



**A P A T**

*Agenzia per la protezione dell'ambiente e per i servizi tecnici*



DIPARTIMENTO DIFESA DEL SUOLO

*Servizio Geologico d'Italia*

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

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

foglio 535

**TREBISACCE**

a cura di

**C. Monaco<sup>1</sup>, L. Tortorici<sup>1</sup>**

con i contributi di

*Geomorfologia:* **M. Bianca<sup>2</sup>, G. De Guidi<sup>1</sup>**

*Biostratigrafia:* **A. Di Stefano<sup>1</sup>, R. Maniscalco<sup>1</sup>, L. Montanari<sup>1</sup>, A. Vertino<sup>1</sup>**

*Petrologia delle areniti:* **E. Le Pera<sup>3</sup>**

<sup>1</sup> Dipartimento di Scienze Geologiche, Università di Catania

<sup>2</sup> D.S.G.G. - Università della Basilicata, Potenza

<sup>3</sup> Dipartimento di Scienze della Terra, Università della Calabria - Cosenza

Ente realizzatore



**UNIVERSITÀ di CATANIA**  
Dipartimento di Scienze Geologiche

***Direttore del Dipartimento Difesa del Suolo - Servizio Geologico d'Italia:***  
**N. Accardi**

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

***Responsabile del Progetto CARG per l'Università degli Studi di Catania:***  
**L. Tortorici** (Funzionario delegato - Accordo di programma)

PER IL DIPARTIMENTO DIFESA DEL SUOLO - SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA:

*Revisione scientifica:*

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

*Coordinamento cartografico:*

**D. Tacchia** (coordinatore), **S. Grossi**

*Revisione informatizzazione dei dati geologici:*

**L. Battaglini, V. Campo, M. Rossi**

*Coordinamento editoriale e allestimento per la stampa:*

**D. Tacchia, S. Grossi**

PER L'UNIVERSITÀ DI CATANIA:

*Allestimento editoriale e cartografico:*

**S.EL.CA.** srl - Firenze

*Informatizzazione dei dati geologici:*

**S.EL.CA.** srl - Firenze

***Informatizzazione e allestimento cartografico per la stampa dalla Banca Dati:***  
a cura della **S.EL.CA.** srl - Firenze

***Gestione tecnico-amministrativa del Progetto CARG:***

**M.T. Lettieri** (Dipartimento Difesa del Suolo - Servizio Geologico d'Italia)

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

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

**Stampa:** **S.EL.CA.** s.r.l., Firenze - 2008

## INDICE

<b>I</b>	<b>- INTRODUZIONE</b> .....	pag.	7
<b>II</b>	<b>- STUDI PRECEDENTI</b> .....	»	11
<b>III</b>	<b>- INQUADRAMENTO GEOLOGICO</b> .....	»	17
1.	- AVAMPAESE .....	»	18
2.	- CATENA .....	»	18
2.1.	- CATENA APPENNINICO-MAGHREBIDE .....	»	20
2.2.	- ARCO CALABRO .....	»	21
3.	- DOMINIO TIRRENICO .....	»	22
<b>IV</b>	<b>- SUCCESSIONE TETTONO-STRATIGRAFICA</b> .....	»	25
1.	- UNITA' TETTONICHE DELLA CATENA .....	»	25
1.1.	- UNITA' TETTONICA NORD-CALABRESE (SOTTOUNITA' DEL COMPLESSO CALABRO-LUCANO) .....	»	26
1.1.1.	- <i>Complesso calabro-lucano</i> .....	»	28
1.1.2.	- <i>Formazione delle Crete Nere</i> .....	»	32
1.1.3.	- <i>Formazione del Saraceno</i> .....	»	33
1.1.4.	- <i>Formazione di Albidona</i> .....	»	35
1.2.	- UNITA' TETTONICA SICILIDE (SOTTOUNITA' DI CORLETO PERTICARA) .....	»	37
1.2.1.	- <i>Gruppo delle Argille Variegate</i> .....	»	37
1.2.1.1.	- <i>Argille varicolori inferiori</i> .....	»	38
1.2.1.2.	- <i>Flysch Rosso</i> .....	»	38
1.2.1.3.	- <i>Flysch Numidico</i> .....	»	40
1.2.1.4.	- <i>Formazione di Monte Sant'Arcangelo</i> .....	»	40
1.2.2.	- <i>Formazione di Corleto Perticara</i> .....	»	41
1.3.	- UNITA' TETTONICA DEL POLLINO .....	»	42
1.3.1.	- <i>Calcari e calcari dolomitici</i> .....	»	42
1.3.2.	- <i>Formazione di Trentinara</i> .....	»	43
1.3.3.	- <i>Formazione di Cerchiara</i> .....	»	44
1.3.4.	- <i>Formazione di Bifurto</i> .....	»	44
2.	- DEPOSITI MARINI PLEISTOCENICI .....	»	45
2.1.	- GRUPPO DI CASSANO .....	»	46
2.1.1.	- <i>Conglomerati di Lauropoli</i> .....	»	47
2.2.	- GRUPPO DI TREBISACCE .....	»	47

2.2.1.	- Argille marnose del Torrente Straface .....	»	48
2.2.2.	- Sabbie di Amendolara .....	»	48
2.3.	- DEPOSITI MARINI TERRAZZATI .....	»	49
3.	- DEPOSITI CONTINENTALI E TRANSIZIONALI QUATERNARI .....	»	50
3.1.	- DEPOSITO ALLUVIONALE TERRAZZATO .....	»	50
3.2.	- DEPOSITO ALLUVIONALE RECENTE .....	»	50
3.3.	- DEPOSITO DI SPIAGGIA ANTICO .....	»	52
3.4.	- DEPOSITO ALLUVIONALE ATTUALE .....	»	52
3.5.	- DETRITO DI FALDA .....	»	52
3.6.	- DEPOSITO DI VERSANTE .....	»	53
3.7.	- DEPOSITO DI FRANA .....	»	53
3.8.	- DEPOSITO DI SPIAGGIA ATTUALE .....	»	53
<b>V</b>	<b>- STRUTTURE E TETTONICA .....</b>	<b>»</b>	<b>55</b>
1.	- STRUTTURE PRINCIPALI .....	»	55
1.1.	- STADIO A .....	»	56
1.2.	- STADIO B .....	»	57
1.3.	- STADIO C .....	»	62
1.3.1.	- <i>Strutture nei terreni carbonatici dell'Unità del Pollino</i> .....	»	62
1.3.2.	- <i>Strutture nei terreni alloctoni</i> .....	»	64
1.4.	- STADIO D .....	»	65
2.	- EVOLUZIONE TETTONICA .....	»	67
<b>VI</b>	<b>- GEOMORFOLOGIA .....</b>	<b>»</b>	<b>69</b>
1.	- SETTORE MONTUOSO .....	»	69
2.	- SETTORE COSTIERO .....	»	71
2.1.	- PIANA COSTIERA .....	»	71
2.2.	- TERRAZZI MARINI .....	»	72
<b>VII</b>	<b>- GEOLOGIA APPLICATA .....</b>	<b>»</b>	<b>75</b>
1.	- FRANE E DISSESTI .....	»	75
2.	- ASSETTO IDROGEOLOGICO .....	»	78
2.1.	- SETTORE MONTUOSO .....	»	78
2.2.	- SETTORE COSTIERO .....	»	79
<b>APPENDICE 1 - PETROLOGIA delle ARENITI .....</b>			<b>81</b>
1.	- COSTITUENTI FONDAMENTALI DELLO SCHELETRO .....	»	81
2.	- COSTITUENTI FONDAMENTALI DEGLI INTERSTIZI .....	»	82
3.	- COMPLESSO CALABRO-LUCANO .....	»	83
4.	- FORMAZIONE DEL SARACENO .....	»	85
5.	- FORMAZIONE DI CORLETO PERTICARA .....	»	87
6.	- FORMAZIONE DI ALBIDONA .....	»	87

6.1.	- ALTERNANZA PELITICO-ARENACEA .....	»	87
6.2.	- MEMBRO ARENACEO .....	»	88
<b>APPENDICE 2 - ETÀ DELLA FORMAZIONE DI ALBIDONA NELLA LOCALITÀ TIPO .....</b>			<b>91</b>
BIBLIOGRAFIA .....			97

PROGETTO  
CARG

PROGETTO  
CARGO

## I – INTRODUZIONE

Il Foglio n. 535 “Trebisacce” della Carta Geologica d’Italia in scala 1:50.000 è stato realizzato nell’ambito del programma CARG (Finanziamenti 96) tramite accordo di programma tra Servizio Geologico Nazionale e Università di Catania.

L’area del Foglio “Trebisacce” ricade quasi interamente nella Regione Calabria e più precisamente nella Provincia di Cosenza e ricopre una buona parte del settore dell’Appennino meridionale compreso tra il confine calabro-lucano e il mare Ionio (Golfo di Taranto). Quest’ultimo occupa quasi un quarto del Foglio nel suo settore sud-orientale, mentre l’angolo nord-occidentale ricade in piccola parte nella Regione Basilicata ed esattamente nella Provincia di Potenza. Il Foglio prende nome dal centro abitato di Trebisacce, situato lungo la costa ionica, e comprende i bacini idrografici dei torrenti Caldanello, Satanasso, Saraceno, Pagliara, Avena, Straface e parte dei bacini dei torrenti Raganello e Ferro, tutti confluenti nel Mare Ionio.

La carta geologica in scala 1:50.000 è il risultato del coordinamento e revisione di rilievi geologici effettuati a scala 1:10.000 nel periodo 1998-2001, su una base topografica costituita dalle sezioni dell’Istituto Geografico Militare – Cassa per il Mezzogiorno. Si tratta di un importante aggiornamento dei rilevamenti geologici e delle analisi stratigrafico-strutturali condotti nel passato recente e pubblicati nel Foglio 221 della CARTA GEOLOGICA D’ITALIA (1971) alla scala 1:100.000, e nella CARTA GEOLOGICA DEL VERSANTE NORD-

ORIENTALE DEL MASSICCIO DEL POLLINO (1994) alla scala 1:50.000, quest'ultima realizzata grazie a finanziamenti del CNR e del MURST.

L'area interessata dal Foglio "Trebisacce" comprende le propaggini sud-orientali dell'Appennino meridionale che vengono a contatto con il dominio cristallino dell'Arco Calabro. Questo segmento di catena presenta una notevole complessità strutturale e morfologica in quanto costituito da una serie di falde alloctone, rappresentate dalle unità Sicilide e Nord-Calabrese, che si sovrappongono tettonicamente a delle successioni di piattaforma carbonatica meso-cenozoica, anch'esse traslate verso nord-est. Lungo la zona più meridionale del Foglio e lungo le aree costiere affiorano diffusamente diverse successioni d'età quaternaria che, grazie alle loro caratteristiche litologiche e morfologiche, ospitano i maggiori centri abitati e le più importanti attività economiche dell'area.

I rilevamenti sono stati basati sul criterio litostratigrafico che ha permesso di definire i rapporti geometrici (stratigrafici e/o tettonici) di sovrapposizione tra le varie unità e formazioni affioranti e di riconoscere le geometrie delle strutture ad andamento regionale. Le unità litostratigrafiche o formazioni sono state raggruppate in unità tettoniche o gruppi in base alla loro appartenenza, rispettivamente, a falde di ricoprimento o a successioni discordanti su quest'ultime. Da segnalare la presenza di unità litostratigrafiche caratterizzate da una notevole varietà di litotipi e dalla presenza di blocchi inglobati, tra cui corpi ofiolitici, associati senza un apparente ordine stratigrafico, interpretabili come *mélange* tettonici. Il rilievo di campagna è stato accompagnato da analisi mesostrutturali volte al riconoscimento sia delle deformazioni interne alle singole unità che alla caratterizzazione cinematica delle strutture ad andamento regionale. Quest'ultime sono state inoltre controllate e verificate con l'analisi fotogrammetrica e con l'ausilio di immagini SPOT pancromatiche.

Per le unità litostratigrafiche del Foglio n. 535 "Trebisacce" sono stati utilizzati in generale i nomi e le sigle proposte dal Servizio Geologico Nazionale, in gran parte basati sul catalogo di CARIMATI *et alii* (1981). Nuove sigle sono state proposte solo per le formazioni non riportate nel catalogo né utilizzate in fogli geologici limitrofi. Per quest'ultime è stato scelto l'acronimo, laddove non già utilizzato per altre formazioni.

Per quanto riguarda le strutture tettoniche, sono stati distinti sovrascorrimenti principali e secondari. I primi si riferiscono ai contatti tra le diverse unità tettoniche o falde di ricoprimento, i secondi a strutture contrazionali interne a ciascuna unità tettonica o successive ai sovrascorrimenti principali. Inoltre, considerata la presenza di successioni tipo "*mélange*" tettonico contenenti blocchi inglobati di varia provenienza, si è ritenuto



necessario introdurre in legenda un “contatto tettonico” generico per delimitare i blocchi.

Durante il periodo di rilevamento sono state effettuate campionature sistematiche in varie formazioni per lo studio dei foraminiferi e dei nannofossili al fine di ottenere un migliore inquadramento cronostratigrafico delle stesse. Il contributo della biostratigrafia ha confermato le revisioni recenti effettuate circa l'età dell'unità litostratigrafica Nord-Calabrese e ha apportato nuovi dati riguardanti altre formazioni affioranti. Sono state inoltre eseguite analisi petrografiche sulle arenite delle diverse formazioni affioranti che hanno consentito di definirne composizione e provenienza.

PROGETTO  
CARG

## II – STUDI PRECEDENTI

L'Appennino calabro-lucano ha rivestito un ruolo primario in ogni interpretazione geodinamica dell'intero Mediterraneo centrale per la sua posizione di transizione con i domini più interni dell'intera catena, rappresentati dalle unità cristalline dell'Arco Calabro, e per la presenza di falde ofiolitifere che costituiscono le testimonianze più meridionali dell'oceano giurassico. Da oltre un trentennio infatti quest'area è stata oggetto di numerosi studi da parte di diversi gruppi di lavoro, le cui ricerche hanno apportato nuovi dati e nuove idee circa il significato di questo segmento dell'orogene appenninico. Questi studi, per la maggior parte con contenuti stratigrafici, hanno consentito la formulazione di diversi modelli che, proponendo soluzioni differenti, risultano talora contrastanti. Le conflittualità esistenti tra i diversi schemi proposti sono state in grande misura risolte da analisi di tipo strutturale che, eseguite a scala regionale e accompagnate da una cartografia geologico-strutturale di dettaglio, hanno consentito, unitamente a tutti gli altri dati, di poter meglio vincolare qualsiasi tipo di modello proposto.

Nell'Appennino calabro-lucano affiorano estesamente terreni alloctoni caotici, d'età mesozoico-paleogenica, in prevalenza argillosi contenenti blocchi inglobati e ricoperti in discordanza da successioni torbiditiche oligo-mioceniche. Questi furono accomunati per oltre un cinquantennio ai terreni argilloso-calcareo-silicoclastici, denominati "flysch terziari" in accordo con le concezioni di DE LORENZO (1904), ampiamente diffusi nella parte sud-orientale dell'Appennino meridionale.

A parte la monografia di DE LORENZO (1904), che costituisce la *summa* delle conoscenze precedenti, la letteratura sul confine calabro-lucano ha i suoi caposaldi nei lavori di sintesi di QUITZOW (1935), BENE0 (1950), SELLI (1962) e OGNIBEN (1969). Partendo dall'ipotesi di autoctonia totale di DE LORENZO (1904), per il quale la regione è costituita da una regolare successione triassico-miocenica comprendente terreni cristallini, calcari mesozoici, il flysch supraeocenico-miocenico e il discordante ciclo plio-quadernario, si andò via via imponendo l'idea che quel tratto di catena fosse il risultato di ricoprimenti di diverse falde tettoniche. In particolare, secondo QUITZOW (1935) l'autoctono risulterebbe costituito dalla serie carbonatica mesozoica del Pollino sulla quale trasgrediscono orizzonti calcarei eocenici e poi successioni terrigene corrispondenti ai flysch terziari, su cui si sovrappongono una serie di falde cristalline. La prima affermazione di alloctonia dei flysch terziari si ha in BENE0 (1950) che definisce questi terreni "Argille Scagliose", accomunandoli con i complessi alloctoni per colamento gravitativo riconosciuti in Appennino settentrionale e in Sicilia. Nel corso degli anni cinquanta seguirono numerosi studi in cui si alternavano ipotesi di autoctonia, alloctonia parziale, scivolamenti gravitativi diffusi o circoscritti. Solo tra la fine degli anni '50 e gli anni '60 (SCARSELLA, 1957; IPPOLITO & LUCINI, 1957; COTECCHIA, 1958) questi terreni vengono separati in unità differenti per età e posizione geometrica. Anche se ancora GHEZZI & BAYLISS (1963) e GHEZZI & MARCHETTI (1964) considerano i terreni della regione calabro-lucana come un'unica serie torbiditica miocenica autoctona, potente più di tremila metri, direttamente trasgressiva sui calcari del Cretaceo superiore, è con la monografia di SELLI (1962), basata sui risultati di un decennio di studi per ricerche petrolifere, che si arriva alla prima interpretazione moderna circa l'assetto tettonico dell'area. La cronostratigrafia e le denominazioni delle diverse formazioni riportate in quel lavoro sono tra l'altro in gran parte ancora oggi utilizzate. Tra l'altro, molte delle formazioni istituite dall'autore sono state definite nell'area che ricade all'interno del Foglio, dove sono infatti ubicate le relative sezioni tipo. Per l'Autore, l'autoctono è formato dalla serie carbonatica mesozoica con sovrastanti depositi trasgressivi dell'Eocene e del Miocene inferiore-medio mentre l'alloctono è costituito, per quanto riguarda la zona da noi analizzata, da due grandi unità tettoniche, ognuna costituita da "terreni caotici" e da "zolle inglobate", denominate coltri lucane e nordcalabresi, queste ultime contenenti ofioliti, tra cui s'interpongono flysch mesoautoctoni miocenici. Le coltri lucane e nordcalabresi, note generalmente nella letteratura precedente come "argille scagliose" per la loro estrema tettonizzazione, sono distinte dall'Autore per la natura dei terreni caotici e per l'età e i caratteri delle zolle inglobate, per l'età dell'apice del substrato su cui poggiano e infine per l'età della loro traslazione. Le coltri, di provenienza

tirrenica, si sono messe in posto dal Miocene inferiore al Pliocene medio, andando a riempire man mano l'avanfossa bradanica generata dalla subsidenza della porzione sud-occidentale dell'avampaese apulo-garganico. Sopra le coltri giacciono in discordanza terreni neoautoctoni neogenico-quadernari.

L'imponente monografia di OGNIBEN (1969) sulla geologia del confine calabro-lucano inquadra le diverse successioni affioranti nell'area nello schema delle geosinclinali di AUBOUIN (1962). In particolare il massiccio interno è rappresentato dai terreni cristallini dell'Arco Calabro, denominati Complesso Calabride, mentre l'eugeosinclinale, distinta dall'autore in interna ed esterna, è rappresentata dalle coltri nordcalabresi e lucane, denominate rispettivamente Complesso Liguride e Complesso Sicilide per correlazione con i terreni ofiolitiferi dell'Appennino settentrionale e con le argille scagliose della Sicilia. Le successioni carbonatiche mesozoiche del Pollino, attribuite al Complesso Panormide e affioranti nella porzione sud-occidentale del Foglio "Trebisacce", rappresenterebbero invece la soglia intermedia, mentre le successioni bacinali lagonegresi e quelle di mare basso apule, non affioranti nell'area studiata, fungerebbero rispettivamente da miogeosinclinale e da avampaese. La migrazione dall'interno verso l'esterno delle varie falde di ricoprimento è preceduta dalla sedimentazione dei flysch terziari che rappresenterebbero le fasi di riempimento dei vari domini paleotettonici.

Il Complesso Liguride, denominato in questo Foglio "Unità tettonica Nord-Calabrese", è dunque considerato da OGNIBEN (1969) come un'unica successione di eugeosinclinale interna, di età compresa tra il Giurassico superiore e l'Eocene medio (VEZZANI, 1968a; 1968b; 1968c; 1969; 1970a; 1970b), formata dal basso verso l'alto dalle sequenze ofiolitifere epimetamorfiche, da quelle sedimentarie ed infine dalle relative coperture torbiditiche. Il modello della geosinclinale e la continuità stratigrafica tra terreni metamorfici e le sovrastanti successioni sedimentarie sono messe in discussione da numerosi Autori (SCANDONE, 1972; BOUSQUET, 1973; D'ARGENIO *et alii*, 1973; AMODIO-MORELLI *et alii*, 1976; LANZAFAME *et alii*, 1978) i quali segnalano un contatto tettonico di sovrapposizione tra i due gruppi di terreni e propongono diverse ricostruzioni paleotettoniche accomunate dalla derivazione da un oceano neotetideo. Il Complesso Sicilide, denominato in questo Foglio "Unità tettonica Sicilide", è invece considerato da OGNIBEN (1969) come un'unica successione di eugeosinclinale esterna, di età compresa tra il Cretaceo inferiore e l'Oligocene, separato in due falde di ricoprimento. Una provenienza interna viene proposta anche da D'ARGENIO *et alii* (1973) e LENTINI (1979), mentre MOSTARDINI & MERLINI (1986) e PESCATORE *et alii* (1988) propongono uno schema paleogeografico nel quale viene individuata nel bacino lagonegrese l'area di sedimentazione delle Unità Sicilidi. Grazie alle

tecniche più moderne dell'analisi strutturale e alla ridatazione di alcune successioni, recentemente sia i terreni del Complesso Liguride (KNOTT, 1987; MONACO *et alii*, 1991; 1995; MONACO & TORTORICI, 1995) che quelli del Complesso Sicilide (MONACO *et alii*, 1998) sono stati reinterpretati rispettivamente come le porzioni interne ed esterne di un cuneo d'accrezione cretaceo-paleogenico apulo-vergente legato alla subduzione dell'oceano neotetideo al disotto del margine calabride (v. oltre). Secondo quest'interpretazione, durante le fasi collisionali il cuneo d'accrezione è andato in ricoprimento sulle porzioni interne del margine afro-adriatico rappresentate in questo Foglio dall'Unità tettonica del Pollino.

I depositi plio-pleistocenici affioranti lungo la costa ionica sono stati analizzati in modo sistematico da VEZZANI (1968d). Secondo l'Autore questi formano due cicli principali, il ciclo infrapliocenico e il ciclo suprapliocenico-infrapleistocenico, ricoperti in discordanza da una successione di terrazzi marini medio-suprapleistocenici. La successione terrazzata è stata studiata successivamente più in dettaglio da DAI PRA & HEARTY (1988), AMATO *et alii* (1997), CUCCI & CINTI (1998) e CUCCI (2004), che hanno anche effettuato delle datazioni assolute al fine di correlare i vari terrazzi ai distinti cicli climatici pleistocenici.

Per quanto riguarda la tettonica recente, l'area rilevata rappresenta uno dei settori chiave per la comprensione dei rapporti tra l'Arco Calabro e l'Appennino meridionale. Lo studio di quest'area ha portato nel passato a diverse interpretazioni, spesso controverse. BOUSQUET & GUEREMY (1968; 1969) e BOUSQUET (1973) hanno riconosciuto un sistema di faglie di età suprapliocenico-mediopleistocenica, orientate ONO-ESE e a prevalente componente normale, tra cui la faglia del Pollino. Questa viene interpretata da GHISSETTI & VEZZANI (1983) come una struttura trascorrente destra (Linea del Pollino) indotta da una zona di taglio profonda. Secondo MOUSSAT *et alii* (1986) la migrazione dell'Arco Calabro verso ESE dopo il Tortoniano è stata favorita da faglie trascorrenti sinistre orientate ONO-ESE, tra cui un sistema situato in Calabria settentrionale. Grazie all'analisi strutturale di dettaglio, MONACO & TANSI (1992) e CATALANO *et alii* (1993) identificano un sistema di faglie trascorrenti sinistre (*North Pollino Fault Zone*), orientate ONO-ESE, che interessano sia il substrato carbonatico che i terreni alloctoni sovrastanti. Queste strutture sono costituite da diversi segmenti che nel loro insieme formano una fascia che interessa l'intero Appennino meridionale e le cui geometrie e modalità di deformazione sono strettamente controllate dalle litologie coinvolte e dai lineamenti strutturali preesistenti. La zona di taglio del Pollino viene riconosciuta anche da CINQUE *et alii* (1993) che la interpretano come l'espressione superficiale di una faglia di strappo litosferica (*Cilento-*

*Pollino shear zone*) che, accomodando il differente arretramento flessurale del blocco ionico rispetto a quello apulo, ha consentito l'avanzata dell'Arco Calabro. In generale le interpretazioni più recenti (v. anche DEWEY *et alii*, 1989; BEN AVRAHAM *et alii*, 1990) sono concordi nel considerare questa struttura come un taglio trascorrente sinistro lungo il quale l'Arco Calabro ha migrato verso sud-est, andando a sovrascorrere sulla crosta assottigliata o oceanica del bacino ionico.

PROGETTO  
CARG



### III – INQUADRAMENTO GEOLOGICO

L'orogene appenninico costituisce un segmento delle catene perimediteranee la cui evoluzione è il risultato di una serie di processi legati alla convergenza tra Africa ed Europa nell'intervallo Cretaceo superiore-Quaternario. I processi di convergenza tra i due blocchi principali, complicati dall'interposizione di microplacche continentali (ALVAREZ, 1976; OGNIBEN, 1985; GUERRERA *et alii*, 1993), sarebbero stati marcati da una prima subduzione, nel Cretaceo superiore-Eocene, di litosfera oceanica tetidea al di sotto della placca africana (dominio australpino) o di una placca mesomediterranea (calabride), con conseguente collisione continentale nell'Eocene-Oligocene e formazione di una catena eo-alpina Europa-vergente (HACCARD *et alii*, 1972; AMODIO-MORELLI *et alii*, 1976; BOCCALETTI *et alii*, 1977; SCANDONE *et alii*, 1977; TORTORICI, 1983). Successivamente, nel Paleogene-Miocene inferiore, si sarebbe verificata una seconda subduzione di litosfera assottigliata di pertinenza africana al di sotto del margine europeo e/o calabride, seguita da processi collisionali con conseguente formazione della catena sud-appenninica Africa-vergente e apertura del bacino tirrenico al retro (MOSTARDINI & MERLINI, 1986; CELLO *et alii*, 1989; ROURE *et alii*, 1991; MONACO *et alii*, 1998). In questo contesto i principali elementi strutturali che caratterizzano il sistema orogenico dell'Appennino meridionale sono costituiti da un dominio di avampaese, un dominio di catena ed infine dal dominio tirrenico (Fig. 1).

## 1. - AVAMPAESE

Il dominio d'avampaese è rappresentato da diversi settori di pertinenza afro-adriatica i quali differiscono tra loro sia per le caratteristiche crostali che per le coperture sedimentarie. Questi, separati da importanti strutture crostali, s'identificano nel Blocco Pelagiano, nel Blocco Apulo e nel Bacino Ionico (Fig. 1).

I blocchi apulo e pelagiano sono costituiti da crosta continentale, caratterizzata da spessori dell'ordine dei 25-30 Km (BOCCALETTI *et alii*, 1984), su cui poggiano potenti successioni carbonatiche mesozoico-terziarie di piattaforma (BUROLLET *et alii*, 1978; CHANNELL *et alii*, 1979; RICCHETTI, 1980; RICCHETTI *et alii*, 1988). Nelle aree di flessura, lungo il margine esterno della catena, su questo dominio si sviluppano le successioni terrigene plio-pleistoceniche dell'Avanfossa Bradanica, in Appennino meridionale, e dell'Avanfossa di Gela, in Sicilia.

Il Bacino Ionico è costituito invece da un'area a crosta assottigliata e/o oceanica, probabile residuo di un bacino giurassico (MAKRIS *et alii*, 1986), caratterizzata da spessori dell'ordine dei 10-15 Km (FINETTI, 1982; BOCCALETTI *et alii*, 1984), nei quali sono comprese potenti successioni sedimentarie rappresentate da circa 2000-4000 m di sedimenti carbonatici mesozoico-paleogenici e da circa 2000-4000 m di sedimenti terrigeni supramiocenico-quadernari. Verso NO queste successioni sono interessate da una serie di *thrust* che permettono di definire la fascia deformata dell'Arco Calabro Esterno (Fig. 1), interpretabile nel suo insieme come un cuneo di accrezione neogenico-quadernario (KASTENS, 1981; ROSSI & SARTORI, 1981; BEN AVRAHAM *et alii*, 1990).

## 2. - CATENA

Il dominio di catena (Fig. 1) comprende l'Appennino meridionale, che presenta un andamento generale NO-SE, e la Catena maghrebide che invece mostra un andamento circa E-O. Questi segmenti d'orogene, costituiti da falde di copertura, sono collegati dalla struttura fortemente arcuata dell'Arco Calabro nel quale sono rappresentate le unità del basamento cristallino delle porzioni più interne dell'intero sistema orogenico.

Per quanto riguarda la struttura crostale, l'area di catena è caratterizzata dalla sovrapposizione di due discontinuità, interpretate come superfici Moho. Di queste una, che trova continuità nel dominio tirrenico, è ubicata a circa 25 Km, l'altra, che si raccorda invece con i domini di avampaese, è definibile a

circa 40 Km di profondità (MORELLI *et alii*, 1975; CELLO *et alii*, 1981; NICOLICH, 1989; BOCCALETTI *et alii*, 1990).

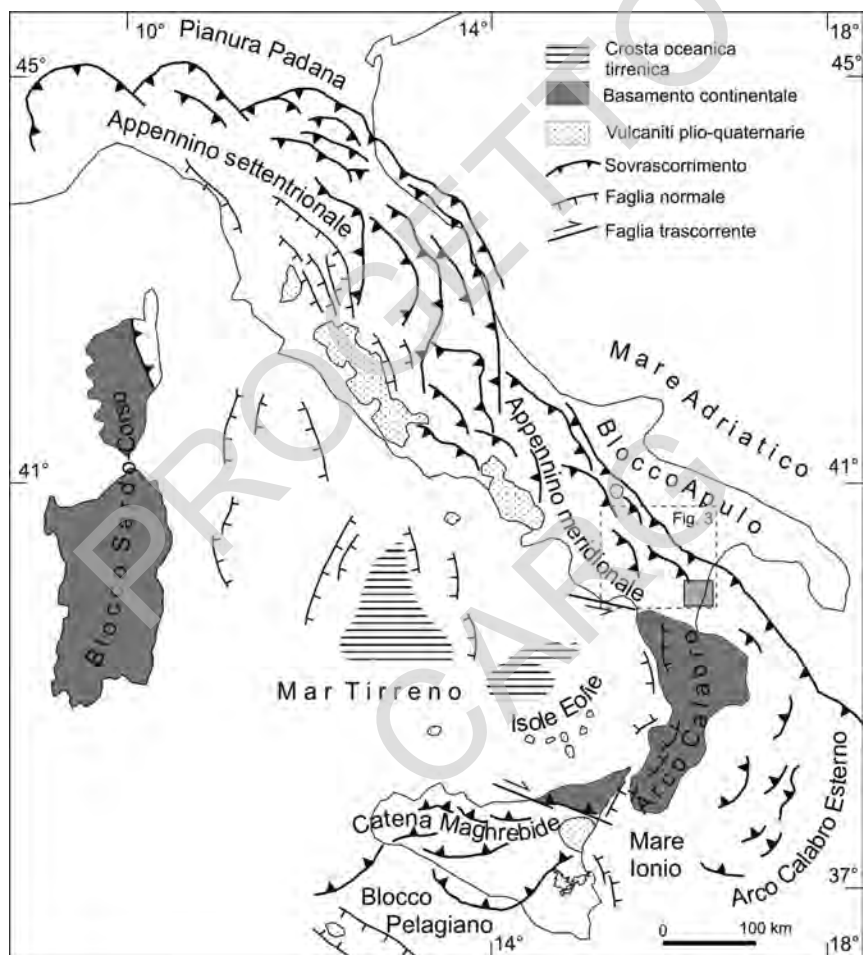


Fig. 1 – Schema tettonico dell' orogene appenninico-maghrebide (da CATALANO *et alii*, 2004). Il rettangolo grigio indica l'ubicazione del Foglio "Trebisacce".

## 2.1. - CATENA APPENNINICO-MAGHREBIDE

La catena appenninico-maghrebide (Fig. 1) è formata da un sistema a *thrust* con vergenza verso SE nel tratto siculo-maghrebide e verso ENE in quello appenninico. Questo sistema (Figg. 2 e 3) comprende elementi derivanti dalla deformazione del dominio oceanico della Tetide e ha coinvolto, a partire dal Miocene medio, sequenze mesozoico-terziarie sia di piattaforma che di bacino, con le relative coperture torbiditiche flyscioidi mioceniche, ritenute appartenenti al paleomargine afro-adriatico (OGNIBEN, 1960; 1969; 1973; SCANDONE, 1972; D'ARGENIO *et alii*, 1973; AMODIO-MORELLI *et alii*, 1976; SCANDONE *et alii*, 1977; MOSTARDINI & MERLINI, 1986; CELLO *et alii*, 1989; ROURE *et alii*, 1990; 1991; MONACO *et alii*, 1998).

