



**Dottorato in Scienze e Ingegneria dell'Ambiente,
delle Costruzioni e dell'Energia**

TESI

**“Geologia ed evoluzione tettono-stratigrafica del
Bacino di Cirò fra S. Morello (CS) e Strongoli
(KR): implicazioni paleogeografiche durante il
Serravalliano-Tortoniano”**

Settore scientifico GEO/02

Supervisor

Prof. Francesco Muto,

Firma oscurata in base alle linee guida del Garante della privacy

Prof. Salvatore Critelli

Il Coordinatore

Prof. Salvatore Critelli

Dottorando

Nicodemo Arcuri

Firma oscurata in base alle linee guida del Garante della privacy

matr. 216167



**Dottorato in Scienze e Ingegneria dell'Ambiente,
delle Costruzioni e dell'Energia**

TESI

**“Geologia ed evoluzione tettono-stratigrafica del
Bacino di Cirò fra S. Morello (CS) e Strongoli
(KR): implicazioni paleogeografiche durante il
Serravalliano-Tortoniano”**

Settore scientifico GEO/02

Supervisor

Prof. Francesco Muto

Prof. Salvatore Critelli

Il Coordinatore

Prof. Salvatore Critelli

Dottorando

Nicodemo Arcuri

matr. 216167

SOMMARIO

CAPITOLO 1	1
❖ INTRODUZIONE	1
SCOPI E OBIETTIVI	1
❖ ASSETTO GEOLOGICO, TETTONICO E STRATIGRAFICO DELLA CALABRIA	
SETTENTRIONALE	3
❖ I BACINI NEOGENICI PERI-IONICI	11
CAPITOLO 2	14
❖ INQUADRAMENTO GEOLOGICO DELL'AREA DI STUDIO	14
CAPITOLO 3	26
❖ METODOLOGIE DI STUDIO E CRITERI DI INDAGINE	26
REALIZZAZIONE DELLA CARTA GEOLOGICA E DELLE SEZIONI STRATIGRAFICHE	30
CAPITOLO 4	32
❖ RILEVAMENTO GEOLOGICO	32
INTRODUZIONE	32
SUBSTRATO CRISTALLINO	32
Unità di Mandatoriccio	33
Unità di Bocchigliero	35
Unità della Sila	36
DEPOSITI PRE-OROGENICI	37
Formazione del Fiume Trionto	37
Fig. 4.4 – Alternanze di quarzoareniti, litoareniti e calcareniti della Formazione del Fiume Trionto.	37
Formazione di Paludi	38
SUCCESSIONE DELLA FALDA DI CARIATI	38
Introduzione	38
Argille Varicolori	40
Argille e Arenarie di Serra Sanguigna	41
Arenarie e Conglomerati di Pietra dell'Avvoltoio	43
Argille e Arenarie di Monte Palumbo	44
Conglomerato di Cozzo della Madonna e Arenarie di Crucoli	45
Argille e Arenarie del Torrente Morenile	46
SUCCESSIONE DEL BACINO DI CIRO'	47

Brecce e Conglomerati di San Nicola dell'Alto	48
Formazione di Umbriatico, Arenarie di Carfizzi e Conglomerato di Cozzo Angiolero	49
Calcareniti a Pecten e Clypeaster	52
FORMAZIONE DEL FIUME LIPUDA	54
Argille Marnose del Ponda	54
Arenarie e Conglomerati di Serra del Trono	55
Conglomerati di Monte Sant'Agata	57
Argille Marnose di Malocritazzo	58
Arenarie di Scala Coeli e Monte Lelo	59
DEPOSITI PRE-EVAPORITICI	61
Formazione del Tripoli	61
DEPOSITI POST-EVAPORITICI	62
Arenarie di Scandale	62
Argille Marnose di Cutro	64
DEPOSITI TERRAZZATI	65
Terrazzo di Madonna d'Itri	65
Terrazzo di Madonna di Mare	67
DEPOSITI OLOCENICI	68
Sabbie Dunari di Marinella	68
Coltri eluvio-colluviali	68
Depositi alluvionali recenti	68
Depositi alluvionali attuali	68
Depositi eolici	69
Depositi di spiaggia	69
Depositi di frana	69
Depositi antropici	69
Area urbanizzata	69
❖ TETTONICA	70
CAPITOLO 5	78
❖ SEDIMENTOLOGIA	78
SISTEMI DEPOSIZIONALI DI MARE PROFONDO	78
Conoidi e lobi	80
Correnti di torbida	83
Hybrid event beds	87
CAPITOLO 6	95
❖ RISULTATI	95
DATI SEDIMENTOLOGICI	95

