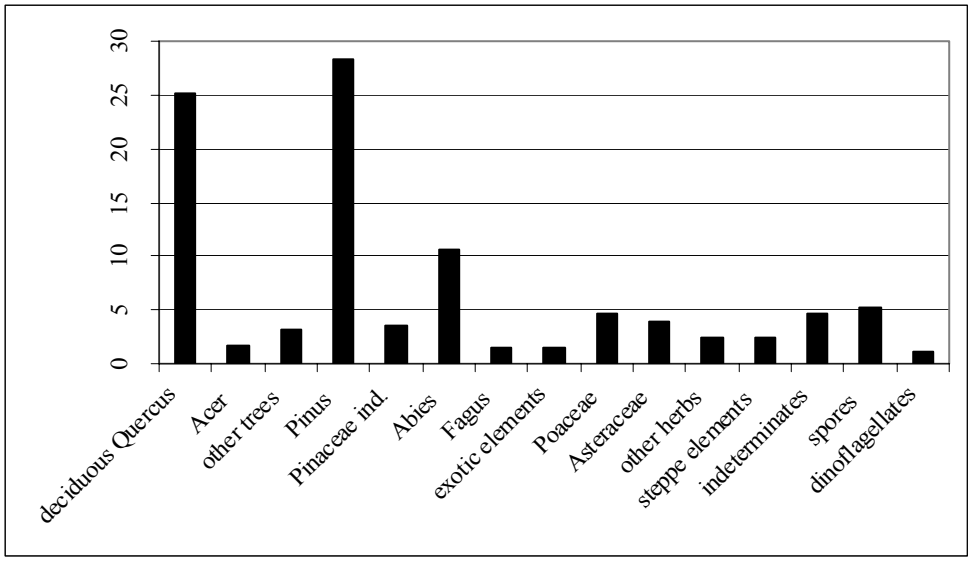


Fig.6.11 Analisi pollinica del campione SV3

Il campione è caratterizzato de alte percentuali di *Pinus*, *Abies* e *Quercus* deciduo e da pochi elementi esotici, rappresentati da Taxodiaceae, *Cedrus* e *Tsuga*. Sulla base di queste caratteristiche, il campione può essere correlato in termini di paleoambiente, paleoclima e posizione cronologica con i campioni prelevati dalle argille di Fornaci S. Nicola (serie FSN).

Analisi dei campioni di argilla della cava situata fra F.te Tommerla e F.te S. Angelo

Nell'associazione a foraminiferi plantonici dei campioni prelevati dalla cava situata in prossimità di F.te Tommerla (SVD1 e SVD2) è presente *Hyalinea baltica* (tab. 6.1).

Le associazioni a nannofossili calcarei dei campioni SVD1 e SVD2 sono povere e poco differienzate; prive di significato biostratigrafico. L'unica indicazione biostratigrafica di cui si dispone per tali argille è, dunque, che esse non sono più antiche dell'Emiliano, per la presenza di *Hyalinea baltica*; tuttavia, occupando la stessa posizione stratigrafica dei sedimenti argillosi ed argilloso-sabbiosi di Canneta, esse possono essere cronologicamente inquadrabili, analogamente a queste ultime, nel Pleistocene medio iniziale- *stage 19*.

Nell'associazione a foraminiferi bentonici del campione SVD1 sono presenti *Bulimina fusiformis, Neoconorbina terquemi, Cassidulina carinata* e subordinatamente *Neoconorbina* spp., *Valvulineria bradyana*, *Cibicides lobatulus*, *Melonis barleeanum*.

Il campione SVD2 è caratterizzato da una grande abbondanza di *Valvulineria bradyana*. Le bulimidae non costate come *Bulimina fusiformis* sopportano fondali marini caratterizzati da disoxia e anossia (VERHALLEN, 1987).

FREZZA *et alii* (2005) evidenziano la correlazione tra l'associazione a *Valvulineria bradyana* e i flussi organici di origine fluviale.

Le associazioni di questi due campioni sono indicative di flussi ad alto contenuto organico all'interno di un ambiente circalittorale.

Il riferimento di queste argille sabbiose al piano circalittorale suggerisce un approfondimento del bacino di sedimentazione marina da S (dove affiorano le argille di Canneta, riferibili, come detto sopra, ad un ambiente infralittorale) verso NNW.

I flussi ad alto contenuto organico indicati dalle analisi paleontologiche, connessi ad apporti dal continente, suggeriscono la presenza nel periodo di esistenza del bacino di sedimentazione marina di uno o più corsi d'acqua, che vi sfociavano.

I depositi fluviali

I conglomerati fluviali rinvenuti in discordanza sulle argille e sulle argille sabbiose affiorano fino a circa 105-110 m s.l.m., a costituire il top della porzione sudorientale di Piano della Suvareta. Questa successione conglomeratica è ben osservabile in località Canneta (fig. 6.10), dove è esposta per circa 12 m. Essa è costituita da ghiaie, da moderatamente a ben selezionate, a tessitura prevalentemente clastosostenuta, talora gradate, organizzate in unità tabulari a base erosiva estese lateralmente fino alla scala dell'affioramento. I clasti che costituiscono i livelli di ghiaie hanno dimensioni del diametro prevalentemente dell'ordine del centimetro; blocchi delle dimensioni di diversi decimetri sono inclusi in alcuni livelli. Un embriciamento indicante direzioni delle paleocorrenti verso WSW è riconoscibile all'interno delle ghiaie. A questa *facies* ghiaosa si intercalano, nella parte alta, ghiaie a stratificazione incrociata concava e planare. *Facies* sabbiose di ridotto spessore sono, inoltre, presenti all'interno della successione. Esse sono costituite da sabbie grossolane stratificate in livelli cuneiformi o in lenti.

La successione sin ora descritta chiude con un intervallo a tessitura clastosostenuta costituito da clasti spigolosi di dimensioni del diametro centimetriche, al di sopra del quale sono presenti livelli limoso-argillosi pedogenizzati. Pedorelitti sono presenti localmente anche all'interno delle *facies* ghiaiose.

Le ghiaie organizzate in unità tabulari sono rappresentative della deposizione e migrazione di barre ghiaiose in un sistema fluviale di alta energia tipo *braided* (MIALL, 1977; RUST, 1978; COLLINSON, 1986; MIALL, 1996).

Le ghiaie fluviali descritte possono essere correlate sulla base della loro posizione stratigrafica ed in base alle loro caratteristiche con le ghiaie e sabbie fluviali affioranti a Fornaci S. Nicola (fig. 6.5); esse rappresentano rispetto a questi ultimi depositi una differente porzione dello stesso ambiente deposizionale.

Le variazioni laterali dello spessore della successione conglomeratica suggeriscono che tali depositi costituiscono il riempimento di una paleovalle.

6.2.1.3 *La successione di Casa Morganti*

In prossimità di Casa Morganti (fig. 6.2), a partire dalla piana attuale, situata a circa 35-40, fino a circa 65-70 m s.l.m. affiorano sabbie argillose grigio-giallastre (foto 6.10) che alternano livelli (di 2-3 m di spessore) più scuri a livelli più chiari. Numerosi gusci di molluschi, talora piritizzati, sono presenti all'interno di tali sabbie. Tali gusci sono in alcuni punti isoorientati e costituiscono dei letti.

Sottili livelli di ciottoli ben arrotondati, di dimensioni del diametro centimetriche, sono intercalati alle sabbie argillose, nella parte alta; dove queste ultime divengono anche più sabbiose, ad indicare probabilmente una diminuzione di profondità delle acque in cui si sono deposte.

Verso Est, lungo il fianco destro del Torrente S. Angelo, gli affioramenti sono più limitati; dei livelli di biocalcareniti stratificate, ricche in gusci di molluschi sono visibili in alcuni tratti a partire dalla piana attuale, situata a circa 55-60 m s.l.m.. Tali livelli non affiorano che per pochi metri; più in alto lungo le pareti dell'incisione si intravedono sabbie grigio-gialle. Il rinvenimento delle biocalcareniti conferma che le sabbie argillose osservate a partire da 35-40 m s.l.m. passano superiormente a depositi propri di un ambiente di sedimentazione caratterizzato da minore profondità.

In contatto erosivo sulle sabbie argillose a partire da circa 65-70 m s.l.m. sono presenti delle ghiaie stratificate (foto 6.11) costituite da ciottoli da smussati a subarrotondati. Tali ghiaie hanno tessitura clatosostenuta, sono moderatamente selezionate e spesso gradate, con granulometria degli strati che diminuisce dal basso verso l'alto (F.U.). Esse sono state osservate lungo la strada che porta a S. Giuseppe, dove sono visibili in affioramenti, piuttosto discontinui e lateralmente limitati, fino ad una quota di circa 110-120 m s.l.m..

Verso Est le ghiaie sono in contatto direttamente sul substrato costituito dai terreni del *Flysch* del Lao. Tale contatto è stato osservato lungo il fianco destro dell'incisione del T. S. Angelo.

Nella parte alta, sulle ghiaie è impostato un paleosuolo rosso con screziature bianco-giallastre, che costituisce talora delle sacche che penetrano all'interno della porzione di deposito non alterata.

Le ghiaie sono riferibili ad un ambiente di sedimentazione fluviale. Tale deposito fluviale è per le sue caratteristiche e per posizione stratigrafica correlabile con quello della successione di Fornaci S. Nicola e della successione della Suvareta 2.

foto 6.10 Sabbie argillose affioranti a Casa Morganti

foto 6.11 Ghiaie fluviali affioranti a Casa Morganti

Dalle sabbie argillose, tra circa 40 e 55 m s.l.m., sono stati prelevati 4 campioni, indicati, dal basso verso l'alto, con le sigle FE1, FEL, CM1 e CM2. Su tali campioni sono state effettuate analisi del contenuto micropaleontologico. Il campione FEL è risultato sterile; i campioni CM1 e CM2 sono risultati sterili per le analisi delle associazioni a nannofossili.

Le associazioni a foraminiferi plantonici dei campioni CM1, CM2 e FE1 sono riportate in tab. 6.1. Nei campioni CM2 e FE1 è presente *Hyalinea baltica*.

Le analisi del nannoplancton effettuate sul campione FE1 hanno fornito un'associazione non significativa dal punto di vista biostratigrafico.

Sui campioni FE1, CM1 e CM2 sono state effettuate analisi quantitative delle associazioni a foraminiferi bentonici.

Il campione FE1 è caratterizzato dalla relativa abbondanza di *Bolivina spathulata* e *Cassidulina carinata* e, subordinatamente da *Valvulineria bradyana, Ammonia beccarii* e *Elphidium macellum*. Nel Mediterraneo *Bolivina spathulata* è segnalata a partire dall'infralittorale, ma è più abbondante nei fondali fangosi del circalittorale e del batiale. E' considerata una specie opportunistica potenzialmente infaunale (BARMAWIDJAJA *et alii*, 1992; JORISSEN *et alii*, 1992). *Cassidulina carinata* è molto diffusa nel Mediterraneo nei fanghi del circalittorale e del batiale. *Elphidium macellum* e *Ammonia beccarii* sono abbondanti in fondali dell'infralittorale, ma presenti anche nella zona circalittorale superiore (SGARRELLA & MONCHARMONT ZEI, 1993). Questa associazione può essere riferita ad un ambiente circalittorale superiore, caratterizzato da flussi organici relativamente elevati.

L'associazione a foraminiferi bentonici del campione CM1 è molto simile a quella di FE1.

Il campione superiore (CM2) mostra, all'interno di un'associazione simile a quella del campione CM1 e del campione FE1, una percentuale relativamente alta (circa 12%) di *Fursenkoina acuta*, una specie attualmente non molto abbondante nel Mediterraneo. *Fursenkoina* sp. è segnalata nelle acque basse del Golfo del Messico caratterizzate da ipossia stagionale. L'abbondanza di questa specie nel campione CM2 indica episodi di ipossia in un ambiente circalittorale superiore.

L'unica informazione deducibile dalle analisi biostratigrafiche per l'età delle sabbie argillose è che esse non sono più antiche dell'Emiliano, per il rinvenimento di *Hyalinea baltica* nell'associazione a foraminiferi plantonici. La loro posizione stratigrafica (affiorano tra circa 35-40 e 65 m s.l.m., passano superiormente a biocalcareniti e sono sormontate da ghiaie fluviali riferibili allo stesso episodio continentale che ha prodotto i depositi fluviali di Fornaci S.Nicola e della Suvareta 2) consente, però, di correlarle con le argille grigio azzurre di Fornaci S. Nicola e con le argille e argille sabbiose della successione della Suvareta 2 e, dunque, di inquadrarle cronologicamente nel Pleistocene medio iniziale- *stage 19.* Le sabbie argillose di Casa Morganti rappresentano, in tale ipostesi, una variazione laterale delle suddette successioni argillose ed

argilloso-sabbiose. Il loro riferimento, in base alle analisi paleoambientali sopra citate, ad un ambiente circalittorale superiore conferma, inoltre, l'approfondimento del bacino di sedimentazione marina, già evidenziato nel precedente paragrafo, da S verso N, man mano che ci si allontana dall'asta fluviale del fiume Lao.

> Le sabbie argillose di Casa Morganti sono state già segnalate da COMPAGNONI *et alii* (1969) e COMPAGNONI & DAMIANI (1971). COMPAGNONI *et alii* (1969) hanno effettuato analisi micropaleontologiche su due campioni prelevati da tale deposito. Tali analisi hanno indicato la presenza fra i foraminiferi plantonici di *Hyalinea baltica*; l'associazione è stata riferita ad una fase piuttosto tardiva del Calabriano (*sensu* RUGGERI e SELLI, 1949).
> Da un punto di vista paleoambienatale, gli Autori suggeriscono per l'associazione una profondità limitata ai 30-40 m.

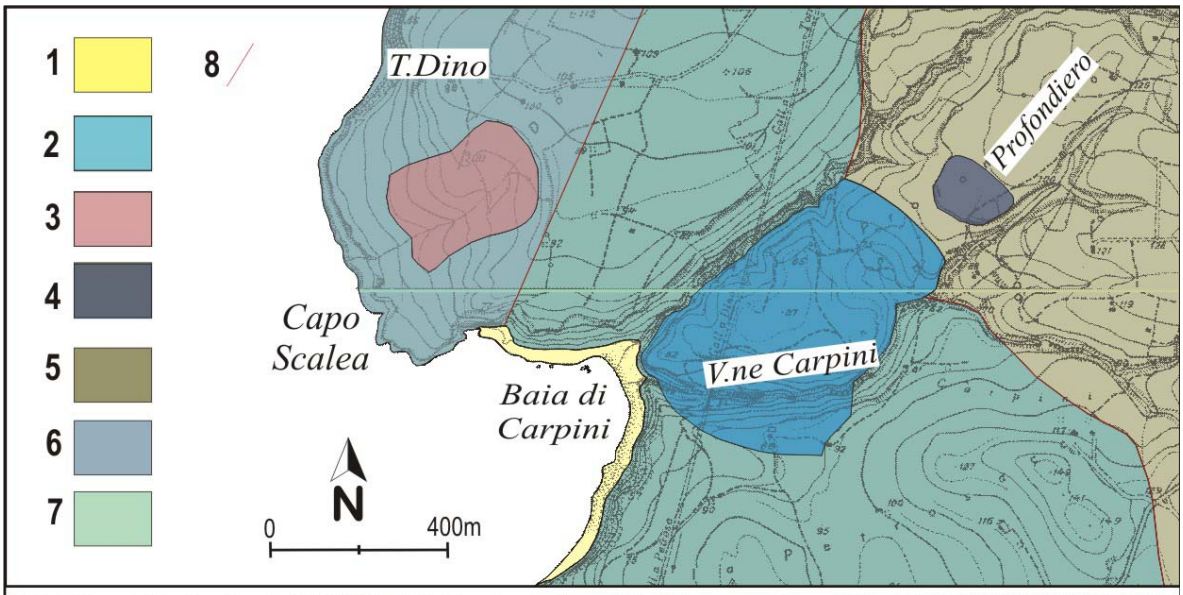
6.2.1.4 *La successione di Carpini e le puddinghe di Torre Dino*

In località Carpini, in destra orografica dell'omonimo vallone, a partire da circa 20-25 m s.l.m., sulle dolomie del substrato, affiora una successione che raggiunge il suo top a circa 85 m s.l.m. (fig. 6.12 e fig. 6.13). Tale successione presenta nella parte bassa un conglomerato stratificato (foto 6.12) a clasti poligenici di dimensioni da centimetriche a decimetriche, da appiattiti a sferici; i clasti sono prevalentemente smussati e più raramente arrotondati. Gli strati costituiti da clasti di dimensioni maggiori hanno spesso tessitura clostosostenuta. Tale deposito, il cui contatto sul substrato avviene attraverso una superficie di erosione, è interpretabile come un deposito di natura alluvionale. Esso ha in affioramento uno spessore che non supera i 6-7 m ed è tiltato; presenta stati inclinati di circa 25°/30° con immersione variabile a S ed a SE.

In contatto erosivo sul conglomerato fluviale, a costituire tutta la restante parte della successione, che forma un terrazzo marino di circa 90-80 m s.l.m. (cfr. p. 6.2.2.1), è presente un deposito marino costituito prevalentemente da livelli di biocalcareniti gialline a stratificazione per lo più piano parallela (foto 6.13), a cui si intercalano livelli (dello spessore massimo di 3-4 m) a giacitura orizzontale, di sabbie limose grigie, limi sabbiosi grigio-gialli, argille sabbiose grigio-gialle e, più raramente, livelli di ghiaie stratificate a ciottoli arrotondati di dimensioni del diametro dal centimetro al decimetro.

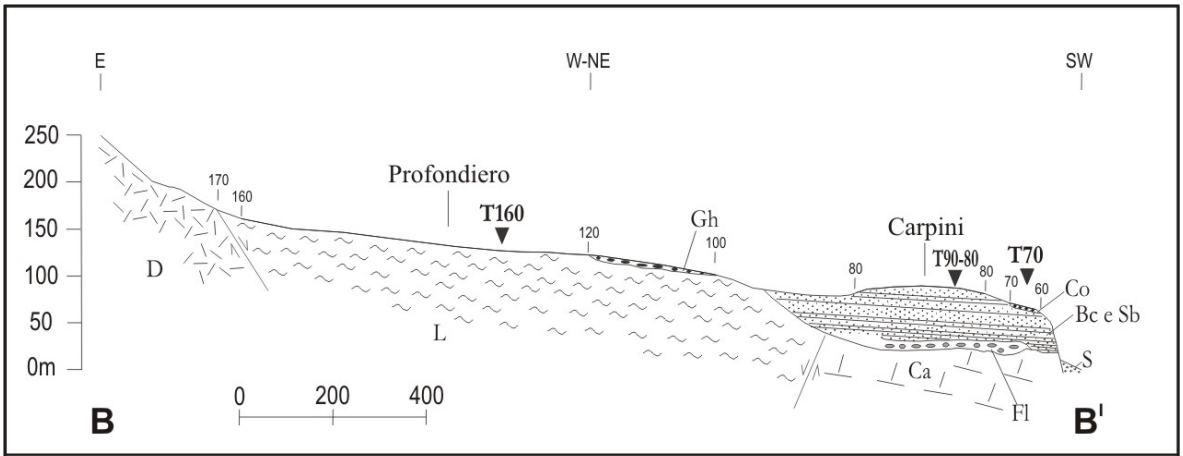
All'interno delle biocalcareniti sono spesso presenti gusci di molluschi, tra cui abbondano ostreidi e pectinidi.

Argille sabbiose grigio-gialle con letti ad ostreidi e pectinidi, dello spessore di circa 4-5 m, sono presenti a chiusura della serie (foto 6.14). Su queste argille, nella parte più esterna della superficie del terrazzo, in contatto erosivo, a circa 65-70 m s.l.m., affiora un conglomerato marino (spessore massimo di 30 cm) a ciottoli poligenici di dimensioni da diversi centimetri al decimetro. I ciottoli di natura carbonatica sono notevolmente arrotondati e spesso forati da litodomi, i ciottoli di altra natura (quarziti, marne e scisti) si presentano più angolosi.



1- Sabbie e ghiaie di spiaggia (OLOCENE); **2**- Biocalcareniti e sabbie della successione di Carpini (PLEISTOCENE MEDIO); **3**- Puddinghe di Torre Dino (PLEISTOCENE MEDIO) ; **4**- Ghiaie marine del terrazzo di 160 m s.l.m. (PLEISTOCENE INF.); **5**- Formazione del *Flysch* del Lao (MIOCENE); **6**- Rocce carbonatiche della Serie del M.te Ciagola (GIURASSICO); **7**- Dolomie dell'Unità Bulgheria-Verbicaro (TRIAS SUP.-LIAS INF.); **8**- faglia diretta

Fig.6.12 Schema geologico dell'area di Carpini-Capo Scalea; ubicazione in tav. III



T160 Terrazzo marino e relativa quota in m s.l.m.;

Ca=rocce carbonatiche dell'Unità Bulgheria-Verbicaro; D=Unità ofiolitica Diamante- Terranova; L= marne e argille della Formazione del *Flysch* del Lao; Gh=ghiaie marine del terrazzo di 160 m s.l.m.; Fl=conglomerati fluviali della successione di Carpini; Bc e Sb=argille sabbiose e biocalcareniti della successione di Carpini; Co=conglomerati marini del terrazzo di 70 m s.l.m.; S=sabbie e ghiaie della spiaggia attuale.

Fig.6.13 Sezione geologica attraverso Profondiero e Carpini (scala dell'altezza; ubicazione in tav. III)

foto 6.12 Conglomerato fluviale affiorante a Carpini

foto 6.13 Biocalcareniti affioranti a Carpini

foto 6.14 Argille sabbiose con letti ad ostreidi e pectinidi che chidono la serie marina affiorante a Carpini

Le biocalcareniti, le argille sabbiose ed i limi, che costituiscono il terrazzo marino deposizionale di circa 90-80 m s.l.m., sono morfologicamente incastrate in un terrazzo marino erosionale di 160 m s.l.m. e sono tagliate verso mare, insieme al sottostante substrato carbonatico, da pareti verticali, a costituire una paleofalesia, che borda verso l'interno la baia di Carpini. La messa in posto di questi depositi marini è avvenuta all'interno di un basso topografico, che si trovava in precedenza in ambiente continentale, come testimoniato dal conglomerato fluviale presente al di sotto delle biocalcareniti. La loro deposizione si è, inoltre, verificata successivamente ad un episodio tettonico, che ha interessato i conglomerati fluviali, che appaiono tiltati.

I conglomerati marini presenti in contatto erosivo sulle argille sabbiose a circa 65-70 m s.l.m., sono riferibili ad una trasgressione successiva all'episodio marino responsabile della deposizione delle biocalcareniti, dei limi e delle argille. Essi sono correlabili con un terrazzo marino erosionale di 70 m s.l.m. (cfr. p. 6.2.2.2) che taglia i depositi del terrazzo di 90-80 m s.l.m..

La successione di depositi affiorante a Carpini è stata in parte già segnalata da COMPAGNONI & DAMIANI (1971). Tali Autori osservano in questa località "argille sabbiose grigio-giallastre con, nella parte mediana, arenarie calcaree a volte fortemente cementate", dello spessore di "alcune decine di metri". Essi riferiscono questi depositi marini al Plio-Pleistocene.

Biocalcareniti giallastre, caratterizzate da stratificazione piano parallela e, in alcuni punti, da stratificazione incrociata a basso angolo, sono state osservate anche in sinistra orografica di V.ne Carpini (fig. 6.12), dove sorge il villaggio turistico "le Tamerici". Tale deposito, che presenta al suo interno frammenti di echinidi, briozoi, gusci di molluschi, in frammenti ed interi (foto 6.15), si rinviene a circa 75-80 m s.l.m. in appoggio laterale, verso Sud, sul substrato carbonatico che appare forato da litodomi. Esso ha un top a giacitura suborizzontale, a costituisce un terrazzo localizzato a circa 90

foto 6.15 Particolare delle biocalcareniti affioranti in sinistra orografica del V.ne Carpini

m s.l.m.. Lo stesso deposito è osservabile, inoltre, anche lungo il sentiero che scende verso la baia di Carpini, situato sul fianco sinistro del V.ne Carpini. Il suo appoggio basale sul substrato non è stato direttamente osservato, ma il deposito si rinviene scendendo lungo il sentiero almeno fino ad una quota di 30 m s.l.m..

Un terrazzo marino situato a circa 70 m s.l.m. taglia in parte il deposito.

Le biocalcareniti qui rinvenute sono correllabili, per le loro caratteristiche macroscopiche e per posizione stratigrafica, con quelle osservate a Carpini; esse dovevano costituire un'unica superficie deposizionale che è stata successivamente reincisa dal corso d'acqua di V.ne Carpini.

Dalla successione di Carpini sono stati prelevati dei campioni al fine di effettuarvi delle analisi micropaleontologiche. Due campioni (CAS1 e CAS2) sono stati prelevati da sabbie limose, di circa 2 m di spessore, presenti nella parte bassa della successione, un campione (CAS3) è stato prelevato da un limo sabbioso, di circa 1m di spessore, situato nella parte mediana, un altro campione (CASb) è stato, infine, prelevato dalle argille sabbiose presenti al top. Tutti i campioni sono risultati sterili.

Per tali depositi non si dispone, dunque, di alcuna indicazione biostratigrafica. La loro posizione stratigrafica (sono morfologicamente incastrati nel terrazzo di 160 m s.l.m. e tagliati da quello di 70 m s.l.m.; vedi oltre, p. 6.4) e le loro caratteristiche macroscopiche, che indicano a grandi linee un ambiente di sedimentazione caratterizzato da profondità ridotta, riferibile ad una .spiaggia superiore sommersa o avanspiaggia, suggeriscono tuttavia, una loro correlazione con le biocalcareniti affioranti a Fornaci S. Nicola e, dunque, un loro riferimento al Pleistocene medio- *stage 17*.

Il notevole spessore di questi sedimenti, caratterizzati a grandi linee da una *facies* costante, induce a supporre che la loro deposizione sia avvenuta in un'area soggetta a subsidenza.

Sul promontorio di Capo Scalea (fig. 6.12), lungo il sentiero che da Torre Dino scende verso mare affiorano delle puddinghe marine poligeniche (foto 6.16) costituite prevalentemente da ciottoli dolomitici di dimensioni del diametro da pochi millimetri a diversi centimetri, caratterizzate da stratificazione piano parallela e, più raramente, da stratificazione incrociata a basso angolo (foto 6.17). Tale deposito si rinviene tra circa 40 e 90 m s.l.m., in appoggio sul substrato carbonatico, ed è morfologicamente incastrato nei terrazzi di 160 e 100 m s.l.m. visibili sul promontorio di Capo Scalea (cfr. p. 6.2.2.1). La sua deposizione è, inoltre, avvenuta precedentemente al modellamento di terrazzi di 30 m s.l.m. presenti sempre sullo stesso promontorio (cfr. p. 6.2.2.2).

I suddetti rapporti di *cut-cross*, le caratteristiche del deposito, che presenta una costanza di *facies* per circa 50 m di spessore, oltre che le sue quote di affioramento, suggeriscono una sua correlazione con le biocalcareniti presenti, poco più a Sud, a Carpini. La messa in posto di entrambi questi depositi è avvenuta nel corso di un episodio marino, in un'area soggetta a subsidenza. Le

differenze sedimentologiche fra i due depositi sono forse da imputare alla diversa esposizione al moto ondoso delle aree in cui si sono deposti; la sedimentazione delle biocalcareniti è avvenuta all'interno di un'area più riparata, una sorta di paleobaia, quella delle puddinghe in un sito maggiormente esposto.

foto 6.16 Puddinghe affioranti nei pressi di Torre Dino

foto 6.17 Stratificazione incrociata nelle puddinghe affioranti nei pressi di Torre Dino

6.2.1.5 *Altri affioramenti di depositi marini e continentali*

Sono qui riportati altri affioramenti di depositi marini e continentali quaternari rinvenuti nell'area, che, per posizione stratigrafica e per l'insieme delle loro caratteristiche sedimentologiche, nonostante alcune differenze, imputabili a variazioni laterali, possono essere correlati con le successioni sopra descritte. Tali affioramenti sono spesso di ridotta estensione laterale e verticale e meno ben esposti rispetto a quelli dei depositi analizzati nei paragrafi precedenti. Oltre a questi affioramenti, è segnalato in questo paragrafo anche un unico affioramento di depositi marini riferibili ai terrazzi deposizionali di circa 30 m s.l.m..

AFFIORAMENTI DI DEPOSITI CORRELABILI CON LE SUCCESSIONI DI FORNACI S. NICOLA, SUVARETA 2 E CASA MORGANTI

Il rinvenimento delle successioni qui riportate ha consentito di definire l'area di affioramento delle argille, argille-sabbiose, sabbie e biocalcareniti marine del Pleistocene medio iniziale e, dunque, di delineare a grandi linee l'estensione areale del bacino di sedimentazione marina entro cui si sono depositate (fig. 6.2). Esso ha, inoltre, permesso di tracciare l'estensione dei depositi alluvionali rinvenuti in contatto erosivo sulle argille ed argille sabbiose.

Le successioni osservate sono di seguito descritte per località.

Costa Pisola

In località Costa Pisola, lungo il fianco destro dell'incisione di F.so Grande, a partire da circa 55 m s.l.m. è stata osservata una successione di depositi costituita in basso (per circa 5-6 m) da argille sabbiose grigio-giallastre marine che includono nella parte bassa un livello di circa 50 cm di spessore di sabbie e ghiaie arrossate con ciottoli di dimensioni del diametro anche di alcuni centimetri ed un livello, di circa 30 cm di spessore, di argille sabbiose di colore marrone caratterizzate da un evidente laminazione piano-parallela e talora convoluta, con strati inclinati di circa 12° verso SW.

In contatto erosivo sulle argille sabbiose, è presente una successione conglomeratica di natura alluvionale affiorante per circa 10 m costituita nella parte bassa da ghiaie stratificate, ben selezionate, a tessitura prevalentemente matricesostenuta, che presentano livelli a clasti delle dimensioni di diversi millimetri e livelli a clasti di dimensioni del diametro da diversi centimetraci ad alcuni decimetri. I clasti sono per lo più arrotondati da sferici ad appiattiti; in quest'ultimo caso sono orientati secondo l'asse maggiore orizzontale. Nella parte alta si passa a ghiaie prevalentemente a tessitura clastosostenuta che includono anche blocchi di circa 50 cm di diametro. Al di sopra di tale successione conglomeratica per circa 3-4 m non è visibile cosa affiora. Più in alto sono presenti delle argille grigie (circa 50 cm di spessore) che includono livelli di ciottoli millimetrici ed abbondante materiale organico che passano verso l'alto ad un alternanza di sabbie e ghiaie fini (circa 2 m di spessore) con granuli e ciottoli scarsamente arrotondati, fortemente arrossate nella parte alta. Su queste sabbie e ghiaie per circa 2 m affiorano delle ghiaie fini fortemente cementate ed

intensamente rubefatte che presentano all'interno dei ciottoli di dimensioni maggiori (che non superano i 4 cm di diametro) disposti a disegnare delle festonature ed, in alcuni punti, in livelli orientati verticalmente.

I depositi marini affioranti nella parte basale della successione descritta sono correlabili per posizione stratigrafica con le argille di Fornaci San Nicola, con cui sono in continuità laterale. Depositi argillosi si intravedono, tra l'altro, tra la vegetazione in più punti alla stessa altezza stratigrafica, lungo il fianco destro dell'incisione di F.so Grande, tra Fornaci S. Nicola e l'affioramento qui descritto.

La presenza del livello di sabbie e ghiaie all'interno delle argille sabbiose può indicare che l'area di Costa Pisola costituiva una zona del bacino di sedimentazione a minore profondità rispetto a quella di Fornaci S. Nicola.

I depositi superiori sono riferibili ad un ambiente di sedimentazione fluviale e correlabili per posizione stratigrafica con i depositi fluviali di Fornaci S. Nicola, della Suvareta 2 e Casa Morganti.

Fonte delle Fornaci (o Fornace S. Barbara)

In questa località, nei tagli di cava di una fornace ormai non più in uso, a partire da circa 75 m s.l.m. per pochi metri (max 2) sono visibili delle argille sabbiose grigio giallastre, che nella parte alta, dove è impostata la vegetazione attuale, appaiono fortemente alterate e sono caratterizzate da un'intensa colorazione rossa. Livelli di gusci di lamellibranchi spiaggiati, costituiti principalmente da ostreidi di grosse dimensioni, sono visibili all'interno delle argille.

Verso SSE le argille-sabbiose passano verso l'alto e lateralmente a delle ghiaie stratificate, moderatamente selezionate, a tessitura prevalentemente clastosostenuta, talora gradate, che presentano livelli a clasti delle dimensioni di diversi millimetri e livelli a clasti di dimensioni del diametro prevalentemente centimetriche. Un'intensa alterazione, marcata da una colorazione rossa, è visibile anche all'interno di tali ghiaie.

Due campioni, FSB1 e FSB2, sono stati prelevati dalle argille. Il campione FSB2 è risultato sterile da un punto di vista del contenuto in microfossili. Il campione FSB1 è risultato sterile per le analisi del nannoplancton calcareo e troppo povero per un'analisi quantitativa delle associazioni a foraminiferi bentonici; i foraminiferi plantonici presenti in tale campione sono riportati in tab. 6.1.

Anche queste argille sabbiose sono riferibili, per posizione stratigrafica, ad una differente porzione, caratterizzata probabilmente da minore profondità (come testimoniato dai letti di gusci spiaggiati presenti al loro interno), del bacino di sedimentazione in cui si sono deposti i sedimenti marini di Fornaci S. Nicola, Suvareta 2 e Casa Morganti. Le ghiaie alluvionali presenti in contatto erosivo su di esse sono, di conseguenza, correllabili con i depositi fluviali delle suddette successioni.

Felicetta

Sul fianco destro dell'incisione di canale di Bocca del lupo, a circa 70 m s.l.m. affiora per circa 2,5-3 m un deposito caotico costituito da sabbie e ghiaie arrossate a granuli e clasti arrotondati. Le ghiaie hanno clasti con dimensioni del diametro al massimo di 5 cm. Tale deposito passa verso l'alto ad argille sabbiose grigio-giallastre (circa 4-5 m di spessore) che passano, a loro volta, superiormente e lateralmente, verso W, ad areniti grossolane (foto 6.18) e biocalcareniti con livelli di gusci di molluschi. Le biocalcareniti sono caratterizzate da stratificazione piano-parallela ed hanno strati inclinati di circa 10°-12° verso W.

Il passaggio tra le argille sabbiose e le biocalcareniti è marcato dalla presenza di un livello limoso marrone.

foto 6.18 Areniti affioranti a Felicetta

In contatto erosivo sulle argille si rinviene una successione conglomeratica (foto 6.19), affiorante per 6-7 m, fortemente arrossata, costituita nella parte bassa da ghiaie a matrice sabbiosa, scarsamente selezionate, per lo più a tessitura clastosostenuta, a clasti subarrotondati delle dimensioni massime di 1 cm. Verso l'alto e lateralmente a tali livelli si intercalano livelli di ghiaie a tessitura clastosostenuta, costituiti da clasti di maggiori dimensioni (diametro da diversi centimetri a diversi decimetri) da subarrotondati a smussati, embriciati, e livelli in prevalenza sabbiosi e limo-argillosi. In un punto, delle ghiaie clastosostenute, a clasti da smussati a subarrotondati, fortemente cementate, sono visibili in contatto erosivo sui livelli limo-argillosi. Tale contatto avviene attraverso una superficie concava verso l'alto, a suggerire la presenza di un canale entro i limi argillosi riempito dalle ghiaie cementate (foto 6.20).

La successione conglomeratica è riferibile per caratteristiche del deposito e posizione stratigrafica alla porzione fluviale delle successioni di Fornaci S. Nicola, Suvareta 2 e Casa Morganti. Le sottostanti argille sabbiose, areniti e biocalcareniti marine sono correlabili con le argille e biocalcareniti delle medesime successioni. Le sabbie e ghiaie a granuli e clasti arrotondati presenti alla base della successione sono interpretabili come depositi di origine marina. La loro presenza può indicare, anche qui, una minore profondità del bacino di sedimentazione marina, rispetto a quella testimoniata delle argille di Fornaci S. Nicola.

foto 6.19 Successione conglomeratica di origine fluviale affiorante a Felicetta

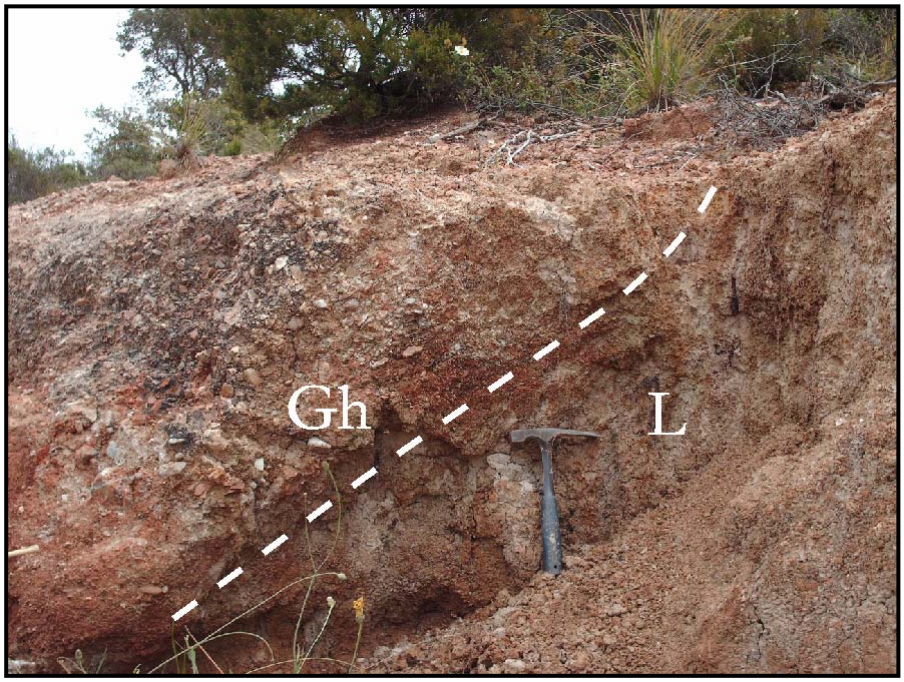


foto 6.20 Contatto tra le ghiaie fluviali (Gh) ed i livelli limo-argillosi (L) di origine marina nell'affioramento di Felicetta.