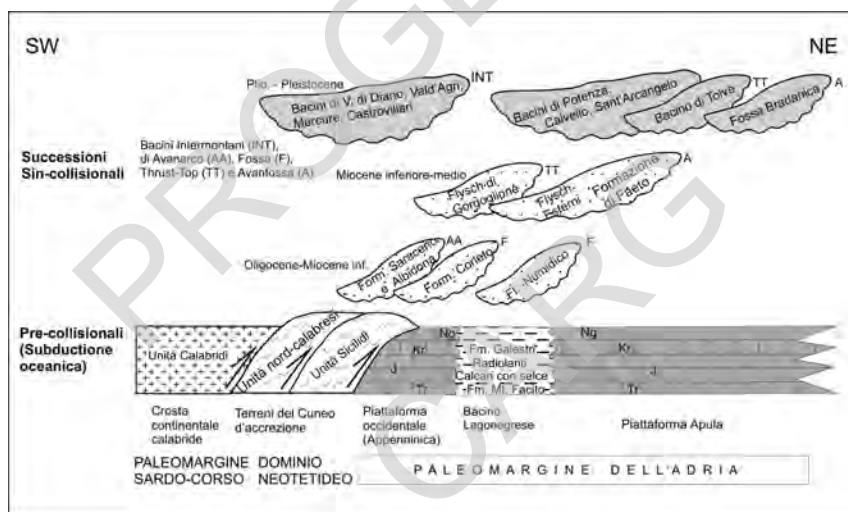


Fig. 2 – Schema tettonostratigrafico dell'Appennino calabro-lucano (da MONACO *et alii*, 2001). Sono evidenziati i paleomargini convergenti durante la fase pre-collisionale cretaceo-paleogenica con il cuneo d'accrezione oceanico e le successioni oligocenico-inframioceniche di avanzaro (AA) e di fossa (F), in cui sono comprese tutte le unità affioranti nel Foglio "Trebisacce". Al di sopra sono mostrate le successioni terrigene depostesi nelle aree d'avanzosa (A) oppure in discordanza sulle falde alloctone durante le fasi collisionali neogenico-quadernarie sia in bacini contrazionali satelliti (TT) che in bacini estensionali intermontani (INT). Per l'ubicazione dei bacini plio-pleistocenici vedi Fig. 3.

In particolare, l'Appennino calabro-lucano (Fig. 3) è costituito da una serie di falde di ricoprimento derivanti dalla deformazione contrazionale, avvenuta tra il Cretaceo superiore ed il Quaternario, di diversi domini paleogeografici

ubicati tra il paleomargine dell'Adria e quello sardo-corso (Fig. 2). Il motore di questo processo è rappresentato dalla convergenza Africa-Europa che ha causato la chiusura dei rami oceanici della Neotetide e la formazione di cunei d'accrezione oceanica. I terreni alloctoni si sono accavallati durante i processi di subduzione e collisione paleogenico-neogenici e sono sovrascorsi nell'insieme sulle successioni dell'Avampaese Apulo nel Pliocene-Pleistocene inferiore (AGIP, 1977; MOSTARDINI & MERLINI, 1986; CELLO *et alii*, 1987; 1989; CATALANO *et alii*, 2004), dando luogo a bacini satelliti in discordanza sulle falde (*thrust-top* in Fig. 2) come quello di Sant'Arcangelo (VEZZANI, 1967; HIPPOLYTE *et alii*, 1994a). Nello stesso periodo la zona assiale della catena ha subito una deformazione estensionale, con la formazione di bacini intermontani (es. il Vallo di Diano, CATALANO *et alii*, 2004), mentre al fronte la flessurazione della piattaforma apula al di sotto della catena ha creato l'avanfossa bradanica (Figg. 2 e 3). Durante il Pleistocene inferiore-medio, la geometria del sistema a *thrust* apulo-vergente è stata modificata da deformazione trascorrente sinistra (Fig. 3) che rappresenta lo stadio finale del processo di orogenesi (DEWEY *et alii*, 1989; CINQUE *et alii*, 1993; CATALANO *et alii*, 1993; 2004; MONACO *et alii*, 2001).

In generale, la catena è costituita da due livelli strutturali principali che definiscono una struttura a *duplex* regionale (v. sezione in Fig. 3). Il livello superiore è formato dalle falde alloctone di origine neotetidea in cui sono rappresentate le Unità Sicilidi e Nord-calabresi, interpretate come i resti di un cuneo d'accrezione oceanico (Fig. 2). Dati di pozzo e linee sismiche mostrano un livello strutturale inferiore costituito dalle successioni meso-cenozoiche del paleomargine dell'Adria (unità delle piattaforme appenninica e apula, unità lagonegresi) coinvolte dalla migrazione dei *thrust* nel Plio-Pleistocene e deformate secondo una geometria a *duplex* (MOSTARDINI & MERLINI, 1986; CELLO *et alii*, 1989; CATALANO *et alii*, 2004 e riferimenti). Elementi di queste successioni, che rappresentano l'ossatura profonda della catena appenninica, sono rappresentati dagli affioramenti dell'Unità del Pollino nel settore sud-occidentale del Foglio.

## 2.2. - ARCO CALABRO

L'Arco Calabro rappresenta una delle zone di massima distorsione dell'orogene che circonda il Mediterraneo, costituendo il raccordo tra la catena siculo-maghrebide e l'Appennino meridionale. Esso è l'elemento più interno dell'orogene (Fig. 1) ed è costituito da una serie di unità tettoniche, in cui sono rappresentate diverse porzioni di un'originaria crosta continentale con le relative

coperture meso-cenozoiche (Complesso Calabride di OGNIBEN, 1969), cui si associano le unità ofiolitifere del Complesso Liguride (OGNIBEN, 1969), caratterizzate da gradi di metamorfismo variabile e derivanti dalla deformazione di un originario dominio oceanico. L'evoluzione ed il significato di questo elemento in rapporto alle unità ofiolitifere del Complesso Liguride ed in rapporto ai domini della catena appenninica e siculo-maghrebide sono state oggetto di numerose e contrastanti interpretazioni, riconducibili a tre ipotesi principali. La prima considera le falde cristalline calabridi come frammenti derivanti dal margine europeo (OGNIBEN, 1969; 1973; BOUILLIN, 1984; BOUILLIN *et alii*, 1986; KNOTT, 1987), mentre la seconda considera l'Arco Calabro come un frammento di catena alpina Europa-vergente di tipo austroalpino sovrascorsa *in toto* sui domini appenninici durante il Neogene (HACCARD *et alii*, 1972; ALVAREZ, 1976; AMODIO-MORELLI *et alii*, 1976; BONARDI *et alii*, 1982). La terza ipotesi prevede che il dominio calabride rappresenti una microplacca continentale mesomediterranea interposta tra i due margini principali (ALVAREZ, 1976; OGNIBEN, 1985; GUERRERA *et alii*, 1993), coinvolta in processi collisionali dapprima con vergenza europea (fase eoalpina) e successivamente a vergenza africana.

I limiti tra l'Arco Calabro, la catena appenninica a nord e la catena siculo-maghrebide a sud, sono rappresentati da due fasce trascorrenti principali (Fig. 1). Queste sono state identificate classicamente nella Linea di Sanginetto a nord e la Linea di Taormina a sud, caratterizzate rispettivamente da movimenti sinistri e destri (AMODIO-MORELLI *et alii*, 1976; SCANDONE, 1982). In effetti si tratta di zone di taglio più complesse che potrebbero comprendere la zona di taglio del Pollino in Appennino meridionale (MOUSSAT *et alii*, 1986; DEWEY *et alii*, 1989; BEN AVRAHAM *et alii*, 1990; CINQUE *et alii*, 1993; CATALANO *et alii*, 2004) e il sistema sud-tirrenico in Sicilia settentrionale (FINETTI *et alii*, 1996).

### 3. - DOMINIO TIRRENICO

Il dominio tirrenico è caratterizzato da una crosta assottigliata fino ad oceanica e si sviluppa nelle aree interne rispetto al sistema orogenico, da cui è delimitato da strutture orientate da NO-SE a N-S lungo il margine dell'Appennino meridionale e dell'Arco Calabro ed E-O lungo il margine siciliano (Fig. 1). Lungo queste fasce di transizione si sviluppa un vulcanesimo quaternario caratterizzato da prodotti sia alcalini (Ustica) che calcoalcalini (arcipelago eoliano). All'interno di questo dominio, formatosi a partire dal Tortoniano (SCANDONE, 1979; DEWEY *et alii*, 1989), si sviluppa una serie di bacini di forma triangolare (Bacino Magnaghi-Vavilov, Bacino del Marsili),

caratterizzati da spessori crustali minimi (Moho <10 Km), originatisi rispettivamente nel Pliocene inferiore e nel Pliocene superiore-Pleistocene inferiore (KASTENS *et alii*, 1986).

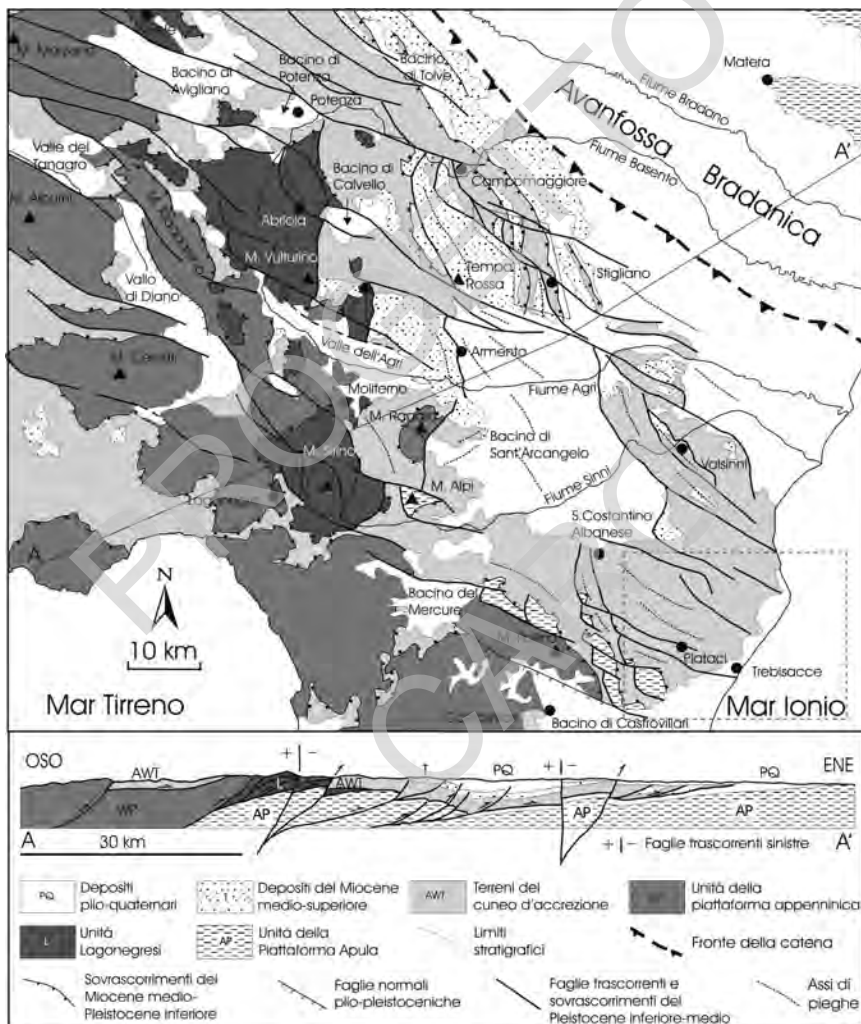


Fig. 3 – Schema geologico (ubicazione in Fig.1) e sezione dell'Appennino meridionale (da MONACO *et alii*, 2001, con modifiche). Il rettangolo tratteggiato indica l'ubicazione del Foglio "Trebisacce".

Il dominio tirrenico è stato interpretato o come un bacino marginale connesso ad un sistema arco-fossa sviluppatosi in seguito alla subduzione della placca ionica sotto la placca europea (BOCCALETTI & GUAZZONE, 1972; DEWEY *et alii*, 1973; MOUSSAT, 1983; MALINVERNO & RYAN, 1986; REHAULT *et alii*, 1987), o come il risultato di processi di delaminazione della litosfera legati a movimenti verticali del mantello (VAN BEMMELEN, 1972; WEZEL, 1985; LOCARDI, 1986; CHANNELL, 1986). Le interpretazioni più recenti suggeriscono che si tratti di un bacino estensionale formatosi al retro dell'Arco Calabro attraverso la deformazione plastico-rigida della crosta continentale a causa dell'indentazione dei blocchi adriatico e pelagiano nella massa continentale europea (TAPPONNIER, 1977; BOCCALETTI *et alii*, 1984, 1990; BEN AVRAHAM *et alii*, 1990; FACCENNA *et alii*, 1996; CATALANO *et alii*, 2004). In questi ultimi modelli le deformazioni sono legate all'attività di grandi fasce trasformati che consentirebbero l'apertura del bacino tirrenico trasferendo le distensioni in compressioni lungo le zone apule attraverso l'attivazione dei *thrust* appenninici e la migrazione dell'Arco Calabro verso SE (Fig. 1).



#### IV - SUCCESSIONE TETTONO-STRATIGRAFICA

La successione tettono-stratigrafica affiorante nel Foglio “Trebisacce” (Fig. 3) è costituita prevalentemente da unità tettoniche di origine oceanica strutturate durante le fasi di subduzione oligo-miocenica e accavallatesi sul margine continentale adriatico durante la successiva fase di collisione (Fig. 2). Queste unità sono ricoperte in discordanza dai depositi pleistocenici dei gruppi di Cassano e Trebisacce che, discordanti sulle unità sottostanti e coinvolti nelle fasi tettoniche più recenti, affiorano lungo la costa ionica ad est e lungo la valle del Torrente Raganello nell’angolo sud-occidentale del Foglio. I sedimenti più recenti sono costituiti dai depositi continentali e marini tarδοquaternari affioranti lungo le valli fluviali e la fascia costiera.

La successione tettono-stratigrafica sarà descritta dall’alto verso il basso, separando le unità tettoniche della catena dai depositi pleistocenici discordanti su di esse (v. Schema cronostatigrafico in carta).

##### 1. – UNITÀ TETTONICHE DELLA CATENA

Nel Foglio “Trebisacce” affiorano estesamente ambedue gli intervalli che costituiscono la struttura a *duplex* regionale che caratterizza l’intera catena sud-appenninica (v. sezione in Fig. 3). L’intervallo superiore è costituito dai terreni alloctoni delle unità tettoniche Nord-calabrese e Sicilide e dalle relative successioni terrigene discordanti mentre quello inferiore, sottostante alla

superficie di discontinuità di tetto della struttura a *duplex*, è rappresentato da una successione carbonatica di piattaforma attribuita all'Unità del Pollino.

### 1.1. - UNITÀ TETTONICA NORD-CALABRESE (SOTTOUNITÀ DEL COMPLESSO CALABRO-LUCANO; cfr. UNITÀ SILENTINE, AUCT.)

I terreni dell'Unità Nord-Calabrese (“coltri nord-calabresi” di SELLI, 1962) affiorano estesamente nell'Appennino calabro-lucano lungo il versante nord-orientale del massiccio del Pollino, ricadente nella parte sud-occidentale del Foglio “Trebisacce”. Questi terreni poggiano tettonicamente sulla sottostante Unità del Pollino e insieme con le “coltri silentine” di SELLI (1962), corrispondono al Complesso Liguride di OGNIBEN (1969), così denominato per correlazione con le unità ofiolitifere dell'Appennino settentrionale. Essi costituiscono le propaggini più meridionali delle falde ofiolitifere dell'Appennino assumendo significato diverso rispetto a quelle affioranti in Calabria centro-settentrionale, dove presentano età, posizione strutturale e storia metamorfica differenti (CELLO *et alii*, 1996). Nel Foglio “Trebisacce” si è preferito ripristinare l'originaria denominazione di “Unità Nord-Calabrese” di SELLI (1962) per distinguere le successioni ofiolitifere ivi affioranti sia da quelle della Calabria centro-settentrionale che da quelle dell'Appennino settentrionale.

Nell'Unità Nord-Calabrese sono rappresentate successioni sedimentarie e terreni metamorfici d'età compresa tra il Giurassico superiore e l'Oligocene superiore (MARCUCCI *et alii*, 1987; BONARDI *et alii*, 1993; CRITELLI & MONACO, 1993) contenenti blocchi di crosta oceanica e continentale, ricoperte da successioni torbiditiche attribuite di recente all'Oligocene superiore-Miocene medio (BONARDI *et alii*, 1985; 1988; MONACO, 1993a; MONACO & TORTORICI, 1995; DI STASO & GIARDINO, 2002).

Le differenti unità litologiche sono descritte nel lavoro generale di OGNIBEN (1969) ed in quelli di dettaglio di VEZZANI (1968a; 1968b; 1968c; 1969; 1970a; 1970b) come una successione continua di eugeosinclinale (Complesso Liguride), di età compresa tra il Giurassico e l'Eocene medio, formata dal basso in alto (Fig. 4a) da ofioliti con le relative coperture sedimentarie (Giurassico superiore), dalle formazioni del Frido-Crete Nere (Neocomiano-Albiano), le quali comprendono sia terreni epimetamorfici che sedimentari, e dalle successioni torbiditiche della formazione del Saraceno (Albiano-Daniano) e del Flysch di Albidona (Eocene inferiore-medio).

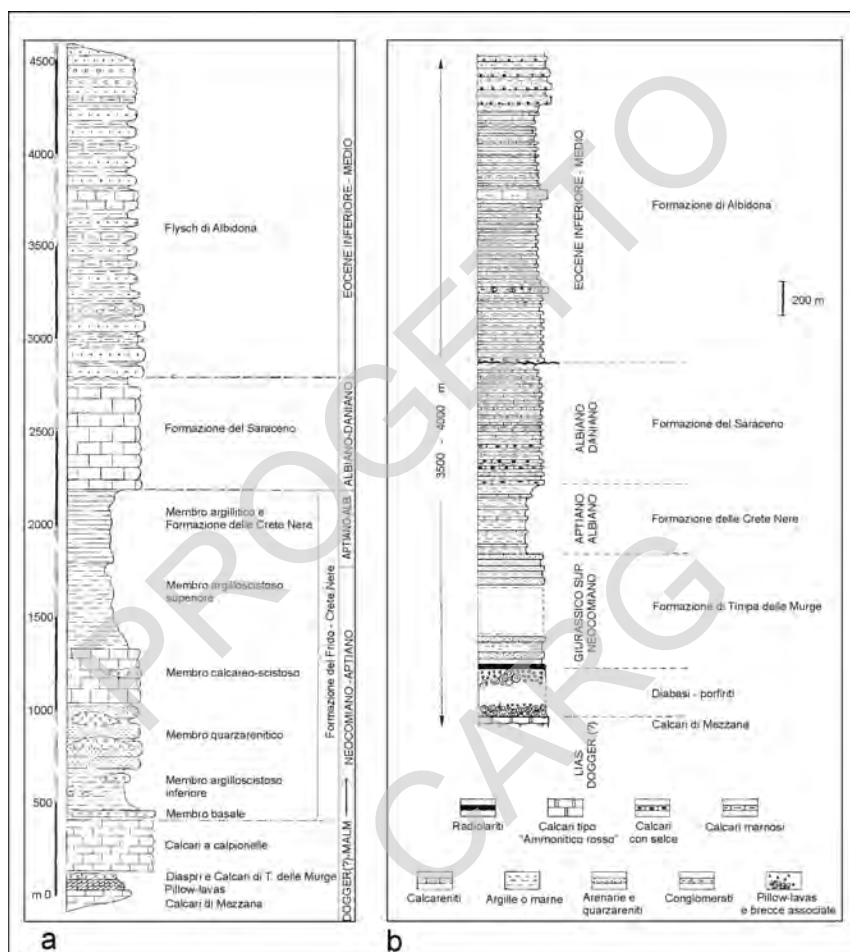


Fig. 4 – Colonne stratigrafiche schematiche del Complesso Ligure (a, da OGNIBEN, 1969) e dell'Unità del Flynch calabro-lucano (b, da BOUSQUET, 1973).

La continuità stratigrafica tra i terreni metamorfici della formazione del Frido e le sovrastanti sequenze sedimentarie viene successivamente messa in discussione da numerosi Autori (SCANDONE, 1972; BOUSQUET, 1973; D'ARGENIO *et alii*, 1973; AMODIO-MORELLI *et alii*, 1976; LANZAFAME *et alii*, 1978) i quali segnalano un contatto tettonico di sovrapposizione tra i due gruppi di terreni. In particolare BOUSQUET (1973) suddivide il Complesso Ligure in

due differenti unità tettoniche: la "Nappe des flyschs metamorifiques", in cui comprende tutti i terreni epimetamorfici, e la "Nappe du flysch calabro-lucanien et du Cilento" costituita dai rimanenti termini sedimentari della successione ligure. La "Nappe des flyschs metamorifiques", successivamente denominata "Unità del Frido" da AMODIO-MORELLI *et alii* (1976), corrisponde a parte della Formazione del Frido descritta da VEZZANI (1969) lungo la sezione del Torrente Frido ed è stata considerata equivalente al "Flysch fillonitico" di COTECCHIA (1958) e a parte del "Flysch a quartzites" degli autori francesi (CAIRE *et alii*, 1960; GRANDJACQUET, 1961), largamente affiorante in Calabria settentrionale. La "Nappe du Flysch calabro-lucanien et du Cilento", successivamente denominata "Unità del Cilento" da AMODIO-MORELLI *et alii* (1976), comprende una successione di età Giurassico superiore-Eocene medio (Fig. 4b) che esordisce con calcari in facies di rosso ammonitico (Calcari di Mezzana), ricoperti da lave a *pillow* e breccie vulcaniche a loro volta seguite da radiolariti e da un'alternanza di tipo flyscioide, del Giurassico superiore-Neocomiano (Formazione di Timpa delle Murgie), passante verso l'alto alle formazioni delle Crete Nere del Saraceno e di Albidona. Nell'area del Foglio "Trebisacce" affiorano solamente i terreni appartenenti alla "Nappe du Flysch calabro-lucanien et du Cilento", cui è stata assegnata la denominazione di "Sottunità del complesso calabro-lucano" per distinguerla dalle analoghe successioni affioranti in Cilento. Assieme alla "Sottunità del Frido" forma l'Unità nord-calabrese.

Le successioni della Sottunità del complesso Calabro-lucano possono essere agevolmente suddivise in due gruppi principali: il primo gruppo, in posizione stratigrafica basale, è costituito dai terreni ofiolitiferi non metamorfici, qui denominati "complesso calabro-lucano", mostranti condizioni di tettonizzazione da *melange* tettonico (HSU, 1968); una delle litofacies di questo complesso, riferibile alla formazione delle Crete Nere, è stata descritta a parte in quanto in aree limitrofe costituisce un'unità a se stante in successione con le formazioni sovrastanti (v. Foglio "Rotondella"); il secondo gruppo comprende invece le coperture sinorogeniche delle formazioni del Saraceno e di Albidona. I rapporti tra queste successioni appaiono spesso modificati dalla tettonica miocenica e pleistocenica.

### 1.1.1. – *Complesso calabro-lucano (CBC)*

Per complesso calabro-lucano s'intende una successione pelitico-calcareo-arenacea, non metamorfica, che nel suo insieme mostra le caratteristiche di *melange* (HSU, 1968). All'interno di questa unità sono state individuate

litofacies differenti, con contatti generalmente tettonizzati, costituite da sequenze ofiolitiche con la relativa copertura pelagica, lembi di successioni terrigene riferibili alla formazione delle Crete Nere (v. oltre), oltre a livelli di calcari siliciferi e di vulcanoclastiti a detrito andesitico.

Il complesso calabro-lucano affiora estesamente nel settore sud-occidentale del Foglio “Trebisacce” dove poggia tettonicamente sull'Unità del Pollino (Pietra S. Angelo, M.te Sellaro e Timpone del Monte) ed è ricoperto in discordanza stratigrafica dalle successioni torbiditiche delle formazioni del Saraceno e di Albidona. Poco ad ovest dell'area del Foglio “Trebisacce”, il complesso calabro-lucano è ricoperto tettonicamente dalla Sottunità del Frido, mentre nel settore centro-occidentale del Foglio sovrascorre sulla formazione del Saraceno, lungo un contatto che si estende dal Timpone Rotondella a Serra di Paola.

L'alternanza pelitico-calcareo-arenacea corrisponde alla porzione non metamorfica del Flysch argillitico-quarzoso-calcareo di SELLI (1962) e a parte della Formazione del Frido e della Formazione delle Crete Nere di VEZZANI (1968a; 1969) e costituisce la porzione più estesa del complesso calabro-lucano.

La successione stratigrafica non è facilmente ricostruibile a causa della caoticità legata sia ai processi tettonici che ai fenomeni gravitativi superficiali che caratterizzano l'intero Appennino calabro-lucano. Si tratta di un'alternanza di prevalenti argilliti scagliettate grigio-brune o verdastre con intercalati livelli torbiditici spessi da pochi cm al metro di quarzosiltiti e arenarie quarzose a granulometria generalmente fine e di colore grigio-verde, di calcilutiti e calcisiltiti marnose laminate e calcareniti gradate risedimentate, di colore grigiastro.

La successione torbiditica mostra sequenze di Bouma del tipo  $T_{a-e}$  per i litotipi arenacei e calcarenitici e del tipo  $T_{b-e}$  e  $T_{c-e}$  per le calcisiltiti laminate. Sono presenti livelli di slumps, potenti fino a 10 m, costituiti da alternanze di marne grigio-verdi ed arenarie gradate a granulometria medio-fine. La successione terrigena, caratterizzata da un discreto spessore degli strati calcarei ed arenacei, è riferibile nel complesso ad ambiente di fossa prossimale a margini continentali (DICKINSON & SEELY, 1979), come suggerito pure dalla composizione delle arenarie, classificabili come quarzoareniti e subarcosi (v. appendice 1) di provenienza da blocchi cratonici in sollevamento (CRITELLI, 1991; CRITELLI & MONACO, 1993).

All'interno del complesso calabro-lucano si rinvencono numerosi corpi, di dimensioni estremamente variabili, di rocce ofiolitiche ( $CBC_a$ ) che conservano talora l'originaria copertura sedimentaria (VEZZANI, 1968b; LANZAFAME *et alii*, 1978). Sono costituite da gabbri eufotidi, basalti a *pillow* e brecce di *pillow*, rare serpentiniti, con rari resti dell'originaria copertura sedimentaria. Le

relazioni tra i blocchi ofiolitici e i sedimenti adiacenti sono state oggetto in passato di differenti interpretazioni (VEZZANI, 1968b; OGNIBEN, 1969; BOUSQUET, 1962; 1973; DIETRICH & SCANDONE, 1972; AMODIO-MORELLI *et alii*, 1976; LANZAFAME *et alii*, 1978; 1979a; 1979b; SPADEA, 1968; 1982; KNOTT, 1987; BONARDI *et alii*, 1988), accomunate dal fatto che le ofioliti calabro-lucane rappresentino frammenti dell'originaria crosta oceanica della Tetide giurassica, costituendo pertanto la base dell'intera successione del complesso calabro-lucano.

Le rocce ofiolitiche affiorano in blocchi di dimensioni variabili dal metro a circa 1 Km nell'angolo sud-occidentale del Foglio. Gli affioramenti più estesi si ritrovano lungo un allineamento orientato circa est-ovest che si estende a nord di Timpone Oliviero (Demanio Santo Stefano). Altri affioramenti si ritrovano poco più a nord (Bosco Cernostasi, Masseria Toscano), dove risultano molto tettonizzati e smembrati.

Le serpentiniti, di colore verde scuro, sono state riscontrate nell'affioramento del Bosco di Cernostasi; contengono a volte inclusi di varie dimensioni (dal decimetro fino a qualche metro) di anfiboliti, scisti anfibolici, granofels, diabasi e gabbri con orli rodingitici.

I gabbri sono del tipo eufotide e mostrano tracce di *layering* compositazionale dato da un'alternanza di letti più o meno ricchi in cristalli di pirosseno. Negli affioramenti più integri sono inoltre attraversati da un sistema di filoni decimetrici di diabasi a grana fine contenenti fenocristalli di plagioclasio (LANZAFAME *et alii*, 1978).

I termini effusivi della successione ofiolitica (lave a *pillow* e breccie di *pillow*) sono i litotipi più comuni, affiorando in quasi tutte le località sopra menzionate con spessori di alcuni metri. I *pillow* hanno dimensioni variabili dal decimetro fino a circa 2 m e sono cementati da una matrice ialoclastica a granulometria medio-grossolana. Le breccie, costituite da elementi tra il centimetro e il decimetro di colore nero-rossastro, sono invece cementate da una matrice costituita da ialoclastiti e da materiale sedimentario marnoso-calcareo che riempie anche tasche lenticolari di dimensioni decimetriche. Talora questi livelli effusivi sono interessati da filoni, spessi fino a 1 m, di diabasi afirici di colore verdastro.

Resti dell'originaria copertura sedimentaria oceanica, anche se fortemente tettonizzati e smembrati, sono associati alle rocce ofiolitiche in quasi tutti gli affioramenti. Sono costituiti da radiolariti rosse e verdi, sottilmente stratificate, perfettamente correlabili con quelle affioranti a Timpa delle Murge, nei pressi di Terranova di Pollino, dove si presentano in perfetto appoggio stratigrafico sui basalti a *pillow* (Formazione di Timpa delle Murge; BOUSQUET, 1973). Le radiolariti sono state datate all'Oxfordiano da MARCUCCI *et alii* (1987).

Il carattere estremamente condensato e lacunoso della successione sedimentaria pelagica della Formazione di Timpa delle Murgie evidenzia come la deposizione supragiurassica sia avvenuta in un ambiente a bassissimo tasso di sedimentazione, probabilmente un *plateau* oceanico (BEN AVRAHAM & NUR, 1982), in seguito invaso dai depositi terrigeni del complesso calabro-lucano.

La litofacies a calcari siliciferi stratificati (**CBC<sub>b</sub>**) forma corpi di estensione variabile da pochi metri a qualche centinaio di metri affioranti lungo tutto il crinale dei Colli Spinapulce (nord di M.te Sellaro), in contatto generalmente tettonizzato con l'alternanza pelitico-calcareo-arenacea. Si tratta di calciliti e calcisiltiti marnose silicizzate grigio-biancastre (tipo "palombini"), a grana finissima e frattura concoide, in strati da 10 cm a mezzo metro, con sottili interstrati di argilliti grigiastre.

All'esame in sezione sottile alcuni campioni sono risultati costituiti da fango micritico inglobante microliti calcitici ricristallizzati. Altri, a grana più grossolana, contengono foraminiferi planctonici in cattivo stato di conservazione e microfossili ricristallizzati in una matrice micritica. I campioni sono inoltre caratterizzati dalla presenza di ossidi, concentrati lungo direzioni preferenziali subparallele.

Infine, rocce vulcanoclastiche ad affinità calcalcalina (**CBC<sub>c</sub>**), già in parte segnalate da LANZAFAME *et alii* (1977), sono stati rinvenute (CRITELLI & MONACO, 1993), lungo la direttrice che va da M.te Sellaro a Terranova di Pollino. Nell'area del Foglio affiorano lungo l'alta valle del Torrente Satanasso (Manche di Calate) e a nord di Serra di Paola, con spessori fino a 20 m. Si tratta in genere di sequenze molto scompagnate a causa dell'intensa tettonizzazione, costituite da prevalenti argilliti grigiastre, marne calcaree biancastre a frattura concoide in strati decimetrici, arenarie micacee ed arenarie tuffitiche grigie ed infine calcisiltiti marnose grigio-verdi bioturbate in livelli centimetrici. Le arenarie si presentano in strati gradati, spessi da qualche cm a 1,5 m, talora poco cementati, grossolani alla base dove mostrano frequenti inclusi pelitici.