Area Fiume Nicà	97
Stazione 1	97
Stazione 2	99
Stazione 3	101
Stazione 4	102
Stazione 5	104
Stazione 6	106
Area Fiume Lipuda	109
Stazione 7	109
Stazione 8	110
Stazione 9	112
Stazione 10	114
Stazione 11	115
VARIABILITA' SEDIMENTOLOGICHE	117
Depositi torbidity	118
Hybrid Event Beds (HEBs)	123
Depositi canalizzati	128
CAPITOLO 7	133
❖ DISCUSSIONE	133
MODELLAZIONE	142
CAPITOLO 8	146
❖ CONCLUSIONI	146
RIFERIMENTI BIBLIOGRAFICI	148

CAPITOLO 1

❖ INTRODUZIONE

SCOPI E OBIETTIVI

Lo scopo di questo lavoro è stato quello di acquisire il maggior numero di dati geologici, stratigrafici, sedimentologici e strutturali, utilizzando gli stessi al fine di comprendere quali siano le caratteristiche geologiche e quale sia stata l'evoluzione nel tempo dell'area in esame. L'area di studio (Fig. 1.1) ricade per buona parte all'interno dei fogli 554 (Crucoli), 561 (San Giovanni in Fiore) e 562 (Cirò) della Carta Geologica d'Italia in scala 1:50.000, realizzata dall'ISPRA con il progetto CARG, e la restante parte è contenuta all'interno del Foglio 230 della Carta d'Italia in scala 1:25.000 realizzata dalla Cassa per il Mezzogiorno, in particolare nei quadranti 1° SO (Calopezzati), 1° SE (S. Cataldo), 2° NO (Pietrapaola), 2° NE (Cariati), 2° SO (Campana) e 2° SE (Umbriatico).

La prima fase del lavoro ha riguardato la ricerca e raccolta di tutto il materiale bibliografico inerente all'area di studio, di aree prossime a quella in studio e di aree in cui sono presenti caratteri geologici simili. Sono state reperite cartografie topografiche, geomorfologiche e geologiche; sono state reperite foto aeree in varie scale e immagini satellitari. In seguito allo studio del materiale bibliografico si è proceduto al rilevamento geologico di tutta l'area che ha portato alla definizione delle caratteristiche inerenti alle principali litologie presenti, i loro rapporti stratigrafici e geometrici e l'individuazione delle principali strutture tettoniche. L'insieme dei dati acquisiti è stato inserito all'interno di un sistema informativo geografico, Quantum Gis (3.22.10 Białowieża), con il quale è stato possibile costruire una carta geologica in scala 1: 50.000 la quale rappresenta nuovi elementi geologici rispetto a quelle esistenti in letteratura. Successivamente è stata dettagliatamente osservata la "Formazione del Fiume Lipuda", poiché essa ricopre

buona parte dell'area di studio e quindi anche dell'intero bacino sedimentario. Sono state confrontate due aree in cui gli ottimi affioramenti presenti hanno permesso di analizzare i vari aspetti sedimentologici. Questo, insieme a tutti gli altri dati geologici, ha portato alla ricostruzione di un modello evolutivo di tutta l'area bacinale, capace di chiarire la genesi dei depositi del Serravalliano-Tortoniano appartenenti alla Formazione del Fiume Lipuda.