La Farineta

Lungo il fianco destro dell'incisione situata tra le superfici di Donnelefante e La Farinata (vedi tav.III per ubicazione), a patire da una quota prossima a quella della piana attuale di F.so Grande (posta a circa 60 m s.l.m.) si intravede per almeno una decina di metri il substrato costituito dai terreni della Formazione del *Flysch* del Lao. Più in alto, sulla superficie di La Farineta da circa 90-95 m s.l.m. per 10-12 m affiora una successione (foto 6.21) costituita nella parte bassa da depositi marini (circa 4-5 m di spessore), su cui poggiano in contatto erosivo conglomerati fluviali.

foto 6.21 Successione de La Farineta

La parte marina della successione è qui rappresentata in basso da sabbie fini di colore giallo, che passano superiormente ad areniti grossolane grigie a stratificazione incrociata e parallela che includono sottili livelli di ghiaie, con ciottoli di dimensioni del diametro massimo di 1 cm. Verso l'alto, tali areniti passano a sabbie argillose che si presentano superiormente notevolmente arrossate.

Una vistosa colorazione rossa interessa anche i depositi fluviali presenti superiormente, in contatto erosivo sui depositi marini. Tali depositi fluviali sono costituiti da ghiaie stratificate, a clasti da centimetrici a decimetrici, a tessitura clastosostenuta, a cui si intercalano livelli con abbondante matrice sabbiosa.

Questa località è l'unica in cui sia stato osservato al di sotto dei depositi marini l'affioramento del substrato. Il suo rinvenimento conferma quanto ipotizzato sopra, in base alle caratteristiche dei depositi marini osservati; ovvero la diminuzione di profondità, spostandosi da Fornaci S. Nicola e Casa Moranti, verso Nord, del bacino di sedimentazione marina del Pleistocene medio iniziale. Tale diminuzione di profondità è anche suggerita dalla porzione di successione marina qui descritta che, come visto, include anche sedimenti clastici piuttosto grossolani, quali areniti e ghiaie.

La presenza, anche qui, dei depositi fluviali in contatto erosivo sui sedimenti marini, a riempimento di una paleovalle, costituisce un ulteriore conferma all'ipotesi avanzata in precedenza, secondo la quale della deposizione di tali sedimenti fluviali sarebbe stato responsabile anche un corso d'acqua con direzione di scorrimento prossima a quella di F.so Grande (cfr. p. 6.2.1.1).

AFFIORAMENTI DI DEPOSITI CORRELABILI CON I DEPOSITI FLUVIALI DELLA SUVARETA 1

Affioramenti di depositi correlabili con la porzione fluviale della successione della Suvareta 1 sono stati osservati a Piano del Fico (vedi tav. III per ubicazione), in destra orografica del T. S. Angelo, lungo la strada che dall'abitato di S. Domenica di Talao conduce a Casa Morganti ed alla piana di F.so Grande. In questa località tra circa 120-130 e 185 m s.l.m. sono visibili delle ghiaie arrossate (foto 6.22) stratificate a matrice sabbiosa ed a tessitura clatosostenuta, costituite da clasti di dimensioni del diametro da pochi centimetri a diversi decimetri, da arrotondati ad angolosi, cui si intervallano livelli sabbioso-limosi spesso pedogenizzati. Pedorelitti sono visibili in alcuni affioramenti anche all'interno delle *facies* ghiaiose. Un evidente embriciamento, indicante direzione delle paleocorrenti verso WSW, è, inoltre, riconoscibile all'interno di alcuni livelli ghiaiosi.

foto 6.22 Ghiaie fluviali affioranti a Piano del Fico

I DEPOSITI DEL TERRAZZO MARINO DI 30 M S.L.M.

In sinistra orografica del Torrente S. Angelo, all'estremità occidentale di Piano della Suvareta (fig. 6.2 e fig. 6.8), in un taglio stradale tra 25 e 30 m s.l.m. affiorano delle ghiaie fini clastosostenute a stratificazione incrociata concava (foto 6.23), costituite da ciottoli appiattiti ed arrotondati, cui si intervallano dei livelli di ghiaie più grossolane. Al top, al di sopra delle ghiaie fini, sono presenti livelli di ghiaie embriciate con clasti, da arrotondati ad appiattiti, di dimensioni del diametro maggiori, da centimetriche a decimetriche.

foto 6.23 Depositi del terrazzo marino di 30 m s.l.m. affioranti all'estremità occidentale del corpo deposizionale di Piano della Suvareta.

I depositi qui descritti, riferibili ad un ambiente di spiaggia, sono associabili ad un terrazzo marino deposizionale di 30 m s.l.m. visibile in quest'area (cfr. p. 6.2.2.2. e tav. III).

Per gli atri terrazzi di analoga quota presenti nell'area della piana alluvionale del Fiume Lao, individuati principalmente in base all'analisi geomorfologica, a causa della forte antropizzazione che ha interessato la fascia di piana, sono state osservate solo sporadiche sezioni, di ridotto spessore e discontinue, per lo più in tagli artificiali. Il rinvenimento in tali sezioni, tra le quote di 20 e 30 m s.l.m., di ghiaie marine ha reso comunque possibile definire il carattere esclusivamente deposizionale di questi terrazzi.

6.2.2 Analisi geomorfologica

Come anticipato all'inizio di questo capitolo, è stata effettuata un analisi geomorfologica di dettaglio su carte topografiche a grande scala, completata e migliorata attraverso il rilevamento e la fotointerpretazione, effettuata su foto aeree in scala 1:15.000 ed 1:20.000. Il risultato dei quest'analisi è sintetizzato nella carta geomorfologica in scala 1:10.000 (tav.III). In tale carta i terrazzi marini sono stati distinti in erosionali e deposizionali (cfr.p. 2.1.3 e p. 5.2). Per ciascun terrazzo sia erosionale che deposizionale è, inoltre, specificato su che tipo di terreno è impostato (substrato o deposito quaternario precedente).

La divisione in ordini dei terrazzi più alti, tra 240-230 e circa 100 m s.l.m., particolarmente nelle aree meno conservative, quali quelle di affioramento del *Flysch* del Lao, dove essi appaiono spesso separati da scarpate di ridotta altezza, è stata effettuata oltre che sulla base delle osservazioni di campagna e delle foto aeree, confrontando fra loro profili topografici diversi. In particolare, la

ricorrenza di alcune scarpate di origine tettonica all'interno di questi profili a quote simili ha consentito di interpretare queste ultime come paleofalesie a controllo strutturale, attive fra il modellamento della porzione di superficie superiore e quello della porzione inferiore, ed indotto, quindi, a considerare tali porzioni di superficie come distinti terrazzi marini.

L'analisi geomorfologica, integrata con l'analisi stratigrafica delle successioni quaternarie, ha permesso, dunque, come già anticipato nei precedenti paragrafi, di suddividere superfici, interpretate nei precedenti lavori come singoli terrazzi marini, in più terrazzi, per la presenza al loro interno di porzioni a differente gradiente e/o scarpate, le quali gli conferiscono una morfologia piuttosto articolata. La superficie di Piano della Suvareta, all'interno della quale sono individuabili terrazzi marini e fluviali, mostra, ad esempio, una parte alta, tra circa 250 e 130 m s.l.m., più articolata, più tettonizzata, e caratterizzata da un gradiente medio maggiore rispetto alla porzione sottostante, oltre a mostrare la presenza di diverse scarpate tettoniche, ben visibili nel profilo topografico.

Come terrazzi fluviali deposizionali sono state cartografate quelle superfici coincidenti con il top di sequenze di depositi fluviali. In particolare, i terrazzi più antichi coincidono con il top della successione della Suvareta 1; quelli più recenti con la parte alta della successione della Suvareta 2.

Le forme strutturali e quelle a controllo strutturale sono state distinte con diversi colori sulla base della presunta attività del lineamento ad esse sotteso. L'età indicata per ciascuna forma è stata desunta sulla base dei suoi rapporti di *cut-cross* con i depositi e le morfologie datate rinvenute nell'area. Essa va intesa come la più antica età riconoscibile per l'attività del lineamento considerato; ovvero non è raro che alcuni di questi lineamenti siano stati attivi anche successivamente all'età riportata.

I lineamenti attivi a partire dal Neogene sono esclusivamente quelli che mettono a contatto i terreni del *Flysch* del Lao con il substrato carbonatico. Essi sono rappresentati principalmente da faglie dirette, il cui letto è costituito dai terreni del *Flysch* del Lao, orientate frequentemente circa NNW-SSE e N-S.

I lineamenti attivi nel Pleistocene inferiore hanno orientazione piuttosto variabile (da NE-SW a NW-SE). I lineamenti del Pleistocene medio sono orientati prevalentemente NW-SE e NNW- SSE, più o meno parallelamente alla linea di costa attuale.

6.2.2.1 *Le linee di riva situate tra 240 e 90-80 m s.l.m.*

LE MORFOLOGIE DI 240-230 M S.L.M.

La più alta ed antica linea di riva riconosciuta nell'area è rappresentata da fori di litodomi nel substrato carbonatico e da un deposito arenitico (foto 6.24) con gusci di molluschi dello spessore complessivo di circa 2 m, già segnalati da CAROBENE & DAI PRA (1990) e localizzati a circa 240 m s.l.m. in località Sorgente Solfrea, ad Ovest dell'abitato di S. Domenica di Talao, ai piedi di un

fault line scarp orientato circa EW (foto 6.25). Tali morfologie e depositi sono riferibili ad un livello del mare che doveva raggiungere almeno[55] 240 m s.l.m..

I fori di litodomi si spingono fin dentro le pareti dell'incisione di Sorgente Solfrea, a testimoniare l'esistenza di questa incisione già precedentemente al livello marino di 240 m s.l.m..

Ridotti lembi di terrazzi localizzati a circa 240-230 m s.l.m., principalmente di natura erosionale e non ben rappresentati in tutta l'area qui in esame, sono riferibili alla stessa linea di riva (240 m s.l.m.), ma testimoniano in parte anche una linea di riva di quote leggermente inferiori. L'esistenza di quest'ultima è ben evidente a Sorgente Solfrea, dove un lembo erosionale di circa 230 m s.l.m., il cui orlo interno è marcato da fori di litodomi nel substrato carbonatico, risulta altimetricamente ben separato dalla linea di riva di 240 m s.l.m. sopra descritta. Essendo solo in quest'area ben evidente questa separazione altimetrica (tra la linea di riva di circa 240 m s.l.m. e quella di 230 m s.l.m.), le morfologie riferibili a queste due linee di riva sono state incluse in unico gruppo, anche in considerazione del fatto che probabilmente solo un breve intervallo di tempo deve essere intercorso tra la loro formazione.

I terrazzi erosionali sono principalmente tagliati nella Formazione del *Flysch* del Lao (fig. 6.14; 6.15; 6.16); solo il lembo affiorante ad Anzo dell'Elce (fig. 6.17) è tagliato nelle rocce metamorfiche dell'Unità Diamante-Terranova.

> La superficie di Anzo dell'Elce è stata già considerata di origine marina da DAMIANI & PANNUZI (1978), che l'hanno riferita al Plio-Calabriano (cfr. p 3.2.2) e da CAROBENE (1987). Essa non è, invece, inclusa nei terrazzi marini nel lavoro di CAROBENE & DAI PRA (1990).
> In questa sede, questa superficie planare è stata considerata di origine marina, nonostante il mancato rinvenimento su di essa di depositi di ambiente marino, in base alla sua continuità laterale con i lembi posti più a Sud.

L'origine marina di questi lembi erosionali è confermata dalla presenza sul terrazzo di S. Domenica di Talao, in parte di natura deposizionale, di sabbie e ghiaie marine poligenicihe a ciottoli ben arrotondati (spessore massimo circa 2 m).

Ai piedi del versante strutturale di Costa Jarmi, lembi di terrazzi marini riferibili a quest'ordine non sono stati rinvenuti, ma non è da escludere che essi siano sepolti al di sotto delle coperture detritiche, costituite da brecce di versante a clasti carbonatici, attualmente presenti alla base del versante. Nel settore centrale dell'area (tra Costa Jarmi e Gelso) l'assenza di quest'ordine di terrazzi può essere legata all'alta densità di drenaggio qui presente; la spinta erosione operata dai corsi d'acqua visibili in quest'area può essere stata responsabile della non conservazione dei lembi di 240-230 m s.l.m..

Nel settore occidentale (tra Gelso ed Anzo dell'Elce), i terrazzi di 240-230 m s.l.m. sono troncati e sospesi da versanti di faglia, dissecati dai corsi d'acqua.

[55] Va, infatti, ricordato che i fori di litodomi non costituiscono dei precisi indicatori del livello del mare, ma sono, piuttosto, degli indicatori di sommersione.

Tali versanti sono orientati NW-SE e N-S ed al loro piede sono presenti i terrazzi di circa 160 m s.l.m.. Essi sono stati probabilmente attivi come falesie nel corso del modellamento di quest'ultimo ordine di terrazzi (160 m s.l.m.; vedi oltre) e sono, dunque, stati cartografati come paleofalesie a controllo strutturale.

La presenza dei fori di litodomi e dei depositi marini a Sorgente Solfrea e la distribuzione dei lembi dei terrazzi di quest'ordine suggerisce l'esistenza all'epoca del loro modellamento di una linea di costa prossima a S. Domenica di Talao ed al versante strutturale di Costa Jarmi, che doveva essere attivo come paleofalesia, e, nel settore occidentale, prossima al rilievo di S. Giovanni.

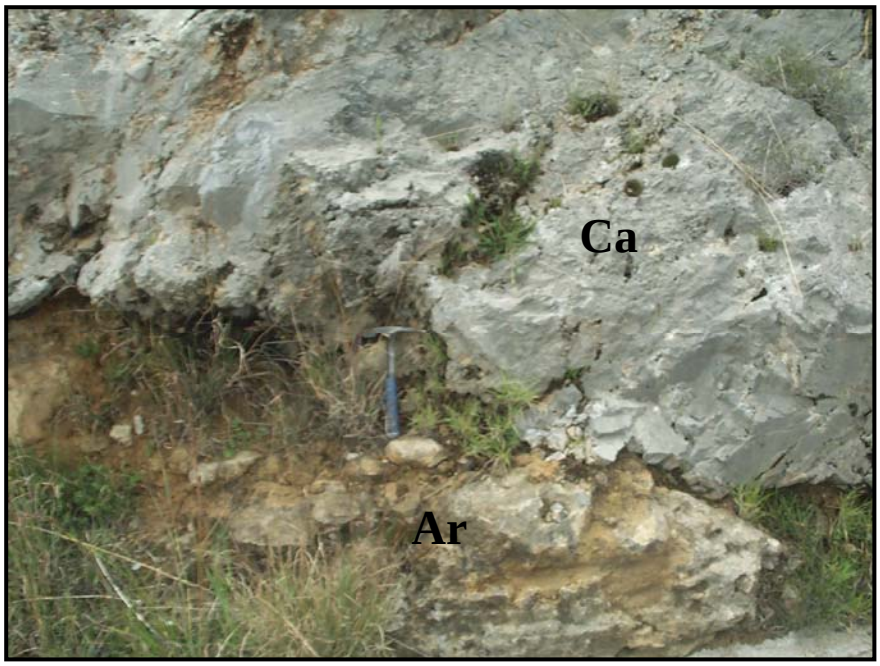


foto 6.24 Areniti marine (Ar) affioranti in appoggio sul substrato carbonatico (Ca) a 240 m s.l.m. a Sorgente Solfrea

foto 6. 25 Il versante strutturale di Costa Jarmi

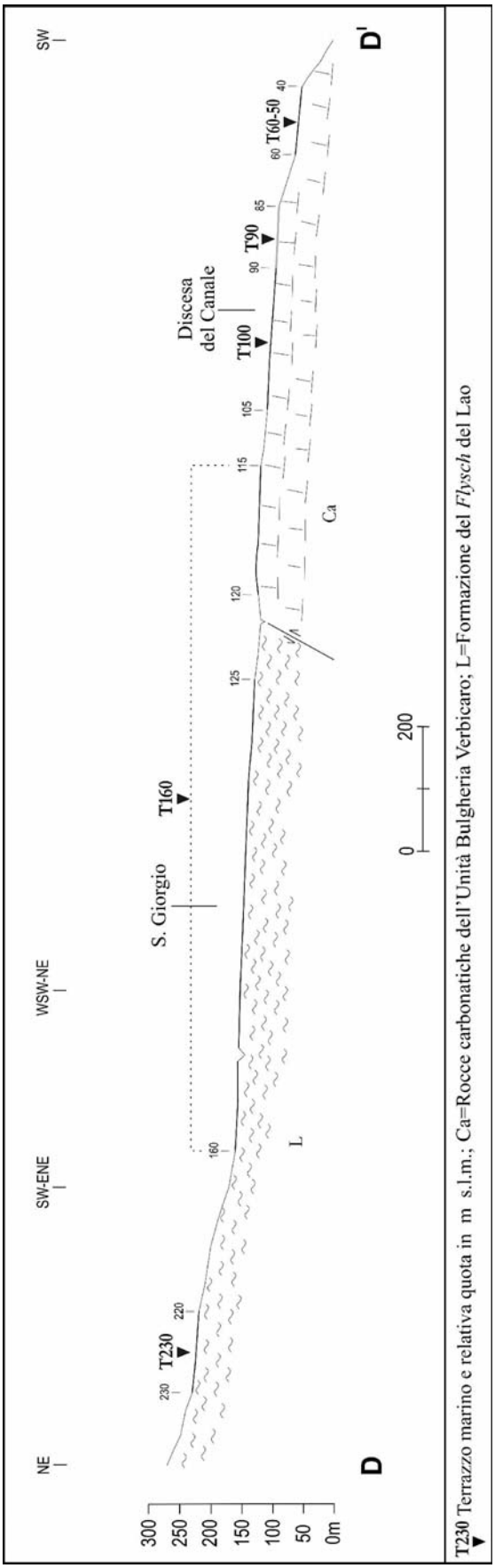


Fig.6.14 Sezione geologica attraverso S.Giorgio e Discesa del Canale (ubicazione in tav.III)

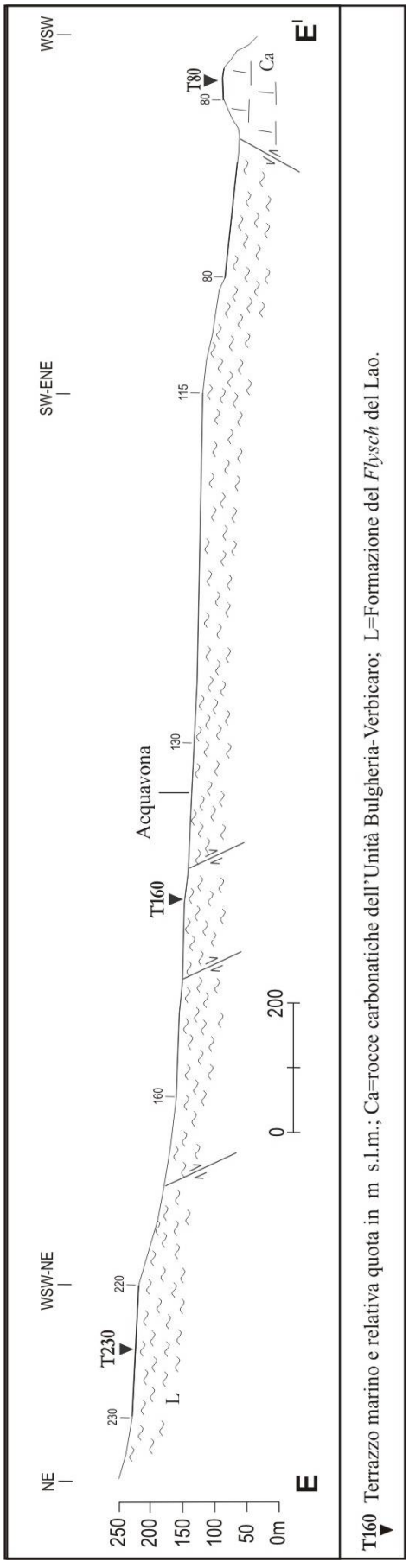


Fig.6.1.5 Sezione geologica attraverso Acquavona (ubicazione in tav. III)

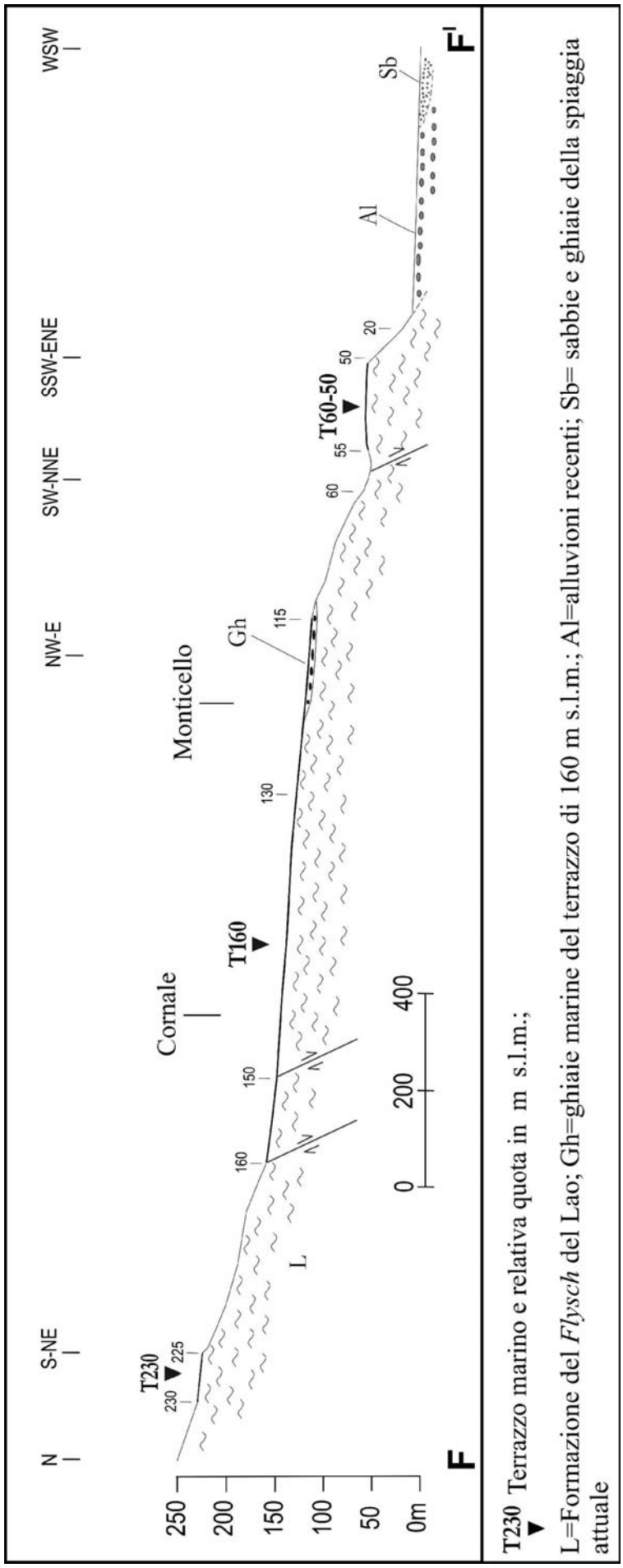


Fig.6. 16 Sezione geologica attraverso Cornale e Monticello (scala delle altezze raddoppiata; ubicazione in tav. III)

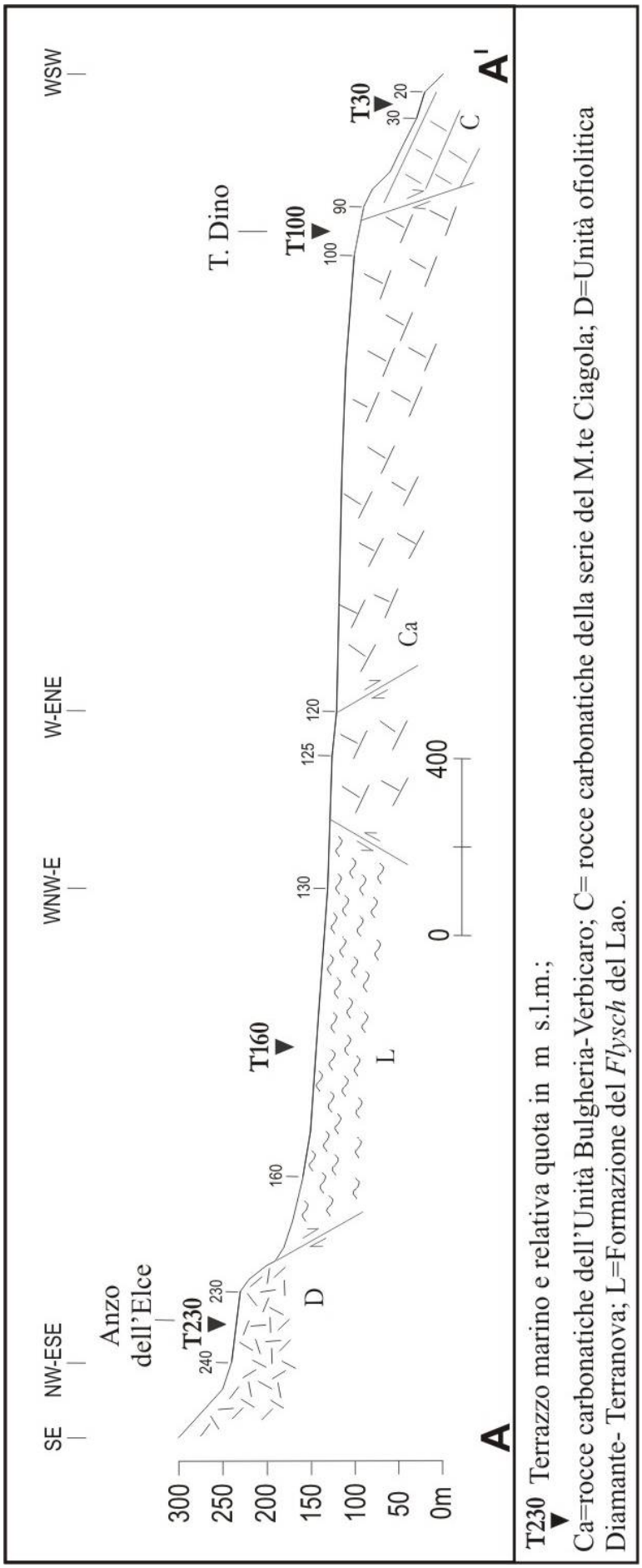


Fig.6. 17 Sezione geologica attraverso Anzo dell'Elce ed il terrazzo di S. Nicola Arcella (ubicazione in tav.III)

I TERRAZZI DI 200-190 M S.L.M.

I terrazzi di circa 200 m s.l.m. sono situati esclusivamente nel settore orientale dell'area (tab 6.2), principalmente al piede del *fault line scarp* orientato NW-SE di Costa Jarmi. L'orlo interno, per lo più sepolto al di sotto di potenti coltri detritiche, è visibile solo in alcuni punti. Esso è posto a quote variabili (200 e 185 m s.l.m.) in destra del Canale Gaforo ed in prossimità di F.te del Gelso. Questa variabilità della quota dell'orlo interno è probabilmente legata all'attività della faglia, orientata circa N-S, su cui è impostato il corso d'acqua susseguente di F.so Grande ed all'attività delle faglie, con all'incirca stessa orientazione, entro cui scorrono i suoi corsi d'acqua tributari.

Quote m s.l.m.	Tra T. S.Nicola e T. Talao	Tra T. Talao e foce Lao
240	240-230 P	240-230 PT
220		
200		200- 190 PT
180		
160	160 PT	160-150 P
140		
130	130 PT	
120		
100	100 P	
	90 P	
80		
	70 P	
60	60-50 PT	60-50 PT
40		
	30 PT	30 PT
20	20 P	
10		
	8 P	
5	5 P	
	3,5 S	
	1 S	

P=piattaforma d'abrasione; **T**=terrazzo deposizionale; **S**=punto di massima concavità di solco tidale. I colori uguali indicano linee di riva di simile età.

tab. 6.2 Tabella sinottica delle linee di riva riconosciute nel settore di costa tra il Porto di S. Nicola e la foce del Fiume Lao

La natura dei terrazzi è prevalentemente erosionale; tutti i lembi sono tagliati nella Formazione del *Flysch* del Lao. Sabbie e ghiaie marine poligeniche dello spessore di pochi metri sono state osservate solo sul lembo in sinistra orografica di F.so Rovezzo.

Nel settore occidentale questi terrazzi sono del tutto assenti. La loro assenza è probabilmente da mettere in relazione con un episodio tettonico che ha interessato l'area, occorso lungo lineamenti orientati circa NW-SE e N-S, messi in evidenza dai versanti strutturali che sospendono i terrazzi di 240-230 m s.l.m. ed al cui piede sono presenti quelli di 160 m s.l.m.. Questo episodio, verificatosi fra il modellamento dei terrazzi di 240-230 m s.l.m. e quello dei terrazzi di 160 m s.l.m., ha condotto alla scomparsa in questo settore dei terrazzi di circa 200-190 m s.lm., che dovevano essere anche qui presenti.

Tra il modellamento dei terrazzi di 240-230 m s.l.m. e quello dei terrazzi di 200 m s.l.m. l'area è stata soggetta ad un lento e costante *uplift*, che ha prodotto il progressivo allontanamento della linea di costa dal versante di Costa Jarmi e dall'area prossima all'abitato di S. Domenica di Talao.

I TERRAZZI DI 160 M S.L.M.

I terrazzi di 160 m s.l.m. sono, fra tutti gli ordini di terrazzi riconosciuti nell'area, quelli che si rinvengono con maggiore continuità laterale e che raggiungono maggiore ampiezza (fino a circa 1,5 km per il terrazzo di Piano dell'Acqua; fig. 6.18).

Nel settore orientale, dove in alcuni casi sono ridotti a stretti crinali a causa della profonda reincisione operata dai corsi d'acqua, delle evidenti scarpate di origine strutturale orientate circa NNW-SSE, che hanno funzionato come paleofalesie al momento del loro modellamento, li separano dai terrazzi di 200 m s.l.m.. In questo settore i terrazzi sono per lo più di natura erosionale, con associati rari depositi marini di esiguo spessore (pochi metri), tagliati sia nella Formazione del *Flysch* del Lao, sia nei depositi fluviali che costituiscono il top della successione della Suvareta 1. I rapporti di *cut-cross* tra questa linea di riva ed i depositi fluviali sono ben evidenti a Marcello- Piano del Fico, dove il lembo di 160 m s.l.m. è chiaramente morfologicamente incastrato nei depositi fluviali della successione della Suvareta 1.

La quota più bassa dell' orlo interno del lembo di Piano della Suvareta, posto a circa 145 m s.l.m., è da mettere in relazione con l'attività della faglia orientata circa NE-SW evidenziata dal corso d'acqua susseguente di Torrente S. Angelo. Tale faglia è probabilmente stata responsabile del ribbassamento di questo lembo rispetto a quelli affioranti nel settore posto a Nord di essa.

Nel settore occidentale all'ordine di 160 m s.l.m. sono riferibili ampi terrazzi, anche qui quasi esclusivamente erosionali, tagliati sia nel substrato carbonatico (a Petrosa- Discesa del Canale ed a Capo Scalea; fig. 6.19, 6.14, 6.17) che nella Formazione del *Flysch* del Lao. Deposti marini di spessore rilevante sono stati osservati a Monticello ed a Profondiero (fig. 6.16 e fig. 6.13). A Monticello sono rappresentati da ghiaie a ciottoli poligenici ben arrotondati e sabbie della stessa natura, dello spessore complessivo di circa 5 m; a Profondiero affiorano per circa 2 m ghiaie a clasti poligenici arrotondati di grosse dimensioni (diametro dell'ordine di diversi decimetri).

L'orlo interno di questi terrazzi si situa, come anticipato sopra, al piede dei versanti strutturali, orientati N-S e NW-SE, che sospendono i terrazzi di 240-230 m s.l.m. ed, a Fonte del Gelso, anche un lembo di terrazzo di circa 200 m s.l.m.. L'attività dei lineamenti che sottendono questi versanti strutturali, unitamente a quella delle scarpate tettoniche, che nel settore orientale separano i terrazzi di questo stesso ordine da quelli di 200 m s.l.m. e bordano verso l'interno i terrazzi tagliati nei depositi della successione della Suvareta 1, è inquadrabile nell'ambito

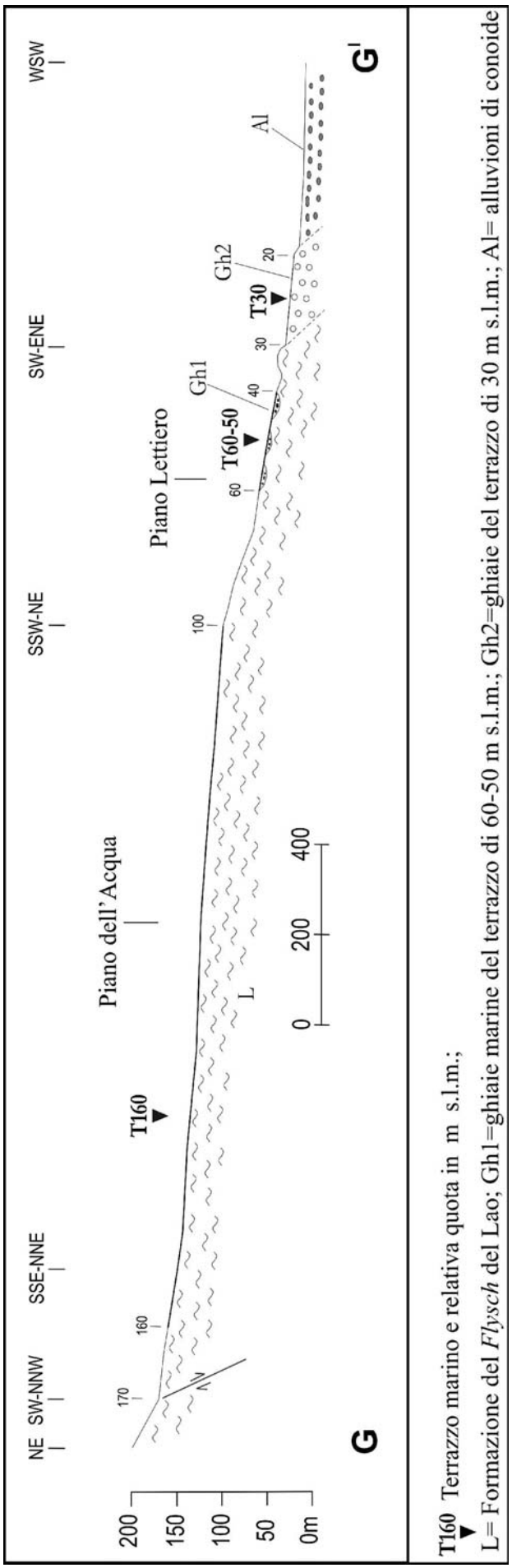


Fig.6. 18 Sezione geologia attraverso Piano dell'Acqua e Piano Lettiero (scala delle altezze raddoppiata; ubicazione in tav. III)

di un episodio tettonico, caratterizzato da faglie con direzione antiappenninica, occorso, come già detto, successivamente al modellamento dei terrazzi di 200 m s.l.m.. Tale episodio nel settore occidentale, se si esclude il lembo di Fonte del Gelso, ha del tutto obliterato i terrazzi di 200 m s.l.m., che sono, invece, come visto, conservati nel settore orientale dell'area. L'elemento di separazione tra i due settori (occidentale ed orientale), caratterizzati da un comportamento tettonico differente (cfr. p. 6.4 per maggiori dettagli), può essere stato rappresentato da un lineamento orientato circa N-S, passante per il corso d'acqua susseguente di F.so Grande o anche per il corso d'acqua ad esso parallelo, situato ad Ovest di Piano dell'acqua.

Scarpate tettoniche orientate in direzione antiappenninica sono evidenti anche all'interno dei terrazzi di 160 m s.l.m., a dislocarne la superficie, particolarmente nel settore occidentale. Tali scarpate indicano il perdurare della tettonica anche durante il modellamento di questi terrazzi.

Nel settore alle spalle dell'abitato di Scalea (tra Petrosa e F.so Rovezzo), i terrazzi di 160 m s.l.m. presentano una porzione superiore a profilo convesso, caratterizzata da maggiore gradiente (in media circa 3°) ed una porzione inferiore a profilo concavo-planare, con gradiente minore (in media circa 1,8°).

La presenza di porzioni di superficie a diverso gradiente e la notevole ampiezza di molte delle superfici, induce ad ipotizzare che i terrazzi appartenenti a questo ordine si siano formati nel corso di più stazionamenti del livello del mare e, dunque, ad interpretarli come terrazzi policiclici.

La porzione di superficie superiore, convessa ed a maggiore gradiente, può essersi modellata durante un abbassamento relativo del livello del mare, dovuto ad un contemporaneo *uplift* dell'area; la porzione inferiore può, invece, essere legata ad un livello del mare relativo caratterizzato da maggiore stabilità.

LA LINEA DI RIVA DI 130 M S.L.M.

L'esistenza di questa linea di riva è chiaramente manifesta solo nel settore di S. Nicola Arcella, dove sono presenti due lembi erosionali tagliati nel substrato carbonatico situati a circa 130 m s.l.m. (su uno di essi sorge l'abitato di S. Nicola Arcella), che appaiono ben separati dal terrazzo sovrastante, di 160 m s.l.m..