Le arenarie sono rappresentate da vulcanoareniti e da torbiditi quarzolitiche (v. appendice 1). Le vulcanoareniti sono costituite quasi esclusivamente da frammenti litici vulcanici a composizione andesitica e da singoli cristalli di plagioclasio, anfibolo, pirosseno e biotite immersi in una matrice interstiziale epiclastica anch'essa di origine vulcanica. Le torbiditi quarzolitiche sono invece costituite da quarzo ed abbondanti frammenti di roccia rappresentati da filladi, argillocisti, serpentine, serpentinoscisti, selci, da frammenti vulcanici a composizione andesitica e da carbonati extrabacinali. La composizione delle arenarie suggerisce che queste sequenze derivano dallo smantellamento sia di un complesso di subduzione costituito da unità ofiolitifere sedimentarie e metamorfiche, sia di terreni cristallini (orogene collisionale) che da aree

caratterizzate da un vulcanismo calcoalcalino penecontemporaneo (LANZAFAME *et alii*, 1977). All'interno dell'alternanza pelitico-calcareo-areanacea si ritrovano infine blocchi di dimensioni metriche costituiti da lave porfiriche a composizione andesitica e rioidacitica.

Per quanto riguarda il contenuto fossilifero, nella Formazione delle Crete Nere sono state riscontrate microfaune d'età cretacica (v. sotto) mentre l'alternanza pelitico-calcareo-areanacea contiene scarse associazioni a nannofossili, tra i quali *Coccolithus eopelagicus* BRAMLETTE & RIEDEL, *C. pelagicus*, *Cyclicargolithus floridanus* (ROTH & HAY), *Dictyococcites bisectus* (HAY, MOHLER & WADE), *Dictyococcites* spp., *Discoaster barbadiensis*, *Ericsonia formosa*, *Fasciculithus* spp, *Reticulofenestra* spp., *Sphenolithus moriformis* (BRÖNNIMANN & STRADNER), *Zygrhblithus bijugatus*, che ne permettono l'attribuzione al Paleocene-Eocene. Inoltre l'analisi dei nannofossili su alcuni campioni marnosi associati alle vulcanoareniti ha rivelato la presenza di un'associazione a *Helicosphaera compacta* BRAMLETTE & WILCOXON, *H. euphratis*, *Sphenolithus distentus* (MARTINI) e forme intermedie tra *S. distentus* e *S. ciproensis*, riferibile alla parte bassa dell'Oligocene superiore (biozona MNP25a, FORNACIARI & RIO, 1996).

Il complesso calabro-lucano è stato interpretato nel suo insieme come il resto di un cuneo di accrezione legato ai processi di subduzione paleogenica della crosta oceanica della Neotetide al di sotto del dominio calabro (KNOTT, 1987; 1994; MONACO *et alii*, 1991; 1998). L'età delle diverse litofacies permette di riferire questa unità litostratigrafica al Giurassico superiore-Oligocene.

### 1.1.2. – *Formazione delle Crete Nere (CRN)*

Nell'area settentrionale del Foglio, a nord-est del Torrente Ferro, affiora una monotona sequenza di argilliti nere, tipo *black shale*, che occupa la stessa posizione tettonostratigrafica del complesso calabro-lucano essendo ricoperta in discordanza dalla formazione del Saraceno. Nei settori meridionali, a sud-ovest del Torrente Satanasso, questa litofacies forma numerosi corpi di dimensioni variabili da poche decine di metri ad alcuni chilometri all'interno del complesso calabro-lucano ed in rapporto generalmente tettonico con l'alternanza pelitico-calcareo-areanacea.

Dal punto di vista litologico le argilliti nere (Formazione delle Crete Nere; SELLI, 1962; VEZZANI, 1968a) sono costituite da prevalenti argilliti dure fogliettate, di colore nero-bluastro con patine brune, alternate a quarzosiltiti e a quarzareniti a grana fine leggermente gradate, in strati di pochi cm, di colore



grigio-verdastro e frattura scheggiata. Alle argilliti nere si intercalano in subordinate livelletti calcareo-marnoso-silicei, spessi 5-15 cm, di color grigio-scuro o bluastro con frattura concoide. Gli strati siltoso-arenacei mostrano talora un evidente *boudinage*. La successione, spesso fino a 300 m, riferita all'Aptiano-Albiano da VEZZANI (1968a), è stata notevolmente ringiovanita da BONARDI *et alii* (1988) che ne hanno attribuito all'Eocene medio la parte alta.

L'analisi in sezione sottile di campioni di siltite ha mostrato una matrice pelitica con "scheletro aperto" in cui sono immersi granuli eterometrici di quarzo poco arrotondati e sostanze carboniose disposte in letti paralleli alla stratificazione. Le quarzareniti fini sono costituite per la quasi totalità da granuli di quarzo angolosi e rare lamine di muscovite.

Dal punto di vista sedimentologico, considerata l'assenza di ciclicità nella successione e la scarsità degli apporti grossolani, le Crete Nere possono essere considerate il prodotto di una sedimentazione torbiditica distale (MUTTI & RICCI LUCCHI, 1975). La somiglianza tra le argilliti e le quarzareniti fini delle Crete Nere e quelle dell'alternanza pelitico-calcareo-arenacea indicherebbe che tali successioni si siano depositate in uno stesso bacino oceanico, anche se le Crete Nere sono da riferire ad ambienti più distali (*outer slope*) rispetto all'alternanza pelitico-calcareo-arenacea, caratterizzata da maggiori apporti grossolani e carbonatici tipici dell'ambiente di fossa (DICKINSON & SEELY, 1979). I contatti bruschi tra le due successioni, di ambiente sedimentario differente, sono quindi da ascrivere ad accostamento meccanico.

Negli strati calcareo-marnosi intercalati nelle argilliti nere sono state riscontrate rare microfaune d'età cretacea, quali *Ticinella roberti* (GANDOLFI), *Planomalina buxtorfi* (GANDOLFI), *Pithonella ovalis* (KAUFMANN), *Stomiosphaera sphaerica*. Considerato che nel limitrofo Foglio 523 "Rotondella" nella stessa formazione sono state riscontrate anche faune d'età paleocenica e che la sua parte alta è stata ringiovanita all'Eocene medio (BONARDI *et alii*, 1988), nell'insieme ad essa è stata attribuita un'età Cretacico-Eocene medio.

### 1.1.3. – *Formazione del Saraceno (SCE)*

Al di sopra del complesso calabro-lucano si ritrovano in discordanza le successioni torbiditiche delle formazioni del Saraceno e di Albidona.

La formazione del Saraceno (SELLI, 1962) mostra uno spessore totale non superiore ai 500 m. Essa è costituita nella sua porzione inferiore da una fitta alternanza di prevalenti arenarie calcaree e calcilutiti grigiastre in strati di 2-3 cm fino a 30-40 cm, con liste di selce nera e di sottili interstrati pelitici di colore

grigio-scuro, talora rosso vinato e verdastro. Verso l'alto si ha una progressiva diminuzione delle liste di selce mentre diventano via via più frequenti le intercalazioni silicoclastiche arenitiche e microconglomeratiche, fino a passare ad un'alternanza di arenarie ibride ed argille siltose grigio-avana. Le arenarie presentano cemento carbonatico e mostrano composizione litica di origine prevalentemente sedimentaria. Le arenarie calcaree dei livelli basali sono classificabili come areniti ibride o calciliti (v. appendice 1).

In letteratura la formazione del Saraceno è sempre stata considerata in continuità stratigrafica sulla formazione delle Crete Nere (VEZZANI 1968c, 1968b; OGNIBEN, 1969; BOUSQUET, 1973; KNOTT, 1987; BONARDI *et alii*, 1988) e ricoperta stratigraficamente dalla formazione di Albidona, anche quando i contatti si presentavano fortemente tettonizzati. Nell'area studiata i rapporti originari fra le tre formazioni sono stati spesso alterati dagli eventi tettonici miocenici e pleistocenici. In alcune località (Serra di Paola, Fonte del Tasso) la formazione del Saraceno si presenta infatti ricoperta tettonicamente dal complesso calabro-lucano, con superfici di sovrascorrimento talora suborizzontali. L'originario contatto, seppur in parte tettonizzato, è visibile solo a luoghi come in Contrada I Colli ad est di Cerchiara di Calabria e ad ovest di Roseto Capo Spulico. In queste località è osservabile anche l'originario passaggio verso l'alto alla formazione di Albidona che avviene gradualmente con la scomparsa dei livelli calcilitici della formazione del Saraceno e la comparsa dei livelli marnosi e conglomeratici caratteristici della formazione di Albidona.

Le datazioni disponibili in letteratura riferiscono la formazione del Saraceno al Turoniano-Eocene inferiore (SELLI, 1962), all'Albiano-Daniano (VEZZANI, 1968c), all'Eocene medio-superiore (DE BLASIO *et alii*, 1978) e all'Eocene superiore-Oligocene superiore (BONARDI *et alii*, 1988). Il ritrovamento di faune supraoligoceniche nei livelli vulcanoclastici del sottostante complesso calabro-lucano e di associazioni di foraminiferi sicuramente rimaneggiati, quali *Nummulites* sp., *Discocyclina* sp., *Rotalia* sp., *Heterostegina* sp., *Globorotalia* sp. e *Globigerina* sp., nelle arenarie della parte bassa della successione porta ad un ulteriore ringiovanimento della formazione che, passa tra l'altro in continuità stratigrafica alla formazione di Albidona i cui livelli basali sono stati datati Burdigaliano (v. sotto). A conferma di ciò, uno studio recente sulle associazioni a nannofossili presenti nella sezione tipo della formazione del Saraceno (DI STASO & GIARDINO, 2002), ubicata nel settore centro-meridionale del Foglio "Trebisacce" (Fiumara Saraceno), riporta la presenza di *Triquetrorhabdulus carinatus* MARTINI nella parte bassa della formazione, indicante un'età non più antica dell'Oligocene superiore, e di un'associazione a *Triquetrorhabdulus milowii* BUKRY, *Helicosphaera*

*mediterranea* MÜLLER, *H. carteri* (WALLICH) ed *H. gertae* BUKRY nella parte alta, indicante un'età non più antica dell'Aquitano (biozona MN1, FORNACIARI & RIO, 1996). L'età della formazione può quindi essere attribuita all'Oligocene superiore-Aquitano.

#### 1.1.4. – *Formazione di Albidona (ABD)*

La formazione di Albidona (SELLI, 1962; OGNIBEN, 1969) nell'area del Foglio "Trebisacce" forma un esteso corpo geologico spesso fino a 2000 m, affiorante a NE dell'allineamento M.te Sparviere-Plataci-Trebisacce ed esteso fino alla congiungente Castoregio-foce Torrente Avena.

La porzione basale è costituita da prevalenti arenarie grigio-giallastre in strati da sottili a medi alternate a marne, marne argillose ed argille siltose grigie cui si intercalano megastrati canalizzati di calcilutiti e marne calcaree biancastre (**ABD<sub>a</sub>**) e di conglomerati ricchi in matrice (**ABD<sub>b</sub>**), con basi fortemente erosive e spessi fino a 30 m. Nelle porzioni mediane la successione è caratterizzata da torbiditi pelitico-arenacei caratterizzate da sequenze di Bouma tronche degli intervalli basali e con associati locali livelli a slump. Le porzioni più alte della formazione (membro arenaceo), affioranti a Serra Manganile, rappresentano un sub-sistema torbiditico (**ABD<sub>4</sub>**) localmente erosivo sui sottostanti depositi distali. Esso inizia con intervalli di strati arenaceo-pelitici (a/p >>1), caratterizzati da spessori da decimetrici a metrici e da sequenze di Bouma complete, ascrivibili a lobi deposizionali, che passano verso l'alto ad una sequenza di strati pelitico-arenacei, con intercalati frequenti megastrati arenaceo-conglomeratici canalizzati (**ABD<sub>4a</sub>**) che raggiungono spessori di 3-4 metri, ascrivibile a depositi di conoide sottomarina interna (litofacies conglomeratica).

L'originale appoggio stratigrafico di questa successione in continuità sulla formazione del Saraceno è osservabile nell'affioramento di C.da I Colli, ad est di Cerchiara di Calabria, lungo la congiungente M. Sparviere-Plataci, a Castoregio e poco ad ovest di Roseto Capo Spulico, mentre altrove risultano profondamente modificati dalla tettonica trascorrente pleistocenica. Nell'affioramento di C.da I Colli si osserva inoltre l'appoggio on-lap della formazione di Albidona direttamente sul complesso calabro-lucano. Nel settore nord-orientale del Foglio, la formazione è sormontata tettonicamente in retrovergenza dall'Unità Sicilide (OGNIBEN, 1969). L'insieme dei dati raccolti fa ritenere che l'intera successione si sia depositata in un bacino caratterizzato da intensa mobilità legata probabilmente alla tettonica a *thrust* inframiocenica,

come testimoniato dalla presenza dei megastrati silicoclastici e carbonatici, di discordanze interne alla successione e di frequenti intervalli a slump.

La composizione delle arenarie è quarzoso-feldspatica di derivazione plutonica con cemento carbonatico (v. appendice 1). Nei megastrati conglomeratici si rinvencono elementi centimetrico-decimetrici costituiti da rocce granitoidi, gneiss, filladi ed ancora blocchi di ofioliti, di rocce vulcaniche a composizione dacitica (LANZAFAME *et alii*, 1977), nonchè di areniti provenienti dalla formazione del Saraceno e dalla stessa formazione di Albidona, testimoniando un'alta mobilità del bacino di sedimentazione con cannibalizzazione dei suoi margini più interni.

L'attribuzione cronologica della formazione di Albidona è alquanto dibattuta (v. appendice 2): essa è stata attribuita al Langhiano-Elveziano da SELLI (1962), GHEZZI & BAYLISS (1963) e GHEZZI & MARCHETTI (1964), che lo interpretano come un "mesoautoctono" deposto tra le coltri nord-calabresi e quelle lucane, e all'Eocene inferiore-medio da PAVAN & PIRINI (1963), MOSTARDINI *et alii* (1966), OGNIBEN (1969) e VEZZANI (1970a), che la interpretano come una copertura terrigena liguride di provenienza interna. Successivamente è stata ringiovanita all'Oligocene-Burdigaliano inferiore da ZUPPETTA *et alii* (1984) e al Burdigaliano medio-Langhiano da BONARDI *et alii* (1985), che reinterpretano la formazione di Albidona riproponendo l'originaria definizione di SELLI (1962) di un deposito "mesoautoctono" in discordanza sulle coltri nord-calabresi e lucane strutturate nell'Aquitano-Burdigaliano.

Considerato che la sezione tipo della formazione di Albidona è ubicata nel settore centrale del Foglio "Trebisacce" (Fiumara Saraceno-Albidona), ne è stato effettuato nuovamente il campionamento per analizzarne il contenuto fossilifero (v. appendice 2). Le marne contengono frequenti forme rimaneggiate di foraminiferi cretaceo-eocenici ed oligocenici e rare associazioni a *Gyroidinoides planulatus* (GALLOWAY & WISSLER), *Lenticulina* aff. *gibba* (D'ORBIGNY), *Plectofrondicularia* cf. *mexicana* CUSHMAN, *Hanzawaia boueana* (D'ORBIGNY), riferibili al Miocene inferiore. Per quanto riguarda i nannofossili, frequenti sono le forme di età eo-oligocenica, sebbene alcune specie quali *Coccolithus pelagicus*, *C. miopelagicus*, *Cyclicargolithus floridanus*, *Discoaster deflandrei* e *Sphenolithus moriformis*, si estendano fino al Miocene. L'età della successione è comunque determinata dalla presenza di *Sphenolithus disbelemnus* FORNACIARI & RIO, *S. dissimilis* BUKRY & PERCIVAL e *Discoaster variabilis* MARTINI & BRAMLETTE e *Helicosphaera carteri*, distribuiti a partire dal Miocene inferiore, ed ancora più precisamente da *Sphenolithus belemnus* BRAMLETTE & WILCOXON ed *Helicosphaera ampliapertura* BRAMLETTE & WILCOXON, specie esclusive del Burdigaliano (biozone MNN3a e MNN3b, FORNACIARI & RIO, 1996).

## 1.2. - UNITÀ TETTONICA SICILIDE (SOTTOUNITÀ DI CORLETO PERTICARA)

I terreni dell'Unità tettonica Sicilide (Complesso Sicilide di OGNIBEN, 1969) affiorano estesamente lungo le porzioni frontali della catena, dal Mare Ionio fino all'area di Potenza, con facies argillose ed argilloso-calcaree note in letteratura come "argille scagliose" e/o "argille varicolori". Essi corrispondono alle "coltri lucane" di SELLI (1962), il quale distingue una serie di "zolle inglobate" quali la Formazione di Monte Sant'Arcangelo del Cretaceo superiore e la formazione di Corleto Perticara dell'Oligocene. L'insieme di questi terreni è stato riunito in un'unica successione da OGNIBEN (1969) che la denomina Complesso Sicilide per analogia con i terreni alloctoni di eugeosinclinale affioranti estesamente in Sicilia. In un'ottica più moderna, essi sono stati interpretati come le porzioni esterne di un cuneo d'accrescimento cretaceo-paleogenico legato alla subduzione dell'oceano neotetideo al disotto del margine calabride (MONACO *et alii*, 1998).

I terreni dell'Unità Sicilide affiorano estesamente lungo il settore nord-orientale del Foglio, dove sono rappresentate porzioni più esterne della catena, e sono costituiti da sedimenti prevalentemente pelagici d'età cretacea, mostrandoci caratteri di *broken formation* (HSU, 1968). Essi contengono blocchi e frammenti di varie formazioni appartenenti ad altri domini paleogeografici, probabilmente inglobati durante i processi di accavallamento sul paleo-margine continentale dell'Adria. Per questo motivo la ricostruzione di una successione stratigrafica ha presentato alcune difficoltà. Questi terreni passano in apparente continuità ad alternanze calcareo-marnose supracretaceo-eoceniche (formazione di Monte Sant'Arcangelo) per cui sono stati attribuiti alla formazione Argille Varicolori inferiori (LENTINI, 1979). L'insieme delle due formazioni forma il Gruppo delle Argille Variegate ed è ricoperto in discordanza da coperture terrigene dell'Oligocene superiore (formazione di Corleto Perticara). Questa successione può essere riferita alla Sottounità di Corleto Perticara (cfr. Foglio 523 "Rotondella").

### 1.2.1. - Gruppo delle argille variegate (AV)

Il Gruppo delle Argille Variegate (AV) comprende tutte le unità attribuite in passato alle argille varicolori *Auct.* Nel Foglio "Trebisacce" questo gruppo è rappresentato dalle Argille Varicolori inferiori e dalla Formazione di Monte Sant'Arcangelo. In esso sono inclusi tettonicamente blocchi di dimensioni variabili da poche decine a parecchi milioni di metri cubi delle formazioni del

flysch rosso e del flysch numidico che, anche se appartenenti ad un altro dominio paleogeografico vengono descritti di seguito.

#### 1.2.1.1. - Argille Varicolori inferiori (**AVF**)

La formazione più diffusa dell'Unità Sicilide è rappresentata da argilliti di colore variabile dal bruno al verdastro al rosso vinaccia fortemente tettonizzate contenenti sottili intercalazioni di calcilutiti silicee di colore verdastro, calcareniti, siltiti manganesifere e subordinatamente radiolariti di colore variabile dal verde scuro al rossastro. Lungo l'alta valle del Torrente Straface, a sud-est di Castoregio, e lungo la costa ionica, in corrispondenza del Castello di Roseto Capo Spulico, la formazione include olistoliti di calcari pseudocristallini e calcari detritici di piattaforma (**cb**) contenenti frammenti di radioli di echinidi, *Orbitoides* sp., rudiste, ostree, alghe e briozoi. La provenienza di questi blocchi è da riferire probabilmente all'Unità del Pollino.

La formazione, mostrante uno spessore affiorante di circa 300 metri, include tettonicamente blocchi delle formazioni del flysch rosso e del flysch numidico (v. sotto). I campioni prelevati nelle Argille Varicolori inferiori sono risultati sterili all'analisi micropaleontologica. Per questo motivo per la datazione di questa unità litostratigrafica ci si è riferiti a dati di letteratura che l'attribuiscono al Cretaceo (OGNIBEN, 1969; LENTINI, 1979).

#### 1.2.1.2. – Flysch rosso (**FYR**)

Lungo le valli dei torrenti Ferro e Straface, poco ad est di Castoregio, inglobati tettonicamente nelle Argille Varicolori inferiori affiorano lembi di successioni attribuibili, per le loro caratteristiche litologiche e per l'età (v. oltre), al flysch rosso dell'Unità tettonica di Campomaggiore (PESCATORE *et alii*, 1988; CATALANO *et alii*, 2004). Si tratta di alternanze di diaspri policromi in strati decimetrici a fratturazione prismatica e di argilliti e marne di colore grigio-verde o rosso-vinaccia, a volte prevalenti, riferibili al membro di diasprigno del flysch rosso (**FYR<sub>1</sub>**). A queste s'intercalano raramente livelli centimetrici di calcareniti fini ricristallizzate e calcari siliciferi grigi o rossastri. Nell'insieme questa successione, del tutto simile a quella affiorante nell'area di Campomaggiore (PZ), mostra uno spessore di circa 100 metri. Pur mostrando rapporti tettonici con le Argille Varicolori inferiori, essa passa talora verso

l'alto ad un'alternanza di marne e calcari marnosi con rari noduli di selce, di colore variabile dal bianco al rosato, passante talora verso l'alto a strati decimetrici di biocalcareniti torbiditiche di colore bruno a macroforaminiferi e contenenti rare intercalazioni, spesse fino a circa 3 metri, di calcareniti grigiastre e marne calcaree di colore rosso fittamente stratificate. Questa successione è stata riscontrata anche in blocchi isolati lungo la dorsale che separa il Torrente Avena dal Torrente Straface e mostra uno spessore affiorante di circa 50 metri. Essa è stata riferita, per le sue caratteristiche litologiche e per l'età (v. oltre), al flysch rosso (**FYR**), il cui insieme di membri e litofacies mostra un'età è compresa tra il Cretacico inferiore *p.p.* e il Miocene *p.p.*

Il flysch rosso costituisce la possibile prosecuzione verso l'alto della serie lagonegrese (SCANDONE, 1967; 1972) anche se è stata associata alle Unità Sicilidi da PESCATORE *et alii* (1988) o ad un dominio bacinale del paleo-marginale dell'Adria, più esterno rispetto sia a quello sicilide che a quello lagonegrese (Bacino di Campomaggiore; CATALANO *et alii*, 2004).

Il contenuto faunistico nelle radiolariti e nei calcari siliciferi ad essi alternati del membro diasprigno del flysch rosso è caratterizzato da associazioni a radiolari e spicole di spugna e dalla presenza di *Globigerina* spp., *Globotruncana* spp. e *Hedbergella* sp. L'analisi dei nannofossili su alcuni campioni marnosi di quest'ultima formazione ha rivelato inoltre la presenza di associazioni contenenti tra gli altri *Coccolithus pelagicus* (WALLICH), *Cyclicargolithus floridanus* (ROTH & HAY), *Discoaster* cf. *barbadiensis* TAN, *D. deflandrei* BRAMLETTE & RIEDEL, *Dictyococcites* spp., *Ericsonia formosa* (KAMPTNER), *Reticulofenestra* spp., *Zygrhablithus bijugatus* (DEFLANDRE). I foraminiferi, poco abbondanti, sono rappresentati da *Acarinina* aff. *primitiva* MOROZOVA, *Morozovella velascoensis* (CUSHMAN), *M. aequa* (CUSHMAN & RENZ), *M. subbotinae* (MOROZOVA). Queste associazioni sono riferibili nell'insieme all'Eocene. In sezione sottile le marne del flysch rosso mostrano la presenza di *Hantkenina* sp. e *Globorotalia* sp., mentre i livelli calcarenitici sono caratterizzati da un'associazione a macroforaminiferi bentonici in cui sono presenti *Alveolina* sp., *Amphistegina* sp., *Discocyclusina* sp., *Eulepidina dilatata* (MICHELOTTI), *Lepidocyclusina* sp., *Miogypsina* sp., *Miogypsinoides* cf. *complanatus* (SCHLUMBERGER), *Miogypsinoides* sp., *Miolepidocyclusina* sp., *Nummulites fichteli* MICHELOTTI, *Nummulites* sp., riferibile all'intervallo Eocene medio-Aquitano. Le associazioni riscontrate nell'area rilevata nel complesso permettono di riferire la formazione all'Eocene-Aquitano.

### 1.2.1.3. - Flysch numidico (FYN)

Lungo una stretta fascia orientata NO-SE, situata tra Castroregio e la costa ionica, il flysch rosso passa in continuità verso l'alto ad argille siltose di colore bruno tabacco con intercalati livelli di quarzoareniti grigio-biancastre, giallastre all'alterazione, in strati spessi fino a 1 metro e rari livelli di calcareniti fini ben cementate, di colore grigio, in strati decimetrici. Questa successione è stata riscontrata anche in blocchi isolati e mostra spessori massimi di circa 50 metri. Essa è stata riferita per le sue caratteristiche litologiche e per l'età (v. oltre) alla formazione del flysch numidico (FYN), affiorante estesamente lungo il settore esterno dell'Appennino calabro-lucano.

Per quanto riguarda il contenuto microfaunistico, le argille del flysch numidico sono risultate sterili mentre le calcareniti mostrano in sezione sottile foraminiferi planctonici quali *Globorotalia* sp. e *Globoquadrina* sp., riferibili al Miocene inferiore.

### 1.2.1.4. - Formazione di Monte Sant'Arcangelo (FMS)

Sulle Argille Varicolori inferiori poggia un'alternanza di calcari e calcari marnosi di colore grigio chiaro o biancastro in strati spessi da pochi centimetri fino a qualche decimetro e di argille marnose grigio-verdastre. Sono presenti inoltre intercalazioni di marne biancastre e di areniti e brecciole calcaree gradate di colore grigio-verde. Questa successione, riferibile alla Formazione di Monte Sant'Arcangelo di SELLI (1962), affiora estesamente nell'area di Roseto Capo Spulico dove poggia in apparente continuità sulle Argille Varicolori inferiori e mostra uno spessore di circa 200 metri. Lungo le valli dei Torrenti Ferro e Straface la formazione affiora invece in lembi isolati con contatti basali poco chiari.

L'analisi micropaleontologica ha rivelato che i livelli basali contengono foraminiferi caratteristici del Cretaceo superiore (*Hedbergella* sp., *Rotalipora* sp., *Orbitoides* sp.). Gli stessi livelli presentano nannoflore del Cretaceo superiore, quali *Micula praemurus* (BUKRY), *Micula* sp., *Watznaueria* spp., *Arkhangelskiella cymbiformis* VEKSHINA, e del Paleocene inferiore, quali *Chiasmolithus danicus* (BROTZEN), *Cruciplacolithus primus* PERCH-NIELSEN, *Hornibrookina* spp., *Neochiastozygus* spp. Gli intervalli medio-alti mostrano *Ericsonia formosa*, *Coccolithus pelagicus*, *Cruciplacolithus* spp., *Cyclicargolithus floridanus*, *Dictyococcites bisectus* (HAY, MOHLER & WADE), *Discoaster barbadiensis*, *Sphenolithus radians* DEFLANDRE, dell'Eocene



inferiore-medio. Gli stessi livelli presentano associazioni a foraminiferi con forme di transizione tra *Acarinina bulbrooki* (BOLLI) e *A. spinuloinflata* (BANDY), *Acarinina* sp., *Subbotina inaequispira* (SUBBOTINA), *S. aff. linaperta* (FINLAY), *Morozovella subbotinae* (MOROZOVA), *M. lehneri* (CUSHMAN & JARVIS). Queste associazioni nel complesso permettono di riferire la formazione al Cretaceo superiore-Eocene medio.

### 1.2.2. - *Formazione di Corleto Perticara (CPA)*

Lungo la dorsale tra i Torrenti Ferro e Straface, le Argille Varicolori inferiori sono coperte in discordanza da un'alternanza di argille marnose e subordinatamente marne argillose di colore da biancastro a grigio chiaro e di litareniti micacee giallastre e calcareniti brune in strati decimetrici. Le arenarie, a composizione da litarenitico-feldspatica ad arkosico-litica e cemento carbonatico (v. appendice 1), hanno grana medio-fine e presentano strutture gradate e laminate, impronte di fondo e bioturbazioni. Questa successione torbidity, riferibile alla formazione di Corleto Perticara di SELLI (1962), mostra uno spessore affiorante di circa 70 metri. Per le caratteristiche litologiche e l'età (v. oltre), questa successione può essere considerata equivalente alla successione di Colle della Cappella (MOSTARDINI *et alii*, 1966), mentre la presenza di detrito vulcanico (v. appendice 1) indica che si tratta di una facies laterale alle coeve Tufiti di Tusa (OGNIBEN, 1969; LENTINI, 1979). Ambedue queste successioni, attribuite dagli autori al Complesso Sicilide, affiorano poco più a nord nel Foglio 523 "Rotondella".

L'analisi dei nannofossili su campioni raccolti lungo tutto lo spessore rha mostrato associazioni contenenti *Discoaster deflandrei*, *Cyclicargolithus floridanus*, *Dictyococcites bisectus*, *Helicosphaera euphratis* HAQ, *Reticulofenestra umbilica* (LEVIN), *Sphenolithus ciperoensis* BRAMLETTE & WILCOXON, *Cyclicargolithus abisectus* (MÜLLER), caratteristiche dell'Oligocene superiore (biozona MNP25a, FORNACIARI & RIO, 1996). Gli stessi campioni hanno rivelato un contenuto poco abbondante in foraminiferi con forme bentoniche rappresentate da *Anomalinoidea* sp., *Cibicidoides grisandellii* (NUTTAL), *Cibicidoides* aff. *lobatulus* (WALKER & JACOB), *Cyclammina* sp., *Gyroidinoides* aff. *laevigatus* (D'ORBIGNY), *Oridorsalis umbonatus* (REUSS), *Glomospira* sp., *Quinqueloculina* sp., e forme planctoniche rappresentate da *Globoquadrina tripartita* (KOCH), *Catapsidrax dissimilis* (CUSHMAN & BERMUDEZ) e *Globigerina praebulloides* BLOW, associazione compatibile con un'età supraligocenica.

### 1.3. - UNITÀ TETTONICA DEL POLLINO

L'unità tettonica più profonda è costituita dalle successioni carbonatiche mesozoico-terziarie di piattaforma affioranti nel settore sud-occidentale del Foglio (M.te Sellaro, Pietra Sant'Angelo e Timpone del Monte). Queste successioni, insieme con quelle affioranti lungo la dorsale del Pollino, sono state considerate autoctone da SELLI (1962) che le ha riferite ad una grande unità geologica (l'Appennino Calcareo) affiorante dal Lazio e Abruzzi alla Calabria settentrionale e in continuità, al di sotto delle coltri alloctone della catena e dei depositi dell'avanfossa, con l'avampaese apulo-garganico. Nei lavori successivi queste successioni carbonatiche sono state considerate alloctone e riferite al Complesso Panormide (Falda del Pollino) da OGNIBEN (1969), all'Unità Alburno-Cervati da D'ARGENIO *et alii* (1973), alle "nappes rigides o calcareo-dolomitiques" (Unità del Pollino e di Campotenese) da BOUSQUET (1973) e all'Unità del Pollino da AMODIO-MORELLI *et alii* (1976). In questi lavori i calcari del Pollino sono attribuiti ad un dominio paleogeografico mesozoico-terziario appartenente al margine afro-adriatico (Piattaforma campano-lucana secondo D'ARGENIO *et alii* 1973; Piattaforma appenninica secondo MOSTARDINI & MERLINI, 1986), interno rispetto a quello apulo e separato da quest'ultimo da uno o più bacini e/o piattaforme su cui si sarebbe accavallato durante le fasi tettoniche mioceniche.

Le successioni carbonatiche affioranti a nord-est della dorsale del Pollino, comprese quelle ricadenti nel settore sud-occidentale del Foglio "Trebisacce", formano strutture monoclinali immergenti verso NE "estruse" dai terreni alloctoni nord-calabresi a causa della tettonica trascorrente pleistocenica. I termini più antichi della successione sono rappresentati da calcilutiti, calcareniti e calciruditi a rudiste ben stratificate, del Cretaceo superiore-Eocene inferiore, ricoperte in discordanza dai terreni della trasgressione miocenica (SELLI, 1957).

#### 1.3.1. - *Calcari e calcari dolomitici (CLU)*

Il Mesozoico dell'Unità del Pollino è rappresentato da una sequenza di calcilutiti e calcareniti organogene compatte, di colore grigio scuro o nocciola, talora bituminose, in strati spessi da 20 cm ad alcuni metri, contenenti intercalazioni di calcari dolomitici grigiastri e di livelli calciruditici. La parte alta della successione (circa 100 m) è caratterizzata da livelli metrici di calcari organogeni a rudiste (*Hippurites* sp., *Radiolites* sp.). Gli strati sono attraversati da frequenti fessure riempite da calcite e da superfici stilolitiche con picchi perpendicolari alla superficie di strato. Questa sequenza affiora nelle

monoclinali di Pietra Sant'Angelo, Monte Sellaro e Timpone del Monte, ed è interessata da numerose superfici d'accavallamento che causano spessori apparenti superiori a quelli stratigrafici i quali, in affioramento, non dovrebbero eccedere i 400 metri (SARTONI & CRESCENTI, 1962; CARLONI, 1962; OGNIBEN, 1969; BOUSQUET, 1973).