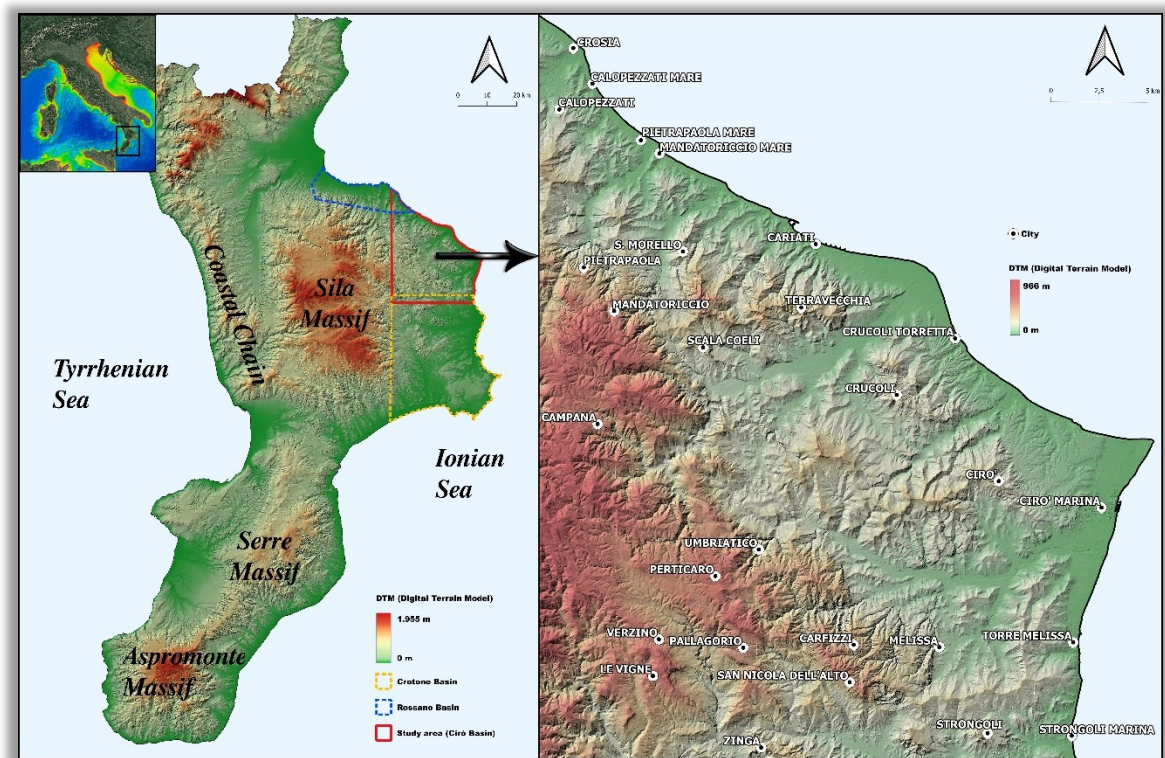


Fig. 1.1 – Area di studio e ubicazione dei Bacini sedimentari di Rossano, Cirò e Crotona.

❖ ASSETTO GEOLOGICO, TETTONICO E STRATIGRAFICO DELLA CALABRIA SETTENTRIONALE

La catena degli Appennini meridionali è caratterizzata da un thrust-belt neogenico-quadernario situato di fronte alla porzione che subduce verso ovest (Spakman, 1989; Selvaggi & Chiabarra, 1995; Critelli, 2018). Il meccanismo di subduzione ha generato un bacino di retroarco ad ovest (Bacino tirrenico) in parte costituito da crosta oceanica di età pliocenica e pleistocenica (Finetti & Del Ben, 1986) e un cuneo di accrezione attivo (Bacino ionico). La Calabria è posta a cavallo tra la placca Europea a nord e quella Africana a sud, dove è avvenuto un trasporto orogenetico di notevole intensità, caratterizzato da elevatissimi stress tettonici compressivi molto prolungati nel tempo che sono perdurati per quasi tutto il Neogene. L'Arco Calabro-Peloritano, infatti, rappresenta uno degli elementi arcuati del sistema corrugato peri-mediterraneo e collega la catena siciliano-maghrebide, caratterizzata da un andamento est-ovest, con la catena appenninica s.s. ad andamento NO-SE. Esso è la porzione più interna nella complessa struttura della catena Appenninico-Maghrebide che è parte della sutura tra la placca Euro-Asiatica e quella Africana (Amodio Morelli et alii., 1976; Bonardi et alii., 1982). L'avvicinamento tra le due placche continentali, a partire dal Cretaceo, ha determinato la formazione di una serie di catene montuose che si estendono per migliaia di chilometri lungo il margine tra le due masse continentali. Nella zona del Mediterraneo centrale la sutura è rappresentata dai rilievi dei Balcani, dalle Alpi e, appunto, dalla catena Appenninico-Maghrebide. Quest'ultima è formata da una serie di accavallamenti tettonici che derivano dalla progressiva deformazione di differenti domini meso-cenozoici. A causa della sua posizione interna rispetto alla subduzione, questo settore è stato il primo ad essere coinvolto dalla deformazione, originando una serie di scaglie tettoniche che si sono impilate, accavallandosi sul dominio più esterno della catena Appenninico-Maghrebide.