Nel settore posto tra l'abitato di Scalea e quello di S. Domenica di Talao, dove i terrazzi sono principalmente tagliati nella più erodibile e meno conservativa Formazione del *Flysch* del Lao, la separazione della linea di riva di 130 m s.l.m. da quella superiore non è chiaramente percettibile ed in molti casi, a partire da 160 m s.l.m., è presente un'unica superficie che la include.

> Va sottolineato che la considerazione che il terrazzo di 130 m s.l.m. sia riferibile ad una linea di riva diversa da quella di 160 m s.l.m. (ad essa successiva) e l'esclusione dell'ipotesi che esso rappresenti una duplicazione tettonica del terrazzo sovrastante, nonostante la sua scarsa rappresentatività, si basano sulla sua continuità laterale con terrazzi marini posti ad analoga quota presenti nel settore di costa posto immediatamente a Nord (settore di Praia a Mare; cfr. cap.5).

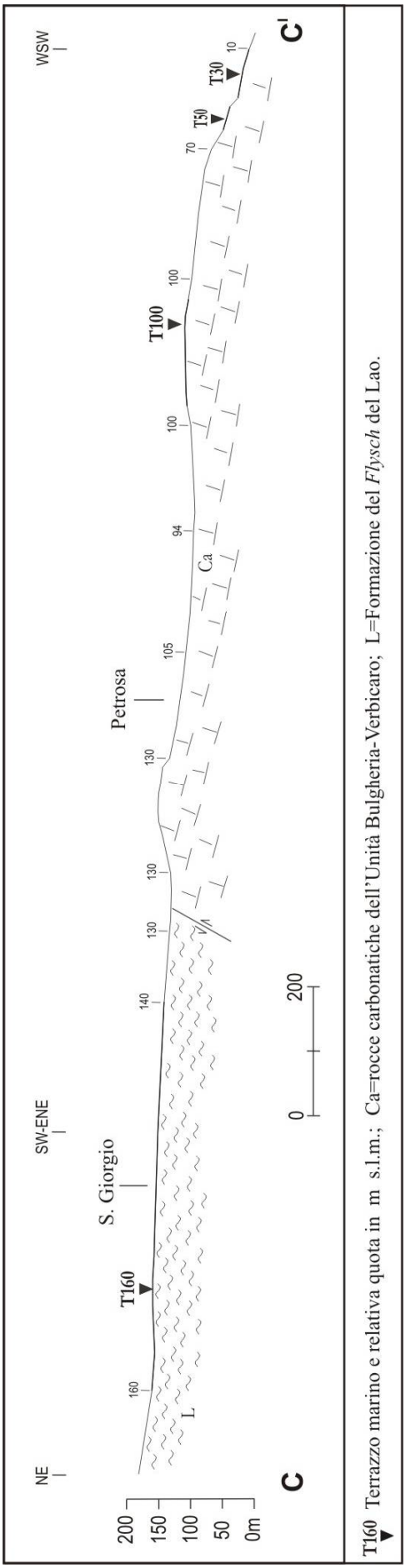


Fig.6. 19 Sezione geologica attraverso S. Giorgio e Petrosa (ubicazione in tav. III)

La scarsa rappresentatività di questa linea di riva e la sua non buona separazione in molti punti dell'area dai terrazzi superiori (di 160 m s.l.m.) inducono ad ipotizzare che la sua formazione è avvenuta in un periodo di tempo di poco successivo a quello nel corso del quale si sono modellati i terrazzi di 160 m s.l.m., mentre l'area era soggetta ad *uplift*.

I TERRAZZI DI 100 M S.L.M.

Anche questi terrazzi sono ben visibili e distinguibili solo nelle aree di affioramneto delle rocce carbonatiche (tab 6.2), più conservative da un punto di vista morfologico, a Capo Scalea e Petrosa.

I lembi dell'ordine di 100 m s.l.m. appaiono ben separati dai terrazzi superiori a Palazzo del Principe, Discesa del Canale (fig. 6.14 e foto 6.26) ed a Petrosa (fig.6.19); in quet'ultima località il lembo di 100 m s.l.m. rappresenta il residuo di una più ampia superficie. Tale lembo è stato, infatti, "risparmiato" dall'erosione legata ai processi carsici responsabili della formazione della dolina qui visibile (foto 6.27).

I due lembi di 100 m s.l.m. presenti sul promontorio di Capo Scalea (tra cui il terrazzo di Torre Dino- fig. 6.17) sono inclusi nella superficie superiore, da cui sono distinguibile in quanto caratterizzati da un gradiente notevolmente inferiore.

I TERRAZZI DI 90-80 M S.L.M.

Questi terrazzi sono stati rinvenuti in località Carpini, tra Petrosa e Discesa del canale ed in destra e sinistra orografica del Canale Basso.

A Carpini è presente un ridotto lembo erosionale tagliato nel substrato carbonatico ed una più ampia superfice deposizionale, reincisa dal corso d'acqua di V.ne Carpini, corrispondente al top del deposito biocalcarenitico (fig. 6.13), già descritto nel p.6.2.1.4.

Tra Petrosa e Discesa del Canale è visibile una superficie erosionale lateralmente più estesa che non risulta separata dal terrazzo di 100 m s.l.m. da una scarpata o rottura di pendenza, ma che è evidenziata nella topografia perché caratterizzata da un minore gradiente rispetto al terrazzo superiore (fig. 6.14).

In destra e sinistra del Canale Basso a quest'ordine sono riferibili dei lembi erosionali di più ridotte dimensioni tagliati sia nel substrato carbonatico sia nei terreni della formazione del *Flysch* del Lao.

La distribuzione dei terrazzi di 90-80 m s.l.m. delinea l'esistenza all'epoca del loro modellamento di una "paleobaia" in corrispondenza di località Carpini. Tale paleobaia ha occupato un'area in precedenza in ambiente continentale, una paleovalle, come evidenziato dalla presenza dei depositi fluviali al di sotto della successione di biocalcareniti, sabbie ed argille che costituisce il terrazzo deposizionale (cfr. p. 6.2.1.4).

foto 6.26 Il terrazzo di 100 m s.l.m. di Discesa del Canale

foto 6.27 Panoramica della dolina visibile a Petrosa

L'ETÀ DELLE LINEE DI RIVA DI 100 M S.L.M. E 90-80 M S.L.M.

Per i terrazzi di 100 m s.l.m. un'età Pleistocene medio iniziale (*stage 19*) è ipotizzabile, sulla base della loro correllazione con la sedimentazione delle argille, ed argille sabbiose delle successioni di Fornaci S. Nicola, Casa Morganti e Suvareta 2. Le analisi paleoambientali hanno, infatti, fornito, come visto, per tali depositi un ambiente di sedimentazione variabile dall'infralittorale al circalittorale (cfr. p. 6.2.1). Considerando, però, che fra questi depositi quelli di mare più profondo (di Fornaci S. Nicola e Casa Morganti), riferiti al piano circalittorale superiore, attualmente affiorano fino a circa 50-60 m s.l.m., una loro associazione con una linea di riva posta oggi a circa 100 m s.l.m è ipotizzabile. In tale ipotesi, i terrazzi di 100 m s.l.m. rappresentano le piattaforme d'abrasione che il mare modellava mentre all'interno di un basso strutturale sedimentavano le argille, le argille sabbiose e le sabbie rinvenute a Fornaci S. Nicola, Casa Morganti, Piano della Suvareta e negli altri affioramenti correlabili a tali successioni, descritti in precedenza (cfr. p. 6.2.1.5).

L'età dei terrazzi di 90-80 m s.l.m., il cui modellamento è occorso successivamente a quello dei terrazzi di 100 m s.l.m., è ancora Pleistocene medio. In particolare, il riferimento di questi allo *stage 17* è ipotizzabile, in quanto essi sono associabili alla sedimentazione delle biocalcareniti di Carpini, che, come visto, sono correlabili, per posizione stratigrafica, con quelle delle successioni di Fornaci S. Nicola e della Suvareta 2, la cui deposizione è avvenuta nel corso di una regressione, con un livello del mare in abbassamento relativo, successivamente a quella delle argille e argille sabbiose.

L'ETÀ DELLE LINEE DI RIVA COMPRESI TRA 240- 230 E 100 M S.L.M.

In accordo con la loro posizione morfologica, un'età Pleistocene inferiore può essere dedotta per le linee di riva poste al di sopra dei terrazzi di 100 m s.l.m..

I terrazzi di 160 m s.l.m. si sono formati successivamente al Santerniano. A tale piano marino, come visto, sono, infatti, riferibili, su base biostratigrafica, i depositi della successione della Suvareta 1, tagliati dai terrazzi di quest'ordine nel settore orientale dell'area. Le caratteristiche morfologiche (l'ampiezza delle superfici ed il notevole dislivello altimetrico; si estendono in alcuni casi tra 160 e circa 110 m s.l.m.) dei terrazzi di 160 m s.l.m.inducono, inoltre, ad ipotizzare che la loro formazione sia avvenuta nel corso di un lungo periodo di tempo; un loro modellamento nel corso dell'Emiliano e del Siciliano è ipotizzabile. Nel corso dell'Emiliano e del Siciliano è cronologicamente inquadrabile anche la linea di riva di 130 m s.l.m., il cui modellamento, come già detto, non è occorso molto tempo dopo quello dei terrazzi di 160 m s.l.m..

La natura policiclica dei terrazzi di 160 m s.l.m. si accorda bene con la loro attribuzione al Pleistocene inferiore. E', infatti, noto che durante il Pleistocene inferiore, caratterizzato da oscillazioni eustatiche di ridotta ampiezza (SHACKLETON, 1987; WILLIAMS *et alii*, 1988; PILLANS *et alii*, 1998), lungo un settore costiero soggetto ad un costante e lento *uplift* si sviluppa frequentemente un'unica superficie erosionale caratterizzata da notevole ampiezza, spesso

costituita da diversi terrazzi individuali separati da falesie di ridotta altezza (TRENHAILE, 2002b).

I terrazzi di 200 m s.l.m., il cui modellamento è avvenuto precedentemente a quello dei terrazzi di 160 m s.l.m., sono correlabili per posizione stratigrafica con il complesso transizionale e costiero della successione della Suvareta 1. Un'età santerniana può, dunque, essere assunta per tali terrazzi.

La linea di riva superiore, di 240-230 m s.l.m., rappresentata a S. Domenica di Talao-Marcello da un terrazzo in cui sono morfologicamente incastrati i depositi fluviali della successione della Suvareta 1 e che in più punti risulta separata da quella sottostante (di 200 m s.l.m.) solo da una scarpata di ridotta altezza, può essersi modellata sempre nel Santerniano. Non è, però, del tutto da escludere che essa sia più antica del Santerniano.

6.2.2.2 *Le linee di riva situate tra 70 e 30 m s.l.m..*

Al di sotto di 70 m s.l.m. fino all'attuale livello del mare sono stati rinvenuti 8 distinti ordini di linee di riva posti rispettivamente a 70, 60-50, 30, 20, 8, 5, 3,5 e 1 m s.l.m.. La gradinata completa è osservabile solo nel settore nordoccidentale dell'area (tab 6.2), dove affiorano principalmente le rocce carbonatiche, caratterizzate rispetto ai terreni della formazione del *Flysch* del Lao, da maggiore conservatività morfologica; nell'area a Sud di Scalea, dove si estende l'ampia piana alluvionale del fiume Lao, affiorano, invece, solo i terrazzi di 50 e 30 m s.l.m..

Delle morfologie più giovani, poste a partire da 20 m s.l.m., si discuterà, come anticipato, nel successivo paragrafo.

I terrazzi di 70 m s.l.m. sono rappresentati da ridotti lembi tutti di natura erosionale, tagliati, oltre che nei carbonati del substrato, anche nelle biocalcareniti mediopleistoceniche che costituiscono il terrazzo deposizionale di 90-80 m s.l.m. di Carpini (fig. 6.13). In quest'ultima località, al terrazzo di 70 m s.l.m. sono associati i già descritti conglomerati marini poligenici (cfr. p. 6.2.1.4), trasgressivi sulle argille sabbiose che costituiscono il top della successione di Carpini.

I terrazzi di 60-50 m s.l.m. sono sia di natura erosionale, tagliati nella Formazione del *Flysch* del Lao (fig. 6.16 e fig. 6.18) e nei carbonati del substrato (fig. 6.14 e fig. 6.19), sia di natura deposizionale.

I depositi marini che costituiscono il lembo deposizionale posto in destra del Torrente S. Angelo (superficie di Foresta; fig. 6.5, foto 6.28), già descritti nel p. 6.2.1.1, sono, come visto in precedenza, discordanti sulle biocalcareniti, sulle argille e sulle ghiaie fluviali della successione di Fornaci S. Nicola.

I depositi che costituiscono il terrazzo posto in sinistra orografica del medesimo torrente sono trasgressivi sulle biocalcareniti della successione della Suvareta 2 (fig. 6.8).

Ai lembi erosionali si associano depositi marini di ridotto spessore (foto 6.29). Placche di depositi marini costituite da ciottoli carbonatici arrotondati in matrice arenitica rossa ed areniti della stessa natura sono state osservate sulle dolomie del substrato su un lembo erosionale visibile in località Petrosa. In quest'ultima località ed a Discesa del canale l'ordine di terrazzi di 60-50 m s.l.m. si situa ai piedi di due tratti di una paleofalesia a controllo strutturale orientata circa NNW-SSE, che sospende verso monte i terrazzi di 100 e 90-80 m s.l.m..

Una scarpata di origine strutturale all'incirca con la stessa orientazione è visibile all'interno della superficie di 60-50 m s.l.m. di Foresta. L'attività di quest'ultimo lineamento, il quale è evidenziato anche dai brevi corsi d'acqua susseguenti visibili poco più a Sud (che si allineano con la scarpata) è successiva alla formazione del terrazzo di 60- 50 m s.l.m., che risulta da esso duplicato.

foto 6.28 Vista dall'alto del terrazzo marino di 60-50 m s.l.m. di Foresta

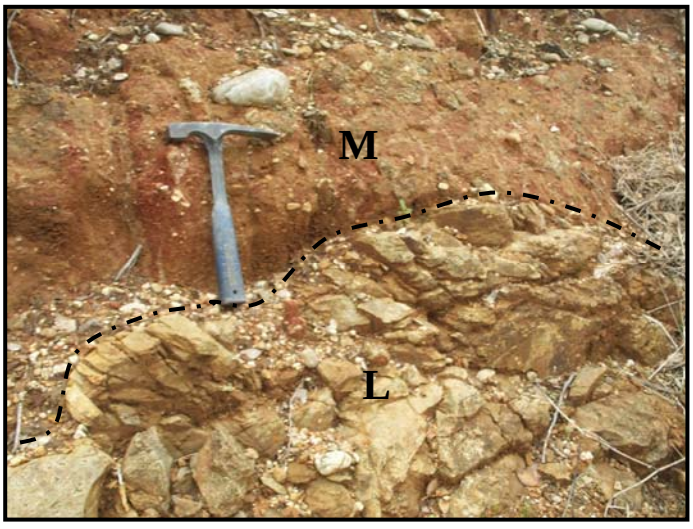


foto 6.29 Contatto fra il substrato (L) ed i depositi marini (M) del terrazzo di 60-50 m s.l.m. di Piano Lettiero

I terrazzi di 30 m s.l.m. sono di natura erosionale sul promontorio di Capo Scalea ed a Petrosa (fig. 6.17 e fig. 6.19), tagliati nei carbonati del substrato, e di natura deposizionale nell'area della piana del fiume Lao.

Sul promontorio di Capo Scalea, sul lembo erosionale più settentrionale, sono state osservate, in appoggio sul substrato carbonatico, placche di puddinghe poligeniche costituite da ciottoli di dimensioni del diametro da centimetriche a decimteriche.

I depositi che costituiscono i terrazzi deposizionali, descritti nel paragrafo 6.2.1.5, sono stati ben osservati in sinistra orografica del Torrente S. Angelo, a Piano della Suvareta.

A Foresta, il lembo deposizionale di 30 m s.l.m. risulta bordato verso monte da una paleofalesia a controllo strutturale che sospende il terrazzo di 60-50 m s.l.m.. Tale paleofalesia è orientata parallelamente alla scarpata strutturale individuata all'interno del suddetto terrazzo (vedi sopra), circa NNW-SSE. Una paleofalesia a controllo strutturale con la stessa orientazione sospende, inoltre, il terrazzo di 30 m s.l.m. rispetto alla piana alluvionale attuale.

ETÀ DELLE LINEE DI RIVA COMPRESE TRA 70 E 30 M S.L.M.

In base al riferimento della linea di riva sottostante alla sequenza di terrazzi sino ad ora descritta, situata a 20 m s.l.m., allo *stage 9* o *7* (cfr. paragrafo successivo, 6.2.3), in accordo con la loro posizione morfologica, un'età più antica dello *stage 9* può essere dedotta per i terrazzi di 70, 60-50 e 30 m s.l.m.. La loro formazione è, inoltre, sicuramente avvenuta successivamente alla deposizione delle biocalcareniti mediopleistoceniche di Carpini e Fornaci S. Nicola, dal momento che i terrazzi di 70 m s.l.m. sono tagliati in questi depositi in località Carpini.

La formazione dei terrazzi di 60 m s.l.m. è, inoltre, occorsa anche in seguito ad un episodio continentale responsabile della deposizione delle ghiaie fluviali della successioni di Fornaci S. Nicola, della Suvareta 2 e di Casa Morganti, verificatosi nell'ambito di una regressione eustatica del livello marino. I rapporti di cronologia relativa tra i terrazzi di 70 m s.l.m. ed i depositi fluviali di queste successioni non sono, invece, chiari, dal momento che i primi non sono stati rinvenuti nelle aree di affioramento di quest'ultimi; tuttavia il fatto che a Nord di Scalea i terrazzi di 70 m s.l.m. e gli ordini successivi costituiscano una gradinata completa e che tra i terrazzi di 70 e quelli di 60 m s.l.m. non siano stati rinvenuti depositi continentali, induce a ritenere anche la formazione dei terrazzi di 70 m s.l.m. successiva ai depositi fluviali delle successioni di Fornaci S. Nicola, della Suvareta 2 e Casa Morganti. In tale ipotesi, il modellamento dei terrazzi di 70, 60-50 e 30 m s.l.m., inquadrabile cronologicamente nel Pleistocene medio, è avvenuto successivamente alla deposizione delle biocalcareniti e dei sedimenti fluviali mediopleistocenici. In particolare, essendo i depositi fluviali riferibili allo *stage 16* (cfr. p. 6.2.1.1), una correlazione delle linee di riva di 70, 60-50 e 30 m s.l.m. rispettivamente con gli *stages 15*, *13* ed *11* può essere ipotizzata, in base alla loro posizione altimetrica.

Le quote a cui si rinvengono i diversi terrazzi, notevolmente più elevate di quelle dei corrispondenti livelli marini eustatici, suggeriscono che nel corso del Pleistocene medio l'area è stata sottoposta ancora ad *uplift*.

6.3 Analisi stratigrafica e geomorfologica delle successioni del tardo Quaternario (Pleistocene medio finale-Olocene)

Tra le linee di riva più giovani, situate a partire da circa 20 m s.l.m., solo quella di 20 m s.l.m. è cartografabile alla scala della carta geomorfologica. Essa è rappresentata dal già descritto (cfr. cap 4) lembo erosionale presente a Torre S. Nicola, tagliato nei carbonati del substrato. L'esistenza di questo ordine, nonostante la sua scarsa rappresentatività in quest'area, è supposta in base alla continuità laterale del terrazzo di Torre S. Nicola con i terrazzi posti circa alla stessa quota affioranti nel settore di costa posto più a Nord (cfr. cap. 5).

Le linee di riva riconosciute al di sotto dei 20 m s.l.m., localizzate a 8, 5, 3,5 e 1 m s.l.m., sono rappresentate da piccole piattaforme d'abrasione, non cartografabili alla scala della carta, e da solchi tidali (tab 6.2). Esse sono state rinvenute esclusivamente lungo la costa carbonatica posta immediatamente a N dell'abitato di Scalea ed a Torre Talao. In particolare, una piattaforma d'abrasione, già segnalata da BRANCACCIO & VALLARIO (1968), è visibile lungo il piccolo promontorio che borda a Nord la spiaggia di Scalea, in località Lainello (fig. 6.20). L'orlo esterno è situato a circa 5,5 m s.l.m.; l'orlo interno non è visibile, perché coperto da brecce di versante a clasti carbonatici in matrice terrosa rossa, ma la piattaforma, che risulta piuttosto estesa lateralmente, sale verso l'interno fino a raggiungere almeno 8 m s.l.m.. Tale piattaforma taglia le dolomie del substrato ed in parte anche una biocalcarenite giallina con cespi di *Cladocora caespitosa* e gusci di molluschi. Placche di un deposito marino costituito da puddinghe carbonatiche eterometriche sono presenti sulla piattaforma.

La biocalcarenite giallina si rinviene in altri punti della costa posta a Nord, dove include anche ciottoli carbonatici con dimensioni del diametro dell'ordine del millimetro, fino a circa 12 m s.l.m., in appoggio sul substrato carbonatico. Essa è riferibile ad un livello del mare precedente alla linea di riva di 8 m s.l.m., che la taglia.

Una biocalcarenite con analoghe caratteristiche è visibile anche presso lo "scoglio" con top a circa 25 m s.l.m. di Torre Talao. Tale biocalcarenite si rinviene lungo le pareti carbonatiche, che presentano un assetto subverticale e sono forate da litodomi, a quote piuttosto variabili (la quota massima di affioramento osservata è circa 13 m s.l.m.) in placche ed in alcuni punti a riempimento di incisioni subverticali.

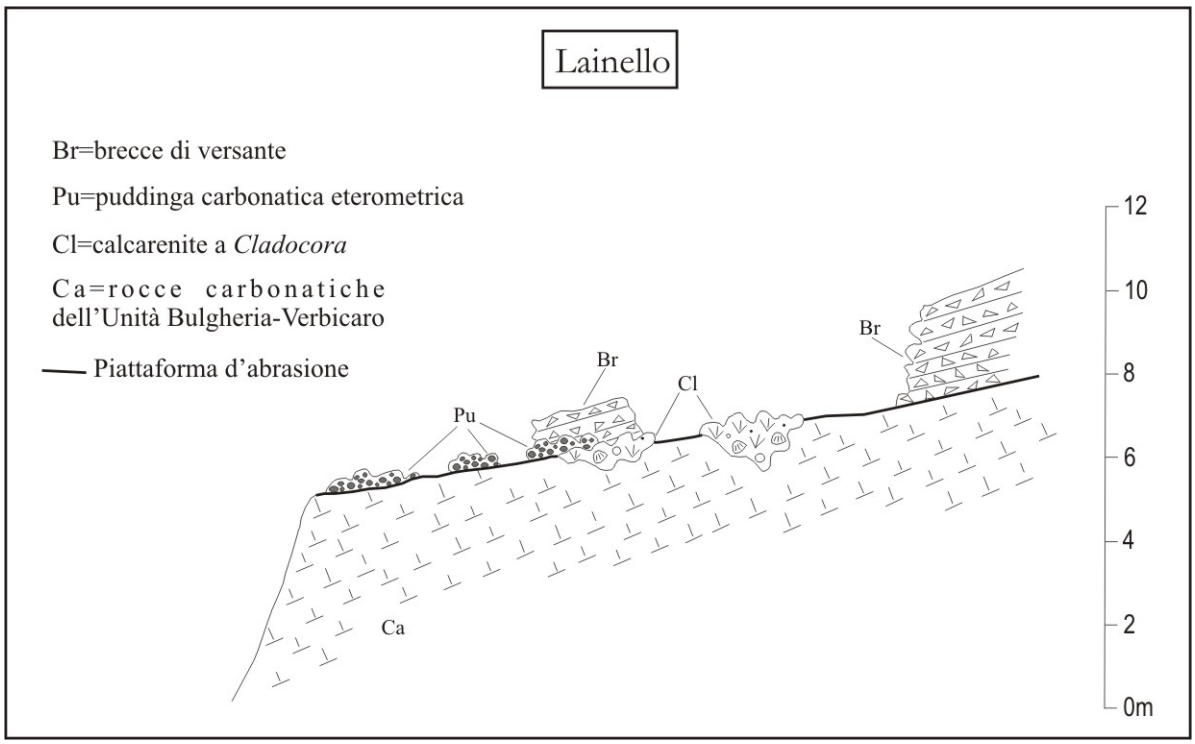


Fig.6. 20 Profilo schematico dei depositi e delle morfologie affioranti a Lainello

La presenza dei fori di litodomi e della biocalcarenite a *Cladocora* lungo tutte le pareti, indica che, al momento della messa in posto di questo deposito, questo scoglio doveva essere completamente circondato dal mare e costituire un'isola.

> Il sito di Torre Talao è particolarmente noto nella letteratura archeologica in quanto lungo le sue pareti si aprono numerose cavità, all'interno delle quali è stato ritrovato il primo giacimento paleolitico della Calabria. In particolare, PATRONI (1897) segnala brecce ossifere associate a numerosi resti di fauna pleistocenica di "tipo caldo" e manufatti litici di fattura musteriana; BLANC & CARDINI (1958-61) nel versante orientale del promontorio individuano un deposito archeologico spesso circa 10 m sovrapposto ad un "lembo di spiaggia marina, costituito da grandi e piccoli blocchi di roccia fluitati e perforati da litodomi". Questi ultimi Autori segnalano, inoltre, fori di litodomi in parete fino a 20 m s.l.m..
> La presenza delle brecce ossifere e dei manufatti musteriani indica che successivamente al Tirreniano, nel corso dell'Ultima Glaciazione, lo scoglio di Torre Talao doveva essere collegato alla terraferma.
> Esso appare, invece, ancora parzialmente circondato dal mare e collegato alla terraferma solo tramite una lingua di sabbia, a costituire un tombolo, nelle foto d'epoca dell'inizio del novecento.

Un campione di *Cladocora* proveniente dalla biocalcarenite di Torre Talao è stato datato da CAROBENE *et alii* (1986) con il metodo Th^{230}/U^{234}; l'età di 252^{+70}_{-40} ka da essi ottenuta, seppur caratterizzata da un elevato *range* di errore, può essere ritenuta essenzialmente affidabile[56]. Essa indica che la biocalcarenite si è deposta, considerando il *range* di errore positivo tra gli *stage 9.3* e *9.2***,** o durante lo *stage 7.3*, considerando l'errore negativo (MARTINSON *et alii,* 1987).

[56] Per tale motivo la *Cladocora* qui affiorante non è stata ricampionata per effettuare delle nuove datazioni.

Il deposito a *Cladocora caespitosa* rinvenuto lungo il tratto di costa qui esaminato è stato associato da CAROBENE (1987) e da CAROBENE & DAI PRA (1991) a dei fori di litodomi rinvenuti nel substrato carbonatico fino a 20 m s.l.m. In accordo con questa correlazione ed anche in base a quanto è osservabile nel tratto di costa posto a Nord di S. Nicola Arcella, dove la biocalcarenite a *Cladocora* si associa ad ampie piattaforme estese tra circa 20 e 10 m s.l.m. (cfr. p 5.3.2), il deposito a *Cladocora* qui rinvenuto può essere riferito ad un livello del mare di circa 20-15 m s.l.m. ed associato al sopra citato terrazzo di 20 m s.l.m. di Torre S. Nicola. Tale terrazzo rappresenta, dunque, considerando il riferimento del deposito a *Cladocora* agli *stages 9* o *7*, l'ultima linea di riva del Pleistocene medio.

Piattaforme situate a circa 8 m s.l.m. sono visibili, oltre che a Lainello, anche nel tratto di costa situato a Nord di Grotta della Pecora. In questo stesso settore di costa sono anche presenti le piattaforme d'abrasione situate a circa 5 m s.l.m. ed i solchi tidali di 3,5 m s.l.m. (fig. 6.21 e fig. 6.22), già segnalati da CAROBENE *et alii* (1986) e CAROBENE (1987).

Tutte le suddette morfologie di origine marina (le piattaforme di 8 e 5 m s.l.m. ed i solchi di 3,5 m s.l.m.) sono tagliate sia nelle dolomie del substrato che nella biocalcarenite a *Cladocora* e sono visibili lungo le pareti che bordano verso l'interno le piccole cale (es. Cala Luna) presenti lungo questo tratto di costa e sui piccoli promontori a controllo strutturale, orientati prevalentemente circa NE-SW.

Placche di puddinghe costituite da ciottoli carbonatici arrotondati, talora immersi in matrice calcarenitica gialla e che includono a volte gusci di molluschi, si rinvengono in alcuni casi sulle piattaforme di 8 e 5 m s.l.m..

Dei conglomerati eterometrici, costituiti da ciottoli carbonatici arrotondati di grosse dimensioni (diametro di dimensioni superiori al metro) forati da litodomi e da ciottoli di dimensioni centimetriche, si rinvengono, invece, a placcare le pareti dei solchi di 3,5 m s.l.m.. Tali conglomerati, che in un punto affiorano fino al livello attuale del mare, sono riferibili al medesimo stazionamento del livello del mare testimoniato dal solco di 3,5 m s.l.m..

Brecce carbonatiche eterometriche a clasti spigolosi, che presentano matrice rossa, talora prevalente, si rinvengono sulle piattaforme di 8 m s.l.m. (fig. 6.22) anche in questo tratto di costa. Brecce di versante stratificate con analoghe caratteristiche sono, inoltre, visibili anche nella cala di Grotta della Pecora e nella cala posta poco a Sud-Ovest di quest'ultima; esse affiorano lungo le pareti che bordano verso l'interno queste cale (cale entro cui sono impostate delle *pocket beaches*), in appoggio sul substrato carbonatico. L'appoggio sul substrato avviene attraverso una superficie suborizzontale assimilabile ad una piattaforma d'abrasione posta a circa 8,5-8 m s.l.m.. Le brecce e le sottostanti rocce carbonatiche sono tagliate da una paleofalesia riferibile al picco massimo della trasgressione versiliana.

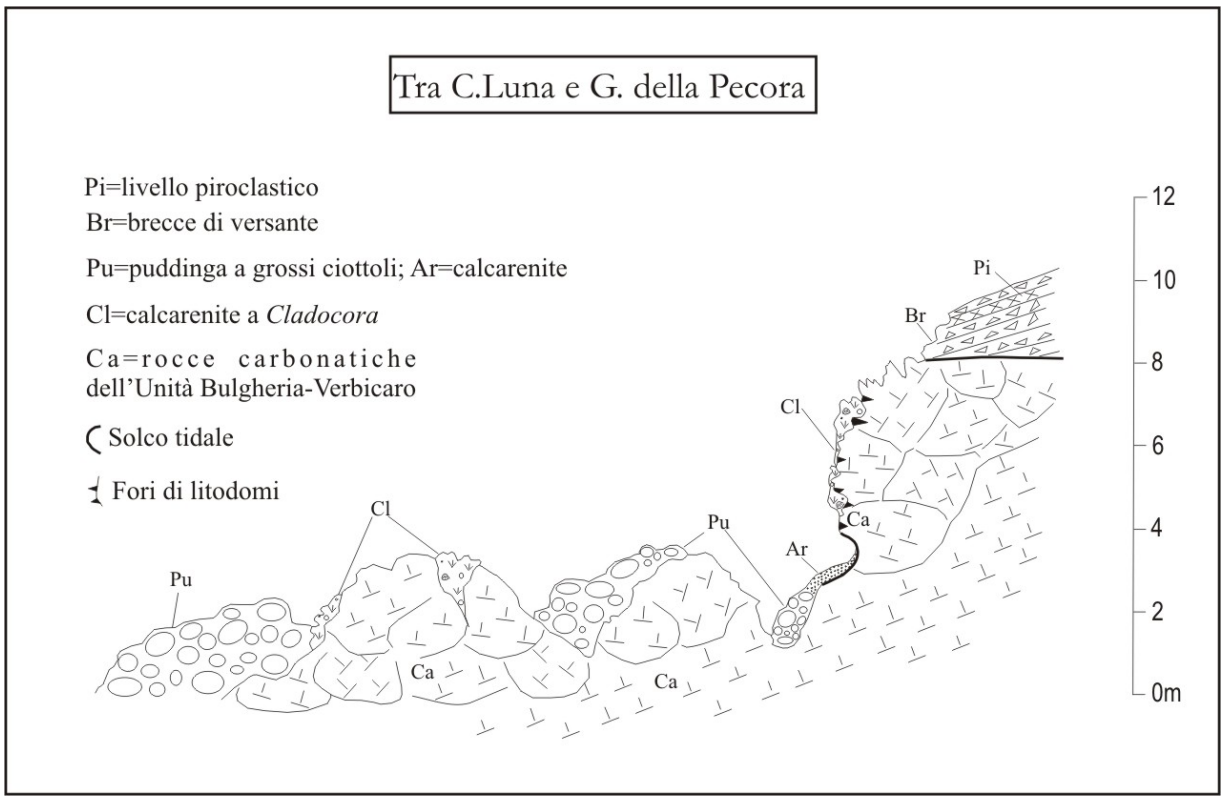


Fig.6. 21 Profilo schematico dei depositi e delle morfologie affioranti tra C. Luna e G. della Pecora

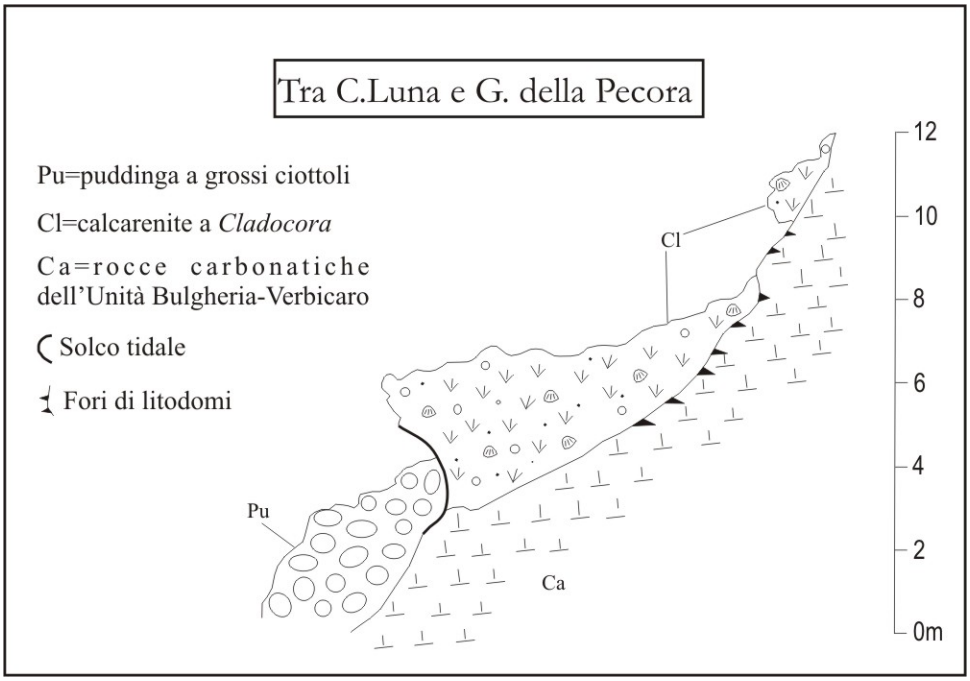


Fig.6. 22 Profilo schematico dei depositi e delle morfologie affioranti tra C. Luna e G. della Pecora

Un livello piroclastico di colore giallo, dello spessore massimo di 30 cm, già segnalato da SCANDONE & LIRER (1966), LIRER *et alii* (1967) e BRANCACCIO & VALLARIO (1968) è presente in diversi punti all'interno delle brecce sovrastanti le piattaforme di 8 m s.l.m.. Tale deposito è stato attribuito da SCANDONE & LIRER (1966), LIRER *et alii* (1967) al "wurm finale" (fasi finali dell'Ultima

Glaciazione); circa la provenienza del materiale piroclastico, gli stessi Autori ipotizzano l'esistenza durante il "Wurm finale" di un vulcano nel Mar Tirreno.

I solchi tidali con punto di massima concavità posto a circa 1 m s.l.m., che rappresentano la più bassa e più recente fra le linee di riva rilevate, sono stati rinvenuti solo in due siti localizzati nel tratto di costa compreso tra Grotta della Pecora e Cala Luna; essi sono tagliati in entrambi i casi nelle dolomie del substrato.

Le linee di riva poste al di sotto di 20 m s.l.m. possono essere considerate in base alla loro posizione altimetrica più giovani del Pleistocene medio finale. In particolare, quelle di 8, 5 e 3,5 m s.l.m. possono ricadere tutte nel Pleistocene superiore ed essere ascritte a distinti picchi dello *substage 5e*. L'esistenza di più oscillazioni del livello marino all'interno del *substage 5e* è, d'altra parte, come visto, ampiamente documentata in letteratura. L'attribuzione delle linea di riva di 8 m s.l.m. al Tirreniano è confermata anche dall'età del livello piroclastico presente nelle brecce di versante poste sulle piattaforme di tale quota, la cui messa in posto è avvenuta nell'ambito dell'Ultima Glaciazione.

La linea di riva di 1 m s.l.m. può rappresentare l'Olocene. In tale ipotesi, essa indica il perdurare del sollevamento dell'area costiera in esame anche nel corso dell'Olocene.

Nell'area costiera posta a Sud di Lainello, dominata dall'ampia piana alluvionale del fiume Lao, come visto, a partire da 20 m s.l.m., fatta eccezione per il sito di Torre Talao, non sono state rinvenute linee di riva.

Le uniche informazioni disponibili per quest'area derivano da tre sondaggi, reperiti negli allegati al piano regolatore del comune di Scalea, eseguiti a quote del piano campagna comprese tra 3,5 e 4 m s.l.m., in località Pantano (nel settore di piana situato ad Ovest di Foresta ed a Sud della conoide olocenica di F.te delle Fornaci) ed in parte da fonti storiche.