Una sezione stratigrafica è stata eseguita nel versante meridionale del Monte Sellaro lungo il sentiero che dal Santuario Madonna delle Armi si inerpica fino al Monte Panno Bianco. L'analisi in sezione sottile dei campioni prelevati ha mostrato, insieme a frammenti di dasycladacee, miliolidae e textularidae, associazioni microfaunistiche caratterizzate da *Archeosepta* sp., *Discorbis* sp., *Nezzazata simplex* OMARA, *Nummoloculina heimi* BONET, *Pseudolituonella reicheli* MARIE, *Permocalculus irenae* ELLIOTT, *Pseudorhapydionina dubia* (DE CASTRO), *P. laurinensis* (DE CASTRO) attribuibili alle biozone a "*Pseudorhapydionina dubia* e *Pseudorhapydionina lauriensis*" e "*Chrysalidina gradata* e *Pseudolithonella reicheli*" di CHIOCCHINI & MANCINELLI (1977); nella parte sommitale microfauna a *Aeolisaccus kotori* RADOIČIĆ e *Scandonea samnitica* DE CASTRO, riferibili alle biozone a "*Valvulammina picardii* - *Nummoloculina heimi*" e "*Accordiella conica* e *Rotorbinella scarsellai*". L'intervallo cronologico va dal Cenomaniano al Santoniano (Cretaceo Superiore).

### 1.3.2. - *Formazione di Trentinara (TRN)*

I calcari cretacei passano spesso in continuità ad una sequenza ben stratificata, spessa fino a 60 m, di biocalcareni, calcilutiti e subordinate calciruditi in strati di 20-50 cm, di colore grigio chiaro, con rari interstrati marnosi verdastri. Questa successione, denominata formazione di Trentinara da SELLI (1962), affiora in modo discontinuo a causa di una lacuna erosiva.

L'analisi in sezione sottile di campioni carbonatici prelevati lungo la sezione di Monte Panno Bianco (v. sopra) ha rivelato la presenza di una microfauna a *Coskinolina* aff. *liburnica* STACHE, *Heterohelix* sp., *Miliola* sp., *Nummoloculina* sp., *Periloculina* sp., *Planorbulinella* sp., *Rotalia* sp., *Spirolina* sp., *Austrorillina* sp., caratteristica dell'intervallo Paleocene-Eocene inferiore e correlabile con la facies a *Spirolina* Auct.

Sul versante occidentale del Monte Sellaro la formazione di Trentinara e quella sottostante sono attraversate da un diatrema di rocce basaltiche bollose estremamente alterate, di colore rosso-vinaccia, attribuite al Maastrichtiano da DIETRICH & SCANDONE (1972) o all' Oligo-Miocene da SELLI (1962). Il diatrema appare suturato dalla formazione di Cerchiara (v. sotto), per cui l'età

oligo-miocenica proposta da SELLI (1962) per la sua messa in posto risulta la più probabile.

### 1.3.3. - *Formazione di Cerchiara (FCE)*

I sedimenti carbonatici mesozoico-paleogenici sono ricoperti in discordanza dai terreni della trasgressione miocenica (SELLI, 1957) i quali sono rappresentati in Appennino meridionale da sequenze che differiscono fondamentalmente per la loro attribuzione stratigrafica.

Nell'area del Pollino la sequenza basale della trasgressione miocenica è rappresentata dalla formazione di Cerchiara (SELLI, 1962). Questa è costituita da un intervallo di modesto spessore (massimo 5 m) di marne siltose di colore rosso-vinaccia o giallastro (presenti solo a Cerchiara di Calabria), seguito da calcareniti organogene grigiastre a granulometria da media a grossolana, ben cementate e mal stratificate, contenenti talora resti di lamellibranchi (*Arca* sp., *Ostrea* sp., *Cardita* sp., *Tellina* sp.), gasteropodi, echinidi, briozoi e litotamni. Lo spessore complessivo varia da 0 a 20 m. Le calcareniti contengono granuli di glauconite, clasti carbonatici del substrato mesozoico, frammenti di macrofossili, briozoi, litotamni e bioclasti di *Miogyssina irregularis* (MICHELOTTI), *Lepidocyclina* sp. e *Amphistegina lessonii* D'ORBIGNY che suggeriscono un'età burdigaliana (v. anche OGNIBEN, 1969).

### 1.3.4. - *Formazione di Bifurto (BIF)*

In continuità sulle calcareniti burdigaliane o in appoggio trasgressivo sui termini cretaceo-paleogenici poggiano i sedimenti terrigeni della formazione di Bifurto (SELLI, 1957). Questi sono costituiti da argille siltoso-marnose ocracee o grigio-avana e marne giallastre e rosso-vinaccia con intercalati strati spessi da 1 a 50 cm di calcari marnosi, calcisiltiti, calcareniti, brecciole gradate a macroforaminiferi, di colore grigio-bruno, e di quarzosiltiti brune. Alla base di quest'intervallo sono talora presenti livelli metrici di conglomerato calcareo a cemento calcarenitico seguiti verso l'alto da un paio di metri di paraconglomerati mal stratificati a clasti carbonatici di dimensione da centimetrica a metrica immersi in matrice marnoso-siltosa di colore bruno. Nei pressi del km 10 della S.S. 92, sul substrato carbonatico poggia direttamente una lente di conglomerato canalizzato a matrice sabbiosa di colore bruno, non cartografabile. I clasti, da arrotondati a subarrotondati, hanno diametro variabile dal cm al metro e sono costituiti da graniti, ofioliti, quarzoareniti, calcari del

substrato, arenarie calcaree con selce (formazione del Saraceno), marne ed argilloscisti.

La successione, troncata in vari livelli dalla zona di taglio legata al sovrascorrimento dell'Unità Nord-Calabrese, risulta spesso molto tettonizzata e scollata dal substrato carbonatico, raggiungendo lo spessore massimo di un paio di centinaia di metri.

Specie in prossimità della zona di taglio del sovrastante sovrascorrimento, la formazione appare spesso come un *mélange* tettonico costituito da una matrice di argille ed argille silteose scagliettate di color tabacco, altamente tettonizzate, inglobante blocchi esotici cartografabili, di dimensioni da decametriche a ettometriche, costituiti da calcari mesozoici a rudiste e calcilutiti e biocalcareni stratificate della formazione di Trentinara (TRN), calcareniti della formazione di Cerchiara (FCE), arenarie calcaree con selce e calcilutiti della formazione del Saraceno (SCE); sono inoltre presenti blocchi non cartografabili di paraconglomerati a matrice marnoso-siltosa, alternanze pelitico-quarzoarenitiche, argilliti varicolori estremamente tettonizzate, calcari e calcari marnosi biancastri con intercalazioni di calcisiltiti e marne grigie e alternanze pelitico-calcareo-arenacee del complesso calabro-lucano.

L'analisi in sezione sottile di brecciole e calcareniti ha mostrato la presenza di frammenti di litotamni, briozoi, echinodermi, miliolidae, e di foraminiferi rimaneggiati quali *Nummulites* sp., *Discocyclusina* sp., *Alveolina* sp.; sono presenti inoltre *Globoquadrina* sp., *Amphistegina lessonii*, *Eulepidina dilatata*, *Nephrolepidina tournoueri* (LEMOINE & DOUVILLÈ) e *Miogypsina irregularis*. Questa formazione datata al Burdigaliano (v. anche OGNIBEN, 1969) potrebbe raggiungere, considerata la sua posizione stratigrafica, anche il Langhiano.

## 2. - DEPOSITI MARINI PLEISTOCENICI

Sulle unità prima descritte giacciono direttamente in discordanza i depositi marini pleistocenici, rappresentati da sedimenti terrigeni infrapleistocenici e da depositi terrazzati medio-suprapleistocenici. I primi affiorano in due settori separati, lungo la costa ionica ad est (area di Amendolara) e lungo il corso del Torrente Raganello nell'angolo sud-occidentale del Foglio (bacino del basso Crati). I depositi della costa ionica sono stati spesso inquadrati nel Quaternario marino del Golfo di Taranto, dove affiorano i sedimenti plio-pleistocenici dell'Avanfossa Bradanica (v. SELLI, 1962; GHEZZI & MARCHETTI, 1964), mentre sono stati accorpati da VEZZANI (1968d) in un unico ciclo sedimentario del Pliocene superiore-Pleistocene, insieme ai depositi del basso Crati. Queste

successioni, coinvolte nelle fasi tettoniche più recenti, hanno in realtà significato geodinamico differente: quella del basso Crati, limitata verso nord da un sistema di faglie normali a tratti riattivate in trascorrenza sinistra (v. cap. Strutture e Tettonica), può essere interpretata come un deposito di bacino estensionale (Bacino del Crati o Castrovillari; BOUSQUET, 1973; RUSSO & SCHIATTARELLA, 1992); quella di Amendolara, ubicata sullo stesso allineamento del Bacino di Sant’Arcangelo, potrebbe assumerne lo stesso significato e cioè di *thrust-top basin* sospeso sulle falde appenniniche (HIPPOLYTE *et alii*, 1994a; MONACO *et alii*, 1998) e separato dal bacino di avanfossa.

In base alla litologia e alla posizione, i depositi infrapleistocenici marini affioranti nel Foglio “Trebisacce” sono stati quindi raggruppati in due gruppi: il Gruppo di Cassano, affiorante estesamente nel bacino del basso Crati, e il Gruppo di Trebisacce, ubicato lungo la costa ionica. Per quanto riguarda i depositi marini terrazzati medio-suprapleistocenici, questi ultimi poggiano in discordanza al di sopra dei due gruppi suddetti e delle unità della catena lungo tutta la fascia costiera ionica.

## 2.1. - GRUPPO DI CASSANO (SN)

Al margine sud-orientale dell'Appennino calabro-lucano, tra la fascia pedemontana meridionale del massiccio del Pollino e i contrafforti settentrionali del massiccio della Sila si estende l'ampio bacino sedimentario plio-pleistocenico del basso Crati. La successione sedimentaria è costituita da due cicli principali, separati da una lacuna stratigrafica, il ciclo infrapliocenico e il ciclo suprapliocenico-infrapleistocenico (VEZZANI, 1968d). Nel settore settentrionale del bacino, delimitato a NNE dal sistema di faglie che da Frascineto si estende verso Civita e Francavilla Marittima, la successione sedimentaria è rappresentata solamente dal ciclo suprapliocenico-infrapleistocenico. Quest'ultimo è costituito da una successione marina, potente fino a circa 700 m, di conglomerati e sabbie basali, argille marnose intermedie e sabbie e conglomerati superiori (VEZZANI, 1968d). In particolare, nell'angolo sud-occidentale del Foglio “Trebisacce” affiora, con appoggio di tipo *on-lap* sul substrato pre-pliocenico, la formazione sommitale del ciclo suprapliocenico-infrapleistocenico (Conglomerati di Lauropoli; GHISSETTI & VEZZANI, 1983), ricoperta in discordanza dai depositi terrazzati del Pleistocene medio-superiore. Considerato che l'area di affioramento ha come baricentro l'abitato di Cassano allo Ionio, ubicato fuori carta poco a sud-ovest di Francavilla marittima, si è

attribuito al ciclo supraplioceno-infrapleistoceno la denominazione di Gruppo di Cassano.

### 2.1.1. - *Conglomerati di Lauropoli (LAP)*

Nel settore sud-occidentale del Foglio “Trebisacce”, lungo la valle del Torrente Raganello fino all’area di Villapiana, affiora l’unità litostratigrafica sommitale del Gruppo di Cassano denominata Conglomerati di Lauropoli (GHISETTI & VEZZANI, 1983). Questa formazione è costituita da ghiaie e conglomerati poligenici debolmente cementati in banchi metrici, di colore grigio-giallastro, a clasti ben arrotondati e immersi in abbondante matrice sabbiosa, alternati a sabbie grossolane a stratificazione incrociata. I ciottoli sono prevalentemente carbonatici. Lungo il versante meridionale della valle del T. Raganello, nella parte alta della successione sono presenti lenti di argille siltoso-marnose diatomitiche. In quest’area lo spessore affiorante può raggiungere i 350 m. Nelle aree più settentrionali, tra Francavilla Marittima e Villapiana, la formazione è costituita da prevalenti conglomerati poco cementati con lenti di sabbie grossolane e/o siltose, spessi fino a 100 m, in facies di deltaconoide. Nell’area del Foglio “Trebisacce” i Conglomerati di Lauropoli appoggiano direttamente in *on-lap* sul substrato pre-plioceno mentre al tetto sono ricoperti in discordanza dai depositi marini terrazzati.

Nelle sabbie grossolane sono stati ritrovati cespi di coralli (*Cladocora cespitosa*) e livelli decimetrici a *Ostrea edulis* (LINNEO). L’età è stata attribuita alla parte bassa del Pleistocene inferiore per la posizione stratigrafica e in base al ritrovamento di *Arctica islandica* LINNEO, ma potrebbe estendersi all’Emiliano (SELLI, 1962; VEZZANI, 1968d).

### 2.2. – GRUPPO DI TREBISACCE (TB)

Il Gruppo di Trebisacce affiora lungo la costa ionica da Trebisacce a Roseto Capo Spulico, in appoggio discordante sui terreni delle Unità sicilide e Nord-calabrese. Esso è costituito da due unità litostratigrafiche, le argille marnose del Torrente Straface, alla base, passanti gradualmente verso l’alto alle Sabbie di Amendolara.

### 2.2.1. – Argille marnose del Torrente Straface (TFE)

L'unità basale del Gruppo di Trebisacce è costituita da argille marnoso-siltose, di colore grigio-azzurro, a frattura concoide e a stratificazione indistinta, contenenti rare intercalazioni di argille sabbiose e sabbie grigio-chiare in strati decimetrici. Sotto l'abitato di Amendolara le intercalazioni sabbiose si infittiscono fino a formare una lente potente circa 30 m (TFE<sub>a</sub>). Affiorano estesamente nell'area di Amendolara, tra i torrenti Ferro e Avena, dove poggiano in discordanza sulla formazione di Albidona e sulle Argille Varicolori inferiori raggiungendo spessori attorno al centinaio di metri. In questo settore passano lateralmente e superiormente alle Sabbie di Amendolara o sono ricoperte direttamente in discordanza da depositi marini terrazzati (v. sotto). Due piccoli affioramenti isolati emergono tra i terrazzi marini e i depositi alluvionali nell'area costiera compresa tra Villapiana e Trebisacce.

L'analisi micropaleontologica ha mostrato la presenza di foraminiferi quasi esclusivamente bentonici, abbondanti e ben conservati, tra cui i più frequenti sono *Ammonia* spp., *Elphidium* spp., *Bolivina* spp, *Uvigerina peregrina* CUSHMAN, *Uvigerina mediterranea* HOFKER, *Cassidulina neocarinata* THALMANN, *Bulimina marginata* (D'ORBIGNY), *B. elegans marginata* FORNASINI. La presenza di quest'ultima e, tra i planctonici, di *Globigerina* aff. *calida* consentono di attribuire l'associazione alla zona a *Globigerina cariacensis* (CITA, 1975, em. SPROVIERI, 1993) del Pleistocene inferiore. La successione contiene inoltre scarse associazioni a nannofossili, con *Calcidiscus leptoporus* (MURRAY & BLACKMAN), *Helicosphaera carteri*, *Helicosphaera sellii* BUKRY & BRAMLETTE, *Gephyrocapsa* "small" (sensu RIO, 1982), *Gephyrocapsa oceanica* s.l. (sensu RIO, 1982), *Pseudoemiliania lacunosa* (KAMPTNER), riferibili alla biozona MNN19c (RIO *et alii*, 1990) del Pleistocene inferiore (Santerniano). Nella parte alta, la successione è caratterizzata inoltre dalla presenza di *Gephyrocapsa* "large" la cui comparsa limita inferiormente l'omonima biozona MNN19d (RIO *et alii*, 1990), del Pleistocene inferiore (Emiliano).

### 2.2.2. - Sabbie di Amendolara (MND)

Le argille marnose del Torrente Straface passano gradualmente verso l'alto e lateralmente a sabbie giallastre a granulometria medio-fine, talora siltose, con accenni di stratificazione. A diversi livelli sono presenti rare lenti



conglomeratiche. Affiorano al tetto delle argille marnose azzurre sulle colline attorno ad Amendolara con spessori attorno ai 50 m e sono ricoperte in discordanza dai depositi marini terrazzati.

Il contenuto fossilifero, rappresentato da rari macrofossili tra cui *Ostrea edulis* LINNEO, *Mactra subtruncata* DA COSTA, *Turritella tricarinata* BROCCHI, *Glycimeris* sp, *Cardium* sp., *Solen* sp., non consente una datazione precisa. La posizione stratigrafica permette in ogni modo di riferire la formazione al Pleistocene inferiore (Emiliano).

### 2.3. - DEPOSITI MARINI TERRAZZATI (G<sub>n2-7</sub>)

Lungo la costa ionica, da Roseto Capo Spulico a Francavilla Marittima, affiora una stretta fascia di depositi litorali tardoquaternari discordanti su tutti i terreni finora descritti. Si tratta di sabbie giallastre a granulometria medio-fine, a stratificazione incrociata, talora massive e bioturbate, con intercalati livelli spessi da 50 cm ad 1 m di conglomerati poligenici ricchi in matrice, spessi fino a 15-30 m, in facies di mare basso. Nell'insieme questi depositi si presentano terrazzati in più ordini e separati da scarpate orientate più o meno parallelamente all'attuale linea di costa. Su di essi sono edificati gli abitati di Roseto Capo Spulico, Amendolara, Trebisacce e Villapiana. Nell'area di Roseto Capo Spulico essi poggiano prevalentemente su terreni sicilidi, mentre tra i torrenti Ferro ed Avena si sviluppano al di sopra dei depositi infrapleistocenici del Gruppo di Trebisacce. Verso sud, tra il Torrente Avena e la fiumara Saraceno, il substrato è costituito dai vari termini delle unità nord-calabrese, mentre tra la Fiumara Saraceno e il limite meridionale del Foglio i depositi marini terrazzati poggiano in discordanza sui Conglomerati di Lauropoli.

Pur essendo il risultato di diverse trasgressioni marine, in legenda i depositi marini terrazzati sono stati raggruppati in un'unica unità, in quanto è risultato impossibile differenziare e limitare sedimenti mostranti identiche caratteristiche litologiche e sedimentologiche, spesso fortemente degradati dall'azione antropica. Sono stati comunque distinti sei ordini di terrazzi a partire da quelli a quota più bassa che per correlazione con le aree più settentrionali (cfr. Fogli 508 "Policoro" e 523 "Rotondella") sono stati assegnati al secondo ordine. Gli ordini superiori affiorano in successione completa nell'area di Amendolara dove grazie a datazioni assolute e a correlazioni geomorfologiche (CUCCI & CINTI, 1998; CUCCI, 2004) è stato possibile attribuire l'età della successione al Pleistocene medio-superiore (v. Cap. Geomorfologia).

### 3. - DEPOSITI CONTINENTALI E TRANSIZIONALI QUATERNARI

I sedimenti più recenti rilevati nel Foglio “Trebisacce” sono rappresentati dai depositi alluvionali del Pleistocene medio-Olocene, distinti in terrazzati, recenti ed attuali, tutti affioranti lungo le valli dei corsi d’acqua che sboccano nel Mar Ionio. Chiudono la successione i depositi di spiaggia antichi, i depositi di versante, i corpi di frana e i depositi di spiaggia attuali.

#### 3.1. - DEPOSITO ALLUVIONALE TERRAZZATO ( $b_n$ )

È costituito da ghiaie poligeniche ed eterometriche, brune o giallastre a clasti prevalentemente arrotondati di diametro da centimetrico a decimetrico, sabbie e limi argillosi e suolo agrario, in spessori generalmente modesti, di facies alluvionale, ubicati ad altezze diverse sugli attuali alvei fluviali. Comprende i terrazzi situati lungo le valli dei torrenti Raganello e Satanasso e della Fiumara Saraceno. L’età dovrebbe essere riferibile ai cicli alluvionali più antichi del Wurm e quindi al Pleistocene medio-superiore.

#### 3.2. - DEPOSITO ALLUVIONALE RECENTE ( $b_b$ )

Sabbie medie e fini con livelli di sabbie grossolane e ghiaie, spesse fino a 100 m, ubicate lateralmente all’alveo attuale dei corsi d’acqua principali. Questi depositi si trovano a meno di un paio di metri al di sopra dell’alveo attuale, sono fissati da vegetazione ad arbusti o ampiamente coltivati e solo eccezionalmente possono essere rielaborati da piene torrentizie. Formano depositi di canale, argine e rotta fluviale, organizzati in corpi a geometria prevalentemente nastriforme con spessore metrico. Costituiscono anche il deposito di conoidi alluvionali di dimensioni variabili allo sbocco dei corsi d’acqua nelle zone di pianura, dove passano lateralmente e verticalmente a depositi di piana inondabile, costituiti da argille limose e limi argillosi, spesse fino a 70 m, con rare intercalazioni di limi sabbiosi e sabbie limose. L’età è riferibile all’ultimo ciclo alluvionale post-Wurm e quindi all’Olocene.

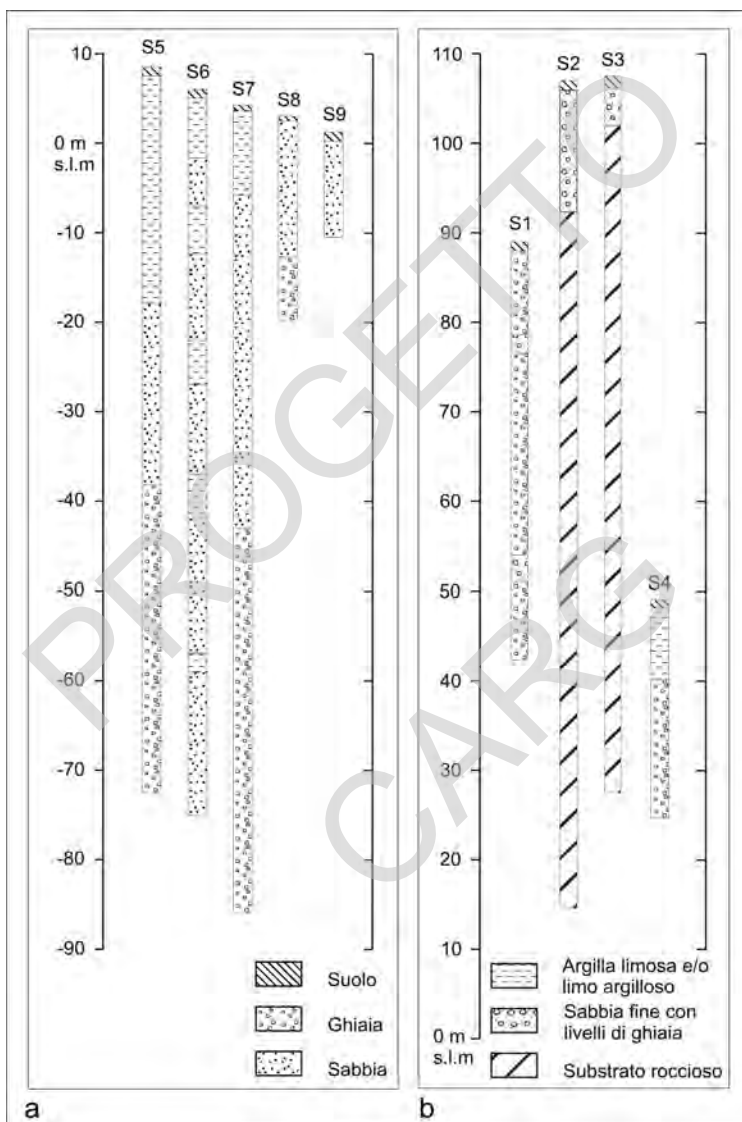


Fig. 5 – Successioni stratigrafiche dei sondaggi geognostici eseguiti nel settore settentrionale della Piana di Sibari ricadente nel Foglio “Trebisacce”(per l’ubicazione v. carta geologica).

### 3.3. – DEPOSITO DI SPIAGGIA ANTICO (**g<sub>2b</sub>**)

Nel settore meridionale del Foglio, si sviluppa l'estrema propaggine settentrionale dell'ampia piana fluvio-costiera di Sibari. Lo studio di quest'area di pianura è stato agevolato dall'analisi dei *log* di centinaia di sondaggi geognostici reperiti presso amministrazioni locali, nove dei quali ricadono nel Foglio "Trebisacce" (Fig. 5). Le successioni litostratigrafiche ricavate dall'analisi dei *log* sono state integrate con i risultati derivati da 10 sondaggi geoelettrici verticali (SEV) allineati lungo una direttrice NE-SO che si estende tra gli abitati di Francavilla Marittima e Trebisacce. L'insieme dei dati ha permesso di ricostruire la distribuzione sia areale che verticale di diverse facies sedimentarie (v. anche depositi alluvionali).

In particolare, tra la foce della Fiumara Saraceno e Villapiana Lido, affiora una fascia di depositi litorali che rappresenta il residuo di antiche spiagge e dune eoliche ubicate in corrispondenza del settore più settentrionale della Piana di Sibari. Essi sono costituiti da sabbie a granulometria da media a grossolana con intercalazioni lentiformi di limi sabbiosi e livelli conglomeratici. Si tratta di depositi di cordone litorale con geometria cuneiforme, spessi più di 15 m (Fig. 5a), passanti lateralmente e superiormente ai depositi di piana alluvionale (v. sopra). Essi possono essere riferiti alla risalita del livello marino versiliano che a partire dalla fine del Pleistocene superiore e durante l'Olocene ha dato luogo alla formazione della linea di costa attuale.

### 3.4. - DEPOSITO ALLUVIONALE ATTUALE (**b<sub>a</sub>**)

Si tratta di ghiaie, sabbie e limi argillosi che costituiscono i tratti recentemente abbandonati o l'alveo attuale in continua elaborazione dei corsi d'acqua e sono generalmente separati dai depositi alluvionali recenti da una balza (v. sopra). La frazione grossolana è eterometrica e poligenica essendo costituita da clasti sedimentari prevalenti e, in subordine, da clasti cristallini di vario grado metamorfico appiattiti e arrotondati.

### 3.5. – DETRITO DI FALDA (**a<sub>3</sub>**)

Accumuli per gravità di spessore generalmente modesto, costituiti da elementi litoidi spigolosi, privi di matrice, alla base di ripidi versanti. Si trovano esclusivamente alla base delle scarpate calcaree situate a sud del Monte Sellaro e della Pietra Sant'Angelo e sono il risultato di fenomeni di crollo.

### 3.6. - DEPOSITO DI VERSANTE (**a**)

Coperture detritiche costituite da materiali eterometrici, spigolosi generalmente non cementati, in matrice pelitica e/o sabbiosa, accumulati essenzialmente per gravità alla base di versanti più o meno acclivi, o legati a processi di alterazione esogena. I versanti interessati da questi fenomeni si presentano generalmente stabilizzati.

### 3.7. – DEPOSITO DI FRANA (**a<sub>1</sub>**)

Accumuli gravitativi caotici di materiali eterogenei ed eterometrici. La maggior parte dei corpi di frana cartografati presentano indizi di evoluzione recente. Raramente si presentano fortemente erosi e stabilizzati. Le aree interessate da fenomeni di dissesto ricadono principalmente lungo le maggiori incisioni fluviali, in particolare ai fianchi delle valli dei torrenti Satanasso, Straface e Ferro, dove affiorano i sedimenti pelitici fortemente deformati delle unità tettoniche nord-calabresi e sicilidi.

### 3.8. - DEPOSITO DI SPIAGGIA ATTUALE (**g<sub>2a</sub>**)

Lungo la linea di costa che va da Capo Spulico a Villapiana Lido affiorano ghiaie e subordinate sabbie costituenti i sedimenti di spiaggia attuale, ampia al massimo un centinaio di metri. La continuità di questa fascia è interrotta solamente in corrispondenza delle foci dei numerosi torrenti che si riversano nel Mar Ionio.

PROGETTO  
CARG

## V – STRUTTURE E TETTONICA

### 1. - STRUTTURE PRINCIPALI

Le diverse unità tettoniche affioranti nell'Appennino calabro-lucano mostrano una serie di strutture che hanno registrato in modo completo l'intera storia deformativa legata alla convergenza Africa-Europa la quale, a partire dal Cretaceo superiore, ha portato alla costruzione della catena appenninica. Questa presenta una geometria a *duplex* (v. sezione in Fig. 3), con un *thrust* di tetto che delimita le falde alloctone d'origine neotetidea (Unità Sicilide e Nord-Calabrese) in ricoprimento su una serie di unità del paleomargine apulo distaccate tramite un *thrust* di letto dal relativo basamento.

Nell'ambito di questa complessa storia deformativa è stato possibile distinguere quattro stadi principali (MONACO & TORTORICI, 1994) durante i quali sono stati generati i gruppi di strutture identificabili nelle varie unità esaminate. Il primo stadio (stadio A) comprende tutte quelle strutture che si sono generate durante l'accrescimento delle successioni cretaceo-paleogeniche delle Unità Nord-Calabrese e Sicilide. Il secondo stadio (stadio B) riguarda invece le strutture che interessano le successioni terrigene oligo-mioceniche fino a comprendere l'accavallamento dell'intera Unità Nord-calabrese sull'Unità del Pollino e del retroscorrimento dell'Unità Sicilide sull'Unità Nord-calabrese. Infine il terzo stadio (stadio C) comprende deformazioni più recenti legate allo sviluppo di associazioni di strutture trascorrenti mentre il quarto (stadio D) l'ultima deformazione, di tipo estensionale, che interessa l'intera catena.

## 1.1 - STADIO A

Secondo studi recenti (KNOTT, 1987; 1994; MONACO, 1993a; MONACO & TORTORICI, 1995; MONACO *et alii*, 1991; 1998; CATALANO *et alii*, 2004), le unità Nord-Calabrese e Sicilide rappresentano rispettivamente porzioni interne ed esterne di un cuneo d'accrezione cretaceo-paleogenico apulo-vergente legato alla subduzione dell'oceano neotetideo al disotto del margine calabride. Nello stadio A sono comprese tutte le strutture che si sono formate durante la costruzione di questo cuneo d'accrezione attraverso una deformazione di taglio semplice progressiva sviluppatasi a differenti livelli crostali (MONACO & TORTORICI, 1994).

Nell'unità ofiolitifera nord-calabrese un primo evento ha sviluppato tagli sub-paralleli alla stratificazione e contatti d'inclusione tettonica dei blocchi ("contatti tettonici" in legenda) che conferisce all'alternanza pelitico-calcareo-arenacea del complesso calabro-lucano l'aspetto di un vero e proprio *mélange* tettonico (HSU, 1968). Lungo queste zone di taglio si ritrovano spesso strutture a *duplex* intrastratali e strutture estensionali che vanno dai *pinch and swell* ai *boudins* asimmetrici (LISTER & SNOKE, 1984), indicanti un senso di trasporto verso NE, a strutture tipo "*broken formation*" (HSU, 1968). Queste ultime, presenti anche nelle Argille Varicolori inferiori dell'Unità Sicilide, sono caratterizzate dalla rottura degli strati competenti lungo le zone di taglio con formazione di strutture tipo *blocks in matrix* (SILVER & BEUTNER, 1980; RAYMOND, 1984). Le argilliti sia del complesso calabro-lucano che delle Argille Varicolori inferiori presentano spesso la classica struttura scagliettata a causa dell'intersezione tra superfici di fissilità e superfici di taglio penetrative. Sovrapposte alle precedenti strutture si ritrovano *thrust* (non cartografabili), indicanti una generale direzione di trasporto verso l'attuale NE (Fig. 6a), e pieghe asimmetriche di dimensioni da centimetriche a metriche, con orientazioni concentrate attorno a direzioni N120-130°E (Fig. 6b) e vergenza verso NE. Le pieghe presentano di frequente, soprattutto nei litotipi pelitici, geometrie isoclinaliche con lo sviluppo di un clivaggio a spaziatura da centimetrica a decimetrica, subparallelo alla stratificazione. Nelle zone di nucleo delle pieghe si sviluppano talora strutture tipo *pencil*. Strutture più tardive, sviluppatesi prevalentemente in un ambiente di transizione fragile-duttile, comprendono l'accavallamento dell'Unità Nord-calabrese sull'Unità Sicilide. Quest'ultimo contatto non affiora nell'area del Foglio "Trebisacce" ma è stato riscontrato in alcuni pozzi per l'esplorazione petrolifera (MONACO *et alii*, 1998; CATALANO *et alii*, 2004).