Nei tre sondaggi al di sotto di un "terreno di copertura grigio chiaro" dello spessore di 50 cm è segnalato un "limo argilloso grigio scuro-nerastro", che presenta in un sondaggio uno spessore di 20 cm, negli altri due uno spessore di circa 3,5 m. Questo limo-argilloso poggia su un "terreno rossastro a matrice sabbiosa-argillosa", che raggiunge lo spessore massimo di 7,5 m ed una profondità massima di 9,5 m dal piano campagna, il quale poggia a sua volta su un "terreno grigio-chiaro a matrice sabbioso-argillosa", che raggiunge la profondità massima di 16,7 m. Al di sotto di quest'ultimo deposito fino a 25 m di profondità è segnalata la presenza di un "terreno biancastro con sabbie grossolane" e di "ghiaia con ciottoli a contorno arrotondato".

Nonostante le descrizioni poco dettagliate, è possibile ipotizzare che il "limo argilloso grigio-scuro nerastro" rappresenti un deposito palustre o lagunare. La possibilità dell'esistenza in passato di una laguna nell'area interessata dai sondaggi e, per altro, suggerita anche dai punti quotati visibili nella carta topografica in scala 1:10.000, che evidenziano in tale area la presenza di una

depressione morfologica tra 4 e 3 m s.l.m., che si raccorda verso mare ad un alto topografico con top intorno a 4 m s.l.m., allungato circa parallelamente alla linea di costa attuale, a delineare un antico sistema cordone-laguna costiera.

Nell'ipotesi in cui la sedimentazione del limo-argilloso sia riferibile ad una laguna costiera di età olocenica in comunicazione con il mare e, dunque, ad un livello di base assoluto, il suo top situato a circa 3,5- 3 m s.l.m., indicherebbe un sollevamento di notevole entità nel corso dell'Olocene. Tuttavia non vi sono elementi per non considerare delle ipotesi alternative, quali la possibilità che la sedimentazione dei limi argillosi sia avvenuta durante l'Olocene, ma all'interno di uno specchio d'acqua non in comunicazione con il mare e, dunque, non relazionabile ad un livello di base assoluto, o anche la possibilità che il sistema laguna-cordone sia più antico e sia riferibile al Pleistocene superiore.

Il "terreno rossastro a matrice sabbiosa-argillosa", presente al di sotto del limo-argilloso è riferibile ad un ambiente di sedimentazione continentale, i sottostanti depositi con ciottoli a contorno arrotondato possono, invece, essere rappresentativi di un ambiente di sedimentazione marino. Nell'ipotesi in cui il limo-argilloso sia riferibile all'Olocene, questi ultimi depositi potrebbero rappresentare rispettivamente l'Ultima Glaciazione ed il Tirreniano *l.s.*.

Dalle fonti storiche è possibile, invece, dedurre l'esistenza in epoca greca nell'area attualmente occupata dalla piana alluvionale di una linea di costa più spostata verso Est rispetto all'attuale, a disegnare una rientranza a Sud di Petrosa. Strabone parla, infatti, dell'esistenza di un "golfo di Laos" ed afferma che la città, che si situava in corrispondenza dell'attuale Marcellina (in sinistra orografica del fiume Lao), affacciava sul mare.

La crescita della piana costiera è avvenuta sicuramente nell'Olocene, principalmente ad opera degli apporti alluvionali del fiume Lao. In particolare, una forte progradazione, dell'ordine di alcune centinaia di metri, della spiaggia può essere stimata a partire dagli inizi del novecento, dal momento che, come già detto, nelle foto d'epoca, lo "scoglio" su ci sorge la Torre Talo appare ancora circondato parzialmente dal mare, collegato alla terra ferma solo da un tombolo.

Tratti di paleofalesia, riferibili sempre all'Olocene, anche sulla base dell'osservazione che in diversi punti della costa (particolarmente nel settore settentrionale) tagliano, oltre al substrato, anche le brecce di versante dell'Ultima Glaciazione, bordano la piana verso monte. All'Olocene sono riferibili anche le conoidi fluvio-torrentizie più recenti presenti allo sbocco di diversi corsi d'acqua (a Coture, La fischea ed allo sbocco dei corsi d'acqua di F.so Revoce e F.te delle Fornaci), le quali si situano talora al piede della paleofalesia olocenica.

La conoide terrazzata situata in sinistra orografica di F.so Revoce è, invece, probabilmente riferibile al Pleistocene medio finale. Tale conoide è, infatti, cronologicamente inquadrabile tra il modellamento dei terrazzi di 30 m s.l.m., che copre, e la deposizione della conoide olocenica di F.te delle Fornaci, in essa morfologicamente incastrata.

6.4 Discussione dei dati e quadro morfoevolutivo dell'area

Sulla base dei dati geomorfologici e stratigrafici raccolti, è possibile individuare una prima fase, cronologicamente inquadrabile nel Santerniano (fig. 6.23), in cui l'area considerata è stata caratterizzata dalla presenza di una linea di costa posta in prossimità dell'abitato di S. Domenica di Talao e, nel settore occidentale, in prossimità del rilievo di S. Giovanni, come testimoniato dalla linea di riva oggi situata a circa 240-230 m s.l.m., che rappresenta il più antico livello marino riconosciuto in tale area. Al momento del modellamento di questa linea di riva il versante di linea di faglia di Costa Jarmi, orientato NW-SE, è stato attivo come paleofalesia.

Sempre nell'ambito del Santerniano si sono formati anche i terrazzi di 200-190 m s.l.m. visibili al piede del versante di Costa Jarmi. Tali terrazzi potevano essere presenti anche nel settore occidentale dell'area, al piede del rilevo di S. Giovanni; terrazzi marini correlabili per quota con quelli qui rinvenuti a 200-190 m s.l.m. affiorano, d'altra parte, anche nel settore di costa a Nord di T. S. Nicola (cfr. cap. 5).

Contemporaneamente al modellamento dei terrazzi di circa 200 m s.l.m., in un basso strutturale, delimitato da lineamenti orientati circa NE-SW e NW-SE, messi in evidenza per lo più da corsi d'acqua susseguenti, è avvenuta la sedimentazione dei depositi del complesso transizionale e costiero della successione della Suvareta 1. Tale sedimentazione potrebbe essere avvenuta all'interno di un'area in subsidenza, dal momento che il top dei depositi del complesso transizionale e costiero, costituito da sedimenti di barra di foce e *beachface*, si situa più in basso (a circa 110-120 m s.l.m.) della quota dei terrazzi. Non è, però, da escludere, essendo il contatto tra i depositi fluviali della Suvareta 1 ed i sottostanti depositi del complesso transizionale e costiero di tipo erosivo, che questi ultimi potessero raggiungere prima della messa in posto dei depositi fluviali anche i 200 m di quota.

La sedimentazione dei depositi del complesso transizionale e costiero è stata, accompagnata da tettonica, come testimoniato le faglie, orientate prevalentemente N120, rinvenute in più punti all'interno dei depositi.

Tra il modellamento dei terrazzi di 240-230 e quelli di 200-190 m s.l.m. l'area in esame è stata sottoposta ad *uplift*. Tale *uplift* ha determinato il progressivo allontanamento della linea di costa da Costa Jarmi e dall'area prossima all'abitato di S. Domenica di Talao.

Lineamenti orientati circa N-S, quali quelli entro cui scorrono i corsi d'acqua susseguenti di F.so Grande e F.so Rovezzo, responsabili della leggera dislocazione dei terrazzi, sono attivi durante questo intervallo temporale.

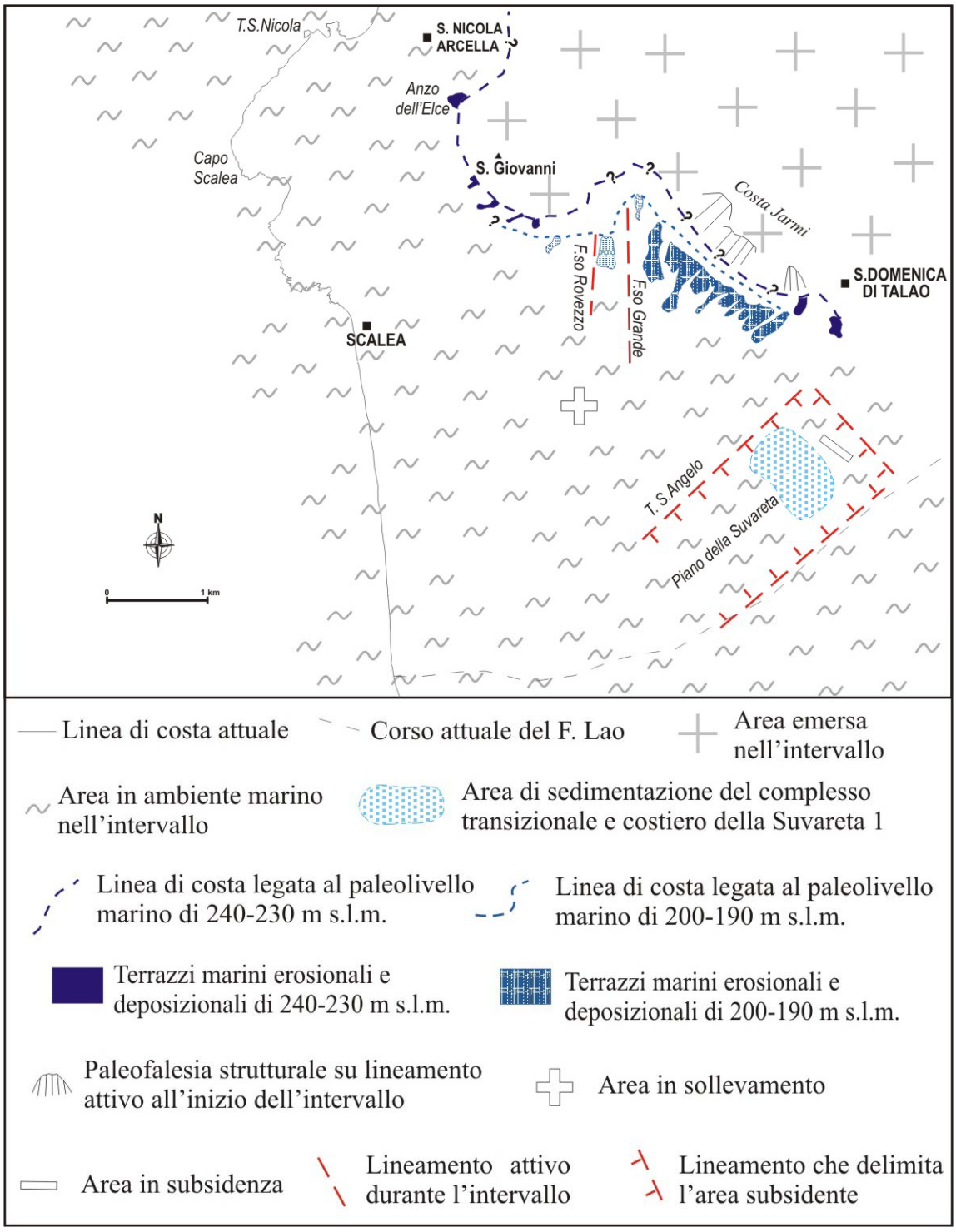


Fig.6. 23 Schema paleogeografico dell'area tra T. S. Nicola e la foce del Fiume Lao durante il Pleistocene inferiore- *Santerniano*

Successivamente al modellamento dei terrazzi di 200-190 m s.l.m., ancora nel corso del Santerniano, l'area precedentemente in ambiente marino è stata interessata da sedimentazione fluviale (fig. 6.24), come testimoniato dalle ghiaie fluviali di almeno 60 m di spessore della successione della Suvareta 1 e da quelle ad esse correlabili rinvenute a Marcello-Piano del Fico. La sedimentazione di queste ghiaie è, come visto, con molta probabilità legata all'attività di un paleolao. Essa è avvenuta nell'ambito di una regressione correlabile ad un

Tra il Santerniano e l'Emiliano (fig. 6.25), prima del modellamento dei terrazzi di 160 m s.l.m., movimenti differenziali hanno interessato l'area, conducendo alla scomparsa nel settore occidentale dei lembi di 200-190 m s.l.m., che, come sopra detto, dovevano affiorare in precedenza anche qui. In particolare, si delinea in questo intervallo un'area in sollevamento, localizzata a monte delle paleofalesie a controllo strutturale orientate circa NE-SW e N-S (ai cui piedi nel settore occidentale sono presenti i terrazzi di 160 m s.l.m.) ed ad oriente del lineamento entro cui scorre il corso d'acqua susseguente di F.so Grande, ed un'area che si ribassa (di Capo Scalea, S. Petrosa, Acquavona, Piano dell'Acqua), posta a valle ed ad occidente dei suddetti lineamenti. Il ribassamento tettonico di quest'ultima area ha condotto alla quasi totale scomparsa nel settore occidentale dei terrazzi di circa 200-190 m s.l.m., che sono oggi qui rappresentati solo dal ridotto lembo di F.te del Gelso. Tali terrazzi sono stati probabilmente in parte rimodellati dalla successiva linea di riva (di 160 m s.l.m.).

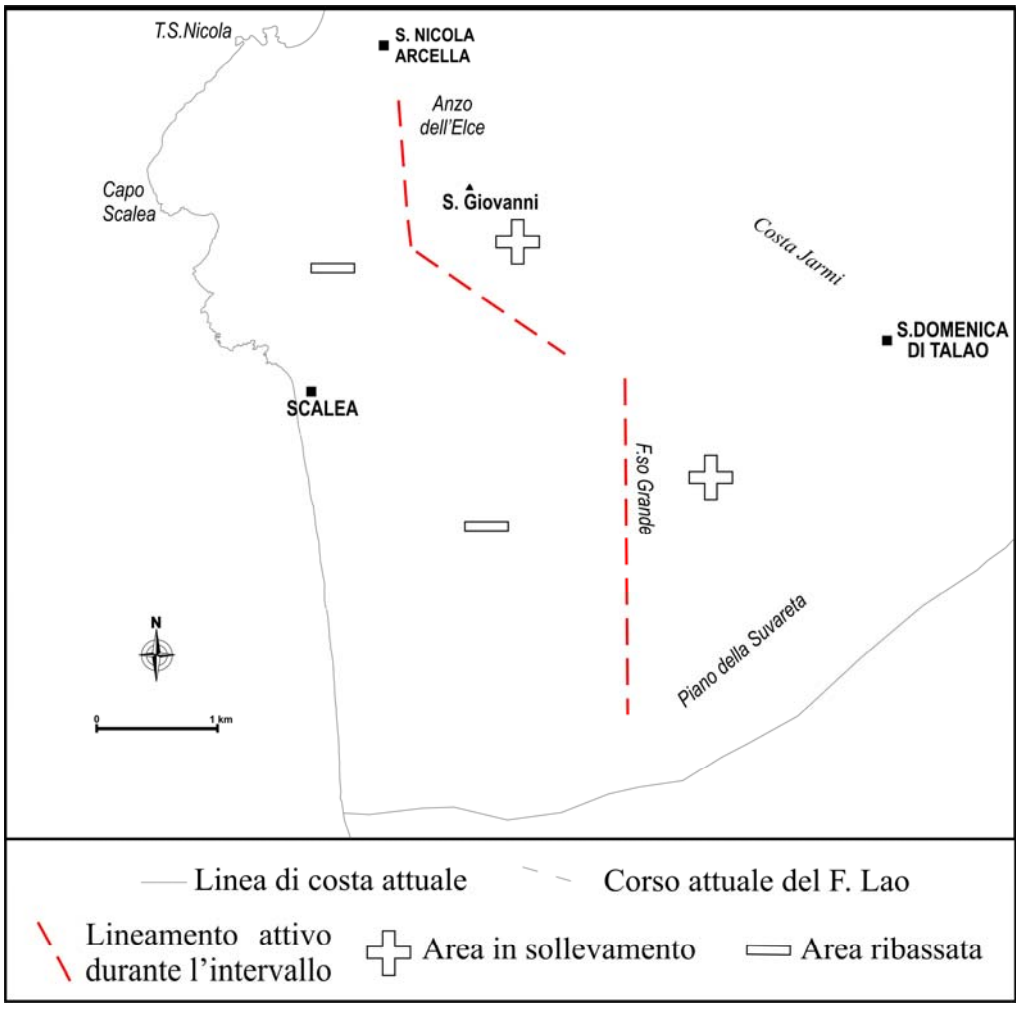


Fig.6.25 Carta dei lineamenti attivi nell'area tra T. S. Nicola e la foce del Fiume Lao tra il *Santerniano* e l'*Emiliano*

A partire dall'Emiliano e nel corso del Siciliano (fig. 6.26), come anticipato, è avvenuto il modellamento dei terrazzi di 160 m s.l.m., in un'area soggetta ad un generale *uplift*. Nell'ambito di questo trend generale di sollevamento, è ancora individuabile una tettonica differenziale. In particolare, il settore di Piano della Suvareta e Piano del Fico è stato interessato all'inizio dell'intervallo ancora da subsidenza; subsidenza che ha consentito al mare di occupare l'area in precedenza in ambiente fluviale. Dato il notevole spessore dei depositi fluviali, una semplice risalita eustatica del livello marino non è, infatti, sufficiente a spiegare la loro erosione ad opera della linea di riva di 160 m s.l.m.. Lo svincolo tettonico fra questo settore e quello posto più a Nord è rappresentato da un lineamento orientato circa NE-SW passante per il corso d'acqua di Canale Gaforo. Nel corso di questo intervallo temporale è, inoltre, attivo anche il lineamento con stessa orientazione entro cui scorre il corso d'acqua susseguente di T. S. Angelo, responsabile della dislocazione del terrazzo marino erosionale di Piano della Suvareta (il cui orlo interno si situa a circa 145 m s.l.m.).

I lineamenti ad orientazione N-S ed antiappennininica, su cui sono impostate le paleofalesie a controllo strutturale che bordano verso monte i terrazzi, sono attivi all'inizio di questo intervallo. La tettonica caratterizzata da lineamenti orientati in direzione antiappenninica perdura anche nel corso del modellamento dei terrazzi, come testimoniano le scarpate tettoniche orientate circa NNW-SSE e NW-SE rinvenute all'interno dei terrazzi, a dislocarne la superfici.

Il rinvenimento di porzioni di terrazzo a diverso gradiente ed a diversa morfologia (cfr. p. 6.2.2.1) suggerisce che l'abbassamento relativo del livello del mare e, dunque, l'*uplift* del settore costiero, non è proceduto in maniera costante ed uniforme nel corso dell'intervallo temporale considerato. In particolare, la porzione superiore dei terrazzi, convessa ed a maggiore gradiente, consente di ipotizzare che l'area è stata interessata da un più rapido *uplift* nella prima parte di tale intervallo temporale.

A questo stesso intervallo temporale, come visto, è riferibile anche il modellamento della linea di riva di 130 m s.l.m., ben visibile nel settore di S. Nicola Arcella.

In seguito alla linea di riva di 130 m s.l.m., all'inizio del Pleistocene medio-*stage 19* (fig. 6.27), si è modellata quella di circa 100 m s.l.m., testimoniata dai terrazzi di Capo Scalea, Petrosa e Discesa del Canale. Tali terrazzi erosionali rappresentano le piattaforme che il mare modellava mentre avveniva la sedimentazione delle argille ed argille sabbiose delle successioni di Fornaci S. Nicola, Suvareta 2 e Casa Morganti. La distribuzione di questi depositi suggerisce un loro incastro morfologico rispetto ad i terrazzi di 160 m s.l.m. e che la loro messa in posto è avvenuta all'interno di una depressione strutturale delimitata da lineamenti circa NE-SW e NW-SE, tra i quali quello che è stato responsabile del ribassamento della successione della Suvareta 1 prima della messa in posto dei depositi della Suvareta 2.

abbassamento eustatico del livello marino ed è da mettere in relazione con una linea di costa più spostata verso occidente rispetto alla precedente.

Durante questo episodio regressivo del livello marino i movimenti differenziali fra i settori posti rispettivamente a Nord ed a Sud del lineamento orientato NE-SW passante per il T. S. Angelo si sono arrestati. Ghiaie fluviali ascrivibili alla successione della Suvareta 1 si rinvengono, infatti, come visto, direttamente in contatto sul substrato, anche a Nord di tale lineamento. Il notevole spessore dei depositi fluviali (circa 60 m per quelli di Piano della Suvareta) indica che la loro sedimentazione è avvenuta all'interno di un'area subsidente.

In seguito alla sedimentazione dei depositi fluviali, all'inizio dell' Emiliano, l'area in precedenza in ambiente continentale è stata nuovamente interessata da sommersione, come testimoniato dalla linea di riva di 160 m s.l.m. che taglia i depositi fluviali a Piano del fico e Piano della Suvareta.

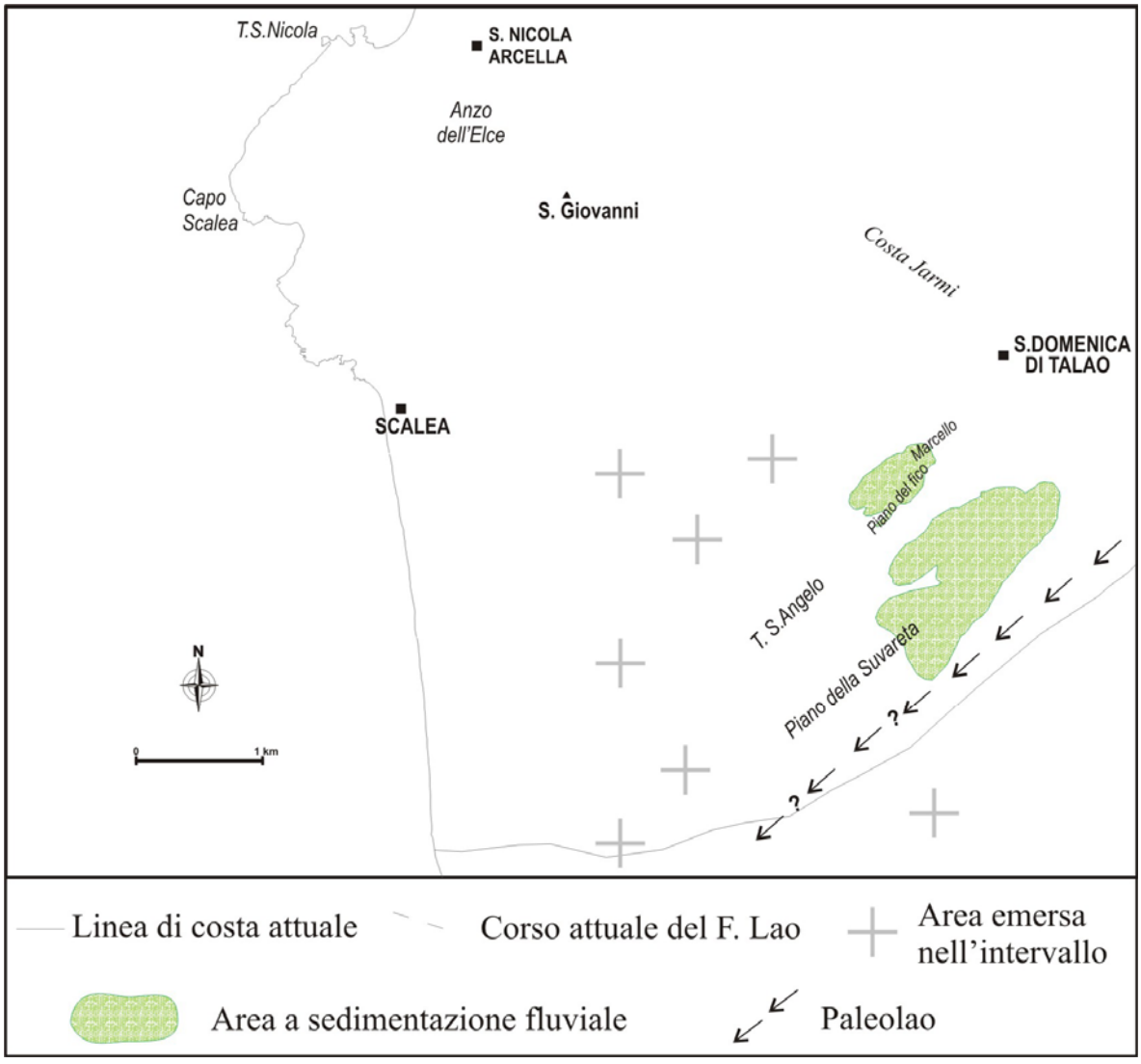


Fig.6. 24 Schema paleogeografioco dell'area tra T. S. Nicola e la foce del Fiume Lao durante il Pleistocene inferiore-*Santerniano* finale

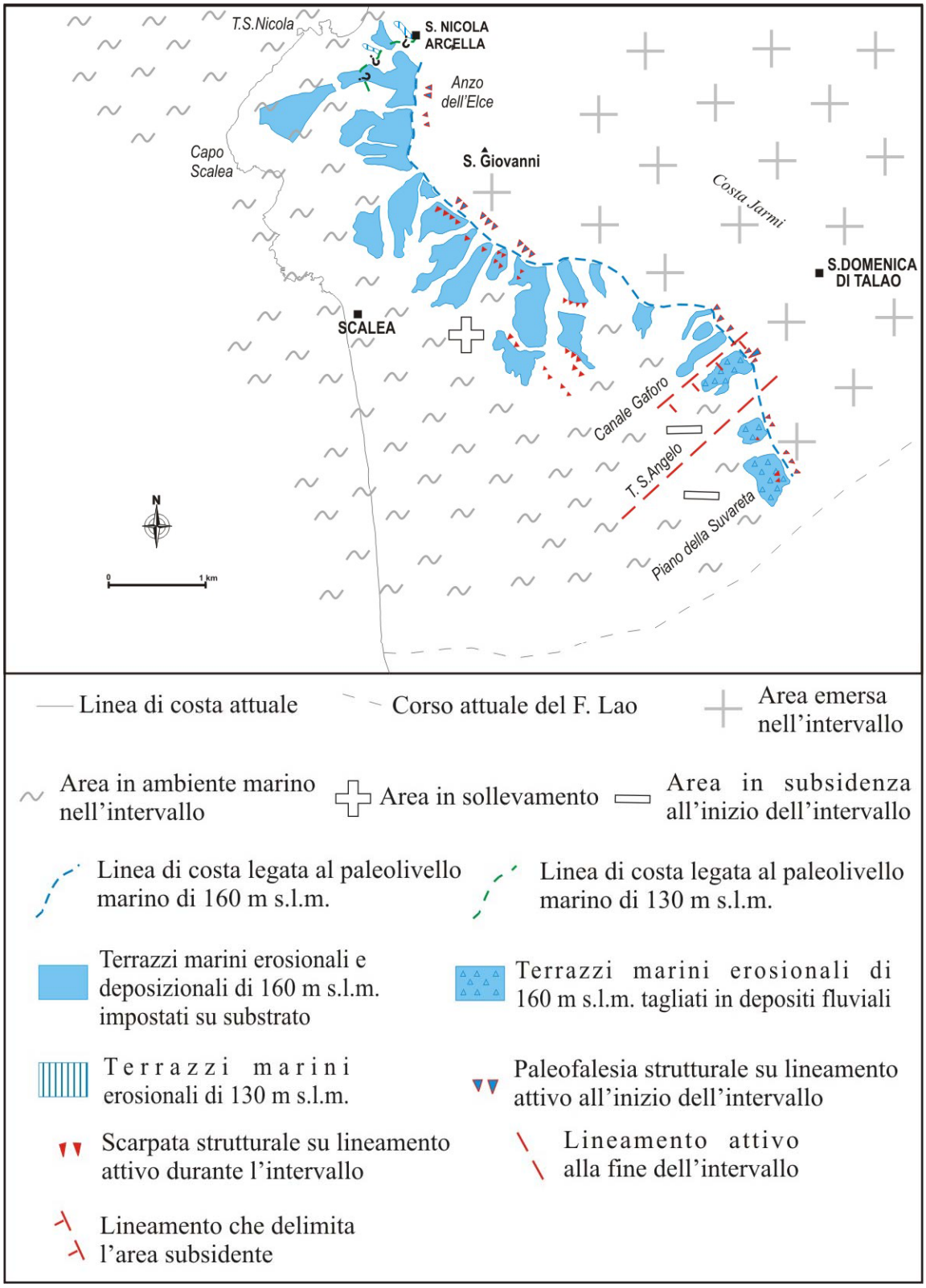


Fig.6.26 Schema paleogeografioco dell'area tra T. S. Nicola e la foce del Fiume Lao durante l'*Emiliano* e il *Siciliano*

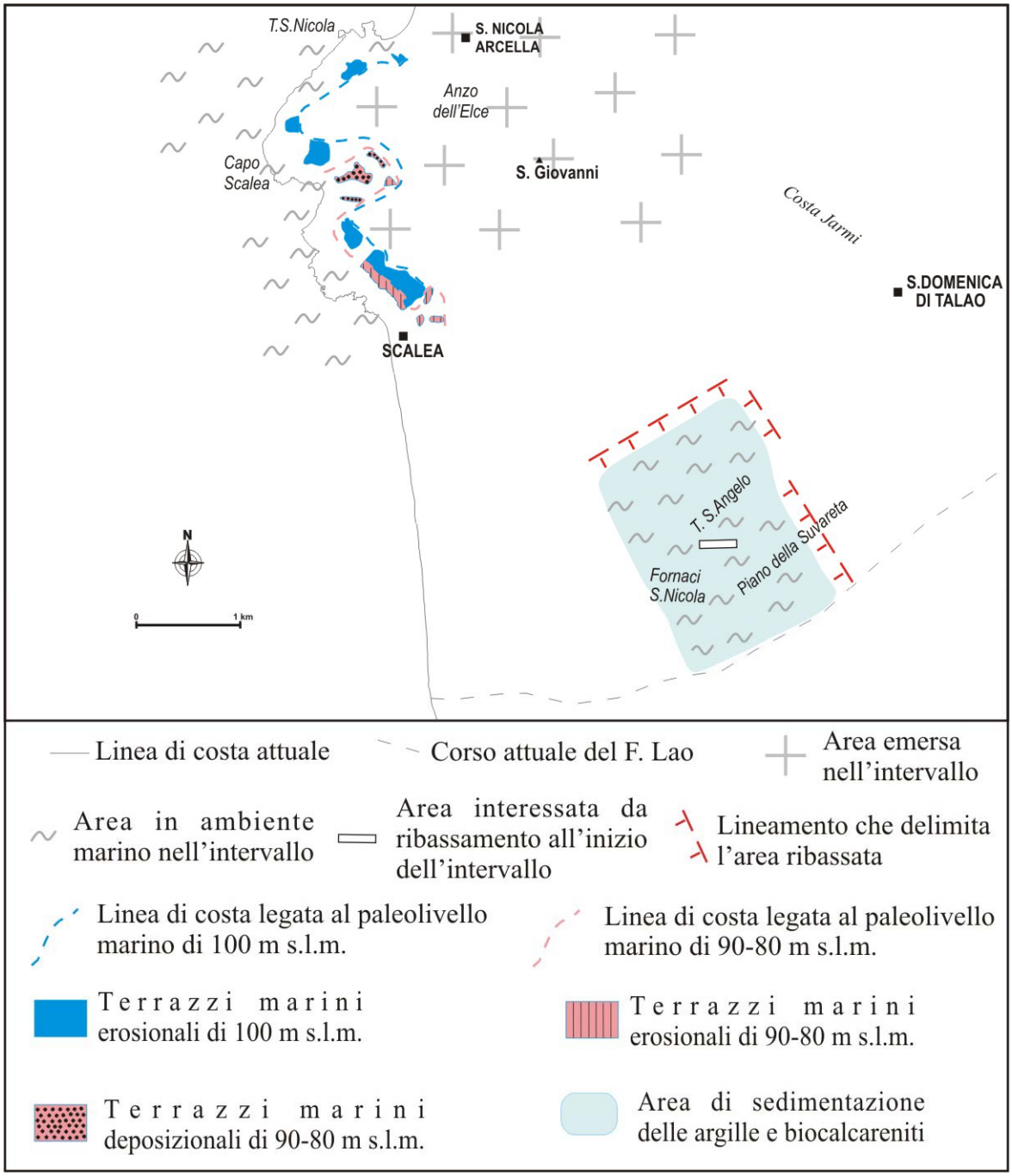


Fig.6.27 Schema paleogeografioco dell'area tra T. S. Nicola e la foce del Fiume Lao durante il Pleistocene medio-*stages 19-17*

Verso la fine dell'intervallo (*stage 17*), si è avuta la formazione dei terrazzi erosionali e deposizionali di 90-80 m s.l.m. e la deposizione delle biocalcareniti delle successioni di Fornaci S. Nicola, Suvareta 2 e Carpini, che testimoniano una regressione e, dunque, un più basso stazionamento del livello del mare rispetto alle sottostanti argille ed argille sabbiose.

Sebbene, come visto (cfr. p. 6.2.1.1), diverse ipotesi possano essere prese in considerazione per spiegare il passaggio dalla sedimentazione delle argille di ambiente circalittorale alla sedimentazione delle biocalcareniti, di ambiente infralittorale, il fatto che esse siano associate ai terrazzi di 90-80 m s.l.m. induce a considerare come più probabile l'ipotesi che vede la messa in posto delle biocalcareniti legata ad una variazione eustatica del livello marino, accompagnata da un generale trend di *uplift* del settore costiero; *uplift* che è stato responsabile anche della sospensione dei terrazzi di circa 100 m s.l.m.

Il notevole spessore dei depositi di Carpini e delle puddinghe di Torre Dino, ad essi correlabili, indica, però, condizioni di subsidenza all'interno di aree circoscritte. La messa in posto delle biocalcareniti è avvenuta a Carpini in un'area in precedenza in ambiente continentale, all'interno di una paleovalle, come testimoniato dai depositi fluviali su cui tali depositi marini poggiano. La loro sedimentazione si è, inoltre, verificata in seguito ad un episodio tettonico responsabile del *tilting* verso S e SE dei depositi fluviali.

Movimenti tettonici sono stati attivi anche durante e/o successivamente alla deposizione delle argille e delle biocalcareniti. Tali depositi risultano, infatti, come visto, tiltati verso SSW a Fornaci S. Nicola. Le argille e argille sabbiose appaiono, invece, indeformate, caratterizzate da giacitura suborizzontale, negli affioramenti di Casa Morganti e Piano della Suvareta. Del *tilting* dei depositi marini di Fornaci S. Nicola potrebbe essere stato, dunque, responsabile il lineamento entro cui scorre il corso d'acqua susseguente di F.so Grande (fig. 6.5).

Alla deposizione delle biocalcareniti ed al modellamento dei terrazzi di 90-80 m s.l.m. ha fatto seguito una regressione del livello marino, nel corso della quale è avvenuta la deposizione dei sedimenti fluviali delle successioni di Fornaci S. Nicola, Suvareta 2 e Casa Morganti. Le ghiaie fluviali di queste successioni, che si rinvengono a riempimento di una paleovalle e la cui deposizione è imputabile all'attività di un paleolao e forse anche di un corso d'acqua con orientazione dell'asta fluviale prossima a quella di F.so Grande, occupano l'area in precedenza in ambiente marino, nella quale è avvenuta la sedimentazione delle argille e biocalcareniti. La loro deposizione, avvenuta nel corso dello *stage 16*, in un'area nella quale non si riconoscono sostanziali movimenti tettonici differenziali, si relaziona con una linea di costa più spostata verso occidente.

La regressione eustatica nel corso della quale si sono depositate le ghiaie fluviali è stata forse accompagnata inizialmente da un sollevamento tettonico dell'area costiera. Tale ipotesi si basa sulla considerazione che un abbassamento relativo del livello del mare di notevole entità, probabilmente non spiegabile

invocando la sola componente eustatica, deve essere occorso per indurre all'emersione delle argille, argille sabbiose e biocalcareniti ed alla loro successiva erosione.

Dopo questo episodio regressivo, nel corso di tutto il Pleistocene medio (fig. 6.28), l'area in esame è ancora stata sottoposta ad *uplift*, come testimoniato dalle quote a cui si rinvengono i terrazzi riferibili a questo periodo temporale. Un sollevamento tettonico di almeno 70 m è stimabile per questo settore costiero a partire dallo *stage 15*. Movimenti tettonici differenziali sono del tutto assenti o almeno non di entità apprezzabile alla scala della carta geomorfologica[57].

In questa fase si attivano lineamenti orientati quasi esclusivamente parallelamente alla linea di costa attuale, circa NW-SE, nell'area di Petrosa e Discesa del canale, e circa NNW-SSE, nell'area prossima alla foce del fiume Lao. Tali lineamenti sono attivi principalmente fra il modellamento di un terrazzo e quello del successivo, a costituire delle paleofalesie a controllo strutturale che bordano verso monte le superfici. Essi sono, inoltre, in alcuni casi, come a Foresta, responsabili della dislocazione e duplicazione delle superfici formatesi in precedenza.

Le quote delle linee di riva del Pleistocene superiore, indicano, infine, che l'area costiera è stata soggetta a sollevamento tettonico anche durante tale periodo. La quota della più alta delle linee di riva del Pleistocene superiore (di circa 8 m s.l.m.) risulta, infatti, maggiore di quella eustatica indicata dalle *global sea level curves* (SHACKLETON, 1987; LEA *et alii*, 2002; WAELBROECK *et alli,* 2002), di quelle indicate dalla linea di riva di tale età in Sardegna (ULZEGA & OZER, 1982; ULZEGA & HEARTY, 1986; HEARTY, 1986) (area italiana considerata per eccellenza stabile nel Tirreniano da un punto di vista tettonico) e di quelle indicate in altre aree stabili (es. la costa dell'Australia occidentale; STIRLING *et alii*, 1998).

La linea di riva di 1 m s.l.m., anche sulla base di una sua correlazione con la linea di riva di analoga quota datata a Fiuzzi (cfr. cap. 5), come già detto, può essere riferita all'Olocene. La sua quota indica che un episodio di *uplift* ha interessato il settore costiero qui esaminato anche in tempi molto recenti.

All'Olocene sono riferibili, come visto, i tratti di paleofalesia, in alcuni punti a controllo strutturale, che bordano verso monte la piana costiera sui cui sorge l'abitato di Scalea e le conoidi visibili a Coture, La fischea ed allo sbocco dei corsi d'acqua di F.so Revoce e F.te delle Fornaci. La formazione della conoide visibile in sinistra orografica di F.so Revoce, che, come detto in precedenza, copre i terrazzi di 60-50 m s.l.m. e 30 m s.l.m. ed è sospesa verso mare dalla

[57] Va ricordato che questi terrazzi, come quelli superiori, sono stati quotati essenzialmente dalle carte topografiche in scala 1:10.000 e, dunque, differenze di quote di pochi metri fra terrazzi dello stesso ordine possono essere difficilmente rilevate.

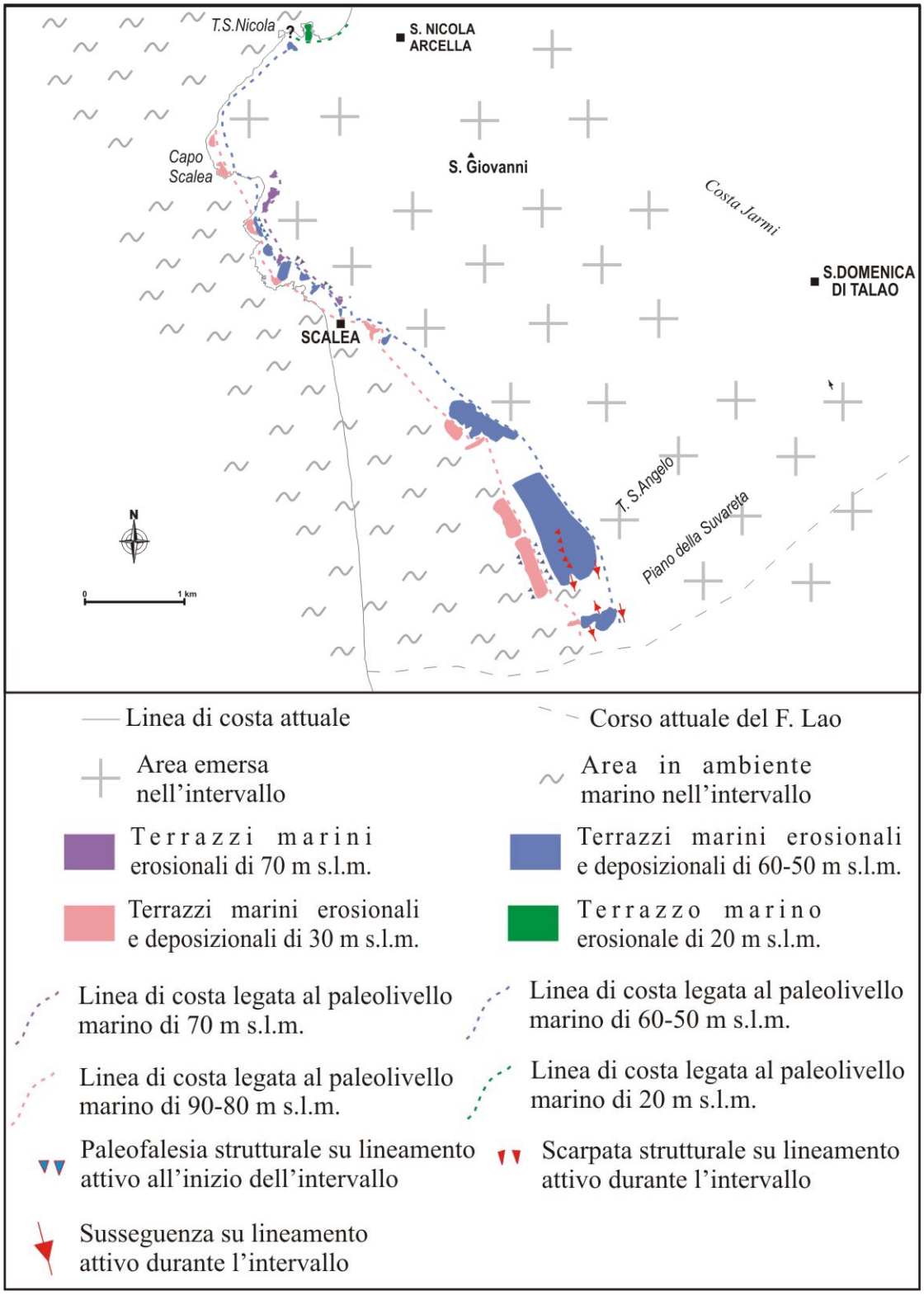


Fig.6. 28 Schema paleogeografioco dell'area tra T. S. Nicola e la foce del Fiume Lao durante il Pleistocene medio- tra lo stage *15* ed il *7*

paleofalesia olocenica, è, invece, avvenuta nell'ambito di una regressione del livello marino, inquadrabile tra il modellamento dei terrazzi di 30 m s.l.m. (*stage 13*) e l'Olocene; forse nel Pleistocene medio. Una più precisa attribuzione cronologica per tale corpo deposizionale risulta difficile.

L'andamento della paleofalesia olocenica suggerisce, l'esistenza inizialmente di una linea di costa più spostata verso oriente rispetto a quella attuale, a costituire, a Sud del promontorio carbonatico di Petrosa e Discesa del canale, una sorta di "golfo". Una conformazione a golfo della linea di costa sussiste anche in epoca greca, come testimoniato dalle fonti storiche.

La formazione della piana attuale è avvenuta in tempi molto recenti. In particolare, come già anticipato (cfr. p. 6.3), una progradazione dell'ordine di diverse centinaia di metri ha interessato la piana costiera a partire da fine '800-inizio '900.

7 DISCUSSIONE E CONCLUSIONI

Sulla base dei dati raccolti e delle ricostruzioni evolutive effettuate per i singoli settori costieri, esposte nei precedenti capitoli, è possibile tracciare a grandi linee l'evoluzione della costa tra il Golfo di Sapri e la foce del fiume Lao.

L'analisi geomorfologica e stratigrafica effettuata nell'area evidenzia che il settore meridionale (area di foce del fiume Lao) ha registrato gli episodi marini più antichi; infatti procedendo da Nord verso Sud si osserva un "invecchiamento" dell'età dei terrazzi marini. In particolare, è emerso che il terrazzo di 240 m s.l.m. affiorante in prossimità della foce del fiume Lao, non è riferibile allo stesso ordine del terrazzo di circa 160 m s.l.m. di Praia e del terrazzo di circa 120-110 m s.l.m. presente in destra orografica del fiume Noce. Questi terrazzi rappresentano, dunque, distinte linee di riva e ciò implica che non si rileva nell'area tra Porticello di Castrocucco e la foce del fiume Lao, diversamente da quanto segnalato in letteratura (cfr p 3.2.2), un sollevamento tettonico da Nord verso Sud che avrebbe portato l'ordine di terrazzi più alto da quote di 120-110 m s.l.m. a quote di circa 240 m s.l.m.. Viceversa, si delinea un quadro evolutivo all'interno del quale settori costieri posti via via più a Nord sono stati interessati dall'ingressione marina in tempi sempre più recenti.

I vincoli cronologici della ricostruzione sono rappresentati, come visto, principalmente dalle età delle porzioni marine delle successioni affioranti nell'area di foce del fiume Lao (successione della Suvareta 1 e successioni della Suvareta 2 e di Fornaci S. Nicola), datate attraverso l'analisi biostratigrafica e pollinica, con l'ausilio delle misure paleomagnetiche, e dall'età $^{230}Th/^{234}U$ della *Cladocora caespitosa* di Torre Talao, riportata da CAROBENE *et alii* (1986).

La più alta e più antica linea di riva riconosciuta è rappresentata dai terrazzi marini affioranti a circa 240-230 m s.l.m. nei pressi di S. Domenica di Talao ed ai piedi del rilievo di S. Giovanni (tra S. Nicola Arcella e Scalea) e dalla biocalacarenite e dai fori di litodomi rinvenuti ad analoghe quote ad Ovest dell'abitato di S. Domenica di Talao, riferibili ipoteticamente al Santerniano. Un'età più antica del Santerniano non è, tuttavia, del tutto da escludere per tale linea di riva.

La disposizione delle morfologie e dei depositi di 240-230 m s.l.m. (fig. 7.1) delinea una linea di costa prossima al versante di Costa Jarmi ed al rilievo di S. Giovanni.

In tutto il settore di costa posto a Nord di S. Nicola Arcella, dove non si rinvengono morfologie e depositi marini riferibili alla linea di riva di 240-230 m s.l.m., esisteva una differente paleogeografia, con una linea di costa spostata più verso occidente.

Nell'ambito del Santerniano è avvenuto anche il modellamento dei terrazzi di circa 200-190 m s.l.m. presenti ai piedi del versante strutturale di Costa Jarmi e nei pressi di F.te del Gelso, cui si correlano i lembi di circa 190-180 m s.l.m.[58] ed i depositi di analoga quota presenti più a Nord, nel settore di Praia, tra Serra della Rosa e S. Nicola Arcella. I terrazzi di questo ordine non sono, invece, conservati nell'area prossima al rilievo di S. Giovanni (tra Scalea e S. Nicola Arcella) (vedi p 6.4 ed oltre) e sono assenti nel settore costiero a Nord di Serra della Rosa per l'esistenza di una linea di costa più spostata verso occidente (cfr. p.5.3.4).

Contemporaneamente al modellamento dell'ordine di terrazzi di 200-190 m s.l.m., all'interno di un basso strutturale limitato da lineamenti orientati circa NE-SW e NW-SE, è avvenuta la sedimentazione dei depositi del complesso transizionale e costiero della successione della Suvareta 1. Tale sedimentazione è stata forse accompagnata da subsidenza.

L'insieme dei dati sin qui esposti, se da un lato non fornisce molte informazioni per l'area costiera a Nord di S. Nicola Arcella, per la quale si può solo dedurre (come sopra anticipato) l'esistenza di un differente assetto paleogeografico, consente di affermare che nel corso del Santerniano l'area di foce del fiume Lao è stata soggetta ad un *trend* tettonico di *uplift* che ha determinato la progradazione della linea di costa, che si è progressivamente allontanata dall'abitato di S. Domenica di Talao e dal versante di Costa Jarmi. Contemporaneamente a questo generale *uplift*, si sono verificati nell'area movimenti tettonici differenziali, con l'individuazione di un settore caratterizzato probabilmente da subsidenza.

Altre dislocazioni tettoniche, lungo lineamenti orientati circa N-S, sono state attive dopo il modellamento dei terrazzi di circa 200-190 m s.l.m., che presentano in alcuni punti quote leggermente variabili.

Alla fine del Santerniano (fig.7.2), una regressione eustatica del livello marino ha interessato l'area di foce del Fiume Lao, determinando la messa in posto, ad opera di un "paleo-Lao" dei depositi riferibili ad un sistema fluviale di tipo *braided*, che coprono in discordanza erosiva il complesso transizionale e costiero della successione della Suvareta 1. La sedimentazione di questi depositi fluviali, dato il loro notevole spessore (circa 60 m per quelli affioranti a Piano della Suvareta) e la *facies* pressoché costante, è molto probabilmente avvenuta ancora all'interno di un'area in subsidenza. Nell'ambito di questo episodio regressivo è avvenuta anche la deposizione dei conglomerati fluviali della paleo-fiumarella di Tortora e la formazione dei *glacis* d'accumulo e dei *glacis* erosionali di II generazione sospesi lungo i fianchi dell'attuale valle della Fiumarella. Questi ultimi

[58] I terrazzi di 200-190 m s.l.m. e quelli di 190-180 m s.l.m. sono stati raggruppati in un unico ordine, nonostante la variabilità di quota, ammettendo come possibile per la loro quota, dedotta dalla cartografia in scala 1:10.000, un errore di circa 10 m. Non vi sono, però, elementi per escludere del tutto che essi siano stati tettonicamente dislocati successivamente al loro modellamento.

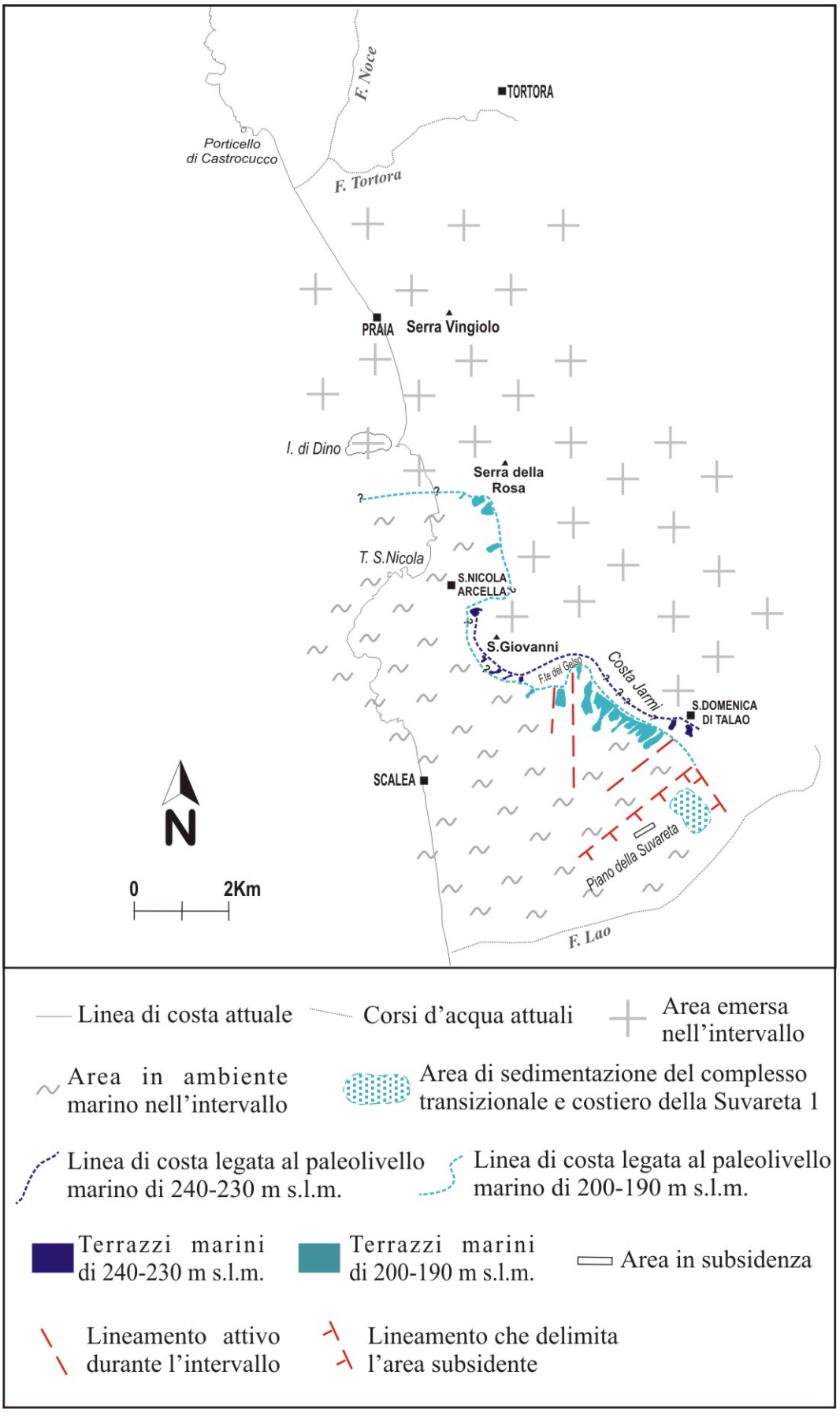


fig.7.1 Schema paleogeografico del settore di costa tra Porticllo di Castocucco e la foce del fiume Lao durante il Pleistocene inferiore- *Santerniano*

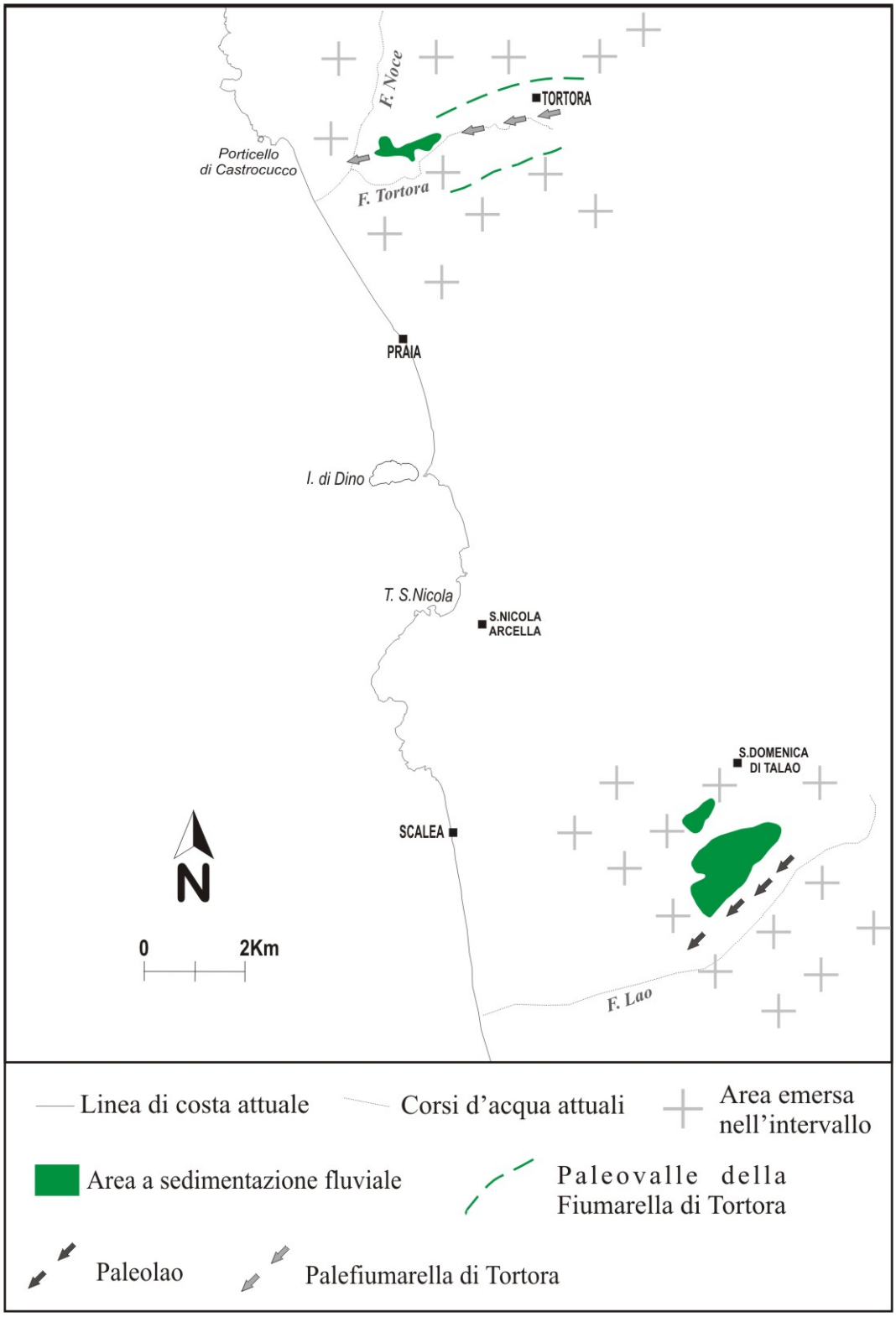


fig.7.2 Schema paleogeografico del settore di costa tra Porticllo di Castocucco e la foce del fiume Lao durante il Pleistocene inferiore- *Santerniano finale*

depositi e morfologie, suggeriscono, come visto, l'esistenza nell'area di foce del fiume Noce di un paleopaesaggio fluvio-carsico a basso gradiente, raccordabile con una linea di costa più spostata verso occidente rispetto all'attuale.

La correlazione fra i depositi fluviali della successione della Suvareta 1 ed i conglomerati fluviali della paleo-fiumarella di Tortora si basa sull'osservazione che, in entrambe le aree, su tali depositi sono impostati i terrazzi marini emiliani.

I *glacis* erosionali di I generazione della Fiumarella di Tortora, riferibili sempre al Santerniano (fig. 5.10), sono di più difficile collocazione all'interno di una ricostruzione della cronologia relativa degli eventi. Essi potrebbero indicare che l'area prossima alla foce del fiume Noce si trovava in ambiente continentale mentre l'area di foce del fiume Lao era interessata dalla prima ingressione marina (testimoniata dai terrazzi di 240-230 m s.l.m.); non vi sono, però, elementi per escludere del tutto che anche il paleopaesaggio testimoniato da tali *glacis* erosionali di I generazione si sia formato successivamente al modellamento dei terrazzi di 240-230 e 200-190 m s.l.m..

Tra il Santerniano e l'Emiliano (ovvero tra il modellamento della linea di riva di 200-190 e quella di 160 m s.l.m.) all'interno dell'area compresa tra Porticello di Castrocucco e la foce del fiume Lao (fig. 7.3) alcuni settori sono interessati da movimenti tettonici differenziali, che conducono alla scomparsa e/o ad un rimodellamento in ambiente marino dell'ordine di terrazzi di circa 200-190 m s.l.m..

Nel settore compreso tra Torre S. Nicola e la foce del fiume Lao si individua un'area interessata da ribassamento tettonico (Capo Scalea, Petrosa, Acquavona e Piano dell'Acqua), limitata da lineamenti orientati circa NE-SW e N-S, messi in evidenza dalle paleofalesie a controllo strutturale, alla cui base sono presenti i terrazzi di 160 m s.l.m. e dal corso d'acqua susseguente di F.so Grande. Il ribassamento di quest'area ha portato alla quasi totale scomparsa nel settore occidentale dell'area compresa tra Torre S. Nicola e la foce del fiume Lao dei terrazzi di circa 200 m s.l.m., che sono stati in parte anche rimodellati dalla successiva linea di riva e che sono oggi rappresentati in tale settore solo da un lembo di ridotte dimensioni (nei pressi di F.te del Gelso).

Nel settore tra la foce del fiume Noce e Torre S. Nicola, nell'area posta a Nord di Serra della Rosa, si delinea un nuovo perimetro costiero, con spostamento della linea di costa più verso l'interno (ovvero verso Est), in seguito al ribassamento assoluto di una porzione di costa, verificatosi lungo lineamenti orientati circa NE-SW e N-S, sui quali sono impostati i versanti strutturali al cui piede affiorano i terrazzi ed i *glacis* d'abrasione marina di 160 m s.l.m. e su cui è impostata la falesia che borda a NW il promontorio di Capo Scalea. Quest'ultima area si chiude a Nord con un lineamento orientato circa ENE-WSW, messo in evidenza dal versante strutturale che borda a Sud la Serra di Castrocucco. I limiti di quest'area sono, invece, più incerti nel tratto di costa compreso tra Serra Vingiolo e la foce del fiume Noce. Se, infatti, è certo che tale area ha registrato la linea di riva di 160 m

s.l.m., fatta eccezione per l'area in destra orografica del fiume Noce (dove probabilmente si verificano condizioni di costa di sommersione, con formazione di una *ria*), non vi sono elementi sufficienti per definire la paleogeografia di tale linea di riva.

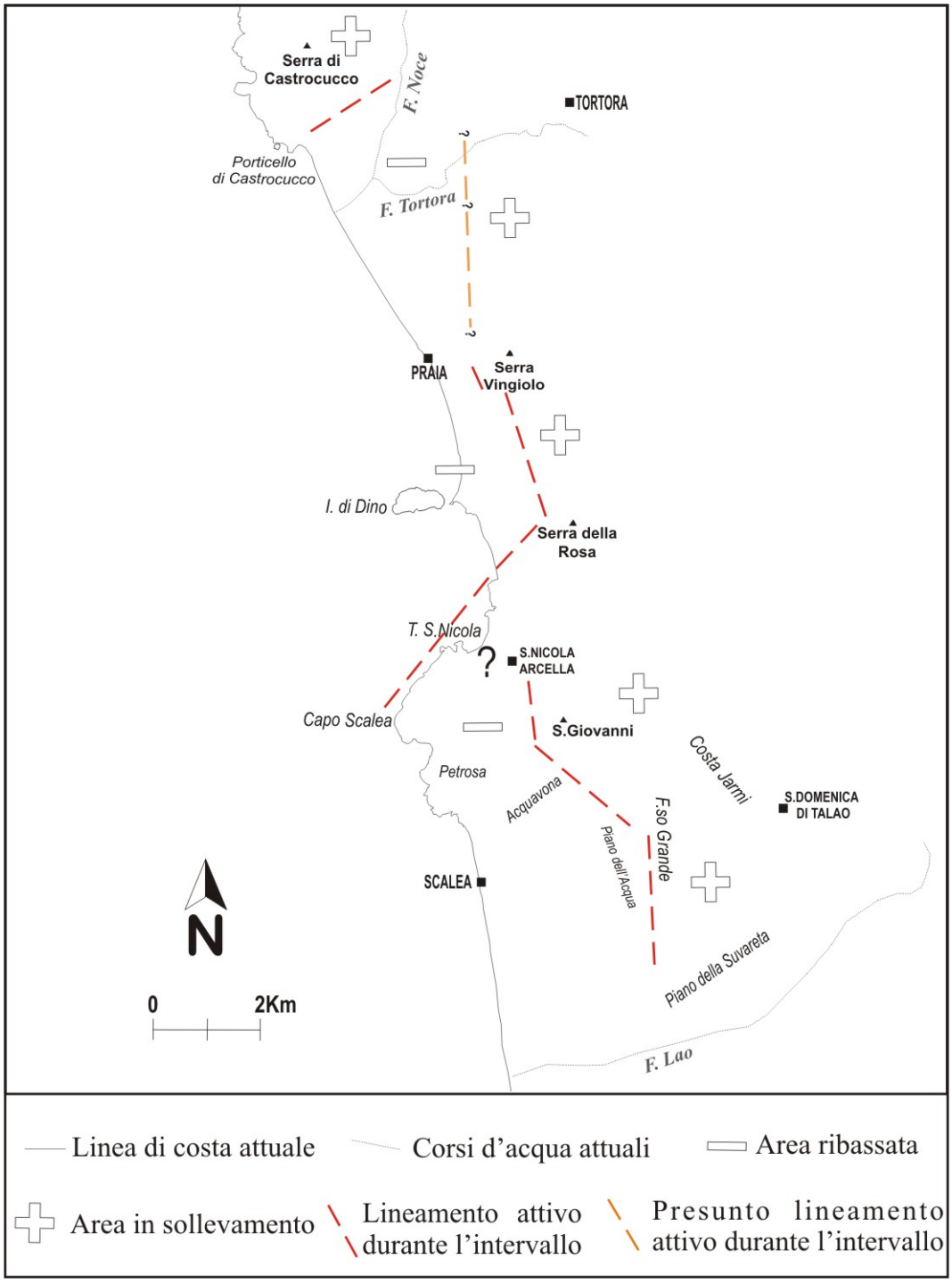


fig.7.3 Carta dei lineamenti attivi nel settore di costa tra Porticllo di Castocucco e la foce del fiume Lao tra il *Santerinano* e l'*Emiliano*

Successivamente alla fase di disgiunzione tettonica pre-Emiliana (fig. 7.4), nell'area tra Porticello di Castrocucco e la foce del fiume Lao, si modella la linea di riva di 160 m s.l.m., rappresentata nel settore tra Serra Vingiolo e la foce del fiume Lao da ampi terrazzi marini per lo più di natura erosionale e nell'area circostante la foce del fiume Noce esclusivamente da areniti e ghiaie marine. La variazione eustatica del livello marino che conduce alla formazione della linea di riva di 160 m s.l.m. avviene nel settore compreso tra Canale Gaforo ed il fiume Lao all'interno di un'area in subsidenza; infatti, in quest'ultimo settore la linea di riva di 160 m s.l.m. rimodella i depositi fluviali della successione della Suvareta 1, la cui erosione, dato il loro elevato spessore, non può essere spiegata ammettendo una semplice risalita eustatica del livello marino. I lineamenti che delimitano questo basso subsidente, orientati circa NE-SW e NW-SE, sono responsabili anche delle quote inferiori (circa 145 m s.l.m.) a cui si rinviene in tale settore l'ordine di 160 m s.l.m.. All'inizio dell'intervallo, a valle del versante di Costa Jarmi sono, inoltre, attive paleofalesie strutturali orientate circa NE-SW, che sospendono i terrazzi di 200-190 m s.l.m. ed al cui piede sono presenti quelli di 160 m s.l.m..

Una locale subsidenza si è verificata in questo intervallo temporale anche nell'area prossima alla foce del fiume Noce, come testimoniato dagli oltre 60 m di affioramento delle areniti rinvenute in destra orografica del suddetto corso d'acqua.

Il generale *trend* di *uplift* che interessa il settore di costa tra Porticello di Castrocucco e la foce del fiume Lao perdura per tutto l'Emiliano e nel corso del Siciliano. Durante questo intervallo temporale il gruppo di linee di riva di 160, 140, 130 e 120-110 m s.l.m. produce per lo più ampie superfici policicliche, quali quelle di Foresta- Isola di Dino, Capo Scalea e Piano dell'Acqua, e, più raramente, da luogo a distinti terrazzi marini, come ad esempio a Saracena ed alle pendici di Serra Vingiolo. La morfologia dei terrazzi marini policiclici di 160 m s.l.m. affioranti nell'area compresa tra V.ne Carpini e F.so Grande, suggerisce, inoltre, un tasso d'*uplift* variabile, con valori maggiori nella prima parte dell'intervallo temporale considerato.

Nell'area circostante la foce del fiume Noce, la linea di riva di 140 m s.l.m., rappresentata da terrazzi marini deposizionali ed erosionali, "bagna" un'area in precedenza in ambiente continentale (come testimoniato dai conglomerati fluviali su cui sono talora impostati tali terrazzi) e delinea un paleogolfo a controllo strutturale (fig. 5.11). Tale area si configura, inoltre, in questa fase ancora come una costa di sommersione, con presenza di due *rias*, una, più pronunciata, in corrispondenza del tratto terminale del fiume Noce ed un'altra in corrispondenza della valle della Fiumarella di Tortora, ad indicare l'esistenza di un paleo-Noce e di una paleo-fiumarella di Tortora drenanti aree grossomodo prossime a quelle drenate dai corrispondenti corsi d'acqua attuali. Per il paleo-Noce è anche possibile affermare, come visto

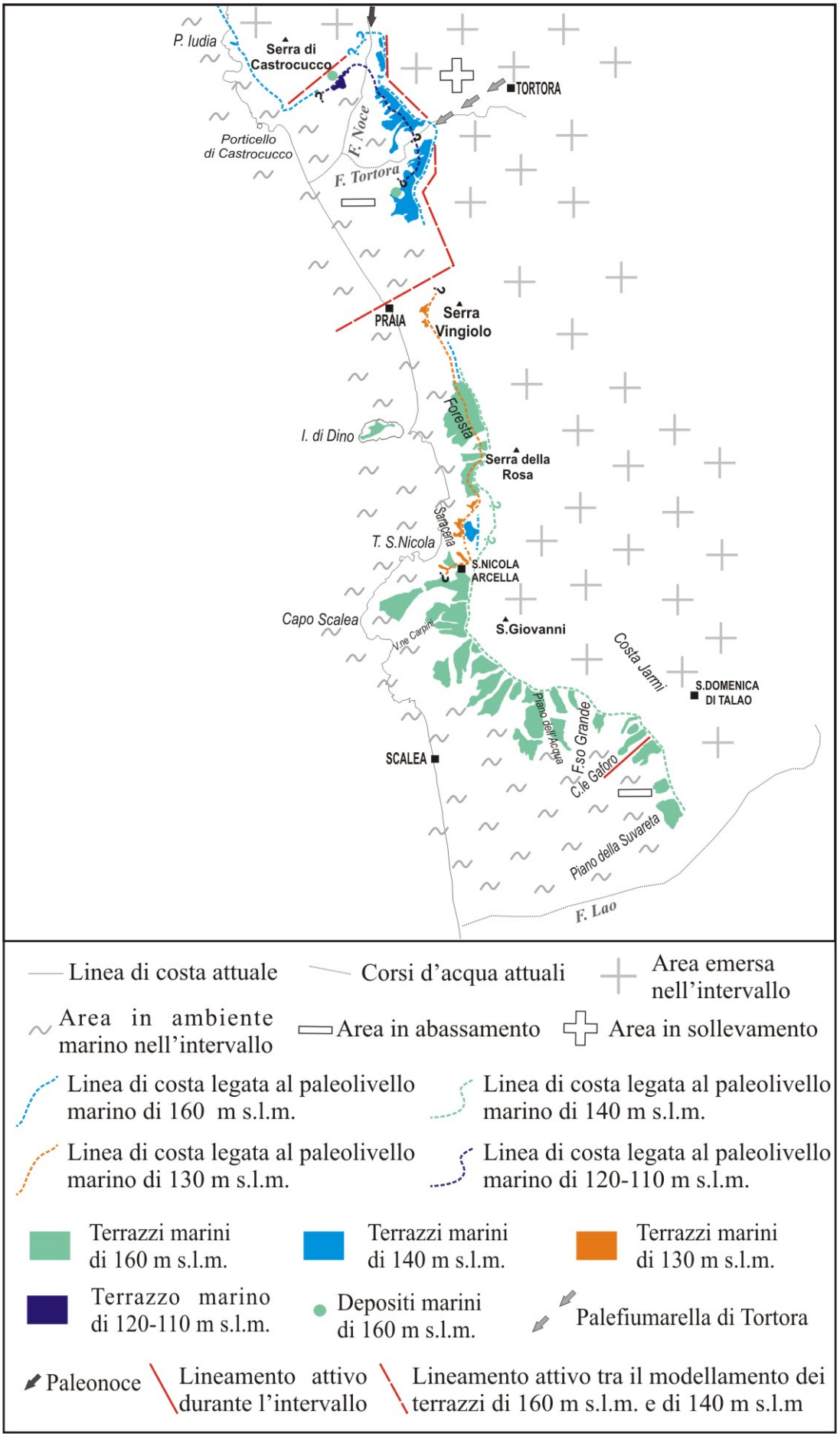


fig.7.4 Schema paleogeografico del settore di costa tra Porticllo di Castocucco e la foce del fiume Lao durante l'*Emiliano* e il *Siciliano*

(cfr. p. 5.2), che esso drena già in questa fase l'area di Trecchina-Lauria. Ammettendo, dunque, che la dissezione del bacino lacustre del Noce sia avvenuta per erosione regressiva ad opera di un fiume Noce di nuova generazione (che ha per la prima volta un percorso prossimo a quello attuale), in seguito ad un episodio tettonico che ha condotto ad una nuova definizione del perimetro costiero tirrenico, se ne può dedurre che essa doveva essere in tale intervallo temporale già iniziata. In tale ipotesi, l'esistenza del bacino lacustre è confinata al Pleistocene inferiore. Esso sarebbe, quindi, più antico di quanto considerato in letteratura (cfr. p. 3.3.1). Non vi sono, però, elementi sufficienti per escludere completamente che il fiume Noce drenasse l'area di Trecchina-Lauria già precedentemente al periodo di esistenza del lago[59]. In quest'ultima ipotesi i conglomerati marini contenenti i ciottoli provenienti dall'area di Lauria sarebbero legati ad un livello di base precedente all'individuazione del bacino lacustre e, dunque, il loro rinvenimento non escluderebbe la possibilità che l'esistenza del bacino si sia protratta, come ipotizzato in letteratura, fino al Pleistocene medio.

L'area costiera tra Sapri e Maratea, situata a Nord di Porticello di Castrocucco, durante il Pleistocene inferiore è in linea di massima caratterizzata da una differente paleogeografia. Esiste qui probabilmente una linea di costa più spostata verso occidente e l'area si trova in ambiente continentale. L'unica eccezione sembra essere rappresentata dall'area situata al piede del versante occidentale dell'alto strutturale della Serra di Castrocucco, dove il top di circa 135 m s.l.m. del promontorio di Punta Iudia può correlarsi con la linea di riva di 140 m s.l.m. (fig. 7.4).

La prima linea di riva del Pleistocene medio (*stage 19*), situata a circa 100 m s.l.m., si rinviene in più punti del settore di costa studiato, anche se in maniera piuttosto discontinua, ed è in alcuni casi inclusa nei terrazzi più alti (policiclici), come ad esempio nell'area circostante la foce del fiume Noce. La sua quota testimonia il perdurare dell'*uplift* anche all'inizio del Pleistocene medio. Tale sollevamento tettonico si protrae nel corso di tutto il Pleistocene medio, come testimoniano dalle elevate quote a cui si rinvengono anche le successive linee di riva di tale età; quote non compatibili con quelle dei corrispondenti livelli eustatici.

La linea di riva di 100 m s.l.m. è ben rappresentata nel settore tra Torre S. Nicola e la foce del fiume Lao, nell'area di affioramento del substrato carbonatico (fig. 7.5). Ad essa sono, inoltre, riferibili i terrazzi più alti affioranti a Sapri (fig. 7.6), che delineano un paleogolfo, e delle cime situate a quote comparabili visibili alle pendici del versante sudoccidentale della Serra di Castrocucco, quali quella costituente il top del promontorio di Punta Caino.