Per quel che concerne l'attribuzione cronologica dei differenti eventi deformativi (MONACO & TORTORICI, 1994), l'età del complesso calabro-lucano



e delle Argille Varicolori inferiori confina le strutture di tipo *broken formation* all'intervallo temporale compreso tra il Cretaceo superiore-Eocene e l'Oligocene superiore mentre le strutture successive sono da attribuire all'Oligocene superiore-Miocene inferiore.

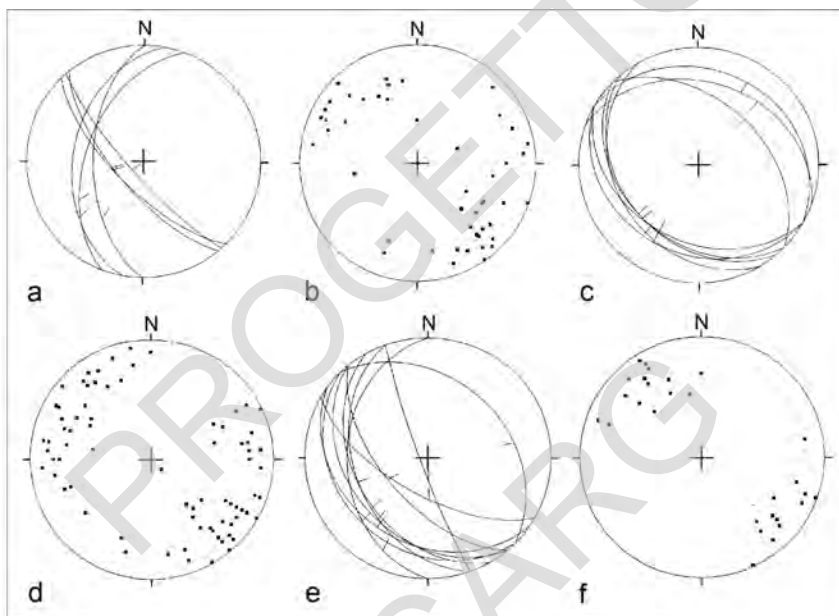


Fig. 6 – Proiezione (SCHMIDT, emisfero inferiore) dei dati relativi alle mesostrutture rilevate nei terreni della Sottounità del complesso calabro-lucano. Complesso calabro-lucano: a: sovrascorrimenti; b: assi di pieghe. formazione del Saraceno: c: sovrascorrimenti; d: assi di pieghe. formazione di Albidona: e: sovrascorrimenti; f: assi di pieghe.

## 1.2. - STADIO B

Nello stadio B sono comprese tutte quelle strutture che alterano gli originali rapporti stratigrafici tra terreni ofiolitiferi, Argille Varicolori inferiori e relative coperture terrigene oligo-mioceniche, indicati in legenda come “sovrascorrimenti principali”. Questi hanno causato la sovrapposizione, con vergenza NE, del complesso Calabro-lucano sulla formazione del Saraceno e l'accavallamento retrovergente dell'Unità Sicilide sull'Unità Nord-calabrese.

Queste strutture, con le pieghe ad esse associate, si dipartono dal *thrust* principale che porta l'intero cuneo d'accrezione sull'Unità del Pollino. Esse si sono dunque formate durante l'accavallamento del cuneo d'accrezione sul paleomargine apulo in seguito alla chiusura oceanica e conseguente collisione continentale (MONACO *et alii*, 1998; CATALANO *et alii*, 2004).

Il sovrascorrimento dell'intero cuneo d'accrezione, costituito dalle unità Sicilide e Nord-calabrese sull'Unità del Pollino, rappresenta il *thrust* di tetto della struttura a *duplex* dell'Appennino meridionale. Esso è caratterizzato da una zona di taglio regionale ad andamento suborizzontale ed estremamente tettonizzata che si sviluppa per estensioni chilometriche con spessori variabili da qualche metro fino a circa 200 metri. Questo intervallo, ben visibile in affioramento nei versanti nord-orientali delle monoclinali carbonatiche di Pietra Sant'Angelo, Monte Sellaro e Timpone del Monte, è formato in generale da una matrice di argille siltose scagliettate di color tabacco e di argille marnose grigiastre a frattura subconcoide, riferibile a porzioni scollate della formazione di Bifurto, inglobante blocchi di dimensioni da metriche a chilometriche. Nei diversi affioramenti i blocchi sono costituiti da quarzoareniti di tipo numidico, da termini della formazione del Saraceno e del complesso calabro-lucano, da metamorfiti della Sottounità del Frido, da ofioliti, gneiss e gneiss anfibolici, da argille varicolori, calcisiliti e calcari marnosi riferibili alle Unità Sicilidi, da blocchi di calcari cretacei e paleogenici ed ancora da elementi di calcareniti della Formazione di Cerchiara e di conglomerati e marne della formazione di Bifurto. Questo intervallo, corrispondente alle porzioni sommitali caotiche della formazione di Bifurto di SELLI (1957), della Formazione di Pietra S. Angelo di BOUSQUET (1965) e della Formazione del Raganello di SANTO & SGROSSO (1988), è interpretabile come un *mélange* tettonico ricco in elementi esotici provenienti sia dalle unità carbonatiche del substrato apulo che dalle unità alloctone appenniniche, originatosi in corrispondenza della superficie di taglio del *thrust* basale durante la sua migrazione.

Il carattere strutturale della deformazione che caratterizza la suddetta zona di taglio regionale si esplica in modo differente in funzione dei tipi litologici coinvolti. Dove il contatto coinvolge termini pelitici si sviluppa una fascia caratterizzata dalla formazione di una serie di superfici di taglio penetrative a direzione subparallela e immersione variabile rispetto al piano di taglio principale (tagli *Y*, *R* e *P*), che isolano all'interno della massa pelitica corpi (lioni) più competenti, stirati e allungati nella direzione del trasporto tettonico (SO-NE). Frequenti sono le strutture di flusso plastico nel materiale pelitico. Quest'ultimo ingloba piccoli frammenti di roccia competente, derivati da fenomeni di cataclasi, distribuiti lungo le superfici di taglio. Dove il contatto coinvolge invece tipi litologici competenti alternati a livelli pelitici come quelli

della formazione del Saraceno (Pietra Sant'Angelo, Cerchiara di Calabria; Fig. 7) si sviluppa una fascia di deformazione potente fino a circa 30 m all'interno della quale si riscontrano pieghe disarmoniche coricate, con assi orientati N130-140°E e vergenza verso NE, con i fianchi talora completamente elisi ed interessati da piccoli piani di taglio sintetici rispetto al piano principale. All'interno della fascia di taglio si riscontrano *shear-bands* sintetiche allo scorrimento, caratterizzate da faglie estensionali orientate NO-SE, in cui lo stiramento degli strati calcarei, boudinati in una matrice pelitica, indica un senso di movimento verso NE (Fig. 7).

Tra i “sovrascorrimenti principali” è stato inserito anche il contatto di sovrapposizione del complesso calabro-lucano sulla formazione del Saraceno, ben evidente nel settore centro-occidentale del Foglio “Trebisacce”. Nel versante meridionale di Serra di Paola esso mostra immersione verso sud e risulta marcato da una fascia cataclastica di spessore variabile, contrassegnata da numerosi piani di taglio che si sviluppano in una matrice pelitica inglobante litoni asimmetrici di calcareniti. Alla mesoscala, strutture a *thrust* sono osservabili in vari litotipi ma in particolare sono ben evidenti sia nelle Crete Nere che nell'ambito della formazione del Saraceno, dove lo sviluppo di piccoli duplex e la presenza di strie e gradini di calcite hanno permesso di definire una generale direzione di trasporto verso l'attuale NE (Fig. 6c).



Fig. 7 – Deformazione di taglio su un lembo di formazione del Saraceno inglobato nel melange tettonico alla base del sovrascorrimento della Sottounità del complesso calabro-lucano sull'Unità del Pollino a ovest di Cerchiara di Calabria. Nel riquadro sono rappresentati i vari tipi di superfici di taglio.

La formazione del Saraceno a letto dell'accavallamento del complesso calabro-lucano è interessata da strette sinclinali coricate con i fianchi occidentali rovesciati e con assi orientati N120-145°E (Fig. 6d). Si tratta di piegamento flessurale che sviluppa lungo i fianchi delle strutture maggiori una

serie di pieghe parassite asimmetriche di dimensioni da decimetriche a metriche e al nucleo pieghe simmetriche tipo M, con assi orientati N 130-140°E e piani assiali immergenti di pochi gradi verso SO. Il più delle volte presentano forma a *chevron* cui si accompagnano tipiche strutture di dilatazione quali *saddle reef* (RAMSAY, 1974), flusso di materiale incompetente e cerniere collassate. Ai fianchi gli strati competenti presentano numerose fratture d'estensione subperpendicolari alla stratificazione, fenomeni di *boudinage* ed ancora *duplex flessurali* (TANNER, 1989). Al nucleo è ben evidente un clivaggio di piano assiale il quale si sviluppa prevalentemente negli interstrati marnosi. Verso l'alto la successione mostra minori deformazioni rappresentate da pieghe a *kink* asimmetrici con assi orientati N120-140°E, organizzate in *kink bands* estese fino ad un centinaio di metri. Queste strutture si sviluppano secondo piani orientati N120-140°E ed immergenti di 60-80° gradi verso SO. Rare sono le *kink bands* sviluppate su piani immergenti verso NE, coniugati ai precedenti. Anche le pieghe a *kink* presentano talora cerniere collassate laddove il rapporto tra spessori degli strati competenti e incompetenti è elevato (RAMSAY, 1974).

Anche la formazione di Albidona è deformata da un sistema di ampie pieghe e “sovrascorrimenti secondari” orientati NO-SE (Fig. 6e). In particolare a nord-est di M.te Sparviere affiora una grande sinclinale con il fianco sud-occidentale rovesciato, asse N130°E e piano assiale immergente di 30-40° verso SO, lungo i cui fianchi si sviluppano numerose pieghe parassite con la stessa direzione assiale (Fig. 6f). Una grande anticlinale rovesciata con asse N120°E, di tipo *thrust propagation fold*, affiora poco più a NNE lungo il versante sud-occidentale dell'alta valle della Fiumara Saraceno, accompagnata dal relativo sovrascorrimento, estendendosi verso est lungo la valle del Torrente Pagliara. Ancora più a NNE la formazione di Albidona è deformata da ampie anticlinali e sinclinali con la stessa direzione assiale (Fiumara Saraceno, Serra Manganile, Albidona, ecc.).

Il vasto accavallamento dell'Unità Sicilide sull'Unità Nord-calabrese rappresenta un altro contatto di sovrapposizione tettonica appartenente alla categoria dei “Sovrascorrimenti principali”. Esso affiora nel settore nord-orientale del Foglio, lungo le basse valli dei Torrenti Avena e Straface e lungo il versante destro della valle del Torrente Ferro, dove le Argille Varicolori inferiori, con i relativi blocchi inglobati, poggiano generalmente su una monoclinale rovesciata della formazione di Albidona. Quest'ultima struttura può essere interpretata come il fianco rovescio di una grande sinclinale coricata o, alternativamente, come un “mega-litone” inglobato nella zona di taglio. A causa dell'elevato spessore e delle particolari condizioni giaciture, si è preferita la seconda interpretazione (v. profilo B). Lungo il versante sinistro della bassa valle del Torrente Ferro, separato dal settore suddetto da una

importante struttura trascorrente (v. sotto), le Argille Varicolori inferiori poggiano direttamente sulla formazione delle Crete Nere. I caratteri strutturali di questo sovrascorrimento non sono ben evidenti in affioramento a causa dell'estrema caoticità delle Argille Varicolori inferiori e della prevalente facies pelitica della FORMAZIONE di Albidona. In accordo con OGNIBEN (1969), che definisce un "antiricoprimento" verso l'interno dei terreni sicilidi su quelli liguridi, questo appoggio tettonico è stato interpretato come un retroscorrimento della porzione esterna del cuneo d'accrezione cretaceo-paleogenico, rappresentato dall'Unità Sicilide, sulla sua porzione interna, rappresentata dall'Unità Nord-calabrese (o Liguride), sviluppatosi durante le fasi collisionali. Per quanto riguarda i blocchi inglobati nelle Argille Varicolori inferiori, essi sono costituiti da frammenti di successioni di una o più unità litostratigrafiche non appartenenti al paleodominio sicilide. I blocchi di calcari mesozoici sono riferibili all'Unità del Pollino mentre il flysch rosso e il flysch numidico sono parte della successione di Campomaggiore, attribuita al margine esterno del bacino lagonegrese e associata alle Unità Sicilidi da PESCATORE *et alii* (1988) o relativa ad un dominio bacinale del paleo-margine dell'Adria, più esterno rispetto sia a quello sicilide che a quello lagonegrese (Bacino di Campomaggiore) secondo CATALANO *et alii* (2004). Trattandosi di domini paleogeografici appartenenti al paleo-margine dell'Adria, è probabile che il loro smembramento e inglobamento nelle Argille Varicolori inferiori non siano avvenuti durante la fase di accrezione oceanica, ma in fase collisionale durante il successivo sovrascorrimento dell'Unità Sicilide sulle successioni più esterne.

Per quanto riguarda l'attribuzione cronologica, le strutture dello stadio B deformano tutte le coperture terrigene supraoligocenico-inframioceniche delle Unità Sicilide e Nord-calabrese e sono post-datate, in aree esterne al Foglio "Trebisacce", da depositi terrigeni del Miocene medio-superiore (MONACO *et alii*, 1998, CATALANO *et alii*, 2004). Il *thrust* basale del cuneo d'accrezione si è invece propagato verso le aree frontali della catena fino ad interessare sedimenti infrapleistocenici (AGIP, 1977; MOSTARDINI & MERLINI, 1986; CELLO *et alii*, 1989; HIPPOLYTE *et alii*, 1994a).

### 1.3. - STADIO C

Durante questo stadio si sviluppano le strutture di raccorciamento più recenti registrabili nella regione che deformano tutte quelle in precedenza descritte. Esse sono costituite da faglie trascorrenti sinistre orientate ONO-ESE e che interessano sia il substrato carbonatico che i terreni alloctoni sovrastanti. Queste strutture sono costituite da diversi segmenti che nel loro insieme formano una fascia che deforma l'intero Appennino meridionale (*North Pollino Fault Zone*; CATALANO *et alii*, 1993; MONACO *et alii*, 2001; *Cilento-Pollino shear zone*; CINQUE *et alii*, 1993) e le cui geometrie e modalità di deformazione sono strettamente controllate dalle litologie coinvolte e dai lineamenti strutturali preesistenti. In particolare in superficie è possibile distinguere due tipi di stili deformativi differenti a secondo che le strutture trascorrenti coinvolgano le unità del substrato carbonatico o i terreni plastici delle falde sicilidi e sud-calabresi.

#### 1.3.1. – *Strutture nei terreni carbonatici dell'Unità del Pollino*

Le strutture che interessano il substrato carbonatico si estendono lungo tutto il versante nord-orientale del massiccio del Pollino (MONACO, 1993b; MONACO & TANSI, 1992) e sono caratterizzate da una serie di faglie trascorrenti sinistre *en echelon* con sovrapposizione destra (Fig. 8). L'interferenza tra i singoli segmenti individua aree in compressione (WOODCOCK & FISHER, 1986) all'interno delle quali si ha estrusione di cunei calcarei dalla copertura alloctona. L'estrusione di questi cunei calcarei (Pietra S. Angelo, M.te Sellaro e T.ne del Monte), immergenti di circa 35-45° verso NE, deforma le strutture formatesi durante gli stadi precedenti che risultano tiltate verso NE seguendo il basculamento dei cunei stessi. Essi sono bordati a SSO da faglie sub-verticali orientate ONO-ESE (direzioni variabili da N90° a N130°E), con i piani che mostrano striature suborizzontali ben preservate (*pitch* variabile da 10 a 25°), indicative di componenti di movimento sinistro, la cui attivazione è legata ad una direzione di massimo raccorciamento orientata circa E-O (diagramma a in Fig. 8).

I movimenti sinistri, nelle zone di terminazione e interferenza tra due segmenti di faglia sono accomodati da strutture di sovrapposizione (WOODCOCK & FISHER, 1986), quali sovrascorrimenti pieghe a vergenza occidentale. Gli accavallamenti si dipartono dalle faglie ed interessano le sequenze calcaree con geometrie di tipo *flat* e *ramp*. I *flat* mostrano direzioni variabili da N130° a N160°E e strie orientate mediamente N110°E; questi si

propagano frequentemente lungo livelli pelitici e provocano la ripetizione della sequenza carbonatica in numerose scaglie embricate (T.ne del Monte e Monte Sellaro). Le superfici di *flat* sono marcate dalla presenza di fasce cataclastiche, spesse da 10 a 50 cm, all'interno delle quali sono talora riconoscibili lembi di "mélange basale" estremamente tettonizzati.

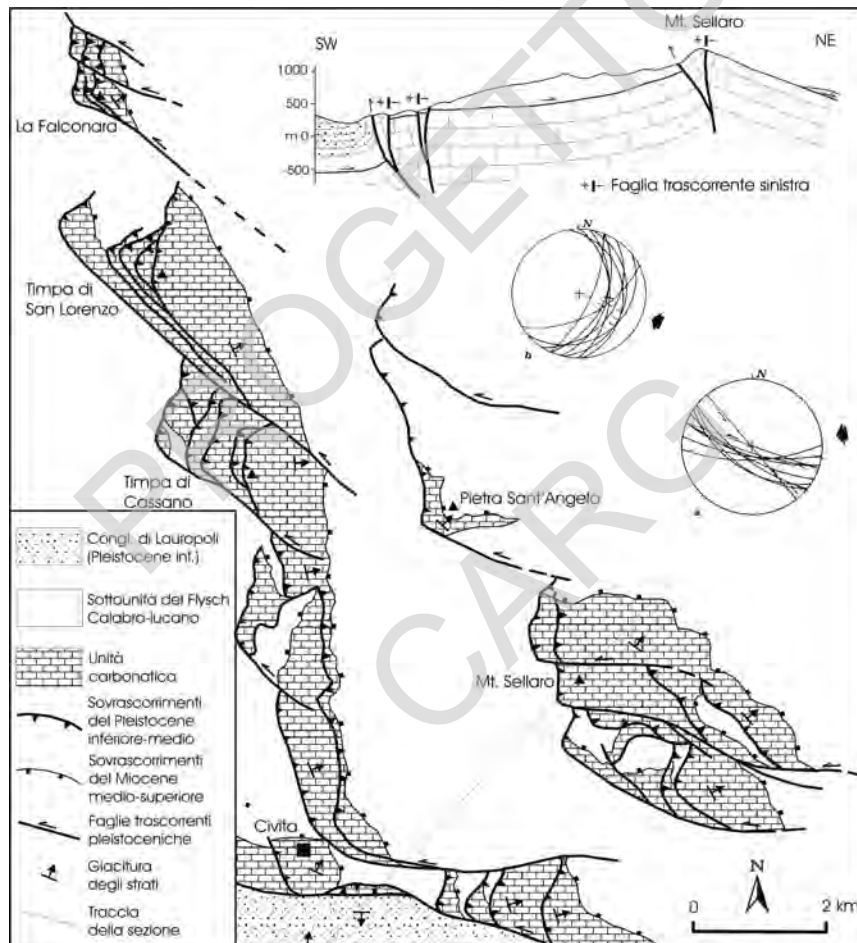


Fig. 8 – Schema strutturale del versante orientale del Massiccio del Pollino. Nei diagrammi (SCHMIDT, emisfero inferiore) sono riportati i dati mesostrutturali raccolti lungo le superfici di faglia trascorrente (a) e di sovrascorimento (b). Le frecce indicano la direzione di raccorciamento (da CATALANO et alii, 1993, con modifiche).

Le rampe affiorano in corrispondenza dei fronti occidentali dei cunei calcarei. Ad esse sono talora associate anticlinali di rampa con assi orientati circa N-S (versante occidentale di Pietra S. Angelo). Le superfici di rampa sono caratterizzate dallo sviluppo di rocce di faglia caratterizzate da clivaggio spaziato di soluzione per pressione e dalla formazione di strutture a *duplex* indicanti un senso di trasporto verso occidente. L'analisi cinematica mostra come queste strutture siano legate ad un raccorciamento massimo orientato all'incirca N110°E (diagramma b in Fig. 8).

Accavallamenti obliqui legati ad estrusioni di scaglie si sviluppano talora anche lungo i piani di faglia principali dando luogo a geometrie di tipo *flower*. Strutture di questo tipo sono ben osservabili ovest di T.ne del Monte (Fig. 8), lungo il T.te Raganello, dove una faglia trascorrente sinistra subverticale (Faglia di Civita), a direzione N100°E e *pitch* di 10-20°, rigetta i depositi ruditici infrapleistocenici dei conglomerati di Lauropoli che si presentano fortemente deformati da strutture di taglio (clivaggio spaziato) e sovrascorsi da scaglie calcaree estruse lungo il piano principale di faglia.

### 1.3.2. - *Strutture nei terreni alloctoni*

Nel settore centrale e nord-orientale del Foglio le strutture trascorrenti (MONACO, 1993b) interessano in superficie i terreni plastici delle coltri sicilidi e nord-calabresi sviluppando geometrie differenti e più complesse. Queste strutture sono caratterizzate da fasce altamente deformate larghe fino a circa 2 km, all'interno delle quali si osservano faglie trascorrenti sinistre a direzione variabile tra N 100° e N 130°E caratterizzate da piani striati (*pitch* variabile tra 5° e 20°) attivate in risposta ad un raccorciamento massimo orientato circa E-O. Faglie normali d'estensione limitata affiorano lungo la valle della Fiumara Saraceno e nell'area di Cerchiara di Calabria con direzione prevalentemente OSO-ENE. La loro geometria e ubicazione lungo le zone di taglio trascorrente sinistro suggerisce che si tratti di strutture ad esse associate in quanto cinematicamente compatibili.

Lungo queste fasce di deformazione, dai piani di faglia si dipartono una serie di accavallamenti ("sovrascorrimenti secondari") con piani convessi verso l'alto ed inclinati verso NNE i quali nel loro insieme danno luogo a geometrie tipo *flower* asimmetriche (NAYLOR *et alii*, 1986). Queste strutture, affioranti soprattutto lungo le valli dei torrenti Satanasso, Straface e Ferro, si propagano a volte lungo i contatti stratigrafici tra le singole formazioni e modificano i preesistenti contatti tettonici miocenici. Esse sono marcate a volte da fasce cataclastiche spesse qualche decina di metri, all'interno delle quali si sviluppano



livelli metrici di *gouge*. Cinematicamente si tratta di accavallamenti obliqui (*pitch* delle strie variabile tra 10° e 50°) attivati da direzioni di raccorciamento N 80° E. Anche in questo caso i movimenti orizzontali che si sviluppano lungo le fasce trascorrenti sono accomodati alle loro terminazioni da accavallamenti arcuati orientati circa N-S (geometrie di *horse tail* contrazionali o *trailing contractional imbricate fan* di WOODCOCK & FISCHER, 1986). In particolare, dalla terminazione orientale della faglia trascorrente sinistra ubicata poco a nord di Castroggio si diparte un sovrascorrimento secondario immergente verso ovest che riporta le formazioni del Saraceno e di Albidona sulle Argille Varicolori inferiori.

I sedimenti più recenti interessati dalle strutture attribuite a questo stadio sono costituiti dai depositi del Pleistocene inferiore dei Conglomerati di Lauropoli. Considerato che i depositi marini terrazzati medio-suprapleistocenici del settore costiero ionico sembrano suturare queste strutture, esse possono essere attribuite ad un evento del Pleistocene inferiore-medio (CATALANO *et alii*, 1993, MONACO, 1993b; MONACO *et alii*, 2001).

#### 1.4. - STADIO D

Il massiccio del Pollino rappresenta una zona di raccordo tra le strutture tettoniche dell'Appennino meridionale e quelle dell'Arco Calabro. Sulla base di dati strutturali (CELLO *et alii*, 1982; HIPPOLYTE *et alii*, 1994b), il regime neotettonico dell'Appennino meridionale è caratterizzato da una estensione orientata NE-SO che provoca l'attivazione di faglie normali con direzione NO-SE. Questa sarebbe anche responsabile della sismicità dell'Appennino meridionale la quale è definita da eventi tensionali caratterizzati da assi T orientati perpendicolarmente alle principali strutture ad andamento appenninico (CELLO *et alii*, 1982; GASPARINI *et alii*, 1982; CIARANFI *et alii*, 1983). Le strutture recenti del settore settentrionale dell'Arco Calabro sono invece rappresentate da faglie normali tardoquaternarie sismogenetiche, caratterizzate da assi tensili orientati ONO-ESE (TORTORICI *et alii*, 1995).

L'area compresa tra la Piana di Sibari e le pendici del Pollino, in cui ricade la porzione sud-occidentale del Foglio "Trebisacce", è stata interessata in tempi storici da una scarsissima sismicità. Inoltre recenti misure sugli speleotemi di numerose cavità carsiche sembrano escludere terremoti d'elevata energia almeno nelle ultime migliaia di anni (GUERRA *et alii*, 2000). Il versante meridionale del massiccio del Pollino mostra comunque importanti dislocazioni polifasiche di età plio-pleistocenica che hanno dato luogo alla formazione del bacino estensionale di Castrovillari e del basso Crati (BOUSQUET, 1973). Al

bordo nord-orientale di questo bacino, tra Civita e Francavilla Marittima, i sedimenti suprapliocenico-infrapleistocenici del Gruppo di Cassano mostrano deformazioni legate alla riattivazione, durante il Pleistocene inferiore-medio, della Faglia del Pollino secondo meccanismi trascorrenti sinistri. L'analisi paleosismologica lungo il fronte meridionale del massiccio del Pollino ha inoltre evidenziato ripetuti eventi di fagliazione superficiale durante il Pleistocene finale e l'Olocene, riferibili a movimenti cosismici estensionali (MICHETTI *et alii*, 1997).

A nord-est del massiccio del Pollino, lungo la “North Pollino Fault Zone”, questo stadio di deformazione è testimoniato dalla locale riattivazione delle preesistenti faglie trascorrenti dello stadio C, le quali mostrano sulle loro superfici orientate ONO-ESE strie subverticali sovrapposte a quelle suborizzontali (MONACO & TANSI, 1992). In particolare, nel Foglio “Trebisacce” questo si osserva solamente sulla superficie di faglia orientata ONO-ESE che limita verso sud-ovest Monte Sellaro. Non si è ritenuto di inserire in questo stadio di deformazione l'attivazione delle faglie normali orientate prevalentemente OSO-ENE, affioranti lungo la valle della Fiumara Saraceno e nell'area di Cerchiara di Calabria, in quanto associabili allo stadio C di trascorrenza sinistra (v. sopra). Infine, un sistema di piccole faglie normali deforma il versante meridionale di Pietra Sant'Angelo definendo una tipica geometria a “domino” (Fig. 9). Queste faglie, come osservabile anche in altre aree dell'Appennino meridionale, risultano trasportate passivamente insieme all'Unità del Pollino e sono state attribuite ad una fase burdigaliana (KNOTT, 1994).

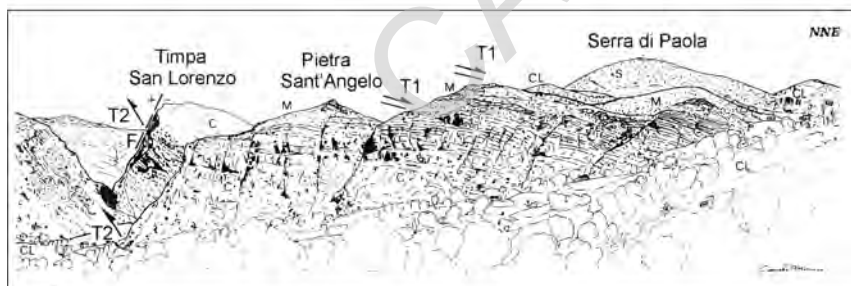


Fig. 9 – Panoramica del versante meridionale di Pietra Sant'Angelo con il sistema di faglie normali a “domino”. C: Unità del Pollino; M: formazione di Bifurto; CL: complesso calabro-lucano; S: formazione del Saraceno; T1: sovrascorrimento del Miocene medio-superiore; T2: sovrascorrimento del Pleistocene inferiore-medio; F: faglia trascorrente pleistocenica.

## 2. – EVOLUZIONE TETTONICA

Le caratteristiche geologico-strutturali delle unità affioranti nel Foglio “Trebisacce” costituiscono uno degli elementi che permettono di ricostruire le principali tappe della costruzione dell’orogene sud-appenninico a partire dalle prime fasi caratterizzate dalla chiusura oceanica della Tetide fino agli ultimi stadi della collisione continentale. L’analisi delle strutture ha consentito di evidenziare come questi processi siano avvenuti in modo progressivo con una costante polarità di trasporto tettonico verso l’attuale NNE permettendo di escludere, almeno per questo settore appenninico, la presenza di una catena eoalpina Europa-vergente coinvolta successivamente, nelle fasi neogeniche, nella costruzione dell’orogene appenninico Africa-vergente.

In particolare le unità Nord-calabrese e Sicilide forniscono informazioni sullo stadio di chiusura oceanica e sulle prime fasi della collisione continentale (MONACO et alii, 1998; CATALANO et alii, 2004). Le caratteristiche strutturali di queste unità suggeriscono come esse abbiano subito una deformazione progressiva non coassiale, sviluppatasi a differenti livelli crostali, da collegare a processi di subduzione prossimi ad un margine continentale. Le strutture più antiche sono rappresentate da quelle generate durante lo stadio A, che sono da ricondursi a processi sviluppatasi sulla porzione più superficiale del cuneo di accrezione tra il Cretaceo superiore-Eocene e l’Oligocene superiore. Questi processi avrebbero consentito la deformazione del cuneo di accrezione con formazione di un *mélange* nel complesso calabro-lucano e di strutture tipo *broken formation* sia nel complesso calabro-lucano che nelle Argille Varicolori inferiori. All’interno degli alti strutturali del cuneo di accrezione, delimitanti bacini più o meno profondi, sarebbe avvenuta la sedimentazione di successioni torbiditiche: nella porzione interna del cuneo d’accrezione, rappresentata dall’Unità Nord-calabrese, in discordanza sul complesso Calabro-lucano e sulla formazione delle Crete Nere si sono sedimentate, durante l’Oligocene superiore-Miocene inferiore, le formazioni del Saraceno e di Albidona; nella porzione esterna, rappresentata dall’Unità Sicilide, in discordanza sulle Argille Varicolori inferiori e sulla formazione di Monte Sant’Arcangelo si è invece depositata la formazione di Corleto Perticara.

I successivi eventi deformativi, definiti dalle strutture dello stadio B, sarebbero avvenuti in un regime di collisione continentale con la formazione di una serie di pieghe e scaglie tettoniche, a vergenza nord-orientale, delimitate da sovrascorrimenti sviluppatasi a partire da un *sole thrust* migrante progressivamente tra il Miocene medio ed il Pleistocene inferiore verso i domini più esterni dell’avampaese apulo. Questi hanno causato la sovrapposizione tettonica del complesso calabro-lucano sulla formazione del

Saraceno, dell'Unità Sicilide sull'Unità Nord-calabrese e dell'insieme dei terreni alloctoni sull'Unità del Pollino.

Le strutture dello stadio C si sarebbero invece sviluppate durante l'ultima fase dei processi collisionali nel Pleistocene medio. Durante questo stadio il forte inspessimento crostale avrebbe inibito l'ulteriore propagazione verso zone più esterne del sistema a *thrust* favorendo invece l'attivazione di strutture trascorrenti.

Le fasi estensionali finali dello stadio D chiuderebbero, a partire dal Pleistocene medio (WESTAWAY, 1993; HIPPOLYTE *et alii*, 1994b), il ciclo orogenetico accomodando le deformazioni legate al sollevamento finale della catena (v. capitolo successivo).

## VI – GEOMORFOLOGIA

Dal punto di vista geomorfologico l'area del Foglio "Trebisacce" può essere suddivisa in due settori distinti: il settore montuoso dell'Appennino meridionale lungo il confine calabro-lucano e il settore costiero del mare Ionio (Golfo di Taranto). Il primo è caratterizzato da profonde incisioni vallive che, sfociando nella piana costiera adiacente al Mar Ionio, sono sede di numerosi processi morfogenetici attivi. Il settore costiero si sviluppa dall'estrema propaggine settentrionale dell'ampia piana fluvio-costiera di Sibari, a sud, verso la stretta fascia litorale verso nord, tra Trebisacce e Roseto Capo Spulico. In questo settore si estende da monte verso mare una gradinata di terrazzi marini pleistocenici.