[59] Depositi di probabile origine fluviale sono, tra l'altro, segnalati da SANTANGELO (1991) al di sotto dei depositi lacustri in una delle sezioni del bacino del Noce

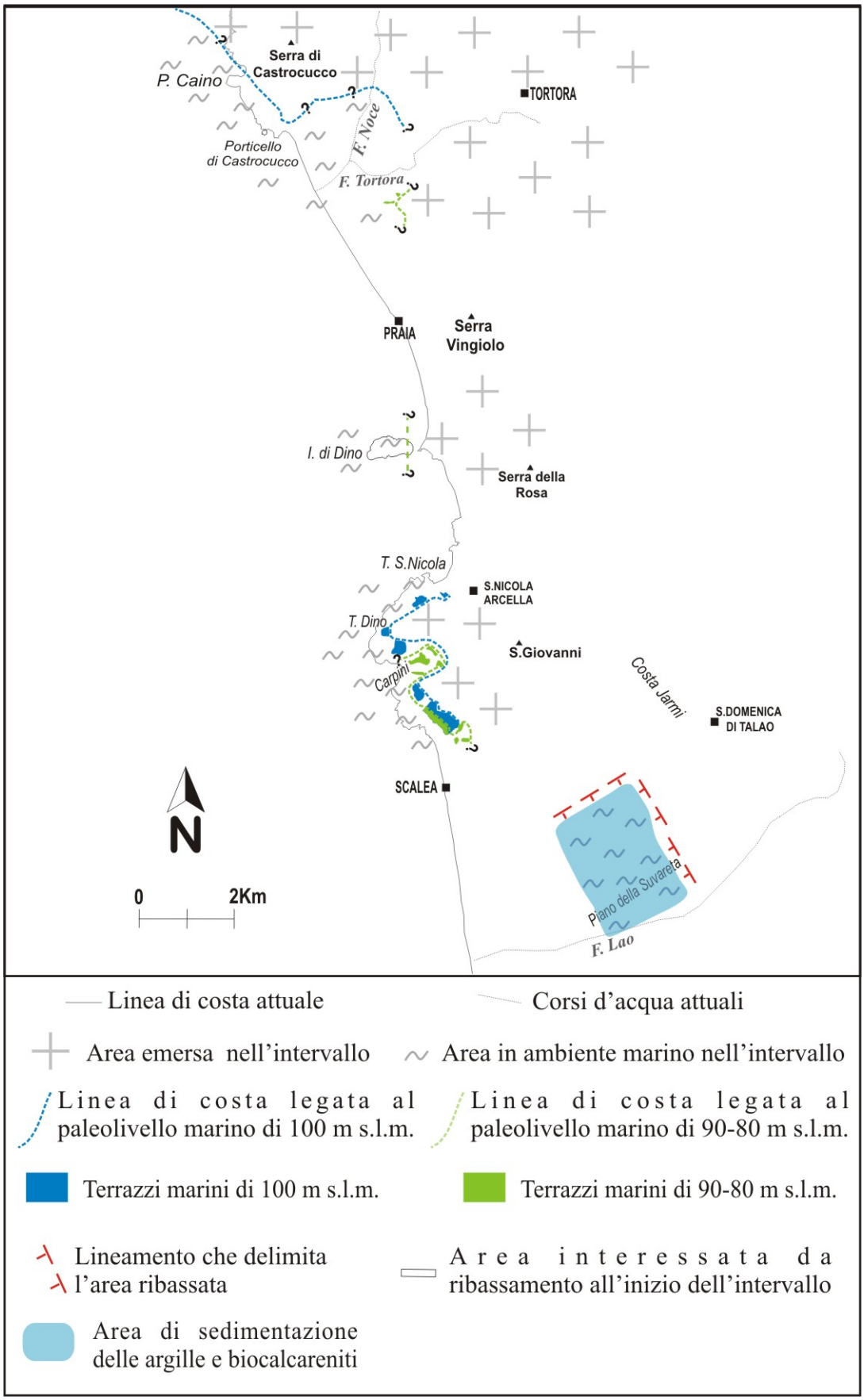


fig.7.5 Schema paleogeografico del settore di costa tra Porticllo di Castocucco e la foce del fiume Lao durante il Pleistocene medio - *stages 19-17*

Nel settore di costa compreso tra Punta Iudia ed il Golfo di Sapri, come già detto, tracce di modellamento in ambiente marino riferibili alla linea di riva di 100 m s.l.m. sono del tutto assenti. Tale area è, dunque, in questo momento temporale ancora in ambiente continentale (fig. 7.6); essa è, inoltre, caratterizzata da un assetto paleogeografico del tutto differente da quello attuale, come testimoniato dalle tracce di un antico drenaggio orientato parallelamente alla linea di costa attuale, ovvero circa NW-SE,

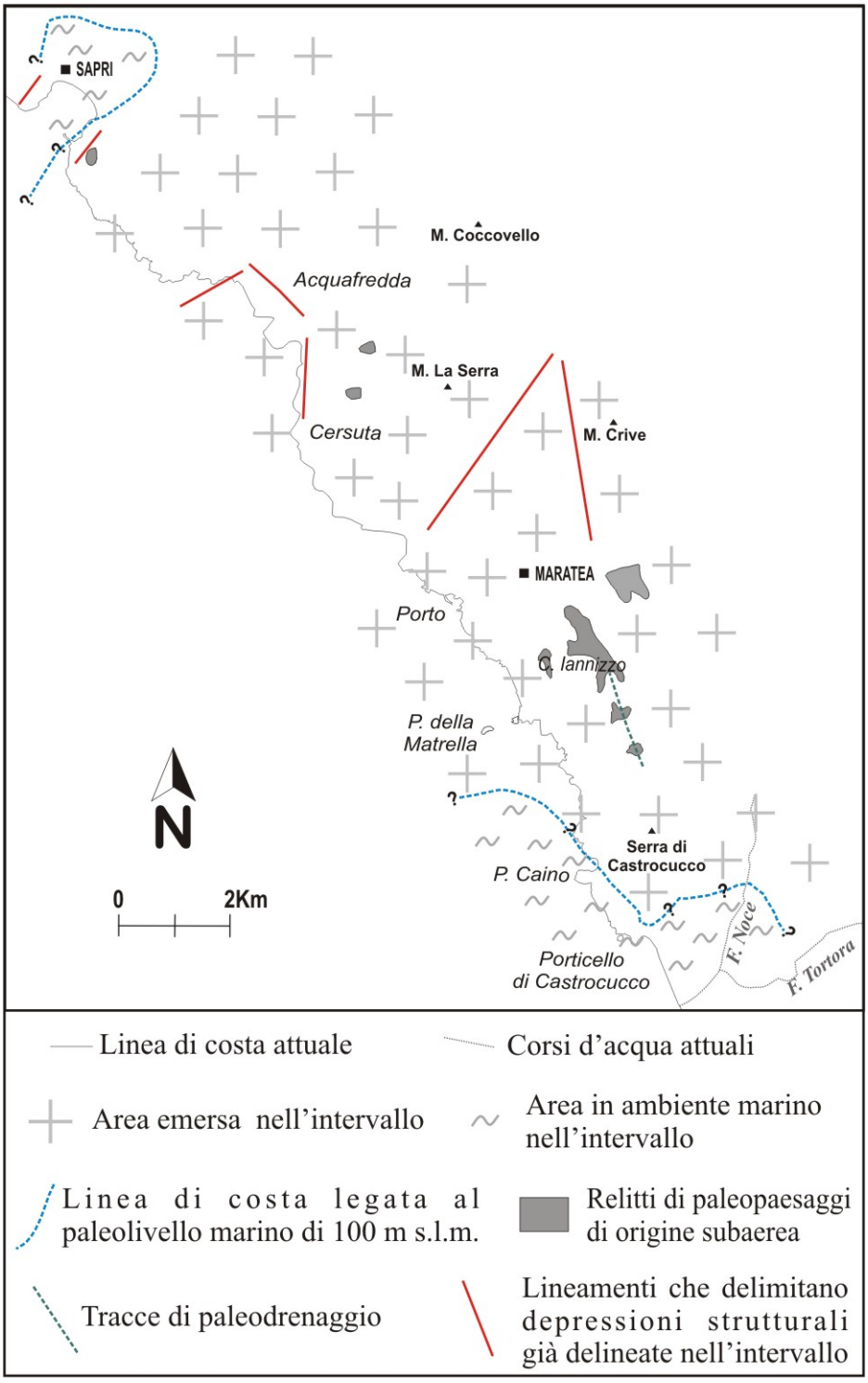


fig.7.6 Schema paleogeografico del settore di costa tra il Golfo di Sapri e Porticello di Castrocucco durante il Pleistocene medio - *stages 19-17*

ben visibile nel settore di Capo Jannizzo, e dal lembo deposizionale costituito dai conglomerati di Rotondella, del tutto incongruente con l'attuale assetto oro-idrografico.

All'interno di questa differente paleogeografia si modellano anche i paesaggi relitti visibili a circa. 500 m s.l.m. a Capo Jannizzo e nel settore fra Acquafredda e Cersuta e tra 325 e 250 m s.l.m. a Capo Jannizzo; tutti sospesi dai versanti strutturali che hanno successivamente condizionato lo sviluppo della costa attuale.

Nell'area prossima alla foce del fiume Lao contemporaneamente al modellamento dei terrazzi di circa 100 m s.l.m., in un basso strutturale, delimitato da lineamenti orientati circa NW-SE e NE-SW, avviene la sedimentazione delle argille ed argille sabbiose, di ambiente dal circalittorale all'infralittorale, delle successioni di Fornaci S. Nicola, Suvareta 2 e Casa Morganti (fig. 7.5).

Le biocalcareniti presenti in discordanza sulle argille in diversi affioramenti situati nell'area di foce del fiume Lao, riferibili, come visto nel precedente capitolo, ad un ambiente di sedimentazione marina caratterizzato da minore profondità, indicano una regressione del livello marino successiva al modellamento dei terrazzi di 100 m s.l.m.. Tale regressione del livello marino può essere stata indotta, come visto, da diversi fattori, quali una regressione eustatica del livello marino o un sollevamento tettonico del settore costiero. La correlazione delle biocalcareniti con i terrazzi marini di circa 90-80 m s.l.m., visibili nel settore tra Torre S. Nicola e la foce del fiume Lao (a Carpini e nell'area prossima all'abitato di Scalea) e nel settore tra Porticello di Castrocucco e Torre S. Nicola (in sinistra orografica della Fiumarella di Tortora), induce, tuttavia, a considerare come più probabile l'ipotesi che il settore costiero sia stato soggetto ad *uplift* tra il modellamento di questa linea di riva e quello della linea di riva precedente (di 100 m s.l.m.), correlata con la sedimentazione delle argille. In tale ipotesi il modellamento della linea di riva di 90-80 m s.l.m. e la deposizione delle biocalcareniti potrebbero essere anche avvenuti nel corso di uno *stage* della stratigrafia isotopica dell'ossigeno successivo a quello nel corso del quale si sono deposte le argille. Una loro correlazione con lo *stage 17*, può, dunque, essere ipotizzata.

Nell'area tra Torre S. Nicola e la foce del fiume Lao, il notevole spessore dei depositi biocalcarenitici affioranti a Carpini (costituenti il terrazzo deposizionale di 90-80 m s.l.m.) e delle puddinghe di Torre Dino, ad essi correlabili, indica il perdurare di locali condizioni di subsidenza anche nel corso di questa fase.

Dopo lo *stage 17*, anche il settore compreso tra il Golfo di Sapri e Punta Iudia, che, caratterizzato da un differente assetto paleogeografico, si trova fino a questo momento in ambiente continentale, è interessato dall'ingressione marina. A partire da questo evento, tutta l'area costiera

oggetto di studio è caratterizzata da un comportamento tettonico a grandi linee omogeneo, che conduce alla formazione di una gradinata di terrazzi marini, caratterizzata da una certa continuità laterale. Tuttavia, dislocazioni di debole entità, che determinano settori a comportamento tettonico differenziale, occorrono alla fine del Pleistocene medio e nel corso del Pleistocene superiore (vedi oltre).

La nuova perimetrazione della costa tra il Golfo di Sapri e Punta Iudia, successivamente allo *stage 17* (fig. 7.7), è guidata da un episodio tettonico che è responsabile del ribassamento, lungo lineamenti orientati circa NE-SW e NW-SE, dell'area considerata e conduce alla formazione dei più alti terrazzi marini qui riconoscibili (rappresentati dall'ordine di circa 75-70 m s.l.m.). L'arretramento della costa tirrenica legato a questo evento tettonico ha guidato anche la cattura, ad opera dei brevi corsi d'acqua orientati circa NE-SW, dell'antico drenaggio orientato parallelamente alla linea di costa attuale.

La deposizione delle ghiaie e sabbie fluviali delle successione di Fornaci S. Nicola, Suvareta 2 e Casa Morganti (fig. 6.2), ad opera del paleo-Lao, con il contributo di un corso d'acqua con drenaggio orientato circa N-S, come quello di F.so Grande, deve essere avvenuta precedentemente al modellamento della linea di riva di 75-70 m s.l.m., nel corso di una regressione eustatica del livello marino correlabile con lo *stage 16*. Tale episodio regressivo, che è successivo alla deposizione delle biocalcareniti, è accompagnato con molta probabilità inizialmente da un sollevamento tettonico dell'area. Una semplice regressione eustatica può, infatti, non essere sufficiente a spiegare l'emersione dei depositi marini, la loro erosione ed il passaggio ad un ambiente di sedimentazione continentale.

Nell'ambito dello stessa fase regressiva del livello marino, avviene forse anche la deposizione dei conglomerati costituenti i *glacis* di accumulo di I generazione del La Mantinera (nel settore tra Porticello di Castrocucco e Torre S. Nicola), che coprono i terrazzi del Pleistocene inferiore di 140 m s.l.m. e sono sospesi dai versanti strutturali al cui piede si rinvengono i terrazzi mediopleistocenici di circa 70 m s.l.m. (fig. 5.24 e 5.20).

In un momento non meglio precisabile del Pleistocene medio, forse precedentemente all'episodio tettonico che ha condotto alla nuova perimetrazione della costa (ovvero prima dello *stage 15*), avviene anche l'individuazione della Valle di Maratea (fig. 7.6). Nell'ipotesi in cui la dissezione dei depositi del bacino del Noce e l'estinzione del lago si siano verificate nel Pleistocene inferiore, è, infatti, da escludere che questa valle a controllo strutturale sia già delineata (con il suo assetto attuale) in tale intervallo temporale; in tal caso, infatti, lo svuotamento del lago sarebbe probabilmente avvenuto attraverso la soglia di P.sso Colla e non, come è

testimoniato, ad opera dell'erosione regressiva del fiume Noce (cfr. p 3.3.1 e 5.2).

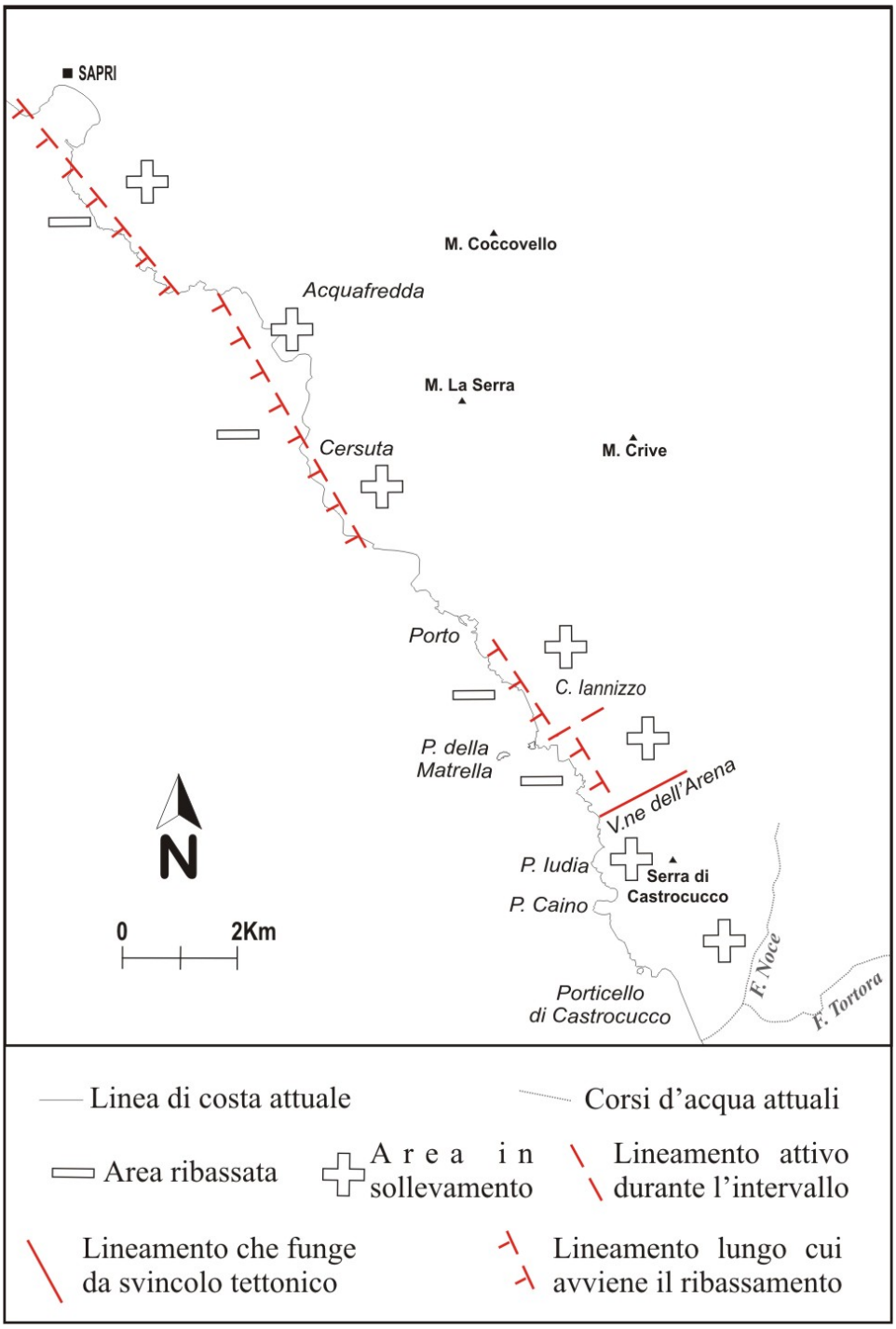


fig.7.7 Schema paleogeografico del settore di costa tra il Golfo di Sapri e Porticello di Castrocucco durante il Pleistocene medio – *pre stage 15*

Riguardo ai terrazzi marini mediopleistocenici, va notato che il numero di quelli riconosciuti tra 75-70 e 20 m s.l.m., cronologicamente inquadrabili tra lo *stage 15* e gli *stages 9-7*, non è costante lungo tutto il settore costiero (fig. 7.8). Si riconoscono, infatti, settori costieri in cui sono rappresentati più ordini di terrazzi, quali quello di Petrosa, e settori, quali quelli della piana alluvionale del fiume Lao e quello di Praia a Mare, in cui affiorano

solo alcuni ordini; in queste ultime aree, il non affioramento di tutti gli ordini è probabilmente da mettere in relazione con i notevoli apporti alluvionali che possono averli sepolti[60]. Alcuni terrazzi sono, inoltre, riferibili a due distinti ordini in alcuni settori, mentre sono stati raggruppati in un unico ordine in altri, come ad esempio i terrazzi di 60 e 50 m s.l.m.. Questi ultimi sono, infatti, stati riuniti in un unico ordine nel settore tra Torre S. Nicola e la foce del fiume Lao, ammettendo una possibilità di errore nella loro quota, dedotta dalla carta topografica in scala 1:10.00, di circa 10 m, mentre sono stati distinti in due ordini differenti nel settore costiero di Maratea, dove sono stati rinvenuti in molti casi nello stesso sito (ad esempio tra Punta Ogliastro e Fiumicello), come terrazzi altimetricamente separati.

La migliore separazione altimetrica in alcune aree fra i diversi ordini di terrazzi è imputabile a diversi fattori. In primo luogo, il riconoscimento di più ordini può essere legato ad un maggiore dettaglio della base topografica su cui sono state effettuate le osservazioni; ovvero, anche nell'area di Capo Scalea-Petrosa potrebbero essere presenti più ordini di terrazzi mediopleistocenici, non rilevabili a causa della minore scala delle carte topografiche (1:10.000) su cui si è operato, rispetto a quelle su cui si è effettuata l'analisi geomorfologica per il settore di Maratea (in scala 1:5.000). In tal caso, il mancato rinvenimento di un ordine sarebbe, dunque, solo legato ad un problema di osservazione. Ammettendo, invece, che alcuni terrazzi siano effettivamente meglio rappresentati in un determinato settore, la causa può essere la maggiore conservatività morfologica di tale settore. Più ordini di terrazzi marini mediopleistocenici si rinvengono, ad esempio, anche se in maniera non sempre continua, nel settore di Maratea, che si presenta come una costa alta e ripida, caratterizzata in molti tratti da valori del gradiente[61] $\geq 30°$, superiori a quelli della maggior parte del settore costiero posto più a Sud, che si configura in diversi tratti come una costa bassa. Non è, infine, del tutto da escludere che aree caratterizzate dall'affioramento di un maggior numero di terrazzi siano state caratterizzate da un tasso di *uplift* più elevato. Tassi di *uplift* elevati possono, infatti, portare alla formazione di un numero di terrazzi marini maggiore rispetto a quello che caratterizza aree soggette ad un sollevamento tettonico di minore entità (TRENHAILE, 2002b; CINQUE *et alii*, 1995). In particolare, in aree soggette ad *uplift* con un elevato tasso può formarsi un numero di terrazzi marini diverso dal numero degli *highstands* (CINQUE *et alii*, 1995) (cfr. p. 2.1.2).

[60] Va ricordato, a titolo esemplicativo, che a La Mantinera gli ordini di 70, 30 e 20 m s.l.m. sono rappresentati da terrazzi marini sepolti.

[61] La maggiore conservatività dei versanti costieri caratterizzati da maggiore gradiente, che si traduce in molti casi nella presenza di un numero più elevato di ordini di terrazzi, è evidente anche nel modello di TRENHAILE (2002b) (cfr. p. 2.1.2).

Quote m s.l.m.	Acquafredda	Cersuta	Tra P. Ogliastro e Fiumicello	Tra T.de Porto e la Spiaggia di Macarro	Marina di Maratea	Tra Punta Judia e Porticello di Castrocucco	Destra F.Noce	Tra F. Noce e F. di Tortora	Sinistra F. di Tortora	Tra T. Nave e Ginnasio	Tra Ginnasio e Serra Rosa	Tra Serra Rosa e T. S. Nicola	Tra T. S.Nicola e T. Talao	Tra T. Talao e foce Lao	
240													240-230 ℙ	240-230 ℙT	Pleistocene inferiore
220															
200														200- 190 PT	
180												190-180 P TG			
160							170 Ar	166 Gh			160 T		160 PT	160-150 P	
140						~135 R		140-130 P T	140 P T		140-130 P	140 P			
120							120-110 P			130 G		130 P	130 PT		
100						~100 R							100 P		
80						75 P			90 P				90 P		Pleistocene medio
60	70 Fa		60 P			60 P	75 P	75-70 P T	70 P T	70 Ps	70 Ps	70 P	70 P		
40	45 P	45 P	50 P	50 P	50 P	50 P	50-45 P	40 P	40 P				60-50 PT	60-50 PT	
20	30 P 20 ℙ	30 P	25 P	30 P 20 ℙ	20 ℙ	20 ℙ 15 P	40 S 20 S P Pu Ar		20 Gh 15 S	20 ℙ	30 P 20 ℙ	20 ℙ	30 PT 20 ℙ	30 PT	
10	12/10 P			10 F S P			9,5 S		9,5 S	10 S					
8	8 F S	8 S		8 S Po S_p P_{Bc} 7,5 Po	8 P P_{Cl}	8,5 S P P_{Cl} 8-7,5 P P_{Cl}							8 P		Pleistocene superiore
6															
4	5 S_{Cl} Po P_{Cl} 3,7 S S_{Cl} 3,5 P_{Cl} 3 S	5 Po_{Cl}	3,5 P_{Cl} P_{CO} P_{BR}	3,5 S	5 Po_{Cl} 4,7 S_{Cl} 4,5 S P	3,5 P					5-4,5 P		5 P 3,5 S		
2															
	1 S										1 F Bc		1 S		Olocene?

P=piattaforma d'abrasione;**T**=terrazzo deposizionale; **G**=*Glacis* d'abrasione marina; **Ps=**piattaforma d'abrasione sepolta; R=ripiano erosionale; **Po**=orlo interno di piattaforma; **S**=punto di massima concavità di solco tidale; **F**=fascia orizzontale di fori di litodomi; $\mathbf{P_{Cl}}$=piattaforma d'abrasione tagliata nel deposito a *Cladocora*; $\mathbf{Po_{Cl}}$=orlo interno di piattaform tagliata nel deposito a *Cladocora*; $\mathbf{P_{bc}}$=piattaforma d'abrasione tagliata in biocalcareniti; $\mathbf{P_{CO}}$=piattaforma d'abrasione tagliata in conglomerati di conoide; $\mathbf{P_{BR}}$=piattaforma d'abrasione tagliata in brecce; $\mathbf{S_{Cl}}$=punto di massima concavità di solco tidale tagliato nel deposito a *Cladocora*; $\mathbf{S_p}$=punto di massima concavità di solco tidale tagliato nelle puddinghe; **Ar**=arenite marina; **Pu**=puddinga; **Gh**=ghiaie marine; **Bc=**biocostruzione. I colori uguali indicano linee di riva di simile età.

fig.7.8 Tabella sinottica delle linee di riva riconosciute nel settore di costa esaminato

Fra i terrazzi del Pleistocene medio, quelli di 20 m s.l.m. si rinvengono con grande continuità in tutto il settore di costa esaminato (fig. 7.8). A tali terrazzi si associa in molti casi la sedimentazione della biocalcarenite a *Cladocora*, datata allo *stage 9* o *7*. Morfologie marine riferibili ancora al Pleistocene medio sono state rinvenute, tuttavia, anche a quote più basse, nel settore di costa di Maratea e nell'area circostante la foce del fiume Noce. Esse affiorano a circa 10-12 m s.l.m. a Nord di Marina di Maratea ed a 15 m s.l.m. nell'area posta più a Sud e sono interpretabili come dislocazioni tettoniche di un unico ordine, riferibile, come visto, allo *stage 7*, ed a cui nel settore di Maratea si correla la sedimentazione del deposito a *Cladocora*, anch'esso interessato da tettonica (fig. 4.30). Le dislocazioni che interessano tale linea di riva sono legate ad un'attività tettonica che si realizza lungo lineamenti trasversali alla linea di costa, i quali individuano settori a diverso comportamento tettonico. In particolare, è possibile distinguere un settore meridionale, tra Marina di Maratea e Torre S. Nicola, che è interessato successivamente allo *stage 7* da un sollevamento relativo rispetto a quello posto a Nord, sollevamento relativo che porta la linea di riva di circa 12-10 m s.l.m. alla quota di 15 m s.l.m.. Dislocazioni tettoniche interessano anche la più alta e la più antica fra le linee di riva riferibili al Pleistocene superiore. Questa linea di riva, che tra Acquafredda e la Spiaggia di Macarro affiora a circa 8 m s.l.m. (fig. 7.8), nel settore di costa di Marina di Maratea ed in quello compreso tra Punta Iudia e Porticello di Castrocucco sale, infatti, probabilmente a quote superiori a 8,5 m s.l.m.[62] ed è posta a circa 10-9,5 m s.l.m. nel settore situato ancora più a Sud, tra Porticello di Castrocucco e Torre S. Nicola[63]. Nel settore di costa carbonatica compreso tra Torre S. Nicola, a Nord, e Torre Talao, a Sud, la prima linea di riva del Pleistocene superiore affiora, invece, nuovamente a circa 8 m s.l.m., ad indicare che tale settore non è interessato dal sollevamento. Nel Tirreniano (più precisamente durante il *substage 5e*) si delinea, dunque, un settore centrale, tra Marina di Maratea e Torre S. Nicola, in maggiore sollevamento rispetto ai settori costieri posti a Nord ed a Sud, per i quali la ricorrenza della più antica linea di riva tirreniana alla quota di circa 8 m indica un *uplift* di entità comparabile. Gli elementi di separazione fra questi settori sono rappresentati da lineamenti trasversali alla linea di costa attuale, quali, probabilmente, quello che sottende il corso d'acqua susseguente di Canale dell'Arena, a Nord, e quello entro cui scorre il Torrente Canalgrande, a Sud.

[62] In questi settori, infatti, come visto (cfr p. 4.5) la quota delle piattaforme di quest'ordine non rappresenta la quota dell'orlo interno, il quale risulta sepolto. E', dunque, molto probabile che l'orlo minterno salga ad una quota più alta di quella suggerita dalla porzione di piattaforma affiorante.

[63] Il riferimento della linea di riva di 10-9,5 m s.l.m., al Tirreniano, va ricordato, si basa sul fatto che un solco ad essa riferita taglia il deposito a *Cladocora* correlato con le morfologie marine di 20 e 15 m s.l.m., modellatesi nel corso degli *stages 9* e *7* .

Dopo il modellamento della linea di riva di 8 m s.l.m., il rinvenimento dei successivi ordini, ancora cronologicamente inquadrabili nel *substage 5e* e posti a 5-4,5 ed a 3,5 m s.l.m., a quote costanti lungo tutto il settore costiero oggetto di studio, testimonia la decisa riduzione dei movimenti tettonici differenziali.

La quota della più alta fra le linee di riva ascritte al *substage 5e* (di circa 8 m s.l.m.), maggiore di quella eustatica indicata dalle *global sea level curves* (SHACKLETON, 1987; LEA *et alii*, 2002; WAELBROECK *et alli,* 2002) e di quelle indicate dalla linea di riva di tale età in Sardegna (ULZEGA & OZER, 1982; ULZEGA & HEARTY, 1986; HEARTY, 1986) (area italiana considerata per eccellenza stabile da un punto di vista tettonico), nonché le quote delle successive linee di riva, indicano il perdurare del sollevamento "in toto" della costa anche nel corso del Pleistocene superiore.

La mancanza o scarsa rappresentatività delle linee di riva del Pleistocene superiore nelle aree della piana costiera del fiume Noce e della piana costiera del fiume Lao è imputabile al fatto che in queste aree di costa bassa esse sono probabilmente rappresentate prevalentemente da sistemi deposizionali fossili (quali cordoni costieri e lagune) oggi spesso non più riconoscibili a causa della forte antropizzazione. La non disponibilità o la scarsezza di sondaggi realizzati in tali aree, non ha permesso di ricavare maggiori informazioni sulla loro evoluzione in tempi più recenti.

Nei settori di costa alta o caratterizzati da cale e promontori, quali quello di Maratea e quello di Petrosa, più a Sud, le linee di riva del Pleistocene superiore sono, invece, ben rappresentate.

La più bassa delle linee di riva riconosciute, rappresentata dai solchi di 1 m s.l.m. di Acquafredda e di Petrosa e dalla biocostruzione, dalle puddinghe e dai fori di litodomi situati ad 1 m s.l.m. a Fiuzzi è, come visto, con molta probabilità riferibile all'Olocene, ad indicare che il settore costiero esaminato è stato soggetto ad *uplift* anche in tempi molto recenti.

Il sollevamento tettonico che ha interessato l'area di studio a partire dal Pleistocene inferiore, stimabile, in base a quanto rilevato nel settore tra T. S. Nicola e la foce del fiume Lao, in almeno 240 m, è stato di entità inferiore rispetto a quello registrato nei settori costieri contigui. Un sollevamento tettonico di 400 m è, infatti, stimato a partire dal Santerniano per il M.te Bulgheria (ASCIONE, 1997 e ASCIONE & ROMANO, 1999), localizzato a Nord dell'area di studio, dove a tale piano marino sono riferiti terrazzi situati a circa 400-380 m s.l.m.. Un sollevamento di entità maggiore di 240 m è, inoltre, stimabile anche per il settore di costa situato più a Sud, dove i più recenti lavori (CAROBENE & FERRINI, 1991, 1993) per l'area tra il torrente Vaccuta ed il torrente Corvino ascrivono al Pleistocene inferiore un terrazzo marino policiclico che si estende tra 510 e 280 m s.l.m.. Va sottolineato, però, che l'attribuzione cronologica di questo terrazzo al Pleistocene inferiore si basa su una sua correlazione con i depositi marini argillosi ed

argilloso-sabbiosi affioranti in destra orografica del fiume Lao e, dunque, è probabile che, alla luce dei nuovi dati esposti (i quali precisano meglio l'età di tali depositi, che risultano essere più giovani) anche questa attribuzione possa essere rivista.

Tra il Santerniano e l'Emiliano un episodio di fagliazione è registrato anche al M.te Bulgheria, dove i depositi ed i terrazzi marini di tale età sono interessati da faglie orientate principalmente NE-SW ed anche E-W e NW-SE (CAIAZZO *et alii*, 2006). Un successivo evento tettonico interessa tale area anche dopo l'Emiliano, generando nella sua porzione più meridionale una struttura ad *horst* e *graben*.

Sempre al M.te Bulgheria, nel corso del Pleistocene inferiore sono registrate due fasi di subsidenza, nel tardo Santerniano e nell'Emiliano. Tali fasi di subsidenza hanno interessato tutta l'area del M.te Bulgheria, a differenza di quelle riconosciute nell'area di studio nel Santerniano finale ed all'inizio dell'Emiliano, che sono registrate principalmente nel settore meridionale, a Piano della Suvareta.

Per il Pleistocene medio, la quota della più antica linea di riva di tale età rilevata nel settore tra il Golfo di Sapri e la foce del fiume Lao indica che l'area è stata interessata a partire da tale periodo da un *uplift* di almeno 100 m. L'entità di tale sollevamento tettonico è ancora inferiore rispetto a quello registrato al M.te Bulgheria, che è pari a 150 m a partire dal Pleistocene medio (ASCIONE, 1997 e ASCIONE & ROMANO, 1999).

Anche a Sud dell'area di studio, al M.te Carpinoso, la quota dell'orlo interno del più antico terrazzo marino del Pleistocene medio, che si colloca a 220 e 190 m s.l.m., indica che a partire da questo intervallo cronologico tale settore costiero è stato interessato da un sollevamento maggiore dei 100 m registrati tra Sapri e la foce del fiume Lao.

Analogamente che per il Pleistocene inferiore ed il Pleistocene medio, anche i valori dell'*uplift* occorso nel Pleistocene superiore nell'area oggetto di studio sono di entità minore rispetto a quelli registrati nei settori del Golfo di Policastro posti più a Nord; infatti lungo la costa del Monte Bulgheria, nella baia di Porto Infreschi, un notevole sollevamento è occorso successivamente al *substage 5a* (ESPOSITO *et alii*, 2003) ed a Sapri, in località Limito il terrazzo di 15 m s.l.m. ascritto al *substage 5e* (BRANCACCIO *et alii*, 1990), indicante già un sollevamento di grande entità, potrebbe avere un'età ancora più recente (cfr. p. 3.2.1). Le quote delle linee di riva del Pleistocene superiore nell'area studiata ed in quelle poste a Nord sono, in ogni caso, sempre molto al di sotto di quelle segnalate per le linee di riva di analoga età nei settori costieri dell'Arco Calabro, dove come visto, al *substage 5e* è riferita una linea di riva di quota variabile tra 300 m e 125 m s.l.m. a Capo Vaticano (TORTORICI *et alii*, 2003) ed un terrazzo di 171,9 m s.l.m. nel settore di Reggio Calabria (DUMAS *et alii*, 2000; 2002; 2005), a confermare il sostanziale differente comportamento tettonico dei due settori (margine tirrenico dell'Appennino meridionale e settore costiero

dell'Arco Calabro). Il riferimento della linea di riva di 1 m s.l.m. all'Olocene suggerisce, però, che anche l'area costiera esaminata è stata interessata da *uplift* in tempi molto recenti, in epoca storica, a differenza da quanto segnalato in precedenza in letteratura, dove il settore costiero bordante il Golfo di Policastro è considerato sostanzialmente stabile nel corso dell'Olocene.

BIBLIOGRAFIA

AHARON P. & CHAPPELL J., 1986- *Oxygen isotopes sea level changes and the temperature history of a coral reef environment in New Guinea over the last 100.000 years.* Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol., 56, 337-379.

AIELLO G., PELOSI N., MARSELLA E. & Rizzo V., 2005- *Deep gravitational processes in the Maratea valley (Southern Italy): evidences from high-resolution sismic reflection profiles.* Gruppo nazionale di geofisica della terra solida. 24° Congresso Nazionale, Roma, 15-17 novembre 2005. Riassunti estesi delle comunicazioni, 295-298.

ALESSIO M., ALLEGRI L., ANTONIOLI, F., BELLUOMINI G., IMPROTA S., MANFRA L. & PREITE M., 1996- *La curva di risalita del Mare Tirreno negli ultimi 43 ka ricavata da datazioni su speleotemi sommersi e dati archeologici*. Memorie Descrittive del Servizio Geologico Nazionale 52, 235–256.

AMATO A., BELLUOMINI G., CINQUE A., MANOLIO M., & RAVERA F., 1997- *Terrazzi marini e sollevamenti tettonici quaternari lungo il margine ionico dell'Appennino lucano*. Il Quaternario, 10 (2), 329-336.

AMELIO M., LA PERA E. & RIZZO V., 1997- *Osservazioni stratigrafiche e mineralogiche sulle coperture detritiche della Valle di Maratea (Basilicata)*. Geogr. Fis. Dinam. Quat, 20 (1), 87-91.

AMODIO MORELLI L., BONARDI G., COLONNA V., DIETRICH D., GIUNTA G., IPPOLITO F., LIGUORI V.. LORENZONI S., PAGLIONICO A., PERRONE V., PICCARETTA G., RUSSO M., SCANDONE P., ZANETTIN LORENZONI E. & ZUPPETTA A., 1976- *L'arco calabro-peloritano nell'orogene appennino-maghrebide.* Mem. Soc. Geol. It., 17, 1-60.

ANDERSON R. S., DENSMORE A. L. & ELLIS M. A., 1999- *The generation and degradation of marine terraces.* Basin Research, 11, 7-19.

ANTONIOLI F., DAI PRA G., SEGRE A. G. & SYLOS LABINI S., 2004- *New data on late Holocene uplift rates in the Messina Strait area, Italy.* Quaternaria Nova, VIII, 45-67.

ASCIONE A. & ROMANO P., 1999-*Vertical movements on the eastern margin of the Tyrrhenian extensional basin. New data from Mt. Bulgheria (Southern Apennines, Italy).* Tectonophysics, 315, 337-356.

ASCIONE A., 1997- *Studio morfostrutturale sulla genesi del rilievo in Appennino meridionale.* Tesi di Dottorato, Università di Napoli "Federico II".

ASCIONE A., CAIAZZO C., HIPPOLYTE J. C. & ROMANO P., 1997- *Pliocene-Quaternary extensional tectonics and morphogenesis at the eastern margin of the southern Tyrrhenian basin (Mt. Bulgheria, Campania region, Italy)*. Il Quaternario, 10(2), 571-578.