### 1. – SETTORE MONTUOSO

I corsi d'acqua dell'area di studio sono caratterizzati da un regime non perenne, in relazione alle precipitazioni concentrate nel periodo autunnale-invernale, con piene improvvise e lunghi periodi di secca. L'intensa degradazione laterale delle sponde durante le piene e la scarsa erosione sul fondo nei periodi di magra hanno dato luogo alla classica morfologia delle fiumare calabresi con un letto largo e ricoperto da un materasso di alluvioni grossolane. Soprattutto in vicinanza dello sbocco a mare essi occupano vaste superfici pianeggianti con estese aree golenali.

Le valli principali mostrano profili trasversali a V con versanti meno acclivi alle quote più elevate, dove si attestano corpi di paleofrane attualmente sospese (v. depositi di versante), e versanti più ripidi alle quote più basse. Nelle aree di affioramento di unità litologiche meno resistenti (formazione di Albidona, Argille Varicolori inferiori, argille marnose pleistoceniche), le valli presentano in generale fianchi scoscesi ma fondo subpianeggiante molto largo e ciottoloso. In particolare gli alvei ciottolosi dei torrenti Ferro e Straface, nell'angolo nord-orientale del Foglio, presentano una larghezza media di circa 500 m fino a superare il chilometro nel tratto terminale del Torrente Ferro.

Profondi solchi vallivi sono sviluppati soprattutto nelle unità litologiche più resistenti ai processi di degrado di versante, quali i calcari cretaceo-paleogenici dell'Unità Pollino e la formazione del Saraceno. In particolare nella successione carbonatica del basso versante nord-orientale di M. Sellaro, tra Cerchiara di Calabria e la Sorgente Sulfurea, si sviluppa la stretta gola del Torrente Caldanello caratterizzata da spettacolari meandri incassati come quello in corrispondenza dell'abitato di Cerchiara, da cui trae origine il proprio nome. La profonda erosione della formazione del Saraceno lungo il tratto intermedio del Torrente Satanasso e lungo il tratto terminale della valle della Fiumara del Saraceno (la cosiddetta Stretta del Saraceno) ha dato luogo invece ad un profilo aspro e dirupato ma con letto largo e piatto, caratteristico delle fiumare calabresi. Analoga morfologia presenta il tratto vallivo del Torrente Raganello, nell'angolo sud-occidentale del Foglio, dove esso attraversa i conglomerati di Lauropoli.

Condizioni particolari caratterizzano il paesaggio modellato nei terreni carbonatici più resistenti affioranti nell'area sud-occidentale del Foglio. Le linee preferenziali di erosione selettiva ed esumazione dei carbonati sono spesso localizzate lungo piani di faglia ad alto angolo che morfologicamente si esprimono in scarpate sub-verticali e di notevole altezza. L'acclività di queste scarpate è rimasta sostanzialmente immutata durante l'evoluzione policiclica del rilievo. In quest'area ai successivi approfondimenti del reticolo idrografico non è necessariamente corrisposto un adeguamento nella forma dei versanti poiché questi processi risultano estremamente lenti in questi litotipi. L'adeguamento dei versanti ha prodotto la formazione di detriti di falda accumulati per processi di versante prevalentemente alla base di scarpate ad alto angolo come si rileva a sud di Serra del Gufo a nord dell'abitato di Francavilla Marittima, a sud-ovest di Monte Sellaro, in prossimità della Timpa di Acqua Rossa, a sud-sud-est di Monte Panno Bianco ed infine a sud di Pietra S. Angelo.

Le morfologie vallive osservate sono l'effetto di un processo di sollevamento tettonico regionale che a partire dal Pleistocene medio (BOUSQUET, 1973) ha causato il ringiovanimento e il conseguente

approfondimento del reticolo idrografico. Ciò ha causato la reincisione dell'originaria paleo-superficie sommitale situata a quote variabili tra 1100 e 800 m e di cui restano alcuni lembi (senza deposito) sui crinali tra le diverse valli che degradano verso la costa ionica. L'intensa erosione ha inoltre innescato le numerose frane diffuse nell'area che in parte sono state riattivate durante e dopo l'ultima glaciazione quando si è avuto un ulteriore approfondimento del reticolo idrografico.

La sovrapposizione di diversi cicli erosivi ha avuto come conseguenza la fossilizzazione di depositi alluvionali terrazzati a varie quote al di sopra dell'alveo attuale e recente dei torrenti Raganello, Satanasso e Saraceno. I depositi alluvionali recenti ed attuali sono da riferire all'ultimo ciclo climatico post-Wurm, mentre quelli terrazzati possono essere collegati ai cicli climatici del Pleistocene medio-superiore, in combinazione con il processo di sollevamento tettonico.

## 2. – SETTORE COSTIERO

### 2.1. - PIANA COSTIERA

Allo sbocco delle valli nella piana costiera ionica i depositi alluvionali recenti (**b<sub>b</sub>**) passano lateralmente ai depositi fluvio-costieri spesso attraverso conoidi alluvionali di dimensioni variabili (v. sotto). In particolare, nel tratto di costa compreso tra Roseto Capo Spulico e la Fiumara Saraceno i sedimenti alluvionali recenti della stretta piana costiera formano una superficie terrazzata di età olocenica, con bordo interno parallelo alla linea di costa attuale e ubicato a quote variabili tra 12 e 20 m (T1 di CUCCI & CINTI, 1998).

L'analisi dei sondaggi geognostici (v. Fig. 5) e geoelettrici ha consentito di ricostruire la distribuzione delle facies nel sottosuolo del settore della Piana di Sibari ricadente nel Foglio "Trebisacce". Questo è costituito da un corpo sedimentario formato da depositi di piana fluvio-costiera e caratterizzato da spessori massimi di circa 90 metri. Questo corpo è costituito prevalentemente da sabbie a granulometria da media a grossolana con intercalazioni lentiformi di livelli ghiaiosi spessi fino a 40 m e più raramente limoso-argillosi. Si tratta di depositi di canale, argine e rotta fluviale, organizzati in corpi a geometria prevalentemente nastriforme con spessore metrico. Nelle zone pedemontane (Fig. 5a) questo cuneo sabbioso-ghiaioso forma una serie di conoidi coalescenti che raggiungono spessori di circa 70 metri, reincise dai corsi d'acqua attuali. I depositi di canale passano lateralmente e verticalmente a depositi di piana inondabile, costituiti da argille limose e limi argillosi, spesse fino a 40 m, con

rare intercalazioni di limi sabbiosi e sabbie limose. Verso la costa questi passano a loro volta lateralmente ai depositi di cordone litorale.

I depositi alluvionali recenti, quelli di piana inondabile e di cordone litorale con essi eteropici possono essere riferiti all'ultimo ciclo climatico post-Wurm e alla conseguente risalita del livello marino versiliano che, a partire dalla fine del Pleistocene superiore e soprattutto durante l'Olocene, ha dato luogo alla formazione della linea di costa attuale.

## 2.2. – TERRAZZI MARINI

I depositi marini terrazzati dell'area costiera ionica rappresentano il risultato dell'interazione tra l'azione del mare durante i periodi interglaciali e il sollevamento tettonico (LAJOIE, 1986). Grazie all'ausilio delle foto aeree sono stati distinti almeno sei ordini di terrazzo con orli interni situati a quote comprese tra 375 e 60 m s.l.m. (v. anche AMATO *et alii*, 1997; CUCCI & CINTI, 1998, CUCCI, 2004). Nel settore compreso tra Roseto Capo Spulico e la Fiumara Saraceno i terrazzi, ben preservati, corrono paralleli all'attuale linea di costa anche se la loro continuità viene interrotta dalle numerose fiumare. Sono stati distinti sei ordini di terrazzi a partire da quelli a quota più bassa che per correlazione con le aree più settentrionali (cfr. Fogli Rotondella e Policoro) sono stati assegnati al secondo ordine. La serie completa è stata riconosciuta in corrispondenza dell'abitato di Amendolara dove i sei diversi ordini presentano orli interni situati alle quote di 60 m s.l.m. ( $g_{n2}$ ), 80 m s.l.m. ( $g_{n3}$ ), 115 m s.l.m. ( $g_{n4}$ ), 170 m s.l.m. ( $g_{n5}$ ), 210 m s.l.m. ( $g_{n6}$ ) e 350 m s.l.m. ( $g_{n7}$ ). Rispetto alla serie ricostruita da CUCCI & CINTI (1998), è stato riconosciuto un ulteriore ordine con bordo interno a quota 210 m, mentre quello di quota 15 m è stato classificato come deposito alluvionale recente ( $b_b$ ). Verso sud essi tendono ad allargarsi e a divergere dalla linea di costa attuale. In questo settore l'intensa degradazione superficiale, sia di versante che antropica, ne rende difficoltoso il riconoscimento e la correlazione con la serie esposta più a nord. Tra Trebisacce e Francavilla Marittima, i bordi interni salgono di quota. In particolare il bordo interno del terrazzo  $g_{n3}$ , il più continuo della serie, risale fino a quota di circa 150 m nei pressi di Francavilla Marittima (v. anche CUCCI, 2004).

Per quanto riguarda l'età della successione terrazzata, ci si è riferiti alla correlazione effettuata da CUCCI (2004) che trae spunto dall'attribuzione al MIS 5.5 della curva eustatica (124 ka) dei depositi del terrazzo  $g_{n3}$ . Tale attribuzione è basata su una datazione assoluta effettuata con il metodo della racemizzazione degli aminoacidi in gusci di molluschi fossili rinvenuti a quota 114 m s.l.m. nei pressi di Trebisacce. Grazie a questa datazione e operando le correzioni legate



sia alla differenza tra il livello eustatico del mare durante lo stadio 5.5 e il livello del mare attuale che alla quota del relativo margine interno (128 m s.l.m.), l'Autore ha calcolato in 0,98 mm/a il tasso di sollevamento medio dell'area durante il Pleistocene superiore. Poiché il terrazzo più alto della serie (**gn7**), segnalato da CUCCI & CINTI (1998) ad un'elevazione di 420 m s.l.m. poco a nord del Foglio e tentativamente correlato dagli stessi Autori con il picco eustatico di 610 ka (stadio OIT 15), essi suggeriscono che il sollevamento dell'area sia iniziato nel Pleistocene medio con tassi simili a quelli suprapleistocenici. Inoltre, l'andamento altimetrico delle paleolinee di costa mostra che il sollevamento presenta tassi minori via via che ci si sposta a nord-est lungo il Golfo di Taranto verso le aree d'avanfossa, per avvicinarsi allo zero in corrispondenza dell'avampaese apulo (DAI PRA & HEARTY, 1988; CUCCI & CINTI, 1998). Considerando il sollevamento come la risposta isostatica ad un processo regionale che coinvolge l'intero Arco Calabro a partire da circa 700 ka (WESTAWAY, 1993; TORTORICI *et alii*, 1995), questo fenomeno trova spiegazione nel fatto che il Foglio "Trebisacce" ricade lungo l'area di massimo sollevamento regionale, corrispondente con l'asse della catena.

PROGETTO  
CARG

## VII - GEOLOGIA APPLICATA

### 1. - FRANE E DISSESTI

L'area del Foglio "Trebisacce" è caratterizzata da una elevata franosità che in generale interessa circa il 10 % del settore montuoso. L'intensità del fenomeno franoso è da mettere in relazione alle caratteristiche litologiche e strutturali delle formazioni affioranti. La maggior parte dei dissesti è infatti concentrata nelle successioni prevalentemente pelitiche e caotiche del complesso calabro-lucano e delle Argille Varicolori inferiori, affioranti rispettivamente nel settore sud-occidentale e nord-orientale del Foglio. Sono inoltre diffuse nelle porzioni più pelitiche della formazione di Albidona, affiorante estesamente nel settore centrale del Foglio. Sono infine poco diffuse nelle unità litologiche più resistenti ai processi di degrado di versante, quali i calcari cretaceo-paleogenici dell'Unità del Pollino e la formazione del Saraceno.

Nel Foglio "Trebisacce" sono stati distinti e cartografati i depositi di frana e i depositi di versante. I depositi di frana ( $a_1$ ) sono costituiti da accumuli gravitativi caotici di materiali eterogenei ed eterometrici a volte fortemente erosi e stabilizzati, ma più spesso caratterizzati da movimento negli ultimi cicli stagionali (VARNES, 1978). I depositi di versante ( $a$ ) formano coperture detritiche costituite in genere da clasti litoidi in matrice pelitica e/o sabbiosa, accumulate per processi di versante, e rappresentano a volte resti di corpi di paleofrane sospese e reincise.

Per quanto riguarda il tipo di movimento, prevalgono le frane di tipo complesso (VARNES, 1978) con la zona di distacco generata da movimenti di tipo rotazionale mentre le porzioni inferiori sono mobilizzate da scivolamenti traslativi e/o colamenti. Le frane di crollo sono limitate solamente agli affioramenti delle formazioni più resistenti ai processi di degrado di versante e che formano pendii molto ripidi, quali i calcari cretaceo-paleogenici dell'Unità del Pollino e la formazione del Saraceno. Esse formano in genere detriti di falda (a<sub>3</sub>) alla base delle pareti rocciose, costituiti da accumuli per gravità di elementi litoidi spigolosi e privi di matrice.

La maggior parte delle frane attive si trova sul versante destro della valle del Torrente Satanasso dove le particolari condizioni di tettonizzazione del complesso calabro-lucano rendono estremamente scadenti i parametri fisico-meccanici dei sedimenti pelitico-calcareo-arenacei. Alle precarie caratteristiche geomeccaniche dei terreni affioranti si sommano anche gli effetti prodotti dalla reincisione fluviale che si manifesta, nel contesto di una generale tendenza al sollevamento regionale, con fenomeni di erosione regressiva e quindi approfondimento dell'alveo fluviale a partire dal livello di base verso monte. Tali effetti si registrano particolarmente attivi lungo i fianchi delle valli dei corsi tributari di ordine gerarchico inferiore. A questa erosione lineare corrisponde anche una erosione areale per dilavamento lungo i fianchi delle valli i cui versanti tendono ad assumere angoli d'inclinazione prossimi all'angolo di natural declivio delle rocce su cui sono modellati. L'adeguamento dei versanti ha prodotto movimenti di massa in evoluzione, classificabili come colamenti (VARNES, 1978), i più importanti dei quali sono stati rilevati, da sud-est verso nord-ovest del versante destro del Torrente Satanasso, lungo i valloni Calantonio, di Gnico e Zaccaro, nonché lungo le incisioni dei corsi tributari situati all'origine del bacino. Tali fenomeni interessano aree molto estese, anche interi versanti, lungo i quali è possibile distinguere un bacino collettore o di alimentazione.

Lungo i versanti del Torrente Satanasso sono presenti anche alcuni depositi di frana attualmente stabilizzati, più antichi e fortemente reincisi, che in taluni casi si attestano al piede di ventagli d'erosione posti alle testate di corsi d'acqua tributari. In particolare, in sinistra del corso d'acqua principale è stato rilevato un deposito di notevoli dimensioni generato da una frana di tipo complesso che ha interessato i sedimenti fittamente stratificati della formazione del Saraceno. La zona di distacco sembra essere stata generata da movimento rotazionale, mentre la parte inferiore mostra gli effetti di una mobilità per scivolamento di tipo traslativo. Le stesse caratteristiche si riscontrano nella frana rilevata più a sud, lungo il versante destro del Torrente Satanasso ad ovest di Villapiana, che ha interessato l'alternanza pelitico-arenacea della formazione di Albidona.

Nel settore centrale del Foglio “Trebisacce” le particolari condizioni di tettonizzazione della formazione di Albidona rilevate lungo le zone di taglio trascorrente, nonché le condizioni giaciture sfavorevoli, hanno determinato fenomeni di erosione selettiva lungo il versante in destra della Fiumara del Saraceno. L’insieme di questi fattori ha portato alla formazione di un importante e complesso fenomeno franoso attivo che si sviluppa per circa due chilometri immediatamente a est dell’abitato di Plataci. Il relativo deposito assume nella parte terminale una forma allungata ed irregolare coinvolgendo in parte i terreni della formazione del Saraceno. Le stesse caratteristiche e condizioni strutturali si rilevano lungo il versante sinistro del Torrente Avena, interessato da una serie di depositi di frana in evoluzione. In quest’area sono state rilevate anche importanti paleofrane ed accumuli detritici di versante fortemente incisi, con scarsi indizi di movimento.

Altri fenomeni franosi attivi sono stati rilevati lungo i versanti dei torrenti Straface e Ferro, nel settore nord-orientale del Foglio, lungo i tratti che incidono i terreni pelitici delle Argille Varicolori inferiori. Le scadenti caratteristiche geomeccaniche di questi terreni, nonché gli effetti del modellamento realizzatosi in un’area soggetta a forte sollevamento, hanno favorito l’attivazione di fenomeni gravitativi caratterizzati da trasporti in massa o frane per fluimento costituite da miscele d’acqua e fango il cui deposito tende a svilupparsi in lingue allungate ed irregolari. I principali corpi franosi si rilevano in destra del Torrente Straface, lungo il canale del Vomice e poco più a nord-ovest lungo tratti di corsi d’acqua tributari di ordine gerarchico inferiore.

Nel settore nord-occidentale del Foglio le forme del rilievo si sono sviluppate dal punto di vista strutturale nell’ambito di un sistema a pieghe con assi orientati circa NO-SE costituite da terreni appartenenti alla formazione di Albidona. I versanti sono interessati da una serie d’incisioni con corsi d’acqua paralleli all’asse delle strutture, che si originano da ventagli di erosione in cui si riconoscono limitate forme di dilavamento. Sono riconoscibili diversi corpi di frana compositi con scarsi indizi di movimento derivanti da processi di degradazione di massa policiclici. Infine nella parte settentrionale del Foglio, all’interno di un imponente deposito di frana antica nell’area di Scuola Foresta, si sviluppa un corpo franoso con indizi di riattivazione riconducibile presumibilmente a fenomeni di degradazione indotti sia dalle precarie caratteristiche geomeccaniche dei terreni affioranti in prossimità di una linea di taglio trascorrente sia dagli effetti prodotti dalla reincisione fluviale che, come detto in precedenza, si manifestano nel contesto di una generale tendenza al sollevamento regionale dell’area.

## 2. – IDROGEOLOGIA

### 2.1. – SETTORE MONTUOSO

L'area montuosa ricadente nel Foglio “Trebisacce” è caratterizzata da diverse tipologie di complessi idrogeologici con diverso potenziale di acquifero. Un primo complesso è formato dalle potenti successioni carbonatiche dell'unità tettonica del Pollino che, grazie all'elevato stato di fratturazione delle rocce ed al loro notevole spessore in profondità, costituisce un acquifero di elevata potenzialità. Un esempio è rappresentato dall'importante sorgente ubicata lungo il Torrente Caldanello a valle di Cerchiara di Calabria. Si tratta di una sorgente di acqua sulfurea che fuoriesce ad una temperatura di 30°C da una grotta calcarea (Grotta delle Ninfe) per soglia di permeabilità in prossimità del contatto tettonico con la sottounità del complesso calabro-lucano. Le acque termali, usate già nell'antichità a scopo terapeutico per la cura delle malattie cutanee e reumatiche, sono convogliate in piscine e sfruttate turisticamente.

Un altro importante complesso idrogeologico è rappresentato dalle successioni torbiditiche delle formazioni del Saraceno e Albidona, anche se la notevole variabilità di facies rende i relativi acquiferi discontinui. Ciò è più evidente nella formazione di Albidona, dove la porzione inferiore più pelitica ospita piccoli acquiferi soprattutto in corrispondenza dei megastrati calcarei, mentre la porzione superiore arenacea costituisce un acquifero più continuo anche se di limitata estensione. La formazione del Saraceno forma invece un ottimo acquifero a causa della sua elevata fratturazione e della minore porzione pelitica. Numerose manifestazioni sorgive a portata media si trovano infatti al contatto tra questa formazione ed il substrato pelitico costituito dal complesso calabro-lucano, sia per limite di permeabilità, laddove il contatto è stratigrafico, che per soglia di permeabilità, laddove il contatto è tettonico. Manifestazioni sorgive meno importanti si hanno invece all'interno della formazione di Albidona lungo i contatti tra i livelli arenacei o calcarei fratturati e intervalli pelitici. La maggior parte delle sorgenti sono comunque soggette a regimi di portata variabile in relazione alle variazioni del regime pluviometrico durante l'anno ed ai limitati volumi degli acquiferi.

Al limite meridionale del foglio è presente un terzo tipo di complesso idrogeologico, costituito dai conglomerati di Lauropoli che, per il loro notevole spessore (circa 350 m quello affiorante) e per la loro media permeabilità, rappresentano un importante acquifero, la cui potenzialità non è sfruttata in pieno. Negli alvei delle fiumare sono presenti infine depositi alluvionali con differente granulometria, costituenti acquiferi a permeabilità variabile, localmente interessati da attività di emungimento.

## 2.2. - SETTORE COSTIERO

L'ampia pianura fluvio-costiera che si estende tra le estreme propaggini meridionali del massiccio del Pollino e il margine settentrionale della Sila (Piana di Sibari) è costituita prevalentemente dai depositi del Fiume Crati, il principale corso d'acqua della Calabria. La porzione nord-orientale della Piana di Sibari, ricadente in parte nel settore meridionale del Foglio "Trebisacce", è formata dai depositi dei torrenti Raganello, Caldanello, Satanasso e Saraceno. Allo sbocco delle valli dei suddetti torrenti, i depositi di canale, argine e rotta fluviale sono costituiti prevalentemente da sabbie medie e fini con livelli di sabbie grossolane e ghiaie (Fig. 5). Questi hanno un grado di permeabilità da medio ad alto ( $K = 10^{-2} - 10^{-5}$  m/s) per cui costituiscono un acquifero alluvionale di una certa importanza per l'economia agricola e industriale della zona. A causa dell'eterogeneità dei depositi si tratta comunque di un sistema complesso, caratterizzato da corpi idrici parzialmente interconnessi formanti falde libere o semiconfinate, poggianti su un substrato a permeabilità di solito inferiore. Caratteristiche simili e valori analoghi di permeabilità presentano i sedimenti costieri che delimitano la pianura, costituiti da sabbie a granulometria da media a grossolana con intercalazioni lenticiformi di limi sabbiosi e livelli conglomeratici. I depositi di piana inondabile, invece, costituiti da argille limose e limi argillosi con rare intercalazioni di limi sabbiosi e sabbie limose (Fig. 5), hanno permeabilità da bassa a molto bassa ( $K < 10^{-6} - 10^{-9}$  m/s) per cui non presentano un interesse idrogeologico come acquifero.

L'asse di drenaggio preferenziale coincide con le zone di maggior spessore dei depositi alluvionali, rappresentate dai paleovalvei dei suddetti torrenti. Il deflusso sotterraneo avviene quindi lungo i paleovalvei da nord-ovest verso sud-est fino alla pianura, dove si forma un'unica falda acquifera. La vulnerabilità all'inquinamento di questo acquifero dipende dalla permeabilità dei depositi superficiali e dagli interscambi tra le acque superficiali e le acque sotterranee provenienti dai torrenti. La presenza di intercalazioni pelitiche limita localmente l'infiltrazione delle precipitazioni meteoriche, riducendo la penetrazione nel sottosuolo di sostanze inquinanti derivanti dall'agricoltura o dall'allevamento. I deflussi provenienti dai torrenti possono rappresentare invece un fattore di pericolosità a causa degli scarichi di reflui non trattati da parte dei centri abitati ubicati nell'area montuosa.

PROGETTO  
CARG



## **APPENDICE 1**

### **PETROLOGIA delle ARENITI (a cura di E. Le Pera)**

Lo studio petrografico delle areniti del Foglio “Trebisacce” è stato condotto attraverso l’analisi quantitativa mediante conteggio per punti al microscopio ottico. Per ogni sezione sottile sono stati conteggiati fino a 500 punti utilizzando il metodo di conteggio Gazzi-Dickinson (INGERSOLL et alii, 1984; ZUFFA, 1985) al fine di descrivere i costituenti fondamentali dello scheletro e degli interstizi. Per l’analisi modale delle areniti delle singole formazioni ed i ricalcoli dei parametri composizionali si è utilizzata la metodologia proposta da INGERSOLL & SUCZEK (1979), ZUFFA (1980; 1985), DICKINSON (1985), CRITELLI & LE PERA (1994), unitariamente discussi in DI GIULIO & VALLONI (1992).

#### **1. – COSTITUENTI FONDAMENTALI DELLO SCHELETRO**

Quarzo, K-feldspato e Plagioclasio si ritrovano sia in granuli singoli che come cristalli in frammenti faneritici (frammenti di roccia in cui singoli monocristalli hanno dimensione  $>0.0625$  mm). In tale gruppo rientrano anche cristalli di quarzo di origine vulcanica, caratterizzati da rientranze nei quali si

ritrova cristallizzata la pasta di fondo. Il quarzo policristallino presenta un *microfabric* tettonico, caratterizzato da una tessitura microgranulare foliata (es. frammenti di miloniti, quarziti, etc.), con contatti tra sub-cristalli suturati, oppure un *microfabric* non-tettonico, con contatti tra sub-granuli netti il cui litotipo di provenienza è più complesso. Plagioclasio e K-feldspato si rinvencono in prevalenza come singoli cristalli e con prevalenza del plagioclasio sul K-feldspato. Il K-feldspato prevalente è l'ortoclasio e meno diffuso è il microclino, il plagioclasio ha composizione oligoclasica.

I litici afanitici (frammenti di roccia in cui singoli monocristalli hanno dimensione  $<0.0625$  mm) sono rappresentati da detrito di natura sedimentaria, metamorfica, e vulcanica. Il detrito di natura sedimentaria comprende granuli Carbonatici Extrabacinali (CE; ZUFFA, 1980), granuli silicoclastici quali argilliti e siltiti a cemento carbonatico o a componente autigena argillosa, e granuli di selce impura. I granuli CE sono rappresentati da varie tipologie di calcari (micritici e microspatitici, biospariti e biomicriti, *grainstones*, *packstones*, *wackestones*), rari calcari foliati, calcisiltiti, cristalli singoli di calcite e/o di dolomite detritica, e rare marne. Le metamorfite sono rappresentate da detrito afanitico (filladi, scisti, detrito ofiolitico, metavulcaniti) e da subordinato detrito faneritico (gneiss, scisti a grana grossa). Gli gneiss sono rappresentati da granuli polimineralici quarzoso-feldspatici o quarzoso-feldspatico-micacei a tessitura granoblastica. Il detrito ofiolitico è rappresentato da serpentiniti a tessitura massiva e da serpentinoscisti, e da rari granuli di cloritoscisti, il detrito plutonico da graniti e da granodioriti.

I granuli Carbonatici Intrabacinali (CI; ZUFFA, 1980) sono rappresentati da bioclasti, intraclasti, peloidi ed ooidi; i granuli Non-Carbonatici Intrabacinali (NCI) da ossidi di ferro, glauconite, e *rip-up clasts* (“clasti strappati dal substrato”) sia siltitici che argillosi.

I fillosilicati sono rappresentati da biotite, muscovite e clorite, in granuli monomineralici o quali cristalli compresi in frammenti di rocce cristalline metamorfiche e plutoniche. Inoltre, tra i costituenti dello scheletro si rinvencono granuli di minerali pesanti, sia trasparenti (anfibioli) che opachi.

## 2. – COSTITUENTI FONDAMENTALI DEGLI INTERSTIZI

La componente interstiziale comprende sia la frazione terrigena di dimensione  $<0.0625$  mm (matrice) che quella autigena precipitata *in situ* (cemento). La matrice è distinta in silicoclastica (*orto* e *pseudomatrice*; DICKINSON, 1970) e carbonatica (*micrite*; FOLK, 1974). Il cemento carbonatico delle areniti analizzate è costituito da calcite spatitica e microspatitica (di

riempimento pori e/o in plaghe); la dolomite è assente. Cemento non-carbonatico, rappresentato da autigenesi di fillosilicati (caolinite), è stato rinvenuto nella formazione di Albidona e nella formazione del Saraceno. Cemento siliceo si rinviene in tutte le formazioni, in particolare nella formazione del Saraceno. Altri tipi minori di cemento (ferifero nelle formazioni del Saraceno, di Albidona e di Corleto Perticara; laumontitico nella formazione di Albidona) si rinvencono in tracce su singoli campioni delle formazioni studiate.

### 3. - COMPLESSO CALABRO-LUCANO

I dati relativi alla composizione modale principale ed ai ricalcoli modali dello scheletro delle areniti del complesso calabro-lucano sono riassunti nelle Figg. 10, 11 e 12. Le areniti definiscono tre distinte petrofacies (CRITELLI, 1993; CRITELLI & MONACO, 1993), che comprendono arenarie quarzose, arenarie quarzoso-feldspatiche (arcose), ed areniti litiche (vulcanoareniti).

Le arenarie quarzose ( $Qm_{90\pm 4}F_{9\pm 3}Lt_{1\pm 1}$ ;  $Qt_{90\pm 3}F_{9\pm 3}L_{1\pm 1}$ ) hanno composizione variabile da quarzareniti a subarcose, con quarzo monocristallino variabile dal 76.3% al 75% rispetto al totale della composizione modale d'insieme. Il rapporto quarzo policristallino/quarzo totale ( $Qp/Qm+Qp$ ) è generalmente basso (0.1-0.3); il plagioclasio è sempre più abbondante del K-feldspato ( $P/F=0.90\pm 0.09$ ) ed i frammenti litici afanitici, molto rari, sono rappresentati da filladi (0.7%-1.7%) e selce impura (0.7%-1.1%). I costituenti fondamentali degli interstizi sono rappresentati primariamente da matrice silicoclastica (0-16.4%) e da cemento siliceo (2.8-14.2%). La silice neogenica è legata a fenomeni di *pressure solution*, con forti compenetrazioni e compattazione di granuli e numerosi orli di dissoluzione (CRITELLI, 1993; CRITELLI & MONACO, 1993).

Le arenarie quarzoso-feldspatiche ( $Qm_{61\pm 4}F_{21\pm 5}L_{18\pm 8}$ ;  $Qt_{62\pm 3}F_{21\pm 5}L_{17\pm 8}$ ) contengono dal 37.6% al 58.8% di quarzo monocristallino. I rapporti relativi di abbondanza tra feldspati indicano la prevalenza del plagioclasio sul K-feldspato (valore medio di  $P/F=0.80\pm 0.07$ ). I frammenti litici afanitici hanno dominante componente vulcanica ( $Lm_{31\pm 10}Lv_{63\pm 11}Ls_{6\pm 3}$ ), con granuli a composizione andesitica, caratterizzati da tessitura intersertale. I litici metasedimentari sono rappresentati dominatamente da filladi; i litici sedimentari prevalenti sono rappresentati da calcari micritici, spatitici, microspatitici (CE; 2.7%) e meno diffusi granuli di selce impura (0.6%-1.0%). Sono stati rinvenuti inoltre granuli di serpentinici (0.6%-1.4%).

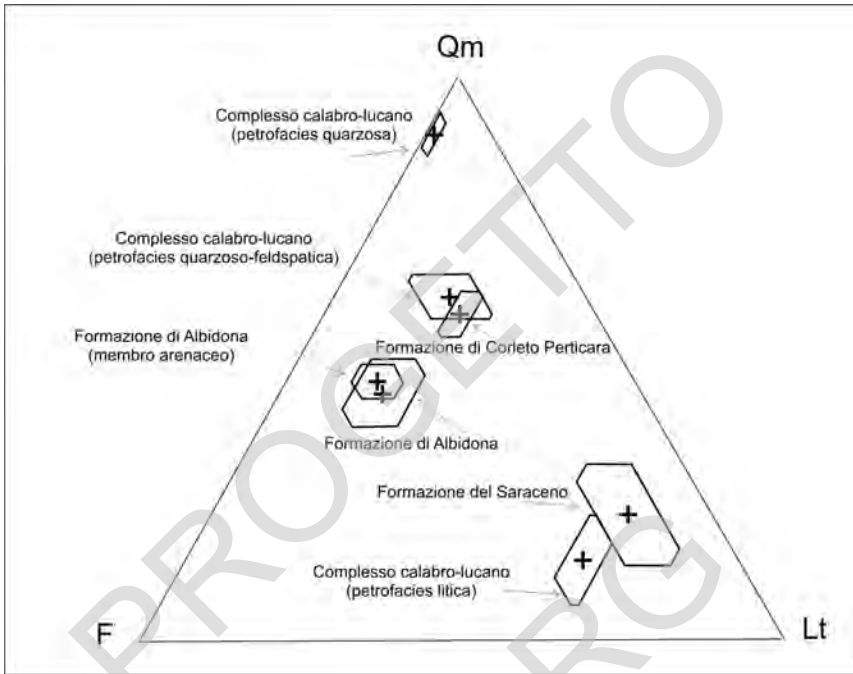


Fig. 10 – Diagramma della composizione principale (QmFLt).

I costituenti fondamentali degli interstizi sono rappresentati primariamente da cemento carbonatico di sostituzione pervasiva di granuli indeterminati dello scheletro. Tale componente varia dal 4.5% al 6.2% rispetto al totale della composizione modale d'insieme. La matrice è costituita da matrice silicoclastica (*ortomatrice*; DICKINSON, 1970). Si osservano tracce (0.3%-1.4%) di precipitazione di silice autigena.

Le vulcanoareniti ( $Qm_{14} \pm 8F_{24} \pm 6Lt_{62} \pm 3$ ;  $Qt_{15} \pm 4F_{24} \pm 5L_{61} \pm 8$ ;) hanno basse percentuali di quarzo monocristallino (3.3-13.1%); il plagioclasio è il feldspato dominante ( $P/F=0.97 \pm 0.03$ ) ed il rapporto litici vulcanici/litici totali ( $Lv/Lm+Lv+Ls$ ) varia da 0.70 a 0.93. I frammenti litici afanitici hanno dominante componente vulcanica ( $Qp_{3} \pm 3Lv_{m86} \pm 10L_{sm11} \pm 7Lm_{9} \pm 6Lv_{87} \pm 9Ls_{4} \pm 4$ ). Le vulcaniti comprendono lave di composizione andesitica, con tessitura intersertale e felsitica granulare. Granuli di natura ofiolitica (serpentiniti), metasedimentaria (filladi, argilliti e argilloscisti), e sedimentaria (selce e calcari) sono presenti in bassa percentuale. La

componente interstiziale è costituita per lo più da matrice vulcanoclastica vetrosa (3.-7.9%); i bioclasti (0.2-2.1%) spesso sono interessati da fenomeni di silicizzazione.

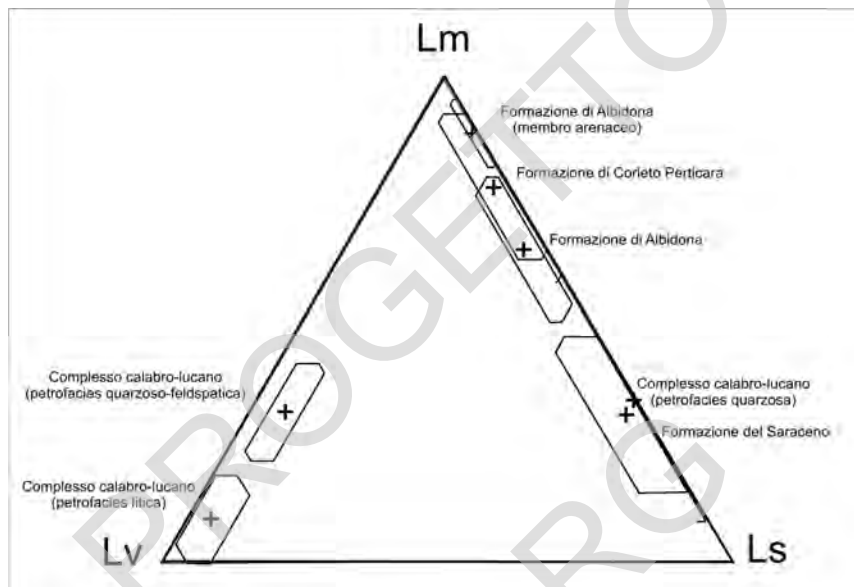


Fig. 11 – Diagramma della composizione della frazione litica afanitica (LmLvLs).

#### 4. - FORMAZIONE DEL SARACENO

I dati relativi alla composizione modale principale ed ai ricalcoli modalì dello scheletro delle arenite della formazione del Saraceno sono riassunti nelle Figg. 10, 11 e 12. Le arenarie sono caratterizzate da una composizione litica ( $Qm22\pm9F13\pm5L65\pm11$ ), sedimentoclastica ( $Lm30\pm16Lv3\pm6Ls67\pm19$ ;  $Rg8\pm6Rs59\pm20Rm33\pm15$ ); alcune sono classificabili come arenite ibride (ZUFFA, 1980), ed un campione come calcilitite. La popolazione feldspatica presenta un rapporto medio di  $P/F=0.92\pm0.2$ .

I frammenti litici afanitici sedimentari sono rappresentati da diverse tipologie di calcari (micritici, spatitici, microspatitici, biospatitici, biomicritici, foliati), da *grainstones*, *packstones* e *wackestones*, e rare dolomie, marne e calcisiltiti (CE); meno diffuso è il detrito sedimentario, silicoclastico (argilliti,

siltiti) ed i granuli di selce impura, ed il detrito vulcanico (andesitico). Per quest'ultimo, cristalli singoli di plagioclasio euedrale e di dimensioni maggiori rispetto al restante detrito non-vulcanico, costituirebbero un indicatore diagnostico di provenienza da vulcanismo coevo (CRITELLI, 1993; CRITELLI & MONACO, 1993). I litici metasedimentari sono rappresentati dominatamente da filladi e scisti; si segnala la presenza in tracce (0.2%) di detrito di natura ofiolitica (serpentinoscisti e cloritoscisti). Inoltre, si rinvencono bioclasti, intraclasti e peloidi+oididi, tra i granuli CI, e glauconite (0.2%-3.4%) tra i granuli NCI.

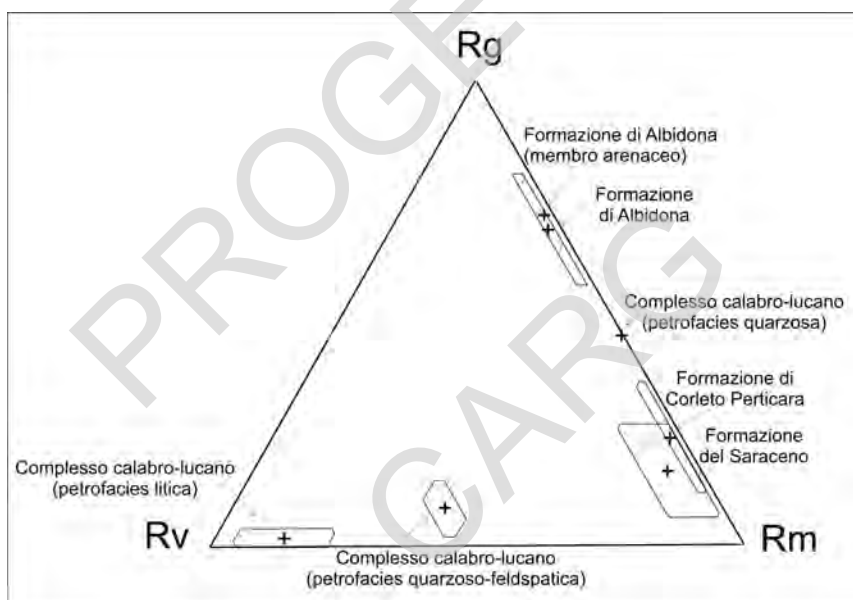


Fig. 12 – Diagramma della composizione della frazione litica afanitica + faneritica (RgRvRm).

I costituenti fondamentali degli interstizi sono rappresentati primariamente da precipitazione di cemento carbonatico, e da tracce di cemento ferrifero (0.2%-0.4%) e fillosilicatico (0.2%-0.6%). Il cemento siliceo ha un range variabile dallo 0.2% al 16.0%. Il cemento carbonatico, di precipitazione in pori e/o plaghe e di sostituzione pervasiva di granuli quarzosi e feldspatici dello scheletro e di granuli indeterminati, varia dal 9.0% al 49.6%, rispetto al totale della composizione modale d'insieme. Presenti anche sotto forma di precipitati

interstiziali pellicole argillose su granuli e *overgrowth* silicei ed albitici. Si rinvengono granuli silicizzati (0.2%-4.0%) e di alteriti (0.2%).

## 5. – FORMAZIONE DI CORLETO PERTICARA

I dati relativi alla composizione modale principale ed ai ricalcoli modalì dello scheletro delle areniti della formazione di Corleto Perticara sono riassunti nelle Figg. 10, 11 e 12. Le arenarie hanno composizione quarzo-feldspatolitica ( $Qm58\pm4F21\pm5Lt21\pm2$ ), metamorfoclastica ( $Rg22\pm12Rv1\pm1Rm77\pm12; Rg21\pm12Rs8\pm7Rm71\pm10$ ).

I feldspati hanno un rapporto medio di  $P/F=0.86\pm0.08$ . I frammenti litici afanitici hanno dominante componente metasedimentaria ( $Lm77\pm15Lv3\pm3Ls20\pm16$ ), minori quantità di vulcaniti (0.2%-1.0%) con tessiture felsitica granulare e felsitica seriatata, e rare metavulcaniti (0.2%-0.4%). I litici metasedimentari sono rappresentati da scisti e filladi; i litici sedimentari prevalenti sono rappresentati da calcari micritici e spatitici (CE), meno diffuse argilliti e selce impura. I granuli faneritici sono rappresentati da frammenti di rocce metamorfiche (gneiss e scisti a grana grossa) e plutoniche. I granuli CI e NCI sono costituenti minori e rappresentati rispettivamente da tracce di bioclasti e di glauconie.

I costituenti fondamentali degli interstizi sono rappresentati da cemento carbonatico di precipitazione in pori e/o plaghe, e di sostituzione pervasiva di granuli feldspatici dello scheletro. Tale componente varia dallo 0.6% al 2.8% rispetto al totale della composizione modale d'insieme. La matrice è costituita da matrice silicoclastica (*ortomatrice*; DICKINSON, 1970), in quantità subordinate rispetto al cemento (0.2%-1.8%) e da tracce di micrite (0.2%-0.8%).

## 6. – FORMAZIONE DI ALBIDONA

### 6.1. – ALTERNANZA PELITICO-ARENACEA

I dati relativi alla composizione modale principale ed ai ricalcoli modalì dello scheletro delle areniti della formazione di Albidona sono riassunti nelle Figg. 10, 11 e 12. Le areniti hanno una composizione quarzoso-feldspatica ( $Qm44\pm6F40\pm8Lt16\pm5$ ) plutoniclastica ( $Rg70\pm8Rv0\pm0Rm30\pm8; Rg69\pm8Rs2\pm2Rm29\pm8$ ). I rapporti relativi di abbondanza tra feldspati indicano

una netta prevalenza del plagioclasio sul K-feldspato (valore medio di  $P/F=0.95\pm 0.03$ ).

I frammenti litici afanitici hanno dominante componente metasedimentaria e sedimentaria ( $Lm64\pm 15Lv4\pm 3Ls32\pm 14$ ), e minori quantità vulcaniti con tessitura microlitica, felsitica granulata o seriatata, e intersertata (0.2%-1.0%). I litici metasedimentari sono rappresentati da filladi e scisti; i litici sedimentari prevalenti sono rappresentati da calcari micritici, spatitici, microspatitici, biospartitici, biomicritici, *grainstones* e rare dolomie (CE); meno diffuso è il detrito silicoclastico (argilliti, siltiti) ed i granuli di selce impura. Si segnalano tracce (0.2%) di detrito di natura ofiolitica (serpentinite a tessitura massiva). Si rinvenivano bioclasti (0.4%-6.4%) tra i granuli CI, glauconite (0.2%-0.4%) e *rip-up clasts* (0.2%-1.8%), sia siltitici che argillosi, tra i clasti Non-Carbonatici Intrabacinali (NCI).

I costituenti fondamentali degli interstizi sono rappresentati primariamente da precipitazione di cemento carbonatico, e da subordinate quantità di cemento ferriero (0.2%-0.4%), siliceo (0.2%-0.8%), fillosilicatico (caolinitico; 0.2%-4.2%), e da laumontite (fino allo 0.4%). Il cemento carbonatico, di precipitazione in pori e/o plaghe e di sostituzione pervasiva di granuli feldspatici dello scheletro e di granuli indeterminati, varia dal 12.6% al 28.0%. Sono presenti, sotto forma di precipitati interstiziali, pellicole argillose su granuli e *overgrowth* silicei ed albitici.

## 6.2. - MEMBRO ARENACEO

I dati relativi alla composizione modale principale ed ai ricalcoli modalici dello scheletro delle arenite del Membro arenaceo sono riassunti nelle Figg. 10, 11 e 12. Le arenite hanno una composizione quarzoso-feldspatica ( $Qm46\pm 3F40\pm 4Lt14\pm 4$ ), plutoniclastica ( $Rg70\pm 8Rv0\pm 0Rm30\pm 8$ ;  $Rg69\pm 8Rs2\pm 2Rm29\pm 8$ ).

I rapporti relativi di abbondanza tra feldspati indicano una lieve prevalenza del plagioclasio sul K-feldspato (valore medio di  $P/F= 0.54\pm 0.05$ ). I frammenti litici afanitici hanno dominante componente metasedimentaria ( $Lm88\pm 7Lv1\pm 1Ls11\pm 7$ ), tracce di vulcaniti (0.2%) con tessitura felsitica granulata o seriatata, e intersertata e rare metavulcaniti (0.2%-0.6%). I litici metasedimentari sono rappresentati dominatamente da filladi; i litici sedimentari prevalenti sono rappresentati da calcari micritici, spatitici, microspatitici, biospartitici e biomicritici (CE), meno diffuse argilliti, siltiti e



granuli di selce impura. Tra i granuli Carbonatici Intrabacinali (CI) e Non-Carbonatici intrabacinali (NCI) si rinvengono bioclasti (0.2%-2.2%) e glauconie (0.2%-0.6%), rispettivamente.

I costituenti fondamentali degli interstizi sono rappresentati da deposizione di matrice silicoclastica (1.0%-7.6%) (*ortomatrice*; DICKINSON, 1970), da subordinate quantità di micrite (0.2%-3.2%), e da precipitazione di cemento carbonatico, siliceo e fillosilicatico. Il cemento carbonatico, di precipitazione in pori e/o plaghe e di sostituzione pervasiva di granuli feldspatici dello scheletro e di granuli indeterminati, varia dallo 0.2% al 12.8%. Il cemento fillosilicatico (caolinitico) varia dallo 0.2% al 3.6%. Presenti anche sotto forma di precipitati interstiziali pellicole argillose su granuli e *overgrowth* silicei.

PROGETTO  
CARG

**APPENDICE 2****ETÀ DELLA FORMAZIONE DI ALBIDONA NELLA LOCALITÀ TIPO**  
**(a cura di A. Di Stefano)**

L'attribuzione cronostratigrafica della formazione di Albidona è probabilmente uno degli argomenti più controversi della geologia dell'Appennino Meridionale, dal momento che questo aspetto riveste un ruolo fondamentale nell'interpretazione nel quadro paleogeodinamico dell'intera regione.

Come già discusso nel testo, la formazione, attribuita al Miocene medio al momento della sua istituzione (SELLI, 1962), è stata ciclicamente riferita da vari Autori a intervalli cronostratigrafici decisamente più vecchi (Eocene inferiore-medio, PAVAN & PIRINI, 1963; MOSTARDINI *et alii*, 1966; OGNIBEN, 1969; VEZZANI, 1966; 1970), oppure oligo-inframiocenici (GHEZZI & MARCHETTI, 1964; GHEZZI & BAYLISS, 1964; ZUPPETTA *et alii*, 1984; BONARDI *et alii*, 1985), per poi essere nuovamente assegnata all'Eocene in un recente, dettagliato lavoro stratigrafico a carattere multidisciplinare (BARUFFINI *et al.*, 2000). Le diverse età assegnate alla formazione di Albidona hanno ovviamente comportato differenti interpretazioni sull'evoluzione geodinamica dell'intero Appennino meridionale.

La realizzazione del Foglio "Trebisacce" per il progetto CARG ha offerto l'opportunità di studiare ulteriormente la formazione di Albidona nella sua area

tipo. Allo scopo di contribuire con nuovi dati micropaleontologici alla definizione cronostratigrafica di questa formazione, è stata misurata una sezione (Fig. 13) ad ovest dell'abitato di Albidona, lungo il fianco sinistro della valle della Fiumara Saraceno, tra il Timpone Cavour ed il versante orientale di Serra Manganile. La sezione ha uno spessore complessivo di 1100 m, che rappresentano poco più di metà dello spessore complessivo della formazione in quest'area. Essa coincide con la metà superiore della sezione di Vezzani (1970) e inizia con il bancone marnoso-calcareo identificato come *livello d* dallo stesso Autore.

La porzione inferiore della serie (Fig. 13) è costituita da 230 m di arenarie a granulometria medio-fine, in strati gradati spessi fino a 50 cm, alternati a livelli argilloso-marnosi di colore grigio-azzurro spessi pochi centimetri. Segue un livello potente 15 m di calcari marnosi biancastri a frattura concoide (*livello e* di Vezzani, 1970) cui si sovrappone un intervallo argilloso-arenaceo potente 150 m contenente livelli decimetrici di calcisiltiti grigio-verdastre.

Si prosegue quindi con 270 m di una fitta alternanza di arenarie gradate ben cementate, di colore giallastro, e di marne e marne argillose di colore grigiastro. In continuità si passa quindi a 350 m di arenarie compatte a granulometria grossolana e microconglomerati poligenici ricchi in matrice, in strati decimetrici e banchi dell'ordine del metro, alternati a livelli decimetrici di argille ed argille siltose di colore grigio. La porzione sommitale della sezione è prevalentemente costituita da circa 100 m di banchi, spessi fino a 3-4 m, di conglomerati poligenici ricchi in matrice ed arenarie torbiditiche a granulometria grossolana.

E' noto che data la composizione prevalentemente terrigena e il carattere torbiditico dei sedimenti che costituiscono la formazione di Albidona, la difficoltà maggiore consiste nel reperimento di intervalli litologici idonei all'analisi micropaleontologica. A questo scopo sono stati campionati esclusivamente i livelli pelitici a composizione marnosa (23 in tutto, da A39 a A60); questo non ha comunque garantito il ritrovamento di associazioni ricche e ben conservate e non ha escluso la presenza di forme rimaneggiate.

L'associazione a foraminiferi presente nei pochi campioni non sterili è generalmente scarsa e mal conservata, e costituita principalmente da organismi agglutinanti e bentonici di scarso rilievo biocronologico. L'associazione planctonica è quasi esclusivamente rappresentate da faune indicative dell'Eocene tra le quali le più comuni sono *Globigerina ouachitensis gnaucki* BLOW & BANNER, *Acarinina bullbrooki* (BOLLI), *Turborotalia cerroazulensis frontosa* (SUBBOTINA), *Turborotalia cerroazulensis pomeroli* (TOUMARKINE & BOLLI), *Globigerina* spp., *Globigerina tripartita* KOCH, *Globigerinina* spp., *Morozovella* cf. *angulata* (WHITE).

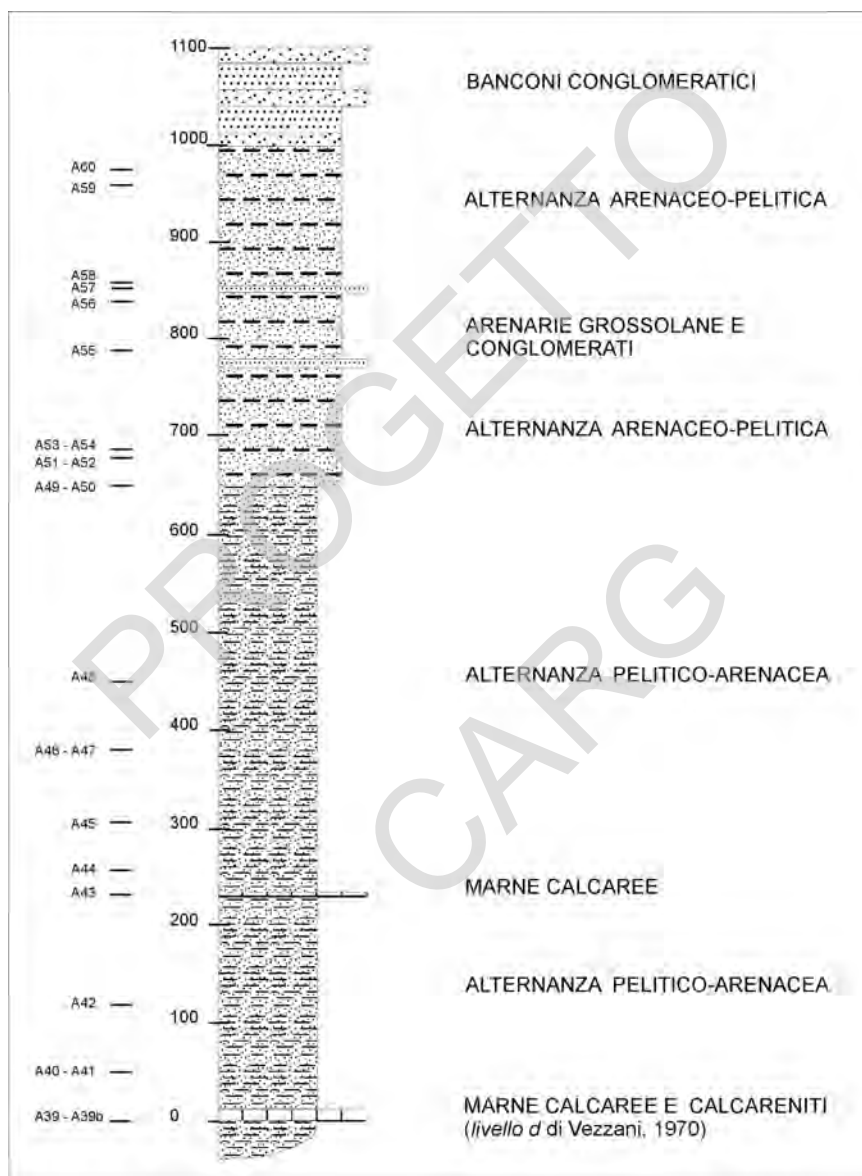


Fig. 13 – Colonna litostratigrafia della sezione eseguita sulla formazione di Albidona nell'area tipo.

L'analisi delle associazioni a nannofossili ha invece consentito di ottenere alcuni elementi che con maggiore esattezza contribuiscono a definire l'età di questa porzione della formazione di Albidona. I campioni analizzati hanno mostrato generalmente associazioni a nannofossili di abbondanza variabile da media (campioni A41, A46, A53, A56, A58) a scarsa (campioni A42, A43, A44) a estremamente povera (campioni A49 e A60); alcuni campioni sono del tutto sterili (campioni A51, A55, A59).

L'analisi condotta è stata esclusivamente di tipo qualitativo, dal momento che analisi quantitative eseguite su associazioni caratterizzate da percentuali elevatissime di forme rimaneggiate, quali quelle che caratterizzano i depositi in questione, non avrebbero condotto ad una corretta attribuzione bio- e cronostatigrafica.

La maggior parte dei campioni contiene associazioni a nannofossili, generalmente indicative di un'età eo-oligocenica (PERCH-NIELSEN, 1985), caratterizzate dalla presenza di *Chiasmolithus* spp., *Cribocentrum reticulatum* (GARTNER & SMITH), *Dictyococcites bisectus* (HAY, MOHLER & WADE), *Dictyococcites scripsae* BUKRY & PERCIVAL, *Discoaster lodoensis* BRAMLETTE & RIEDEL, *Ericsonia obruta* PERCH-NIELSEN, *Ericsonia formosa* (KAMPTNER), *Helicosphaera compacta* BRAMLETTE & WILCOXON, *Sphenolithus radians* DEFLANDRE, *Reticulofenestra umbilica* (LEVIN), *Zygrhablithus bijugatus* (DEFLANDRE). Altre specie, quali *Coccolithus pelagicus* (WALICH), *Coccolithus miopelagicus* BUKRY, *Cyclicargolithus floridanus* (ROTH & HAY), *Discoaster deflandrei* BRAMLETTE & RIEDEL, *Sphenolithus moriformis* (BRÖNNIMANN & STRADNER), hanno una distribuzione più ampia, che si estende anche al Miocene. Sono talvolta presenti forme paleoceniche (*Toweius* spp.) e cretacee (*Watzanaueria* spp., *Micula* spp.).

La presenza di forme esclusivamente oligoceniche, quali *Sphenolithus distentus* (MARTINI) (Fig. 14a), *Sphenolithus ciperoensis* BRAMLETTE & WILCOXON, *Sphenolithus conicus* BUKRY, *Cyclicargolithus abisectus* (MÜLLER) (Fig. 14b-c) già escluderebbe l'età eocenica attribuita dai differenti Autori; ma in aggiunta l'età della successione è determinata dalla presenza di alcuni nannofossili di età miocenica, e precisamente *Sphenolithus disbelemnus* FORNACIARI & RIO (rinvenuto nel campione A41) e *Sphenolithus dissimilis* BUKRY & PERCIVAL (rinvenuto nel campione A46), distribuiti nel Miocene inferiore (PERCH-NIELSEN, 1985; FORNACIARI E RIO, 1996), *Discoaster variabilis* MARTINI & BRAMLETTE (Fig. 14d) ed *Helicosphaera carteri* (WALICH) (campione A58, Fig. 14e) distribuiti a partire dal Miocene inferiore; e ancora dalla presenza di *Helicosphaera ampliapertura* BRAMLETTE & WILCOXON, (campione A46, Fig. 14f) e *Sphenolithus belemnus* BRAMLETTE & WILCOXON (campione A41, Fig. 14g, h, i) specie esclusive del Burdigaliano

(PERCH-NIELSEN, 1985; THEODORIDIS, 1984; FORNACIARI & RIO, 1996). Sulla base di questi dati, la sezione sarebbe attribuibile almeno alle biozone MNN3a (*Sphenolithus belemnus*) e MNN3b (*Sphenolithus belemnus*-*Sphenolithus heteromorphus*) di FORNACIARI & RIO (1996) di età Burdigaliano.

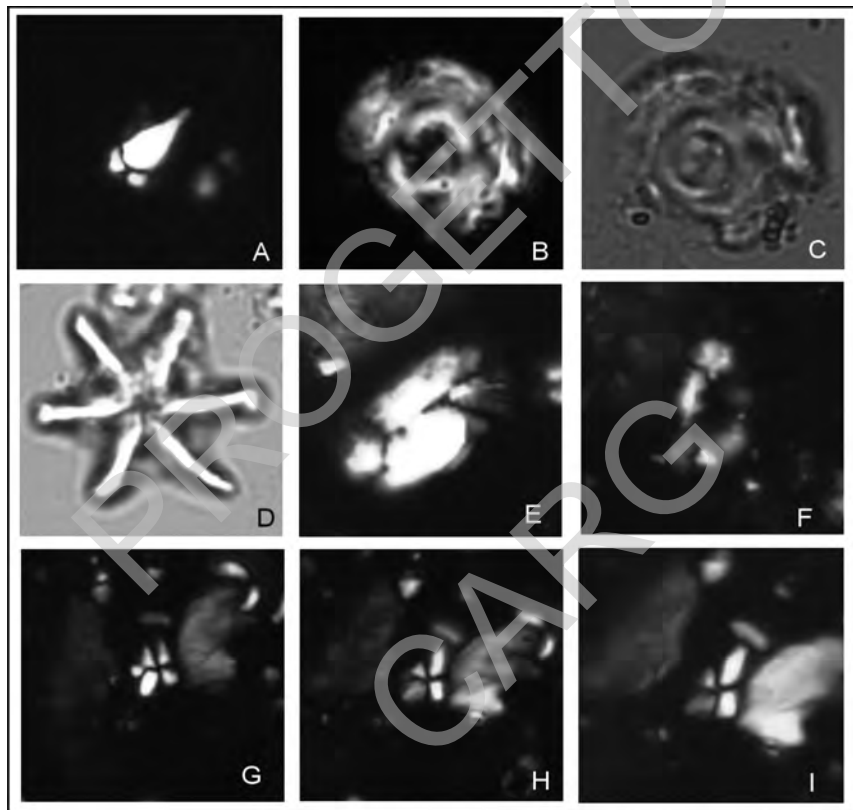


Fig. 14 - Foto eseguite al microscopio ottico (Zeiss Axioscope, ingrandimento circa 2500 X) di alcuni nannofossili calcarei contenuti in livelli pelitici della formazione di Albidona. a: *Sphenolithus distentus* (MARTINI), nicols incrociati, campione A58; b: *Cyclicargolithus abisectus* (MÜLLER), nicols incrociati, campione A58; c: *Cyclicargolithus abisectus* (MÜLLER), nicols paralleli, campione A58; d: *Discoaster* gr. *variabilis* MARTINI & BRAMLETTE, nicols paralleli, campione A58; e: *Helicosphaera carteri* (WALLICH), nicols incrociati, campione A46; f: *Helicosphaera* cf. *ampliaperta* BRAMLETTE & WILCOXON, campione A46; g: *Sphenolithus belemnus* BRAMLETTE & WILCOXON, nicols incrociati 0°, campione A46; h: *Sphenolithus belemnus* BRAMLETTE & WILCOXON, nicols incrociati 20°, campione A46; i: *Sphenolithus belemnus* BRAMLETTE & WILCOXON, nicols incrociati 45°, campione A46.

Sulla base di questi dati, vengono considerate rimaneggiate tutte le forme indicative dell'Eocene e dell'Oligocene e si ribadisce l'età Burdigaliana della formazione di Albidona nella sua località tipo.

PROGETTO  
CARG



## BIBLIOGRAFIA

- AGIP (1977) - *Temperature sotterranee*. F.lli Brugora, Segrate, 1390 pp.
- ALVAREZ W. (1976) - *A former continuation of the Alps*. Bull. Geol. Soc. Am., **87**: 891-896.
- 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**: 329-336.
- AMODIO-MORELLI L., BONARDI G., COLONNA V., DIETRICH D., GIUNTA G., IPPOLITO F., LIGUORI V., LORENZONI S., PAGLIONICO A., PERRONE V., PICCARRETA G., RUSSO M., SCANDONE P., ZANETTIN-LORENZONI E. & ZUPPETTA A. (1976) - *L'Arco Calabro-peloritano nell'orogene appenninico-maghrebide*. Mem. Soc. Geol. It., **17**: 1-60.
- AUBOUIN (1962) - *Propos sur les géosinclinaux*. Bull. Soc. Géol. France, **7**: 629-711.
- BARUFFINI L., LOTTAROLI F., TORRICELLI S. & LAZZARI D. (2000) - *Stratigraphic revision of the Eocene Albidona Formation In the Type locality (Calabria, Southern Italy)*. Riv. It. Paleont. Strat., **106**: 73-98.
- BEN-AVRAHAM Z., BOCCALETTI M., CELLO G., GRASSO M., LENTINI F., TORELLI L. & TORTORICI L. (1990) - *Principali domini strutturali originatisi dalla collisione continentale neogenico-quaternaria nel Mediterraneo centrale*. Mem. Soc. Geol. It., **45**: 453-462.
- BEN-AVRAHAM Z. & NUR A. (1982) - *The emplacement of ophiolites by Collision*. J. Geoph. Res., **87**: 3861-3867.
- BENE (1950) - *Tentativo di sintesi tettonica dell'Italia peninsulare ed insulare*. Boll. Soc. Geol. It., **68**: 66-80.
- BOCCALETTI M. & GUAZZONE G. (1972) - *Gli archi appenninici, il Mar Ligure e il Tirreno nel quadro della tettonica dei bacini marginali retro-arco*. Mem. Soc. Geol. It., **11**: 201-216.
- BOCCALETTI M., GUAZZONE G. & MANETTI P. (1977) - *Evoluzione paleogeografica e geodinamica del Mediterraneo: i bacini marginali*. Mem. Soc. Geol. It., **13**: 162-199.
- BOCCALETTI M., NICOLICH R. & TORTORICI L. (1984) - *The Calabrian Arc and the Ionian Sea in the dynamic evolution of the central Mediterranean*. Mar. Geol., **55**: 219-245.
- BOCCALETTI M., NICOLICH R. & TORTORICI L. (1990) - *New data and hypothesis on the development of the Tyrrhenian basin*. Paleo. Paleo. Paleol., **77**: 15-40.
- BONARDI G., AMORE F.O., CIAMPO G., MICONNET P & PERRONE V. (1988) - *Il Complesso Ligure 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., CELLO G., PERRONE V., TORTORICI L., TURCO E. & ZUPPETTA A. (1982) - *The evolution of the northern sector of the Calabria-Peloritani arc in a semi-quantitative palynostatic restoration*. Boll. Soc. Geol. It., **101**: 259-284.
- BONARDI G., CIAMPO G. & PERRONE V. (1985) - *La Formazione di Albidona nell'Appennino calabro-lucano*. Boll. Soc. Geol. It., **104**: 539-549.
- BONARDI G., DE CAPOA P., FIORETTI B. & PERRONE V. (1993) - *L'age des métacalcaires de l'Unité du Frido (région calabro-lucanienne, Italie) et ses implications éodynamiques*. C.R. Acad. Sci. Paris, **317**: 955-962.
- BOULLIN J.P. (1984) - *Nouvelle interprétation de la liaison Apennin-Maghrebides en Calabre: conséquences sur la paléogéographie téthysienne entre Gibraltar et les Alpes*. Rev. Géol. Dyn. Géog. Phys., **25**: 321-338.
- BOULLIN J.P., DURAND-DELGA M. & OLIVIER P. (1986) - *Betic-rifian and Tyrrhenian arcs: distinctive features, genesis and development stages*. In: F.C. Wezel (Ed.) "The origin of Arcs", Elsevier: 281-304.
- BOUSQUET J.C. (1962) - *Age de la série des diabases-porphyrites (roches vertes du flysch calabro lucanien, Italie méridionale)*. Bull. Soc. Géol. Fr., **7**: 712-718.