BARBATO L. C. & GLIOZZI E., 2001- *Late Pleistocene micromammal association from Praia a Mare (Calabria, Southern Italy): paleoclimatological and biochronological implications*. Boll. Soc. Paleo. It., 40(2), 159-166.

BARBERA C., BILLIA E., CANDELORO M., PETRONIO C., VIRGILI A. & ZARLENGA F., 1995- *Short report on Pleistocene fauna from Grotta Lina (Marina di Camerota, Southern Italy): palaeoecological and geochronological inplications*. Boll. Soc. Paleont. It., 34 (3), 341-350, Modena.

BARD E., HAMELIN B. & FAIRBANKS R. G., 1990- *U-Th ages obtained by mass spectrometry in corals from Barbados: sea level during the past 130.000 years.* Nature, 346, 456-458.

BARMAWIDJAJA D., JORISSEN F., PUSKARIC S. & VAN DER ZWAAN G. J., 1992- *Microhabitat selection by benthic Foraminifera in the northern Adriatic Sea.* Journal of Foraminiferal Research, 22(4): 297-317.

BARTUM J. A., 1916- *High-water rock platforms: a phase of shoreline erosion*. Trans. Proc. New Zeland Inst., 48, 132-134.

BARTUM J. A., 1926- *Abnormal shore platforms*. Jour. Geology, 34, 793- 806.

BARTUM J. A., 1935 – *Shore-platforms*. Rept. Australian New Zealand. Assoc. Advancement Science, 22, 135-143.

BEAULIEU J. L.,1977- *Contribution pollenanalystique à l'histoire tardiglaciaire et holocène de la végétation des Alpes méridionales françaises*. PhD Thesis, Aix-Marseille University.

BENVENUTI M., 2003- *Facies analysis and tectonic significance of lacustrine fan-deltaic successions in the Pliocene–Pleistocene Mugello Basin, Central Italy.* Sedimentary Geology,157, 197-234.

BIDDITTU I. & SEGRE A., 1984- *Rosaneto, Calabria.* In: I primi abitanti d'Europa", 151-152. De Luca Ed., Roma.

BIGI G., COLI M., COSENTINO D., PAROTTO M., PRATURLON A., SARTORI R., SCANDONE P. & TURCO E., 1983- *Structural Model of Italy*. C.N.R., Progetto Finalizzato Geodinamica.

BIRD E. C. F., 1976- *Coasts.* Australian National University Press, Canberrs, 282 pp.

BISH D.L. & CHIPERA S. J., 1988- *Problems and solutions in quantitative analysis of complex mixture by X-ray powder diffraction.* Adv. X-ray Anal., 31, 295-307.

BIZON G. & BIZON J. J., 1984- *Ecologie des foraminifères en Mediterranée nord-occidentale*. *Distribution des foraminifères dans le Golfe de Ajaccio.* In Ecologie des microorganismes en Méditerranée occidentale. Ecomed, AFTP, Paris. 104-139.

BLANC A. C. & CARDINI L., 1958-61- *Prospezioni nei dintorni di Praia a Mare e Scalea (Cosenza).* Quaternaria, 5, 294-297.

BLANC-VERNET L., 1969- *Contribution à l'étude des foraminifers de Méditerranée.* Thèse de Doctorat d'Etat. Travaux de la Station Marine d'Endoume. 281pp.

BOENZI F. & PALMENTOLA G., 1975- *Effetti di fenomeni periglacialiquaternari nella Calabria nord-occidentale.* Boll. Soc. Geol. It., 94, 871-875.

BONARDI G., AMORE F., CIAMPO G., DE CAPOA P., MICONNET P. & PERRONE V., 1988a- *Il complesso liguride auct.: stato delle conoscenze e problemi aperti sulla sua evoluzione pre-appenninica ed i suoi rapporti con l'arco calabro*. Mem. Soc. Geol. It., 41, 17-35.

BONARDI G., D'ARGENIO B. & PERRONE V., 1988b- *Carta geologica dell'Appennino meridionale alla scala 1:250.000.* Mem. Soc. Geol. It., 41.

BONFIGLIO L., 1972- *Il Tirreniano di Bovetto e Ravagnese presso Reggio Calabria*. Quaternaria, 16, 137-148.

BONIFAY E., 1975- L'*"Ere Quaternaire": definition , limites et subdivisions sur la base de la chronologie méditerranéenne.* Bull. Soc. Géol. France, 17, 3, 380-393.

BORDONI P. & VALENSISE G., 1998- *Deformation of the 125 ka marine terrace in Italy: tectonic implications*. In Stewart I. S. & Vita- Finzi C. (Eds.) Coastal Tectonics. Geological Society, London, Special Publications, 146, 71- 110.

BORRELLI A., CIAMPO G., DE FALCO M., GUIDA D. & GUIDA M., 1988- *La morfogenesi del Monte Bulgheria durante il Pleistocene inferiore e medio*. Mem. Soc. Geol. It., 41, 662-667.

BOSI C., CAROBENE L. & SPOSATO A., 1996- *Il ruolo dell'eustatismo nell'evoluzione geologica nell'area mediterranea.* Mem. Soc. Geol. It., 51, 363-382.

BOUSQUET J. C. & GUEREMY P., 1968- *Quelques phénomènes de néotectonique dans l'Apennin calabro-lucanien et leurs consequences morphologiques II. L'escarpement méridional du Pollino et son piedimont.* Rev. Géogr. Phys. Geol. Dyn., 11(2), 223-236.

BOUSQUET J. C., 1973- La tectonique recente de l'Apennini Calabro-Lucanien dans son quadre geologique et geophysique. Geol. Rom., 12, 1-104.

BRADLEY W. C. & GRIGGS G. B., 1976- *Form, genesis and deformation of central California wave-cut platforms*. Geol. Soc. Am. Bull., 87, 433-449.

BRANCACCIO L. & VALLARIO A., 1968- *Osservazioni geomorfologiche nel tratto di costa compreso tra le foci dei fiumi Noce-Castrocucco e Lao (Cosenza*). Boll. Soc. Natur. in Napoli, 77, 303-325.

BRANCACCIO L., CINQUE A., ROMANO P., RUSSO ERMOLLI E. & SANTANGELO N., 1998- *Paleoclimatic data from lacustrine basins of southern Italy*. Pages Workshop: "Paleoclimate in the Mediterranean region: a contribution to the Afro-European Paleoclimatic Transect (PEP III)", Milano, 22 giugno 1998. *Abstract volume*, p.25.

BRANCACCIO L., CINQUE A., RUSSO F., BELLUOMINI G., BIANCA M. & DELITALA L., 1990- *Segnalazione e datazione di depositi marini tirreniani sulla costa campana.* Boll. Soc. Geol. It., 109, 259-265.

BULGARELLI G. M. & PIPERNO M., 1999- *Evidenze paleolitiche nel commune di Tortora: Rosaneto e Torre Nave*. In: Nella terra degli Enotri. Edizioni Pandemos, 23-27.

BULGARELLI G. M., 1972- *Il paleolitico della Grotta di Torre Nave (Praia a Mare – Cosenza)*. Quaternaria, 16, 149-188.

BUTZER K.W., 1976- *Geomorphology from the Earth*. Harper & Row Publishers, New York, 463 pp.

CAIAZZO C., ASCIONE A. & CINQUE A., 2006- *Late tertiary-Quaternary tectonics of the Southern Apennines (Italy): new evidences from the Tyrrhenian slope.* Tectonophysics, 421, 23-51.

CALOI L. & PALOMBO M. R., (1989)- *Resti di mammiferi nel Pleistocene medio-superiore di Santo Stefano (Praia a Mare, Cosenza)*. Hystrix, n.s., 1, 107-112.

CARBONI M. G., MALATESTA A. & ZARLENGA F., 1988- *Il Quaternario fra Praja a Mare e Scalea*. Mem. Soc. Geol. It., 41, 645-652.

CAROBENE L. & DAI PRA G., 1990- *Genesis, chronology and tectonis of the Quaternary marine terraces of the thyrrhenian coast of the Northern Calabria (Italy). Their correlation whith climatic variation*. Il Quaternario, 3 (2), 75-94.

CAROBENE L. & DAI PRA G., 1991- *Middle and upper Pleistocene sea level highstands along the tyrrhenian coast of Basilicata (Southern Italy)*. Il Quaternario, 4(1a), 173-202.

CAROBENE L. & FERRINI G., 1991- *The lower Pleistocene Monte Carpinoso terrace (thyrrenian coast of Calabria, Southern Italy)*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., 14, 209-219.

CAROBENE L. & FERRINI G., 1993- *Morphological, sedimentological and tectonic features of Diamante- M. Carpinoso marine terrace flight (thyrrenian coast of Northern Calabria, Italy).* Earth surface processes and landforms, 18, 225-239.

CAROBENE L., 1972- *Osservazioni sui solchi di battente attuali ed antichi nel Golfo di Orosei in Sardegna.* Boll. Soc. Geol. It., 91, 583-601.

CAROBENE L., 1980- *Terrazzi marini, eustatismo e neotettonica*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., 3, 35-41.

CAROBENE L., 1987- *Antiche linee di riva e aspetti di geologia del Quaternario.* AIQUA. Guida alle escursioni nella Calabria settentrionale tra Marina di Maratea e Cetraro, 25-30 Maggio. Marra Ed. Cosenza, 48 pp.

CAROBENE L., 2003- *Genesi, età, sollevamento ed erosione dei terrazzi marini di Crosia Calopezzati (costa ionica della Calabria- Italia).* Il Quaternario, 16(1), 43-90.

CAROBENE L., DAI PRA G.& GEWELT M., 1986- *Niveaux marins du Pléistocène moyen-supérieur de la côte tyrrhénienne de la Calabre (Italie méridionale). Datations 230Th/234U et tectonique récente.* Z. Geomorph. N. F. Suppl.-Bd. 62, 141-158.

CASTIGLIONI G. B., 1986- *Geomorfologia*. Utet, Torino, 436 pp.

CASTRADORI D., 1993- *Calcareous nannofossil biostratigraphy and biochronology in eastern Mediterranean deep-sea cores.* Riv. Ital. Paleontol. Stratigr., 99, 107-126.

CHAPPELL J., 2002- *Sea level changes forced ice breakouts in the Last glacial cycle: new results from coral terraces*. Quaternary Science Reviews, 21, 1229-1240.

CHAPPELL J., OMURA A., ESAT T., MCCULLOCH M., PANDOLFI J., OTA Y. & PILLANS B., 1996- *Reconcilation of late quaternary sea levels derived from coral terraces at Huon Peninsula with deep sea oxygen isotope records.* Earth and Planetary Science Letters,141, 227-236.

CIAMPO G., 1976- *Ostracodi pleistocenici di Cala Bianca (Marina di Camerota, Salerno).* Boll. Soc. Geol. Paleont. It., 15, 3-23.

CINQUE A., DE PIPPO T. & ROMANO P., 1995- *Coastal slope terracing and relative sea-level changes: deductions based on computer simulations*. Earth surface processes an landforms, 20, 87-103.

CITA M. B. & CASTRADORI D., 1994- *Workshop on marine sections from the Gulf of Taranto (Southern Italy) usable as potential stratotypes for the GSSP of the lower, middle and upper Pleistocene.* Il Quaternario, 7, 2, 677-692.

CLIFTON H. E., 1981- *Progradational sequences in Miocene shoreline deposits, southeastern Caliente Range, California.* J. Sedim. Petrol., **51**, 165-184.

COLANTONI P., GABBIANELLI G., RIZZO V. & PIERGIOVANNI A., 1997-*Prosecuzione a mare delle strutture deformative della Valle di Maratea (Basilicata) e recente evoluzione dell'antistante piattaforma continentale.* Geogr. Fis. Dinam. Quat, 20 (1), 51-60.

COLLINSON J. D., 1986- *Alluvial sediments*. In: "Sedimentary Environment and Facies", (Reading H.G.,Ed.).. Blackwell Scientific Publications, Oxford, 20-62.

COMPAGNONI B. & DAMIANI A. V., 1971- *Note illustrative della carta geologica d'Italia allan scala 1:100.000, Foglio 220, Verbicaro.* Servizio Geologico d'Italia, Arti grafiche ditta E. Di Mauro, Cava dei Tirreni, 95 pp.

COMPAGNONI B., CONATO V., FOLLIERI M. & MALATESTA A., 1969- *Il Calabriano di Scalea.* Quaternaria, 10, 95-123.

CONTE M., 2000 - *Il bacino fluvio-lacustre del Mercure nell'evoluzione geo-ambientale pleistocenica dell'Italia meridionale.* Tesi di Dottorato, Dottorato di ricerca in Geologia dl sedimentario, XI ciclo, Università degli Studi di Napoli "Federico II di Napoli, 111pp.

COPAT MARCONI G., LENA G. & ZEZZA F., 1981- *Segnalazione del ritrovamento e della datazione di Cladocora coespitosa nel livello deii 2-4 m nel tratto di costa calabro-lucana tra Maratea e Belvedere Marittimo.* Rend. Soc. Geol. It., 4, 373-374.

CORTESE E., 1895- *Descrizione geologica della Calabria*. R. Ufficio Geologico. Tipografia Nazionale, Roma, 310 pp.

COSENTINO D. & GLIOZZI E., 1988- *Considerazioni sulle velocità di sollevamento di depositi Eutirreniani dell'Italia meridionale e della Sicilia.* Mem. Soc. Geol. It., 41, 653-665.

COTECCHIA V., D'ECCLESIIS G. & POLEMIO M., 1990- *Studio geologico e idrogeologico dei monti di Maratea.* Geol. Appl. Idrogeol., 26, 139-178.

COTECCHIA V., DAI PRA G., MAGRI G., 1969- *Oscillazioni tirreniane e oloceniche del livello del mare nel Golfo di Taranto, corrdate da datazioni col metodo del radiocarbonio.* Geol. Appl. Idrogeol., 6, 93-148.

CUTLER K. B., EDWARDS R. L., TAYLOR F. W., CHENG H., ADKINS J., GALLUP C. D., CUTLER P. M., BURR G. S. & BLOOM A. L., 2003- *Rapid sea-level fall and deep ocean temperature change since the last interglacial period.* Earth and Planetary Science Letters, 206, 253-271.

D'ARGENIO B., PESCATORE T. & SCANDONE P., 1973- *Schema geologico dell'Appennino meridionale (Campania e Lucania)*. Atti Acc. Naz. Lincei, Quad., 183, 49-72.

DAI PRA G., MIYAUCHI T., ANSELMI B., GALLETTI M. & PAGANIN G., 1993- *Età dei depositi a Strombus bubonius di Vibo valentia marina (Italia meridionale).* Il Quaternario, 6, 139- 144.

DAL NEGRO E UNGARETTI, 1971- *Refinement of the crystal structure of aragonite*. Am. Miner. 56, 768-772.

DALONGEVILLE R., LABOREL J., PIRAZZOLI P., SANLAVILLE P., ARNOLD M., BERNIER P., EVIN J. & MONTAGGIONI L. F., 1993. Les variations recentes de la ligne de rivage sur le littoral Syrien. Quaternaire, 4 (1), 45–53.

DAMIANI A. V. & PANNUZI L., 1978- *Terrazzi marini e neottettonica pleistocenica della costa tirrenica Calabro- Lucana tra Maratea e Cetraro*. Mem. Soc. Geol. It., 19, 597- 604.

DAMIANI A. V., 1970a- *Osservazioni geologiche in alcune tavolette del F°220 nella Calabria nord occidentale Parte I- Stratigrafia*. Boll. Soc. Geol. It., 89, 65-80.

DAMIANI A. V., 1970b- *Terrazzi marini e sollevamenti differenziali fra i bacini del Lao e del Corvino (Calabria settentrionale)*. Boll. Soc. Geol. It., 89, 145-158.

DANA J. D., 1849- *Geology*, Report of the US Exploring Expedition during the Years 1938 to 1942, 10.

DE ANGELIS D'OSSAT G., 1895- *L'Helephas antiquus Falc. Nei dintorni di Laino Borgo (provincia di Cosenza).* Boll. Ac. Gioenia Sc. Nat. Catania, 39, 24-25.

DE FIORE O., 1937- La regione dei terrazzi quaternari ed il paleolitico di Scalea (Calabria). Ist. Geol. Pal. Univ. Catania, 3, 54pp.

DE KAENEL E., SIESSER W. G. & MURAT A., 1999- *Pleistocene calcareous nannofossil biostratigraphy and western Mediterranean sapropel, Site 974 to 977 and 979.* In: Zhan, R., Comas, M.C., Klaus, A. (Eds), Proc. ODP Sci. Results 161. College Station, Texas, pp. 15-183.

DE LORENZO G., 1898- *Reliquie di grandi laghi pleistocenici nell'Italia meridionale*. Atti R. Acc. Sc. Fis. Mat. di Napoli, vol. 9, serie 2a, n. 6, 74 pp.

DEPERET C., 1918- *Essai de coordination chronologiques des temps quaternaires.* C. R. Acc. Sc., 166, 480-486.

DUMAS B. & RAFFY J., 2004- *Late Pleistocene tectonic activity deduced from uplifted marine terraces in Calabria, facing the strait of Messina*. Quaternaria Nova, VIII, 79-99.

DUMAS B., GUEREMY P. & RAFFY J., 1998- *Lignes de rivage soulevées de Calabre méridionale: un enregistrement géomorphologique de variations climatiques rapides au cours des stades isotopiques 5c à 5a*. Géomorphologie: relief, processus, environnnement, 2, 105-124.

DUMAS B., GUEREMY P. & RAFFY J., 2002- *Variations rapides du niveau de la mer depuis le stade 5e en Calabrie méridionale (Italie) et dans la Péninsule de Huon (Nouvelle Guinée)*. Quaternaire, 13, 3-4, 157-169.

DUMAS B., GUÉRÉMY P. & RAFFY J., 2005- *Evidence for sea-level oscillations by the "characteristic thickness" of marine deposits from raised terraces of Southern Calabria (Italy).* Quaternary Science Reviews, 24, 2120-2136.

DUMAS B., GUÉRÉMY P., LHÉNAFF R. & RAFFY J., 1987- *Rates of uplift as shows by raised Quaternary shorelines in Southern Calabria (Italy*). Z. Geomorph. N.F., supp., 63, 119-132.

DUMAS B., GUEREMY P., LHENAFF R. & RAFFY J., 2000- *Périodicités de temps long et de temps court, depuis 400 000 ans, dans l'étagement des terrasses marines en Calabre méridionale (Italie).* Géomorphologie : relief, processus, environnement, 1, 25-44.

DUPRE W.R., 1984- *Reconstructions of paleo-wave conditions during the Late Pleistocene from marine terrace deposits, Monterey bay, California*. Marine Geology, 60, 435-454.

EDUARDS A. B., 1951- *Wave action in shore platform formation.* Geological Mag., 88, 41-49.

EDWARDS R. L., 1988– *High precision thorium-230 ages of corals and the timing of sea level fluctuations in the Late Quaternary.* Ph D. Thesis, Chalifornia Institute of Technology.

ESPOSITO C., FILOCAMO F., MARCIANO R., ROMANO P., SANTANGELO N., SCARCIGLIA F. & TUCCIMEI P., 2003- *Late Quaternary shorelines in southern Cilento (Mt. Bulgheria): morphostratigraphy and U/Th chronology*. Il Quaternario, 16 (1), 11-22.

ESTEBAN M. & KLAPPA C. F., 1983- *Suberial exposure environment.* AAPG Memoir, 33, 1-54.

ETHRIDGE F. G. & WESCOTT W. A., 1984- *Tectonic setting, recognition and hydrocarbon reservoir potential of fan-delta deposits.* In: "Sedimentology of Gravels and Conglomerates" (Koster E.H. and Steel R.J.,eds.), Mem. Can. Soc. Petrol. Geol., **10**, 217-235.

FAIRBRIDGE R. W., 1961- *Eustatic changes of sea level.* Physics and Chemistry of the earth, 4, 99-185.

FAIRBRIDGE R. W., 1968 – *The Encyclopedia of Geomorphology*, Rheinold, New York, 1295 pp.

FALINI F. 1959- *Notizie preliminari sui lavori di rilevamento di dettaglio delle caratteristiche del giacimento lignitifero del Mercuri (Province di Potenza e Cosenza).*Convegno-Mostra Nazionale delle Ligniti, 23 pp.

FOCKE J. W., 1978- *Limestone cliff morphology and organism distribution on Curaçao (Netherlands Antilles), with special attention to the origin of notche and vermetid/coralline algal surf benches ("cornices", "trottoirs").* Z. fur Geom. N. F.,22, 329-49.

FREZZA V., BERGAMIN L. & DI BELLA L., 2005- *Opportunistic benthic foraminifera as indicators of eutrophicated environments. Actualistic study and comparison with the Santernian middle Tiber Valley (Central Italy).* Boll. Soc. Paleont. It., 44 (3), 193-201.

FUSCO V., 1961- *Stazioni del Paleolitico medio in grotte costiere del golfo di Policastr*o. Riv. Sc. Preist., 16, 1-4, 1-13.

GALLI P. & BOSI V., 2003- *Catastrophic 1638 earthquakes in Calabria (southern Italy): New insights from paleoseismological investigation.* Journal of Geophysical Research, 108, B1, 2004, Doi:10.1029/2001jb001713, 2003

GALLUP C. D., EDWARDS R. L. & JOHNSON R. G., 1994- *The timing of high sea levels over the past 200.000 years*. Science, 263, 796-800.

GE.MI.NA, 1963- *Ligniti e torbe dell'Italia continentale.* Ed. GE.MI.NA. Geomineraria Nazionale, Torino.

GHIBAUDO G., 1975- Depositi di barra di foce nel Paleogene della valle di Ager (provincia di Lerida, Spagna). Boll. Soc. Geol. It., 94, 2131-2154.

GRADSTEIN F. M., JAMES G. O., SMITH A. G., BLEEKER W. & LOURENS L. J., 2004- *A new Geologic Time Scale, with special reference to Precambrian and Neogene*. Episodes, 27, 2, 83-100.

GRIGGS G. B. & TRENHAILE A. S., 1994- *Coastal cliffs and platforms*. In: Coastal evolution. Late Quaternary shoreline morphodynamics. Cambridge University Press, Cambridge, U K, 425-450.

GUARINO P. M., 1985- *Antiche linee di riva nel Golfo di Sapri (Sa)*. Tesi sperimentale in Geomorfologia (relatore: Prof. M. Guida), Corso di laurea in Scienze Geologiche, Facoltà di SMFN, Università Federico II di Napoli, Ann. Acc. 84-85, pp.

GUERRICCHIO A., MELIDORO G. & RIZZO V., 1987a- *Sul significato delle deformazioni misurate nella valle di Maratea (Basilicata, Italia).* Mem. Soc. Geol. It., 37, 53-62.

GUERRICCHIO A., MELIDORO G. & RIZZO V., 1987b- *Sulla dinamica geomorfologica recente ed attuale della valle di Maratea (Lucania).* Boll. Soc. Geol. It., 106, 293-302.

GUIDA CARTOGRAFICA DI MARATEA. Edizioni 'A Putia.

GUIDO M. A. & MONTANARI C., 1991- *Pollen assemblages in surface samples and vegetation relationship in the woods of Liguria (northern Italy). Preliminary results. Archivio* Botanico Italiano, 67, 54-75.

GUILCHER A., 1958- *Coastal and submarine morphology*. Methuen & Co LTD, London, 274 pp.

HEARTY P. J. & KINDLER P., 1995- *Sea-level highstand chronology from stable carbonate platforms (Bermuda and The Bahamas).* Journal of Coastal Research, 11(3), 675-689.

HEARTY P. J. & NEUMANN A. C., 2001- *Rapid sea level and climate change at the close of the Last Interglaciation (MIS 5e): evidence from the Bahama Islands.* Quaternary Science Reviews, 20, 1881-1895.

HEARTY P. J., 1986- *An inventory of Last Interglacial (sensu lato) age deposits from the Mediterranean basin: a study of isoleucine epimerizazion and U-series dating.* Z. Gepmorph. N. F., Suppl. Bd. 62, 51-69.

HEARTY P. J., BONFIGLIO L., VIOLANTI D. & SZABO B. J., 1986- *Age of Late Quaternary marine deposits of Southern Italy determined by aminostratigraphy, faunal correlation, and uranium-series dating*. Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia, 92, 149- 164.

HEIM J., 1970- *Les relations entre les spectres polliniques récents et la végétation actuelle en Europe occidentale*. Memoire de la Societé Royale de Belgique, 4, 1-181.

HILLAIRE-MARCEL C., GARIEPY C., GHALEB B., GOY J-L., ZAZO C., BARCELOS J. C., 1996- *U-series measurements in Tyrrhenian deposits from Mallorca—further evidence for two last-interglacial high sea levels in the Balearic islands.* Quaternary Science Reviews 15, 53–62.

HILLS E. S., 1972- *Shore platforms and wave ramps*. Geological Mag., 109, 81-88.

HOOGHIEMSTRA H. & AGWU C. O. C., 1986- *Distribution of palynomorphs in marine sediments: a record for seasonal wind patterns over NW Africa and adjacent Atlantic.* Geologische Rundschau 75, 81-95.

HOOGHIEMSTRA H., 1987- *Survey of palynologically analysed deep-sea cores in the northeast Atlantic off northwest Africa.* Palaeoecology of Africa 18, 47-52.

IANNACE A., BONARDI G., D'ERRICO M., MAZZOLI S., PERRONE V. & VITALE S., 2005- *Structural setting and tectonic evolution of the Apennine Units of northern Calabria*, C. R. Geoscience, 337, 1541–1550.

IANNACE A., D'ERRICO M. & VITALE S., 2004– *Carta geologica 1:100.000 della Calabria settentrionale*. Studi Geol. Camerti, Nuova Serie 2.

JEDOUI Y., REYSS J. L., KALLEL N., MONTACER M., BEN ISMAÏL H., DAVAUD E., 2003- *U-series evidence for two high Last Interglacial sea levels in southeastern Tunisia*. Quaternary Science Reviews, 22, 343–351.

JO H. R., RHEE C. W. & CHOUGH S. K., 1997- *Distinctive characteristics of a streamflow-dominated alluvial fan deposit: Sanghori area, Kyongsang Basin (Early Cretaceous), southeastern Korea*. Sedimentary Geology, 10, 51-79.

JO H.R. & CHOUGH S.K., 2001- *Architectural analysis of fluvial sequences in the northwestern part of Kyongsang Basin (Early Cretaceous), SE Korea.* Sedimentary Geology, 144, 307-334.

JORISSEN F. J., BARMAWIDJAJA D.M., PUSKARIC S. & VAN DER ZWAAN G. J., 1992- *Vertical distribution of benthic foraminifera in the Northern Adriatic Sea - the relation with the organic flux.* Marine Micropaleontology 19(1-2): 131-146.

KARNER D., JUVIGNÉ E., BRANCACCIO L., CINQUE A, RUSSO ERMOLLI E, SANTANGELO N., BERNASCONI S. & LIRER L. 1999- *An early middle Pleistocene tephrostratotype for the Mediterranean basin: the Vallo di Diano, Campania, Italy.* Global and Planetary Change, 21, 1-15.

KASTENS K., MASCLE J. *et alii* (Eds.), 1990- *Procedings Scientific Results, Ocean Drilling Program, leg 107, Tyrrhenian sea.* Ocean Drilling Program, College Station, Texas, 772 pp.

KELLETAT D., 1988- *Zonality of modern coastal processes and sea-level indicators*. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 68, 219-230.

Kershaw S. & Guo L., 2001- *Marine notches in coastal cliffs: indicators of relative sea-level change, Perachora Peninsula, central Greece.* Marine Geology, 179, 213-228.

KINDLER, P., DAVAUD, E. & STRASSER, A., 1997- *Tyrrhenian coastal deposits from Sardinia (Italy): a petrographic record of high sea levels and shifting climate belts during the last interglacial (isotopic substage 5e).* Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 133, 1–25.

KIRK R. M., 1977-*Rates and forms of erosion on intertidal platforms at Kaikoura Peninsula, South Island, New Zeland. New Zeland*. Journ. of Geology and Geophysics, 20, 571-613.

KLUG H.P. and ALEXANDER L.E. (1974) - *X-ray diffraction procedures for polycrystalline and amorphous materials. J. Wiley and sons, New York, pp. 451.*

KRUŽIĆ P. & POŽAR-DOMAC A. P., 2003- *Banks of the coral Cladocora caespitose (Anthozoa, Scleractinia) in the Adriatic Sea.* Coral Reefs, 22, 536.

LA ROCCA S. & SANTANGELO N., 1991- *Nuovi dati sulla stratigrafia e sull'evoluzione geomorfologica del bacino lacustre pleistocenico dal fiume Noce (Basilicata).* Geogr. Fis. Dinam. Quat., 14, 229-242.

LABOREL J. & LABOREL-DEGUEN F., 1994- *Biological indicators of relative sea-level variations and co-sismic displacements in the Mediterranean region.* Journal of coastal research, 10, 2, 395- 415.

LABOREL J. & LABOREL-DEGUEN F., 1996- *Biological indicators of Holocene sea-level and climatic variations on rocky coasts of tropical and subtropical regions.* Quaternary International, 31, 53-60.

LABOREL J., 1986- *Vermetid gastropods as sea-level indicators.* In Van de Plassche O. (Ed.), Sea-Level Research, a manual for the collection and evaluation of data. Geobooks, Norwich, 281-310.

LABOREL J., 1987- *Marine biogenic constructions in the Mediterranean area, a review*. Sci. Rep Port-Cros natl. Park, 13, 97-126.

LABOREL J., MORHANGE C. & LABOREL-DEGUEN F., 2003- *Les indicateurs biologiques des variations relatives du niveau marine dansa les iles du littoral provençal et de Méditerranée*. Bullettin archeologique de Provence, 1, 67-73.

LABOREL J., MORHANGE C., LAFONT R., LE CAMPION J., LABOREL-DEGUEN F. & SARTORETTO S., 1994- *Biological evidence of sea-level rise during the last 4500 years on the rocky coasts of continentala southwestern France and Corsica.* Marine Geology, 120, 203-223.

LAJOIE K. R., 1986- Coastal Tectonics. In Active tectonics, National Academy Press, 95-124.

LAMBECK K., ANTONIOLI F., PURCELL A. & SILENZI S., 2004- *Sea level change along the Italian coast for the past 10,000* years. Quaternary Science Reviews, 23, 1567–1598.

LARSON A. C. and VON DREELE R. B., 1999- *GSAS. General Structure Analysis System.* Report LAUR 86-748, Los Alamos National Laboratory, NM, USA, pp. 179.

LEA D. V., MARTIN P. M., PAK D. K. & SPERO H. J., 2002- *Reconstructing a 350 ky story of sea level using planktonic Mg/Ca and oxygen isotope records from a Coco Ridge core.* Quaternary Science Review, 21, 283-293.

LIPPMANN PROVANSAL M., 1987- L'Appennin Campanien Mèridional (Italie). Etude Geomorphologique . These de Doctorat. Université Aix-Marseille, Aix en Provence.

LIRER L., PESCATORE T. & SCANDONE P., 1967- Livelli *piroclastici nei depositi continentali post-tirreniani del litorale sud-tirrenico*. Atti Acc. Gioenia Sc. Nat. Catania, 6, 18, 85-116.

LONA F. & RICCIARDI E., 1961- *Reperti pollinologici nei depositi pleistocenici del bacino lacustre del Mercure (Italia meridionale, regione calabro-lucana)*. Pollen et Spores, 3, 85-92.

LUDWIG K. R., MUHS D. R., SIMMONS K. R., HALLEY R. B. & SHINN E. A., 1996- *Sea-level records at ~80 ka from tectonically stable platforms: Florida and Bermuda.* Geology, 24, 3, 211-214.

MAIORANO P. & MARINO M., 2004- *Calcareous nannofossil bioevents and environmental control on temporal and spatial patterns at the early-middle Pleistocene.*

MAIORANO P., MARINO M., DI STEFANO E. & CIARANFI N., 2004- Calcareous nannofossil events in the lower-middle Pleistocene transitino at the Montalbano ionico section and ODP Site 964: calibration with isotope and sapropel stratigraphy. Riv. Ital. Paleontol. Stratigr. 110 (2), 547-556.

MAIZELS J., 1993- Lithofacies variations within sandur deposits: the role of runoff regime, flow dynamics and sediment supply characteristics. Sedimentary Geology, 85, 299-325.

MALATESTA A. & ZARLENGA F., 1986- *Cicli trasgressivi medio-pleistocenici sulle coste liguri e tirreniche.* Geologica Rom., 25, 1-8.

MARRA F., 1998- *Evidenze di tettonica trascorrente alto pleistocenica al confine calabro-lucano: analisi morfostratigrafica e strutturale del bacino del Mercure.* Il Quaternario, 11(2), 201-215.

MARTINSON D. G., PISIAS N. G. HAYS J. D., IMBRIE J., MOORE T. C. & SHACKLETON N. J., 1987- *Age dating and the orbital theory of the ice ages: development of a high-resolution 0 to 300,000-year chronostratigraphy.* Quaternary Research, 27, 1-29.

MASSARI F. & PAREA. G. C., 1988.- *Progradational gravel beach sequences in a moderate-to high-energy, microtidal marine environment.* Sedimentology, **35**, 881-913.

MIALL A. D., 1977- *A review of the braided river depositional environment.* Earth Science Review, 13, 1-62.

MIALL A. D., 1996- *The geology of fluvial deposits: sedimentary facies, basin analysis and petroleum geology.* Springer, New York, pp.582.

MIYAUCHI T., DAI PRA G. & SYLOS LABINI S., 1994- *Geochronology of Pleistocene marine terraces and regional tectonics in the tyrrhenian coast of south Calabria, Italy.* Il Quaternario, 7, 1, 17-34.

MOUSSAT E., REHAULT J.P. & FABBRI A., 1986- *Rifting et èvolution tectono-sèdimentaire du Bassin Tyrrhènien au cours du Neogene et du Quaternaire*. Gior. di Geol., 3, 48 (1/2), 41-62.

MUHS D. R., SIMMONS K. R. & STEINKE B., 2002- *Timing and warmth of the last interglacial period: New U-series evidence from Hawaii and Bermuda and a new fossil compilation for North America.* Quaternary Science Reviews, 21, 1355-1383.

MUHS D. R., 2002- *Evidence for timing and duration of the last interglagial period from high-precision Uranium-series ages of corals on tectonically stable coastlines.* Quaternary Research, 58, 36-40.

MUNNO R., PETROSINO P., ROMANO P., RUSSO ERMOLLI E. & JUVIGNÉ E., 2001- *A late Middle Pleistocene climatic cycle in southern Italy inferred from pollen analysis and tephrostratigraphy of the Acerno lacustrine succession.* Géographie physique et Quaternaire, 55, 87-99.

MUTTI E., DAVOLI G., TINTERRI R. & ZAVALA C., 1996- *The importance of ancient fluvio-deltaic systems dominated by catastrophic flooding in tectonally active basins.* Mem. Sci. Geol. Padova, 48, 233-291.

NEUMANN A. C. & HEARTY P. J., 1996- *Rapid sea-level changes at the close of the last interglacial (substage 5e) recorded in Bahamian island geology.* Geology, 24, 9, 775-778.

NEUMANN A. C., 1968- *Biological erosion of limenstone coasts.* In: Fairbridge R. W. (Ed.), The Encyclopedia of Geomorphology, Rheinold, New York, 75-81.

OZER A., 1986- *Les niveaux marins au Pléistocène supérieur en Méditerranée occidentale.* Evoluzione dei litorali. Atti del convegno organizzato dal Centro Ricerche Energia della Trisaia-ENEA, Policoro (Matera-Italia), 241-261

PALMENTOLA G., MARCHESE F. & VIGNOLA N., 1980- *Dati e considerazioni sulla neotettonica dell'area dei fogli 199 "Potenza" e 210 "Lauria".* In: Contributi alla realizzazione della carta neotettonica d'Italia, parte I. CNR, Progetto finalizzato geodinamica- sottoprogetto "Neotettonica", pub. n 356, 135-153.

PAQUETTE J. & REEDER R.. J., 1990- *Single-crystal X-ray structure refinements of two biogenic magnesian calcite crystals*. Am Mineral. 75, 1151-1158.

PATA O, 1956– *I terrazzi quaternari adiacenti alla foce del fiume Lao (Cosenza).* Actes IV Int. Cong. INQUA, 2, 970-975.

PATACCA E., SARTORI R. & SCANDONE P., 1990- *Tyrrhenian basin and Appenninic arcs: kinematic relations since late Tortonian times*. Mem. Soc. Geol. Il, 45, 425-451.

PATRONI G., 1897- *Nuove ricerche di antichità nella Lucania e nell'Apulia. (Scalea grotta ossifera con avanzi di armi mitiche).* Notizie Scavi, Roma

PEIRANO A., MORRI C., BIANCHI C. N., AGUIRRE J., ANTONIOLI F., CALZETTA G., CAROBENE L., MASTRONUZZI G. & ORRÙ P., 2004- *The Mediterranean coral Cladocora caespitosa: a proxy for past climate fluctuations?* Global and Planetary Change, 40, 195- 200.

PERES J.C., 1968- *Trottoir.* In: Fairbridge R. W. (Ed.), The Encyclopedia of Geomorphology, Rheinold, New York, 1173-1174.

PILLANS B. CHAPPELL J. & NAISH T. R., 1998- *A review of the Milankovitch climatic beat: template for Plio–Pleistocene sea-level changes and sequence stratigraphy.* Sedimentary Geology, 122, 5–21.

PIRAZZOLI P. A., 1996- Sea-*level changes. The last 20.000 years.* John Wiley & Sons, Chichester, 210 PP.

PIRAZZOLI P. A., LABOREL J., SALIEGE J. R.., EROL O., KAYAN I., & PERSON A., 1991- *Holocene raised shorelines on the Hatay coast (Turkey): palaeoecological and tectonic implications*. Marine Geology, 96 (3-4), 295–311.

PIRAZZOLI P. A., MASTRONUZZI G., SALIÈGE J. F. & SANSÒ P., 1997- *Late Holocene emergence in Calabria, Italy.* Marine Geology, 141, 61-70.

PIRAZZOLI P. A., STIROS S. C., ARNOLD M., LABOREL J., LABOREL-DEGUEN F. & PAPAGEORGIOU S., 1994- *Episodic uplift deduced from Holocene shorelines in the Perhacora Peninsula (Corinth area, Greece)*. Tectonophysics 229 (3-4), 201–209.

PIRAZZOLI, P. A., THOMMERET J., THOMMERET Y., LABOREL J. & MONTAGGIONI L. F., 1982- *Crustal block movements from Holocene shorelines: Crete and Antikythira (Greece)* . Tectonophysics, 86, 27–43.

PLAZIAT J. C., REYSS J. L., CHOUKRI A., ORSAG–SPERBER F., BALTZER F. & PURSER B. H., 1998- *Mise en evidence , sur la côte récifale d'Egypte, d'une regression interrompant briévement le plus haut niveau du Dernier Interglaciaire (5e) : un nouvel indice de variations eustatiques à haute fréquence au Pléistocène.* Bullettin de la Société Géologique de France 169 (1), 115-125.

PRANZINI E., 2004- *La forma delle coste. Geomorfologia costiera, impatto antropico e difesa dei litorali.* Zanichelli, Bologna, 245 pp.

RAFFI I., 2002- *Revision of the early-middle Pleistocene calcareous nannofossil biochronology (1.75-0.85)* Mar. Micropaleontol. 45, 25-55.

RAFFI I., BACKMAN J., RIO D. & SHACKLETON N.J., 1993- *Early Pleistocene and late Pliocene nannofossil biostratigraphy and calibration to oxygen isotope stratigraphies from DSDP Site 607 and ODP Site 677.* Paleoceanography 8, 387-404.

RASMUSSEN H., 2000- *Nearshore and alluvial facies in the Sant Llorenc del Munt depositional system: recognition and development.* Sedimentary Geology, 138, 71-98

REHAULT J.P., MOUSSAT E. & FABBRI A., 1987- *Structural evolution of the Tyrrhenian back-arc basin*. Marine Geology, 122, 5-22. 74 (1-2), 123-150.

REILLE M., 1975- *Contribution pollenanalystique à l'histoire tardiglaciaire et holocène de la végétation de la montagne corse*. PhD Thesis, Aix-Marseille University.

RICCIO A., RIGGIO F. & ROMANO P., 2001- *Sea level fluctuations during Oxygen Isotope Stage 5: new data from fossil shorelines in the Sorrento Peninsula (Southern Italy).* Z. Geomorph. N. F., 451, 121, 137.

RICHMOND G.M., 1996- *The INQUA-approved provisional lower-middle Pleistocene boundary.* In: Turner C. (Ed.), The early Middle Pleistocene in Europe, 319-327.

RIO D., 1982- *The fossil distribution of coccolithophore genus Gephyrocapsa Kamptner and related Plio-Pleistocene chronostratigraphic problems.* In: Prell, W.L., Gardner, J.V., et al. (Eds), DSDP Init. Reports 68. Government Printing Office, Washington, DC, U.S., pp. 325-343

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). Proc. ODP, Sci. Res. 107. College Station, Texas, pp. 513-533.

RIZZO V. & LEGGERI M., 2004- *Slope instability and sagging reactivation at Maratea (Potenza, Basilicata, Italy).* Engineering Geology, 71, 181-198.

RIZZO V., 1997- *Processi morfodinamici e movimenti del suolo nella Valle di Maratea (Basilicata)*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., 20, 119-136.

RUGGERI G. & SELLI R., 1949- *Il Pliocene ed i Postpliocene dell'Emilia.* Giorn. di Geologia, 3, 20, 1-14.

RUSSO ERMOLLI E. & DI PASQUALE G., 2002- *Vegetation dynamics of south-western Italy in the last 28 kyr inferred from pollen analysis of a Tyrrhenian Sea core*. Vegetation History and Archaeobotany, 11, 211-219.

RUSSO ERMOLLI E., 1994- *Analyse pollinique de la succession lacustre pléistocène du Vallo di Diano (Campanie, Italie).* Annales de la Societé Géologique de Belgique, 117(2), 333-354.

RUSSO ERMOLLI E., 1995- *Analyse pollinique des dépots lacustres pléistocènes du Vallo di Diano (Campanie, Italie): cyclicités et quantification climatiques*. PhD Thesis, Liege University.

RUSSO F., 1994- *Segnalazione di un livello fossilifero riferibile al Tirreniano a Cala bianca (Marina di Camerata, Salerno).* Mem. Des. Cart. Geol. d'Ital., 52, 395-398.

RUST B. R., 1978- *Depositional models for braided alluvium*. In: "Fluvial Sedimentology" (Miall A.D., ed.), Can. Soc. Petrol. Geol. Mem., 5, 605-625.

RUST D. & KERSHAW S., 2000- *Holocene tectonic uplif patterns in northeastern Sicily: evidence from marine notches in coastal outcrops.* Marine Geology, 167, 105-126.

SANTANGELO N., 1991- *Evoluzione stratigrafica, geomorfologica e neotettonica di alcuni bacini lacustri del confine campano lucano (Italia meridionale)*. Tesi di Dottorato, Dottorato di ricerca in geologia del sedimentario, III ciclo. Consorzio tra le Università degli Studi di Napoli e Palermo. Tipolitografica Sud, Napoli, 109 pp.

SARTORI R., 1990- *The main results of ODP Leg 107 in the frame of Neogene to Recent geology of the Perityrrhenian areas.* In: Kastens A., Mascle K. J. *et alii* (Eds.), Proceedings of ODP, Scientific Results, 107, College Station, Texas (Ocean Drilling Program), 715-730.

SCANDONE P. & LIRER L., 1996- *Segnalazione di un livello piroclastico nel Pleistocene superiore della costiera calabra e silentina*. Boll. Soc. Natur. in Napoli, 72, 19-26.

SCARCIGLIA F., PULICE I., ROBUSTELLI G. & VECCHIO G., 2006- *Soil chronosequences on Quaternary marine terraces along the northwestern coast of Calabria (South Italy),* in stampa su Quaternary International.

SCHELLMANN G. & RADTKE U., 2004- *A revised morpho- and chronostratigraphy of the Late and Middle Pleistocene coral reef terraces on Southern Barbados (West Indies).* Earth-Science Reviews, 64, 157–187.

SCHIATTARELLA M., TORRENTE M. M. & RUSSO F., 1994- *Analisi strutturale ed osservazioni morfostratigrafiche nel bacino del Mercure (confine calabro-lucano)*. Il Quaternario, 7 (2), 613-626.

SCHILLER C., 1995- *Ecology of the symbiotic coral Cladocora caespitosa (L.) (Faviidae, Scleractinia) in the Bay of Piran (Adriatic Sea): I Distribution and Biometry.* Mar. Ecol., 14, 205- 219.

SGARRELLA F. & MONCHARMONT ZEI M., 1993- *Benthic Foraminifera of the Gulf of Naples (Italy): systematics and autoecology.* Boll. Soc. Paleont. It. 32 (2):145-264.

SGROSSO I. & CIAMPO G., 1966- *Sulla presenza di terreni calabriani nei dintorni di Camerata*. Boll. Soc. Geol. Nat. Napoli, 75, 561-587.

SHACKLETON N. J., 1987- *Oxygen isotopes, ice volume and sea level.* Quaternary Science Review, 6, 183-190.

SHACKLETON N. J., CHAPMAN M., SÁNCHEZ-GOÑI M. F., PAILLER D., & LANCELOT Y., 2002- *The classic marine isotope substage 5e.* Quaternary Research, 58, 14–16.

SHERMAN C. E., GLENN C. R., JONES A. T., BURNETT W. C. & SCHWARCZ H. P., 1993- *New evidence for two highstands during the last interglacial, oxygen isotope substage 5e.* Geology, 21, 1079-1082.

SOHN Y.K. & SON M., 2004- *Synrift stratigraphic geometry in a transfer zone coarse-grained delta complex, Miocene Pohang Basin, SE Korea*. Sedimentology, 51, 1387–1408

SPINA V., 2005- *Tettonica attiva in Sila (Calabria centro-settentrionale) e nel Vallo di Diano (Appennino meridionale).* Tesi di Dottorato- XVIII ciclo, Dipartimento di Scienze della Terra, Università della Calabria, 194 pp.

SPROVIERI R., DI STEFANO E., HOWELL M., SAKAMOTO T., DI STEFANO A. & MARINO M., 1998- *Integrated calcareous plankton biostratigraphy and cyclostratigraphy at Site 964*. In: Robertson, A.H.F., Emeis, K.C., Richter, C., Camerlenghi, A. (Eds), Proc. ODP, Sci. Res. 160. College Station, Texas, pp. 155-165.

STEPHENSON W. J. & KIRK R. M., 1998- *Rates and patterns of erosion on shore platforms, Kaikoura, South Island, New Zeland.* Earth Surface Processes and Landforms, 23 (12), 1071-1085.

STEPHENSON W. J. & KIRK R. M., 2000a- *Development of shore platforms on Kaikoura Peninsula, South Island, New Zealand. Part One: the role of waves.* Geomorphology, 32, 21-41.

STEPHENSON W. J. & KIRK R. M., 2000b- *Development of shore platforms on Kaikoura Peninsula, South Island, New Zealand. II:: the role of subaerial weathering.* Geomorphology, 32, 43-56.

STEPHENSON W., 2001- *Shore platform widt-A fundamental problem. Z*. Geomorph. N.F., 45, 4, 511-527.

STIRLING C. H., ESAT T. M., LAMBECK K.& MCCULLOCH M. T., 1998-*Timing and duration of the last interglacial: evidence for a restricted interval of widespread coral reef growth.* Earth and Planetary Science Letters, 160, 745-762.

STIRLING C. H., ESAT T. M., MCCULLOCH M. T. & LAMBECK K., 1995- *High-precision U-series dating of corals from Western Australia and implications for the timing and duration of the last interglacial*. Earth and Planetary Science Letters, 135, 115-130.

SUC J. P., BERTINI A., COMBOURIEU-NEBOUT N., DINIZ F., LEROY S., DRIVALIARI A., RUSSO ERMOLLI E., ZHENG Z., BESSAIS E. & FERRIER J., 1995- *West mediterranean vegetation and climate since 5.3 Ma.* Acta Zoologica Cracovia, 38(1), 3-16, Krakow 31.05.1995; Workshop of the European Science Foundation: "Influence of climate on faunal evolution during the Quaternary."

SUMMERFIELD M. A., 1991- Global geomorphology. An introduction to the study of Landforms. Longman Scientific & Technical. John Wiley & Sons, New York, 537 pp.

SUNAMURA T., 1977- *A relationship between wave-induced cliff erosion and erosive force of waves.* Journ. Geology, 85, 613-618.

SUNAMURA T., 1983- *Processes of sea cliff and platform erosion*. In: CRC Handbook of Coastal Processes and Erosion, a cura di P. D. Komar, CRC Press, Boca Roton, Florida, 233-265.

SUNAMURA T., 1991- *The elevation of shore platforms: a laboratory approach to the unsolved problem.*. Journ. Geology, 99, 761-766.

SUNAMURA T., 1992- *Geomorphplogy of rocky coasts.* John Wiley & Sons, Chichester, 302 pp.

THORNBURY W. D., 1954- *Principles of Geomorphology*. John Wiley & sons, New York, 618 pp.

TOCCACELI R. M., 1995- *Evoluzione geomorfologia e antropizzazione della piana costiera di Sapri in epoca storica (Tirreno meridionale, Golfo di Policasto).* Geologia Tecnica & Ambientale, 3, 23- 34.

TOCCACELI R. M., 2003- *Evidenze geoarcheologiche della variazione del livello del mare in epoca storica: l'insediamento romano di S. Crocre (Sapri- Golfo di Policastro).* In: Variazioni climatico-ambientali e impatto sull'uomo nell'area circum-mediterranea durante l'Olocene, a cura di: Livadie C. A. e Ortolani F., CUEBC Ravello, Edipuglia, Bari, 255- 264.

TORTORICI G., BIANCA M., DE GUIDI G., MONACO C. & TORTRICI L., 2003- *Fault activity and marine terracing in the Capo Vaticano area (southern Calabria) durino the Middle-Late Quaternary*. Quaternary International, 101-102, 269-278.

TORTORICI G., BIANCA M., MONACO C., TORTRICI L., TANSI C., DE GUIDI G. & CATALANO S., 2002- *Quaternary normal faulting and marine terracing in the area of Capo Vaticano and S.Eufemia plain (southern Calabria)*. Studi Geologici Camerti, nova serie, 1, 155- 171.

TRENHAILE A. S., 1987- *The Geomorphplogy of Rock Coasts*. Oxford University Press, Oxford, 384 pp.

TRENHAILE A. S., 2000- *Modelling the development of wave-cut shore platforms.* Marine Geology, 166, 163-178.

TRENHAILE A. S., 2001- *Modelling the effect of Quaternary interglacial sea levels on wave-cut shore platforms*. Marine Geology, 172, 205-223.

TRENHAILE A. S., 2002a- *Rock coasts with particular emphasis on shore platforms*. Geomorphology, 48, 7-22.

TRENHAILE A. S., 2002b- *Modeling and development of marine terraces on tectonically mobile rock coasts*. Marine Geology, 185, 341-361.

TRICART J., 1959-*Problèmes géomorphologiques du littoral oriental du Brasil*. Cahiers Océanogr., 11, 276-303.

TRUDGILL S. T., 1976- *The marine erosion of limestones of Aldabra Atoll. Indian Ocean*. Z. Geomorph. N. F., Supp., Bd., 26, 164-200. In sunamura

ULZEGA A. & HEARTY P. J., 1986- *Geomorphology, stratigraphy and geochronology of late Quaternary marine deposits in Sardinia.* Z. Geomorph. N. F., Suppl. Bd. 62, 119-129.

ULZEGA A. & OZER A., 1982- *Comptes-rendus de l'exursion-table ronde sur le Tyrrhénien de la Sardaigne.* INQUA, 1980, 3-112.

VELDKAMP A., 1994- *Evaluating Quaternary erosional dynamics at uplifting coastal areas by modelling marine terraces formation.* Z. Geomorph. N. F., 38, 2, 223- 237.

VERHALLEN P. J. J. M., 1987- Early *development of Bulimina marginata in relation with to paleoenvironmental changes in the Mediterranean:* Proc. Kon. Ned. Akad. Wetensch., ser. B, 90 (29), 161-180.

VEZZANI L., 1967- *Osservazioni sul bacino lacustre del fiume Mercure.* Atti. Acc. Gioenia Sc. Nat. Catania, 18, 229-235.

VINCENT S. J., 2001- *The Sis paleovalley: a record of proximal fluvial sedimentation and drainage basin development in response to Pyrenean mountain building.* Sedimentology, 48, 1235-1276.

WAELBROECK C., LABEYRIE L., MICHEL E., DUPLESSY J. C., MCMANUS J. F., LAMBECK K., BALBON E. & LABRACHERIE M., 2002- *Sea-level and deep water temperature changes derived from brnthic foraminifera isotopic records.* Quaternary Science Review, 21, 295-305.

WESTAWAY R., 1993- *Quaternary uplift of southern Italy*. Journal of Geophysical Research, 98, 21741- 21772.

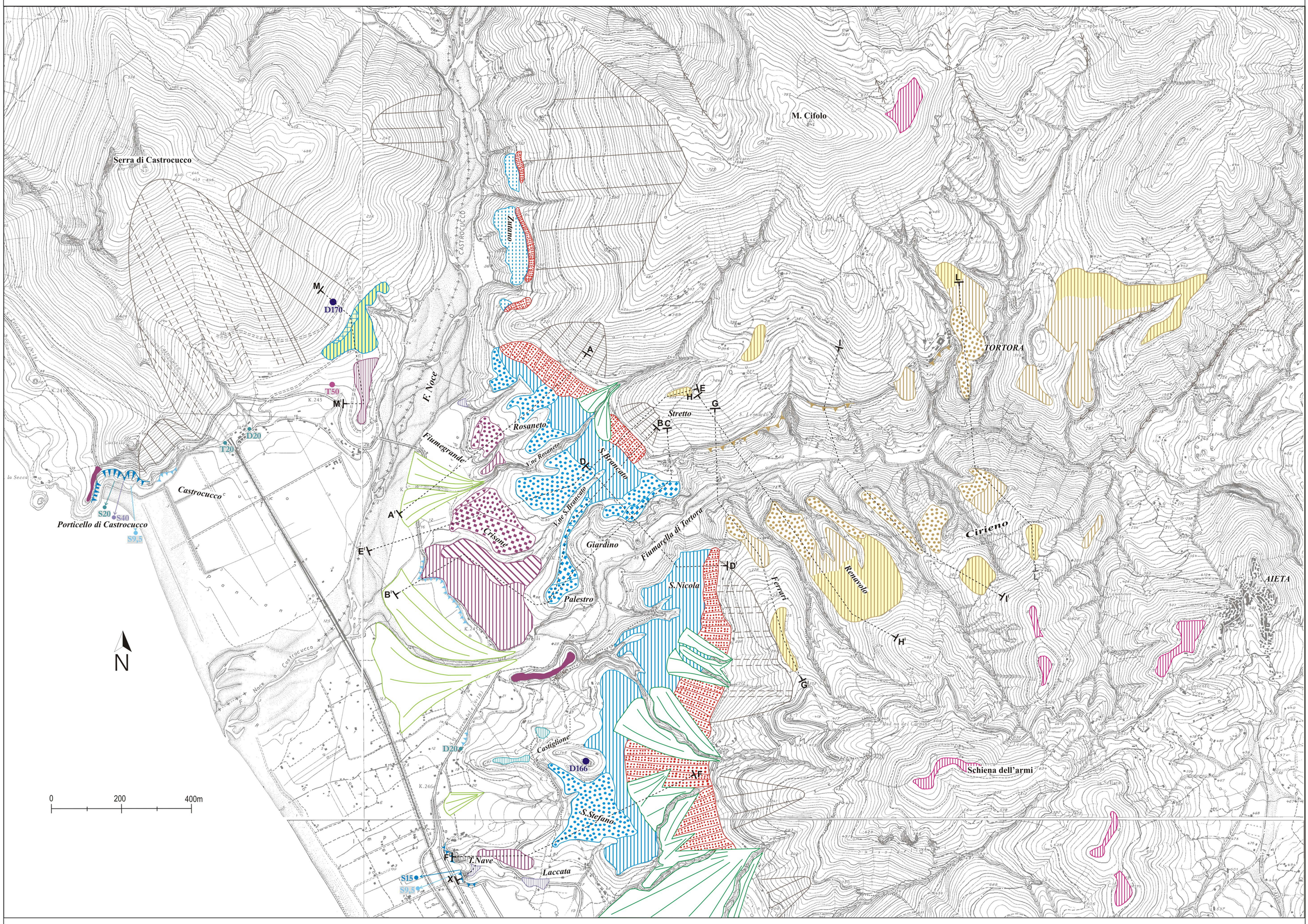
WILLIAMS D. F., THUNELL R. C., TAPPA E. & RAFFI I., 1988- *Chronology of the Pleistocene oxygen isotope record: 0-1,88 M. y. B. P.* Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 64, 221-240.

WOOD M. & ETHRIDGE F., 1988- *Sedimentology and architecture of Gilbert- and mouth bar-type fan deltas, Paradox Basin, Colorado.* In: Fan Deltas: Sedimentology and Tectonic Settings (Nemec W. and Steel R. J., eds), 251–266. Blackie, Glasgow.

ZAZO C., 1999- *Interglacial sea level.* Quaternary International, 55, 101-113.

ZENKOVICH V. P., 1967- *Processes of coastal development*. Oliver & Boyd, Edinburg, 738 pp.

CARTA GEOMORFOLOGICA DELL'AREA CIRCOSTANTE LA FOCE DEL FIUME NOCE



FORME DI ORIGINE MARINA

- Terrazzo erosionale modellato su substrato carbonatico (140-130 m s.l.m.) - Pleistocene inf.
- Terrazzo deposizionale modellato su substrato carbonatico(140-130 m s.l.m.) - Pleistocene inf.
- Terrazzo deposizionale modellato su conglomerati fluviali quaternari (140-130 m s.l.m.) - Pleistocene inf.
- *Glacis* d'abrasione marina (140-130 m s.l.m.)- Pleistocene inf.
- Terrazzo erosionale modellato su substrato carbonatico (120-110 m s.l.m.) - Pleistocene inf.
- Terrazzo erosionale modellato su areniti marine quaternarie (120-110 m s.l.m.) - Pleistocene inf.
- Terrazzo erosionale modellato su substrato carbonatico (90 m s.l.m.) - Pleistocene medio
- Terrazzo erosionale modellato su substrato carbonatico (75-70 m s.l.m.) - Pleistocene medio
- Terrazzo erosionale modellato su conglomerati fluviali quaternari (75-70 m s.l.m.) - Pleistocene medio
- Terrazzo deposizionale modellato su substrato carbonatico (75-70 m s.l.m.) - Pleistocene medio
- Terrazzo deposizionale modellato su conglomerati fluviali quaternari (75-70 m s.l.m.) - Pleistocene medio
- Terrazzo deposizionale modellato su brecce quaternarie (75-70 m s.l.m.) - Pleistocene medio
- Crinale di origine marina (75-70 m s.l.m.) - Pleistocene medio
- Terrazzo erosionale modellato su substrato carbonatico(40 m s.l.m.) - Pleistocene medio
- Porzione di paleofalesia già delineata nel Pleistocene medio
- Paleofalesia a controllo strutturale - Pleistocene medio
- Paleofalesia-Olocene

FORME STRUTTURALI E FORME A CONTROLLO STRUTTURALE

- Versante di faglia
- Versante di faglia dissecato
- Corso d'acqua susseguente

FORME FLUVIALI

- Conoide fluvio-torrentizia di I generazione- Pleistocene medio
- Conoide fluvio-torrentizia di II generazione- Olocene

FORME DOVUTE ALLA GRAVITA'

- Falda detritica

FORME DI GENESI COMPLESSA

- Forma spianata ubicata sui fianchi e sulla sommità dei rilievi
- *Glacis* erosionale di I generazione (Fiumarella di Tortora)- Pleistocene inf. (Santerniano?)
- *Glacis* erosionale di II generazione (Fiumarella di Tortora)- Pleistocene inf. (Santerniano?)
- Rottura di pendenza convessa

FORME DI ORIGINE MISTA

- *Glacis* d'accumulo per processi fluvio-gravitativi (Fiumarella di Tortora)- Pleistocene inf. (Santerniano?)

FORME DI ORIGINE MARINA NON CARTOGRAFABILI

- T50 Terrazzo erosionale di 50 m s.l.m. - Pleistocene medio
- S40 Solco tidale di 40 m s.l.m.-Pleistocene medio
- T20 Terrazzo erosionale di 20 m s.l.m. - Pleistocene medio
- S20 Solco tidale di 20 m s.l.m.-Pleistocene medio
- S15 Solco tidale di 15 m s.l.m.-Pleistocene medio
- S9,5 Solco tidale di 9,5 m s.l.m.-Pleistocene sup.

AFFIORAMENTI DI DEPOSITI MARINI

- D170 Areniti con top a 170 m s.l.m.- Pleistocene inf.
- D166 Puddinghe di 166 m s.l.m.- Pleistocene inf.
- D20 Depositi marini associati alle morfologie di 20 m s.l.m.- Pleistocene medio

A–A' Traccia di sezione

Tavola I

CARTA GEOMORFOLOGICA DEL SETTORE TRA T. NAVE E T. S. NICOLA

T. Nave
F.ti di Papalco
La Visciglìosa
Piano delle Vigne
Gelsio
D20
T20
S10
Cava di Pietra
Serra Vingiolo
PRAIA A MARE
G. Della Madonna
Piano della Madonna
M. Cancero
T. Fumarulo
Ginnasio
Saracinello
Zaparia
Vingioli
T. Cavaliere
La Mantinera
Foresta
Isola di Dino
T. Fiuzzi
Fiuzzi
L1
T5-4,5
Serra della Rosa
Cozzo Coppolello
Tavagna
Piano del Pero
F.te Tufo
G. del Prete
T. Saracena
Schiena dell'Erica
Scoglio degli Scorzoni
F.te del Salice
G. dell'Arcomagno
Ponte
T. Canalgrande
T. S. Nicola
Porto di S. Nicola
Spiaggia di S. Nicola
SAN NICOLA ARCELLA
Gr.to della Pecora
Gr.to del Leone
Gr.to Arsura
Campo Sportivo
A A' B B' C C' D D' E E' F F' G G' H I I' L L' M
0 200 400m
N

FORME DI ORIGINE MARINA

- Terrazzo erosionale modellato sui terreni della formazione del *Flysch* del Lao (180 m s.l.m.) - Pleistocene inf. (Santerniano)
- Terrazzo deposizionale modellato sui terreni della formazione del *Flysch* del Lao (180 m s.l.m.) - Pleistocene inf. (Santerniano)
- *Glacis* d'abrasione marina modellato su substrato carbonatico (180 m s.l.m.) - Pleistocene inf. (Santerniano)
- *Glacis* d'abrasione marina modellato sui terreni della formazione del *Flysch* del Lao (180 m s.l.m.) - Pleistocene inf. (Santerniano)
- Ripiano convesso-concavo d'origine marina modellato su substrato carbonatico (190 m s.l.m.) - Pleistocene inf. (Santerniano)
- Terrazzo erosionale modellato su substrato carbonatico (160 m s.l.m.) - Pleistocene inf. (Emiliano-Siciliano)
- Glacis d'abrasione marina modellato su substrato carbonatico (160 m s.l.m.) - Pleistocene inf. (Emiliano-Siciliano)
- Terrazzo erosionale modellato su substrato carbonatico (140 m s.l.m.) - Pleistocene inf. (Emiliano-Siciliano)
- Terrazzo erosionale modellato su substrato carbonatico (130 m s.l.m.) - Pleistocene inf. (Emiliano-Siciliano)
- *Glacis* d'abrasione marina modellato su substrato carbonatico (130 m s.l.m.) - Pleistocene inf. (Emiliano-Siciliano)
- Terrazzo erosionale modellato su substrato carbonatico (70 m s.l.m.) - Pleistocene medio
- Terrazzo erosionale modellato su substrato carbonatico (30 m s.l.m.) - Pleistocene medio
- Terrazzo erosionale modellato sui terreni della formazione del *Flysch* del Lao (30 m s.l.m.) - Pleistocene medio
- Terrazzo erosionale modellato su substrato carbonatico(20 m s.l.m.) - Pleistocene medio
- Porzione di paleofalesia già delineata nel Pleistocene medio
- Porzione di paleofalesia già delineata nel Pleistocene superiore
- Paleofalesia a controllo strutturale - Pleistocene superiore
- Paleofalesia-Olocene
- Paleofalesia a controllo strutturale-Olocene

FORME STRUTTURALI E FORME A CONTROLLO STRUTTURALE

- Versante di faglia
- Versante di linea di faglia
- Versante di faglia rimodellato dal mare
- Corso d'acqua susseguente
- Corso d'acqua susseguente su lineamento attivo nel neogene
- Scarpata su lineamento attivo nel neogene
- Sella su lineamento attivo nel neogene

FORME FLUVIALI

- Conoide fluvio-torrentizia di I generazione
- Conoide fluvio-torrentizia di II generazione- Olocene
- Gradino in valle fluviale
- *Glacis* d'accumulo di I generazione (La Mantinera)- Pleistocene medio
- *Glacis* d'accumulo di II generazione (La Mantinera)- Pleistocene superiore

FORME DOVUTE ALLA GRAVITA'

- Falda detritica

FORME DI ORIGINE MISTA

- Conoidi fluvio-detritiche (La Visciglìosa-Piano delle Vigne)

FORME DI GENESI COMPLESSA

- Forma spianata ubicata sui fianchi e sulla sommità dei rilievi

FORME DI ORIGINE MARINA NON CARTOGRAFABILI

- T20 Terrazzo erosionale di 40 m s.l.m. - Pleistocene medio
- S10 Solco tidale di 10 m s.l.m.-Pleistocene superiore
- T5-4,5 Terrazzo erosionale di 5-4,5 m s.l.m. - Pleistocene superiore
- L1 Biocostruzioni e fori di litodomi riferibili alla linea di riva di 1 m s.l.m.-Olocene
- Terrazzo erosionale sepolto di 140-130 m s.l.m.-Pleistocene inferiore
- Terrazzo erosionale sepolto di 70 m s.l.m.-Pleistocene medio
- Terrazzo erosionale sepolto di 30 m s.l.m.-Pleistocene medio
- Terrazzo erosionale sepolto di 20 m s.l.m..-Pleistocene medio

AFFIORAMENTI DI DEPOSITI MARINI

- D20 Depositi marini associati alle morfologie di 20 m s.l.m.- Pleistocene medio

A A' Traccia di sezione

Tavola II

CARTA GEOMORFOLOGICA DEL SETTORE TRA T. S. NICOLA E LA FOCE DEL FIUME LAO

FORME DI ORIGINE MARINA

- Terrazzo erosionale modellato sui terreni della formazione del *Flysch* del Lao (240-230 m s.l.m.) - Pleistocene inf. (Santerniano)
- Terrazzo erosionale modellato sulle rocce dell'Unità Diamante-Terranova (240-230 m s.l.m.) - Pleistocene inf. (Santerniano)
- Terrazzo deposizionale modellato sui terreni della formazione del *Flysch* del Lao (240-230 m s.l.m.) - Pleistocene inf. (Santerniano)
- Terrazzo erosionale modellato sui terreni della formazione del *Flysch* del Lao (200-190 m s.l.m.) - Pleistocene inf. (Santerniano)
- Terrazzo deposizionale modellato sui terreni della formazione del *Flysch* del Lao (200-190 m s.l.m.) - Pleistocene inf. (Santerniano)
- Terrazzo erosionale modellato su substrato carbonatico (160 m s.l.m.) - Pleistocene inf. (Emiliano-Siciliano)
- Terrazzo erosionale modellato sui terreni della formazione del *Flysch* del Lao (160 m s.l.m.) - Pleistocene inf. (Emiliano-Siciliano); a-porzione a profilo concavo; b-porzione a profilo convesso
- Terrazzo erosionale modellato su depositi fluviali santerniani (160 m s.l.m.) - Pleistocene inf. (Emiliano-Siciliano)
- Terrazzo deposizionale modellato su terreni della formazione del *Flysch* del Lao (160 m s.l.m.) - Pleistocene inf. (Emiliano-Siciliano)
- Terrazzo erosionale modellato su substrato carbonatico (130 m s.l.m.) - Pleistocene inf. (Emiliano-Siciliano)
- Terrazzo erosionale modellato su substrato carbonatico (100 m s.l.m.) - Pleistocene medio (*stage 19*)
- Terrazzo erosionale modellato su substrato carbonatico (90-80 m s.l.m.) - Pleistocene medio (*stage 17?*)
- Terrazzo erosionale modellato sui terreni della formazione del *Flysch* del Lao (90-80 m s.l.m.) - Pleistocene medio (*stage 17?*)
- Terrazzo deposizionale modellato su depositi fluviali quaternari (90-80 m s.l.m.) - Pleistocene medio (*stage 17?*)
- Terrazzo erosionale modellato su substrato carbonatico (70 m s.l.m.) - Pleistocene medio (*stage 15?*)
- Terrazzo erosionale modellato su depositi marini del Pleistocene medio (70 m s.l.m.) - Pleistocene medio (*stage 15?*)
- Terrazzo erosionale modellato su substrato carbonatico (60-50 m s.l.m.) - Pleistocene medio (*stage 13?*)
- Terrazzo erosionale modellato sui terreni della formazione del *Flysch* del Lao (60-50 m s.l.m.) - Pleistocene medio (*stage 13?*)
- Terrazzo deposizionale (60-50 m s.l.m.) - Pleistocene medio (*stage 13?*)
- Terrazzo erosionale modellato su substrato carbonatico (30 m s.l.m.) - Pleistocene medio (*stage 11?*)
- Terrazzo deposizionale (30 m s.l.m.) - Pleistocene medio (*stage 11?*)
- Terrazzo erosionale modellato su substrato carbonatico(20 m s.l.m.) - Pleistocene medio (*stage 9-7*)
- Paleofalesia-Olocene

FORME STRUTTURALI E FORME A CONTROLLO STRUTTURALE

- Versante di linea di faglia
- Corso d'acqua susseguente
- Corso d'acqua susseguente su lineamento attivo nel neogene
- Corso d'acqua susseguente su lineamento attivo nel Pleistocene inf.
- Corso d'acqua susseguente su lineamento attivo nel Pleistocene medio
- Scarpata su lineamento attivo nel neogene
- Scarpata su lineamento attivo nel Pleistocene inf.
- Scarpata su lineamento attivo nel Pleistocene medio
- Paleofalesia a controllo strutturale- Pleistocene inf.
- Paleofalesia a controllo strutturale- Pleistocene medio
- Paleofalesia a controllo strutturale-Olocene

FORME FLUVIALI

- Conoide fluvio-torrentizia di I generazione-Pleistocene medio
- Conoide fluvio-torrentizia di II generazione- Olocene
- Terrazzo fluviale deposizionale di I generazione - Pleistocene inf. (Santerniano)
- Terrazzo fluviale di II generazione - Pleistocene medio

FORME DOVUTE ALLA GRAVITA'

- Falda detritica

FORME DI GENESI COMPLESSA

- Forma spianata ubicata sui fianchi e sulla sommità dei rilievi

FORME CARSICHE

- Dolina

FORME DI ORIGINE MARINA NON CARTOGRAFABILI ED AFFIOREMENTI DI DEPOSITI MARINI

- Calcareniti e fori di litodomi della linea di riva di 240 m s.l.m. - Pleistocene inf. (Santerniano)
- P8 Piattaforma d'abrasione di 8 m s.l.m. - Pleistocene superiore
- P5 Piattaforma d'abrasione di 8 m s.l.m. - Pleistocene superiore
- S3,5 Solco tidale di 3,5 m s.l.m.-Pleistocene superiore
- S1 Solco tidale di 1 m s.l.m.-Olocene (?)

A-A' Traccia di sezione

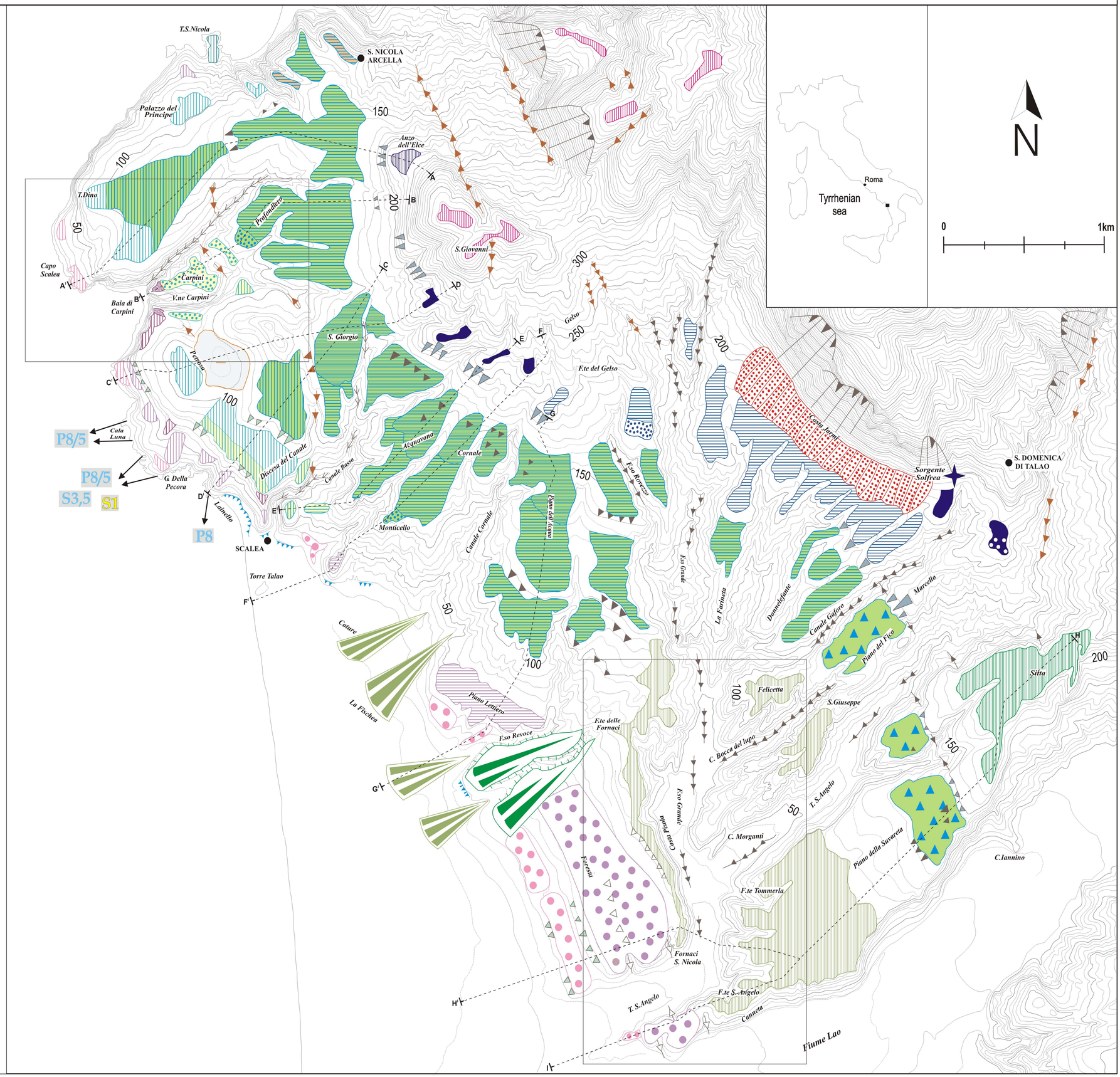


Tavola III