- BOUSQUET J.C. (1965) - *Sur l'allure et la mise in place des formations allochtones de la bordure orientale des massifs calabro-lucanien*. Boll. Soc. Géol. Fr., **7** : 937-945.
- BOUSQUET J.C. (1973) - *La tectonique récente de l'Apennin calabro-lucanien dans son cadre géologique et géophysique*. Geol. Romana, **12**: 1-103.
- BOUSQUET & GUEREMY (1968) - *Quelques phénomènes de néotectonique dans l'Apennin calabro-lucanien et leurs conséquences morphologiques. I*. Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn., **10**: 225-238.
- BOUSQUET & GUEREMY (1969) - *Quelques phénomènes de néotectonique dans l'Apennin calabro-lucanien et leurs conséquences morphologiques. II*. Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn., **11**: 223-236.
- BUROLLET P.F., MUGNIOT G.M. & SWEENEY. (1978) - *The geology of the Pelagian Block: the margins and basins of Southern Tunisia and Tripolitania*. In: A. Nairn, W. Kanes & F.G. Stelhi (Ed.) "*The Ocean Basins and Margins*", Plenum Press, New York: 331-339.
- CAIRE A., GLANGEAUD L. & GRANDJAQUET C. (1960) - *Les grands traits structuraux et l'évolution du territoire calabro-sicilien (Italie meridionale)*. Bull. Soc. Géol. Fr., **7**: 915-938.
- CARIMATI R., GOSSEMBERG P., MARINI A. & POTENZA R. (1981) - *Catalogo delle unità formazionali italiane*. Boll. Serv. Geol. D'Italia, **101**: 343-542.
- CARLONI G.C. (1962) - *Studio geologico del Monte Sellaro (Calabria settentrionale)*. Mem. Soc. Geol. It., **4**: 1135-1149.
- CARTA GEOLOGICA DEL VERSANTE NORD-ORIENTALE DEL MASSICCIO DEL POLLINO (1994) -- AA. VV., scala 1: 50.000, S.El.CA, Firenze.
- CATALANO S., MONACO C., TORTORICI L., PALTRINIERI W. & N. STEEL (2004) - *Neogene-Quaternary tectonic evolution of the Southern Apennines*. Tectonics, **23**: TC2003, doi: 10.1029/2003TC001512.
- CATALANO S., MONACO C., TORTORICI L. & TANSI C. (1993) - *Pleistocene strike-slip tectonics in the Lucanian Apennine (Southern Italy)*. Tectonics, **12**: 656-665.
- CELLO G., GUERRA I. & TORTORICI L. (1982) - *Geometry of the neotectonic stress field in southern Italy: geological and seismological evidences*. J. Struct. Geol., **4**: 385-393.
- CELLO G., INVERNIZZI C. & MAZZOLI S. (1996) - *Structural signature of tectonic processes in the Calabrian Arc, southern Italy: evidence from the oceanic-derived Diamante-Terranova unit*. Tectonics, **15** (1): 187-200.
- CELLO G., PALTRINIERI W. & TORTORICI L. (1987) - *Caratterizzazione strutturale delle zone esterne dell'Appennino molisano*. Mem. Soc. Geol. It., **38**: 155-161.
- CELLO G., TORTORICI L., MARTINI N. & PALTRINIERI W. (1989) - *Structural styles in the frontal zones of the Southern Apennines, Italy: an example from the Molise district*. Tectonics, **8**: 753-768.
- CELLO G., TORTORICI L., TURCO E. & GUERRA I. (1981) - *Profili profondi in Calabria settentrionale*. Boll. Soc. Geol. It., **100**: 423- 431.
- CHANNELL J.E.T. (1986) - *Paleomagnetism and continental collision in the Alpine Belt and the formation of late-tectonic extensional basins*. In: M.P. Coward & A.C. Ries (Ed.), "*Collision tectonics*", Geological Society London Special Publication, **19**: 261-284.
- CHANNELL J.E.T., D'ARGENIO B. & HORVATH F. (1979) - *Adria, the African Promontory in Mediterranean Paleogeography*. Earth Sciences Review, **15**: 213-292.
- CHIOCCHINI M. & MANCINELLI A. (1977) - *Microbiostratigrafia del Mesozoico in facies di piattaforma carbonatica dei Monti Aurunci (Lazio meridionale)*. Studi Geol. Camerti, **3**: 109-152.
- CIARANFI N., GUIDA M., IACCARINO G., PESCATORE T., PIERI P., RAPISARDI L., RICCHETTI G., SGROSSO I., TORRE M., TORTORICI L., TURCO E., SCARPA R., CUSCITO M., GUERRA I., IANNAcone G., PANZA G.F. & SCANDONE P. (1983) - *Lineamenti sismotettonici dell'Appennino meridionale*. Boll. Soc. Geol. It., **102**: 201-222.

- CINQUE A., PATACCA E., SCANDONE P. & TOZZI M. (1993) - *Quaternary kinematic evolution of the Southern Apennines. Relationships between surface geological features and deep lithospheric structures*. *Annali di Geofisica*, **36**: 249-259.
- CITA M.B. (1975) - *Studi sul Pliocene e gli strati di passaggio dal Miocene al Pliocene. VII. Planktonic foraminiferal biozonation of the Mediterranean Pliocene deep sea record: a revision*. *Riv. Ital. Paleont. Stratigr.*, **81**: 527-544.
- COTECCHIA V. (1958) - *Le argille scagliose ofiolitifere della Valle del Frido a nord del Pollino*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **77**, 205-246.
- CRITELLI S. (1991) - *Evoluzione delle mode detritiche delle successioni arenitiche terziarie dell'Appennino meridionale*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **47**: 55-93.
- CRITELLI S. (1993) - *Sandstone detrital modes in the Paleogene Liguride Complex, accretionary wedge of the southern Apennines (Italy)*. *J. Sedimentary Petrology*, **63**: 464-476.
- CRITELLI S. & LE PERA E. (1994) - *Detrital modes and provenance of Miocene sandstones and modern sands of the Southern Apennines thrust-top basins (Italy)*. *J. of Sedimentary Research*, **64**: 824-835.
- CRITELLI S. & LE PERA E. (1995) - *Tectonic evolution of the southern Apennines thrust-belt (Italy) as reflected in modal compositions of Cenozoic sandstone*. *The J. of Geology*, **103**: 95-105.
- CRITELLI C. & MONACO C. (1993) - *Depositi vulcanoclastici nell'Unità del Flysch calabro-lucano (Complesso Liguride, Appennino Meridionale)*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **112**: 121-132.
- CUCCI L. (2004) - *Raised marine terraces in the Northern Calabrian Arc (southern Italy): a ~ 600 kyr-long geological record of regional uplift*. *Annals of Geophysics*, **47**: 1391-1406.
- CUCCI L. & CINTI L. (1998) - *Regional uplift and local tectonic deformation recorded by the Quaternary marine terraces on the Ionian coast of northern Calabria (southern Italy)*. *Tectonophysics*, **292**: 67-83.
- DAI PRA G. & HEARTY P.J. (1988) - *I livelli marini pleistocenici del Golfo di Taranto. Sintesi geocronostratigrafica e tettonica*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **41**: 637-644.
- D'ARGENIO B., PESCATORE T. & SCANDONE P. (1973) - *Schema geologico dell'Appennino Meridionale*. *Accademia Nazionale dei Lincei*, **183**: 49-72.
- DE BLASIO I., LIMA A., PERRONE V. & RUSSO M. (1978) - *Studio petrografico e biostratigrafico di una sezione della Formazione del Saraceno nell'area tipo (Calabria nord-orientale)*. *Riv. Ital. Paleont. Stratigr.*, **84**: 947-972.
- DE LORENZO G. (1904) - *Geologia e geografia fisica dell'Italia meridionale*. Laterza, Bari: 241 pp.
- DEWEY J.F., HELMAN M.L., TURCO E., HUTTON D.H.W. & KNOTT S.D. (1989) - *Kinematics of the western Mediterranean*. In: M.P. Coward, D. Dietrich & R.G. Park (Ed.), "Alpine Tectonics", Geological Society London Special publication, **45**: 265-283.
- DICKINSON W.R. (1970) - *Interpreting detrital modes of graywacke and arkose*. *J. of Sedimentary Petrology*, **40**: 695-707.
- DICKINSON W.R. (1985) - *Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones*. In: G.G. Zuffa (Ed.), "Provenance of arenites", Nato Asi series, D. Reidel Publ. Co., **148**: 333-361.
- DICKINSON W.R. & SEELY D.R. (1979) - *Structure and stratigraphy of fore-arc regions*. *Am. Ass. Petr. Geol. Bull.*, **63**: 2-31.
- DIETRICH D. & SCANDONE P. (1972) - *The position of the basic and ultrabasic rocks in the tectonic units of the Southern Apennines*. *Atti Accad. Pontaniana, Napoli*, **21**: 61-75.
- DI GIULIO A. & VALLONI R. (1992) - *Sabbie e areniti. Analisi ottica e classificazione*. *Acta Naturalia de L'Ateneo Parmense*, **28**: 55-101.
- DI STASO A. & GIARDINO S. (2002) - *New integrate biostratigraphic data about the Saraceno formation (North-Calabrian Unit; Southern Apennines)*. *Boll. Soc. Geol. It., Vol. Spec. n. 1*: 517-526.

- FACCENNA C., DAVY P., BRUN J.P., FUNICIELLO R., GIARDINI D., MATTEI M. & NALPAS T. (1996) - *The dynamics of back-arc extension: an experimental approach to the opening of the Tyrrhenian Sea*. Geophys. J. Int., **126**: 781-795.
- FINETTI I. (1982) - *Structure, stratigraphy and evolution of Central Mediterranean*. Boll. Geof. Teor. Appl., **24**: 247-312.
- FINETTI I., LENTINI F., CARBONE S., CATALANO S. & DEL BEN A. (1996) - *Il sistema Appennino meridionale-Arco Calabro-Sicilia nel Mediterraneo centrale: studio geologico-geofisico*. Mem. Soc. Geol. It., **115**: 529-559.
- FOLK R.L. (1974) - *Petrology of sedimentary rocks*. Hemphill's, Austin, 170 pp.
- FORNACIARI E. & RIO D. (1996) - *Latest Oligocene to Early Middle Miocene quantitative calcareous nannofossils biostratigraphy in the Mediterranean region*. Micropaleontology, **42**: 1-36.
- GASPARINI C., IANACONE G., SCANDONE P. & SCARPA R. (1982) - *Seismotectonics of the Calabrian Arc*. Tectonophysics, **82**: 267-286.
- GHEZZI G. & BAYLISS D.D. (1963) - *Uno studio del flysch nella regione calabro-lucana. Stratigrafia, tettonica e nuove idee sul Miocene dell'Appennino meridionale*. Boll. Serv. Geol. D'Italia, **84**: 3-64.
- GHEZZI G. & MARCHETTI M.P. (1964) - *Contributo alla conoscenza stratigrafica e sedimentaria del Terziario superiore della Calabria e Basilicata*. Mem. Soc. Geol. It., **4**: 1-20.
- GHISSETTI F. & VEZZANI L. (1983) - *Structural Map of Mt. Pollino (Southern Italy)*. Scala 1:50.000, S.EL.CA., Firenze. Note illustrative sul retro.
- GRANDJAQUET C. (1961) - *Le "flysch a quartzites" des territoire calabro-lucaniens (Italie meridionale)*. Bull. Soc. Géol. Fr., **7**: 115-120.
- GUERRA I., GERVASI A. & MORETTI A. (2000) - *Considerazioni e proposte sulla zonazione sismogenetica della Calabria*. In: F. Galadini, C. Meletti & A. Rebez. (Ed.), "Le ricerche del GNDT nel campo della pericolosità sismica (1996-1999)", C.N.R. G.N.D.T., Roma: 23-30.
- GUERRERA F., MARTIN-ALGARRA A. & PERRONE V. (1993) - *Late Oligocene-Miocene syn-/late-orogenic successions in Western and Central Mediterranean Chains from the Betic Cordillera to the Southern Apennines*. Terra Nova, **5**: 525-544.
- HACCARD D., LORENZ C. & GRANDJAQUET C. (1972) - *Essai sur l'évolution tectogénétique de la liaison Alpes-Apennines (de la Ligurie à la Calabre)*. Mem. Soc. Geol. It., **11**: 309-381.
- HIPPOLYTE J.C., ANGELIER J. & ROURE F. (1994b) - *A major geodynamic change revealed by Quaternary stress patterns in the Southern Apennines (Italy)*. Tectonophysics, **230**: 199-210.
- HIPPOLYTE J.C., ANGELIER J., ROURE F. & CASERO P. (1994a) - *Piggyback basin development and thrust belt evolution: structural and paleostress analyses of the Plio-Quaternary basins in the Southern Apennines*. J. Struct. Geol., **16**: 159-173.
- HSU K.J. (1968) - *Principles of melanges and their bearing on the Franciscan-Knoxville paradox*. Bull. Geol. Soc. Amer., **79**, 1063-1074.
- INGERSOLL R.V., BULLARD T.F., FORD R.L., GRIMM J.P., PICKLE J.D. & SARES S.W. (1984) - *The effect of grain size on detrital modes: a test of the Gazzi-Dickinson point-counting method*. J. Sedimentary Petrology, **54**: 103-116.
- INGERSOLL R.V. & SUCZEK C.A. (1979) - *Petrology and provenance of Neogene sand from Nicobar and Bengal fans, DSDP sites 211 and 218*. J. of Sedimentary Petrology, **49**: 1217-1228.
- IPPOLITO F. & LUCINI P. (1957) - *Il flysch nell'Appennino meridionale*. Boll. Soc. Geol. It., **75**: 139-167.
- KASTENS K. (1981) - *Structural causes and sedimentological effects of "Cobblestone Topography" in the Eastern Mediterranean*. Ph.D. Thesis, Unin. of California, San Diego.
- KASTENS K., MASCLE J., AUROUX C., BONATTI F., BROGLIA C., CHANNELL J., CURZI P., EMEIS K., GLACONG., HASEGAWA S., HIEKE W., MASCLE G., MCCOY F., MCKENZIE J., MENDELSON J.,

- MULLER C., REHAULT J.P., ROBERTSON A., SARTORI R., SPROVIERI R. & TORII M. (1986) - *A microcosm of ocean basin evolution in the Mediterranean*. *Nature*, **321**.
- KNOTT S.D. (1987) - *The Liguride Complex of Southern Italy - a Cretaceous to Paleogene accretionary wedge*. *Tectonophysics*, **142**: 217-226.
- KNOTT S.D. (1994) - *Structure, kinematics and metamorphism in the Liguride Complex, southern Apennines, Italy*. *J. Struct. Geol.*, **16**: 1207-1120.
- LAJOIE K. R. (1986) - *Coastal Tectonics*. In: "Active Tectonics", National Academy Press, Washington: 95-124.
- LANZAFAME G., SPADEA P. & TORTORICI L. (1977) - *Provenienza ed evoluzione dei Flysch cretaceo-eocenici della regione calabro-lucana. I: segnalazione di vulcanesimo calco-alcalino del Paleocene inferiore nel Flysch calabro-lucano*. *Ofioliti*, **2**: 325-332.
- LANZAFAME G., SPADEA P. & TORTORICI L. (1978) - *Provenienza ed evoluzione dei Flysch cretaceo-eocenici della regione calabro-lucana. II: relazioni tra ofioliti e Flysch calabro-lucano*. *Ofioliti*, **3**: 189-210.
- LANZAFAME G., SPADEA P. & TORTORICI L. (1979a) - *Mesozoic ophiolites of Northern Calabria and Lucanian Apennine (Southern Italy)*. *Ofioliti*, **4**: 173-182.
- LANZAFAME G., SPADEA P. & TORTORICI L. (1979b) - *Relazioni stratigrafiche tra ofioliti e Formazione del Frido nella Calabria settentrionale e nell'Appennino Lucano*. *Ofioliti*, **4**: 313-330.
- LENTINI F. (1979) - *Le Unità Sicilidi della Val d'Agri (Appennino Lucano)*. *Geol. Romana*, **18**: 215-225.
- LISTER G. & SNOKE A.W. (1984) - *S-C mylonites*. *J. Struct. Geol.*, **6**: 617-638.
- LOCARDI E. (1986) - *Tyrrhenian volcanic arcs: volcanotectonics, petrogenesis and economic aspects*. In: Wezel F.C (Ed.), "The origin of the arcs", Elsevier, Amsterdam: 351-373.
- MAKRIS J., NICOLICH R. & WEIGEL W. (1986) - *A seismic study in the western Ionian sea*. *Ann. Geophys.*, **6**: 665-678.
- MALINVERNO A. & RYAN W.B.F. (1986) - *Extension in the Tyrrhenian Sea and shortening in the Apennines as a result of arc migration driven by sinking of the lithosphere*. *Tectonics*, **5**: 227-245.
- MARCUCCI M., CONTI M. & SPADEA P. (1987) - *Radiolarian association in cherts from Timpa delle Murgie (Lucanian Apennine, Italy)*. *Ofioliti*, **12**: 411-414.
- MICHETTI A.M., FERRELLI L., SERVA L. & VITTORI E. (1997) - *Geological evidence for strong historical earthquakes in an "aseismic" region: the Pollino case (southern Italy)*. *J. Geodynamics*, **24**: 67-86.
- MONACO C. (1993a) - *Le Unità Liguridi nel Confine calabro-lucano (Appennino meridionale): revisione dei dati esistenti, nuovi dati ed interpretazione*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **112**: 751-769.
- MONACO C. (1993b) - *Pleistocene strike-slip tectonics in the Pollino Mountain Range (Southern Italy)*. *Annales Tectonicae*, **7**: 100-112.
- MONACO C. & TANSI C. (1992) - *Strutture transpressive lungo la zona trascorrente sinistra nel versante orientale del Pollino (Appennino calabro-lucano)*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **111**: 291-301.
- MONACO C., TANSI C., TORTORICI L., DE FRANCESCO A.M. & MORTEN L. (1991) - *Analisi geologico-strutturale dell'Unità' del Frido al Confine calabro-lucano (Appennino meridionale)*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **47**: 341-353.
- MONACO C. & TORTORICI L. (1994) - *Evoluzione geologico-strutturale dell'Appennino calabro-lucano*. In: F. Ghisetti, C. Monaco, L. Tortorici, L. Vezzani, "Strutture ed evoluzione del settore del Pollino (Appennino calabro-lucano)", Guida all'Escursione, Gruppo Italiano Geologia Strutturale: 8-50.
- MONACO C. & TORTORICI L. (1995) - *Tectonic role of ophiolite-bearing terranes in the development of the Southern Apennine orogenic belt*. *Terra Nova*, **7**: 153-160.
- MONACO C., TORTORICI L., CATALANO S., PALTRINIERI W. & STEEL N. (2001) - *The role of Pleistocene strike-slip tectonics in the Neogene-Quaternary evolution of the southern*

- Apennines orogenic belt: implications for oil trap development.* J. Petroleum Geol., **24**: 339-359.
- MONACO C., TORTORICI L., MORTEN L., CRITELLI S. & TANSI C. (1995) - *Geologia del versante nord-orientale del massiccio del Pollino (confine calabro-lucano): Nota illustrativa sintetica della Carta Geologica alla scala 1:50.000.* Boll. Soc. Geol. It., **114**: 277-291.
- MONACO C., TORTORICI L. & PALTRINIERI W. (1998) - *Structural evolution of the Lucanian Apennines, southern Italy.* J. Struct. Geol., **20**: 617-638.
- MORELLI C., GANTAR C. & PISANI M. (1975) - *Bathymetry, gravity and magnetism in the Strait of Sicily and in the Ionian Sea.* Boll. Geof. Teor. Appl., **17**: 39-58.
- MOSTARDINI F., PIERI M. & PIRINI C. (1966) - *Stratigrafia del F. 212, Montalbano Ionico.* Boll. Serv. Geol. It., **86**: 57-153.
- MOSTARDINI F. & MERLINI S. (1986) - *Appennino centro-meridionale. Sezioni geologiche e proposta di modello strutturale.* Mem. Soc. Geol. It., **35**: 177-202.
- MOUSSAT E. (1983) - *Evolution de la Mer Tyrrhenienne centrale et orientale et des marges septentrionales en relation avec la neotectonique dans l'arc calabrais.* Ph.d. Thesis, Univ. di P. et M. Curie, Paris.
- MOUSSAT E., ANGELIER J., MASCLE G. & REHAULT J.P. (1986) - *L'ouverture de la Mer Tyrrhénienne et la tectonique de faille néogène quaternaire en Calabre.* Giorn. Geol., **48**: 63-75.
- MUTTI E. & RICCI LUCCHI F. (1975) - *Turbidites facies and facies associations.* In: E. Mutti, G.C. Parea, F. Ricci Lucchi, M. Sagri, G. Zanzucchi, G. Ghibauda & S. Iaccarino (Ed.), "Examples of turbidite facies and facies associations from selected formations of Northern Apennines", 9<sup>o</sup> Congr. Int. Sedim., Nizza: 21-36.
- NAYLOR M.A., MANDL G. & SJPPESTEIN C.H.K. (1986) - *Fault geometries in basament-induced wrench faulting under different initial stress states.* J. Struct. Geol., **8**: 737-752.
- NICOLICH R. (1989) - *Crustal structures from seismic studies in the frame of the european geotraverse (southern segment) and CROP projects.* In: A. Boriani, M. Bonafede, G.B. Piccardo & G.B. Vai (Ed.), "The lithosphere in Italy. Advances in earth science research", Acc. Naz. dei Lincei, Atti Conv. Lincei, **80**: 41-61.
- OGNIBEN L. (1960) - *Nota illustrativa dello schema geologico della Sicilia nord-orientale.* Riv. Min. Sic., **64-65**: 183-222.
- OGNIBEN L. (1969) - *Schema introduttivo alla geologia del Confine calabro-lucano.* Mem. Soc. Geol. It., **8**: 453-763.
- OGNIBEN L. (1973) - *Schema geologico della Calabria in base ai dati odierni.* Geol. Romana, **12**: 243-585.
- OGNIBEN L. (1985) - *Relazione sul modello geodinamico "conservativo" della regione italiana.* ENEA, Roma, 357 pp.
- PAVAN G. & PIRINI C. (1963) - *Microfossili cretacici ed eocenici nella zona di M. Falapato (Lucania).* Mem. Soc. Geol. It., **4**: 1-6.
- PERCH-NILSEN K. (1985) - *Cenozoic calcareous nannofossils.* In: H.M. Bolli, J.B. Saunders & K. Perch-Nilsen (Ed), "Plankton Stratigraphy", Cambridge Univ. Press, 427-554.
- PESCATORE T., RENDA P. & TRAMUTOLI M. (1988) - *Rapporti tra le Unità Lagonegresi e le Unità Sicilidi nella media Valle del Basento. Lucania (Appennino meridionale).* Mem. Soc. Geol. It., **41**: 353-361.
- QUITZOW H.W. (1935) - *Der Deckenbau des Kalabrischen Massivs und seiner Randgebiete.* Abh. Ges. Wiss. Goettingen, Mat. Phys. Kl., **3**: 63-179.
- RAMSAY J.G. (1974) - *Development of chevron folds.* Geol. Soc. of Am. Bull., **85**: 1741-1754.
- RAYMOND L.A. (1984) - *Classification of melanges.* Spec. Pap. Geol. Soc. Am., **198**: 7-20.
- REHAULT J.P., MOUSSAT E., FABBRI A. (1987) - *Structural evolution of the Tyrrhenian back-arc basin.* Mar. Geol., **74**: 123-150.

- RICCHETTI G. (1980) - *Contributo alla conoscenza strutturale della Fossa Bradanica e delle Murge*. Boll. Soc. Geol. It., **90**: 421-430.
- RICCHETTI G., CIARANFI N., LUPERTO SINNI E., MONGELLI F. & PIERI P. (1988) - *Geodinamica ed evoluzione sedimentaria e tettonica dell'Avampaese Apulo*. Mem. Soc. Geol. It., **41**: 57-82.
- RIO D. (1982) - *The fossil distribution of Coccolithophore genus Gephyrocapsa Kamptner and related Plio-Pleistocene chronostratigraphic problems*. In: W.L. Prell, J.V. Gardner, et al. (Ed), Initial Reports of DSDP, **68**: 325-343.
- RIO D., RAFFI I. & VILLA G. (1990) - *Pliocene-Pleistocene calcareous nannofossils distribution pattern in the western Mediterranean*. In: K.A. Kastens, J. Mascle et al. (Ed), Proc. ODP Sci. Results, **107**: 513-533.
- ROSSI S. & SARTORI R. (1981) - *A seismic reflection study of the External Calabrian Arc in the Northern Ionian Sea (Eastern Mediterranean)*. Mar. Geoph. Res., **4**: 413-426.
- ROURE F., CASERO P. & VIALLY R. (1991) - *Growth processes and melange formation in the southern Apennines accretionary wedge*. Earth Planet. Sci. Lett., **102**: 395-412.
- ROURE F., HOWELL D.G., MULLER C. & MORETTI I. (1990) - *Late Cenozoic subduction complex of Sicily*. J. Struct. Geol., **12**: 259-266.
- RUSSO F. & SCHIATTARELLA M. (1992) - *Osservazioni preliminari sull'evoluzione morfostrutturale del bacino di Castrovillari (Calabria settentrionale)*. Studi Geologici Camerti, Vol. Speciale 1: 271-278.
- SANTO A. & SGROSSO I. (1988) - *La Formazione del Torrente Raganello: secondo ciclo sedimentariomiocenico nel gruppo del Pollino (Calabria)*. Boll. Soc. Geol. It., **107**: 413-424.
- SARTONI S. & CRESCENTI U. (1962) - *Ricerche biostratigrafiche nel Mesozoico dell'Appennino meridionale*. Giorn. Geol., **29**: 161-309.
- SCANDONE P. (1967) - *Studi di geologia lucana: la serie calcareo-silico-marnosa e suoi rapporti con l'Appennino calcareo*. Boll. Soc. Nat. Napoli, **76**: 1-175.
- SCANDONE P. (1972) - *Studi di geologia lucana: Carta dei terreni della serie calcareo-silico-marnosa e note illustrative*. Boll. Soc. Naturalistica in Napoli, **81**: 255-300.
- SCANDONE P. (1979) - *Origin of the Tyrrhenian Sea and Calabrian Arc*. Boll. Soc. Geol. It., **98**: 27-34.
- SCANDONE P. (1982) - *Structure and evolution of the Calabrian Arc*. Earth Evolution Sciences, **3**: 172-180.
- SCANDONE P., GIUNTA G. & LIGUORI V. (1977) - *The connection between the Apulia and Sahara continental margins in the Southern Apennines and Sicily*. Mem. Soc. Geol. It., **13**: 317-323.
- SCARSELLA F. (1957) - *I rapporti tra i massicci calcarei mesozoici ed il flysch nell'Appennino centro-meridionale*. Boll. Soc. Geol. It., **75**: 115-137.
- SELLI R. (1957) - *Sulla trasgressione del Miocene nell'Italia meridionale*. Giorn. Geol., **26**: 1-54.
- SELLI R. (1962) - *Il Paleogene nel quadro della geologia dell'Italia centro-meridionale*. Mem. Soc. Geol. It., **3**: 737-789.
- SILVER E.A. & BEUTNER E.C. (1980) - *Melanges*. Geology, **8**: 32-34.
- SPADEA P. (1968) - *Pillow-lavas nei terreni alloctoni dell'Appennino lucano*. Atti Acc. Gioiemia Sci. Nat. Catania, **6**: 105-142.
- SPADEA P. (1982) - *Continental crust rocks associated with ophiolites in Lucanian Apennine (Southern Italy)*. Ofioliti, **2**: 501-522.
- SPROVIERI R. (1993) - *Pliocene-early Pleistocene astronomically forced planktonic foraminifera abundance fluctuations and chronology of Mediterranean calcareous plankton bio-events*. Riv. It. Paleont. Strat., **99**: 371-414.
- TANNER P.W.G. (1989) - *The flexural-slip mechanism*. J. Struct. Geol., **11** : 635-655.
- TAPPONNIER P. (1977) - *Evolution du système Alpin en Méditerranée: poinçonnement et écrasement rigide-plastique*. Bull. Soc. Géol. France, **7**: 437-460.
- THEODORIDIS S.A. (1984) *Calcareous nannofossil biozonation of the Miocene and revision of the Helicoliths and Discoasters*. Utrecht Micropal. Bull., **32**: 1-271.

- TORTORICI L. (1983) – *Lineamenti Geologico-Strutturali dell'Arco Calabro-Peloritano*. Rend. SIMP, **38**: 927-940.
- TORTORICI L., MONACO C., TANSI C. & COCINA O. (1995) - *Recent and active tectonics in the Calabrian arc (Southern Italy)*. Tectonophysics, **243**: 37-55.
- VAN BEMMELEN R.W. (1972) - *Driving forces of Mediterranean orogeny (Tyrrhenian test-case)*. Geol. Mijnb, **51**: 548-573.
- VARNES D.S. (1978) – Slope movement types and processes. In: *Landslides: analysis and control, Transportation*. Research Board, National Academy of Sciences, Special Report **176**, cap.2.
- VEZZANI L. (1966) – *Nota preliminare sulla stratigrafia della Formazione di Albidona*. Boll. Soc. Geol. It., **85**: 767-776.
- VEZZANI L. (1967) - *Il bacino plio-pleistocenico di S.Arcangelo (Lucania)*. Atti Acc. Gioiemia Sci. Nat. Catania, **6** (Suppl. Sc. Geol.): 207-227.
- VEZZANI L. (1968a) - *Studio stratigrafico della Formazione delle Crete Nere (Aptiano-Albiano) al Confine calabro-lucano*. Atti Acc. Gioiemia Sci. Nat. Catania, **6**: 189-222.
- VEZZANI L. (1968b) - *Rapporti tra ofioliti e formazioni sedimentarie nell'area compresa tra Viggianello, Francavilla sul Sinni, Terranova di Pollino e San Lorenzo Bellizzi*. Atti Acc. Gioiemia Sci. Nat. Catania, **6**: 109-144.
- VEZZANI L. (1968c) - *Distribuzione facies e stratigrafia della Formazione del Saraceno (Albiano-Daniano) nell'area compresa fra il Mare Jonio e il Torrente Frido*. Geol. Romana, **7**: 229-275.
- VEZZANI L. (1968d) - *I terreni plio-pleistocenici del basso Crati (Cosenza)*. Atti Acc. Gioiemia Sci. Nat. Catania, **6**: 28-84.
- VEZZANI L. (1969) - *La Formazione del Frido (Neocomiano-Aptiano) tra il Pollino ed il Sinni*. Geol. Romana, **8**: 129-176.
- VEZZANI L. (1970a) - *Il Flysch di Albidona nell'area del Confine calabro-lucano*. Geol. Romana, **9**: 101-126.
- VEZZANI L. (1970b) - *Le ofioliti della zona tra Castelluccio Inferiore e S. Severino Lucano (Potenza)*. Atti Acc. Gioiemia Sci. Nat. Catania, **7**: 1-49.
- WESTAWAY R. (1993) - *Quaternary uplift of Southern Italy*. J. Geophys. Res., **98**: 21741-21772.
- WEZEL F.C. (1985) - *Structural features and basin tectonics of the Tyrrhenian Sea*. In: D.J. Stanley & F.C. Wezel (Ed.), “*Geological evolution of the Mediterranean Basin*”, Springer-Verlag, New York: 153-194.
- WOODCOCK N.H. & FISHER M. (1986) - *Strike-slip duplexes*. J. Struct. Geol., **8**: 725-735.
- ZUFFA G.G. (1980) - *Hybrid arenites: their composition and classification*. J. Sedimentary Petrology, **50**: 21-29.
- ZUFFA G.G. (1985) - *Optical analyses of arenites: influence of methodology on compositional results*. In: G.G. Zuffa (Ed.), “*Provenance of Arenites*”, Nato Asi series, D. Reidel Publ. Co., **148**: 165-189.
- ZUPPETTA A., RUSSO M., TURCO E. & GALLO L. (1984) – *Età e significato della Formazione di Albidona in Appennino meridionale*. Boll. Soc. Geol. It., **103**: 159-170.