Alcuni autori considerano il basamento calabrese come parte del dominio Austro-Alpino della placca Africana (Haccard et alii, 1972; Amodio Morelli et alii, 1976; Scandone, 1979, 1982; Bonardi et alii, 1982, 1993; Dercourt et alii, 1986). Il processo di subduzione e di formazione della catena è stato accompagnato dalla progressiva apertura del bacino Ligure-Provenzale, a partire dall'Oligocene Inferiore, e poi del bacino Tirrenico, a partire dal Tortoniano (Critelli, 1999) e dalla contemporanea migrazione verso sud-est di questa porzione della catena (Malinverno & Ryan 1986; Dewey et alii., 1989). La velocità di arretramento della zona di subduzione appenninica ha avuto massima intensità nel Tortoniano–Pliocene Medio (Carminati et alii, 1998), mentre si ritiene che attualmente l'Arco Calabro sia interessato solo lievemente da questo processo (Panza et alii, 2007; Gueguen et alii, 1998), la cui espressione tettonica è tra i lineamenti più caratterizzanti dell'intera area calabro-peloritana. Ancora oggi il Mediterraneo centrale è dominato dalla convergenza in direzione NNE-SSO tra la placca euroasiatica e quella africana (Serpelloni et alii, 2007), ma è possibile distinguere diversi sub-domini poiché l'interazione tra le due placche coinvolge blocchi crostali minori e indipendenti tra di loro. In particolare, si riconoscono zone di subduzione attiva, di collisione continentale, di margine trascorrente e anche margini di estensione (Billi et alii, 2007; Serpelloni et alii, 2007). A partire dal Pleistocene medio, infatti, (Westaway, 1993; Tortorici et alii, 1995), l'intero Arco Calabro è stato interessato da un intenso sollevamento tettonico con tassi anche superiori a 1 mm/anno (Catalano et alii, 1993). Il sollevamento non è costante nello spazio: infatti dalle zone di catena raggiunge i valori massimi, mentre decresce gradualmente verso l'avanfossa e l'avanpaese (Monaco et alii, 2000). Sono molteplici le spiegazioni proposte per giustificare questo processo, ma quasi tutti si riconducono a fattori climatici, eustatici e tettonici (Critelli, 1999). Il forte fenomeno di *uplift* avvenuto dal Pliocene nella parte settentrionale dell'Arco Calabro, è responsabile di processi di denudazione crescenti e di enormi quantità di detriti. La maggior parte di questi sedimenti vengono poi trasportati da

correnti di torbida e depositati all'interno del bacino di retroarco di Paola e del bacino di avampaese del margine settentrionale ionico (Critelli e Le Pera, 1998). Dal punto di vista strutturale, l'Arco Calabro-Peloritano rappresenta un *thrust-system* prodotto dalla sovrapposizione, tra il Cretaceo superiore ed il Paleogene, di una serie di unità cristallino-metamorfiche Paleozoiche derivanti dalla deformazione di domini continentali ed oceanici. Successivamente alla sua strutturazione, è stato interessato da diverse fasi tettoniche di cui l'ultima ha il carattere prevalentemente estensionale, sviluppatasi a partire dal Pliocene superiore e tutt'ora in atto (Westaway, 1993; Tortorici et alii, 1995; Monaco et alii, 1995). L'estensione ha prodotto un'ampia zona di *rift*, denominata da Monaco & Tortorici (2000) "*rift-zone* siculo-calabra", strutturata da un sistema di faglie normali sismogeniche (Postpischl, 1985; Boschi et alii, 1995), che si estende dalla costa orientale della Sicilia, attraverso lo Stretto di Messina, fino al settore nord-occidentale della Calabria. Le faglie presentano direzioni variabili tra N-S e NO-SE e, meno frequentemente, un andamento trasversale (direzioni medie ONO-ESE). Van Dijk et alii (2000), eseguendo studi strutturali supportati da dati sismici, sono stati tra i primi a definire la geometria dell'Arco Calabro come un sistema costituito da faglie transpressive oblique (fig. 1.2) e caratterizzate da movimento sinistro che ha portato in alcuni casi l'estrusione delle unità più profonde dell'Arco Calabro insieme alle unità carbonatiche mesozoiche sottostanti (Tansi et alii, 2007; Muto et alii, 2017). L'Appennino meridionale e l'Arco Calabro, sono migrati verso sud-est provocando il *roll-back* dello slub in subduzione (Malinverno & Ryan, 1986; Doglioni, 1991; Gueguen et alii, 1998). La moderna configurazione di bacino di questo *thrust-belt* non è altro che un sistema di bacino di *foreland*, rappresentato dalla depozona di *wedge-top* (bacini di Corigliano e Amendolara), dalla depozona di *fore-deep* marina e subaerea (rispettivamente il Golfo di Taranto e il bacino del fiume Bradano), la *fore-bulge* (bacino di Gallipoli) e il *back-bulge* (Adriatico meridionale) (Critelli & Le Pera, 2003) (fig. 1.3).

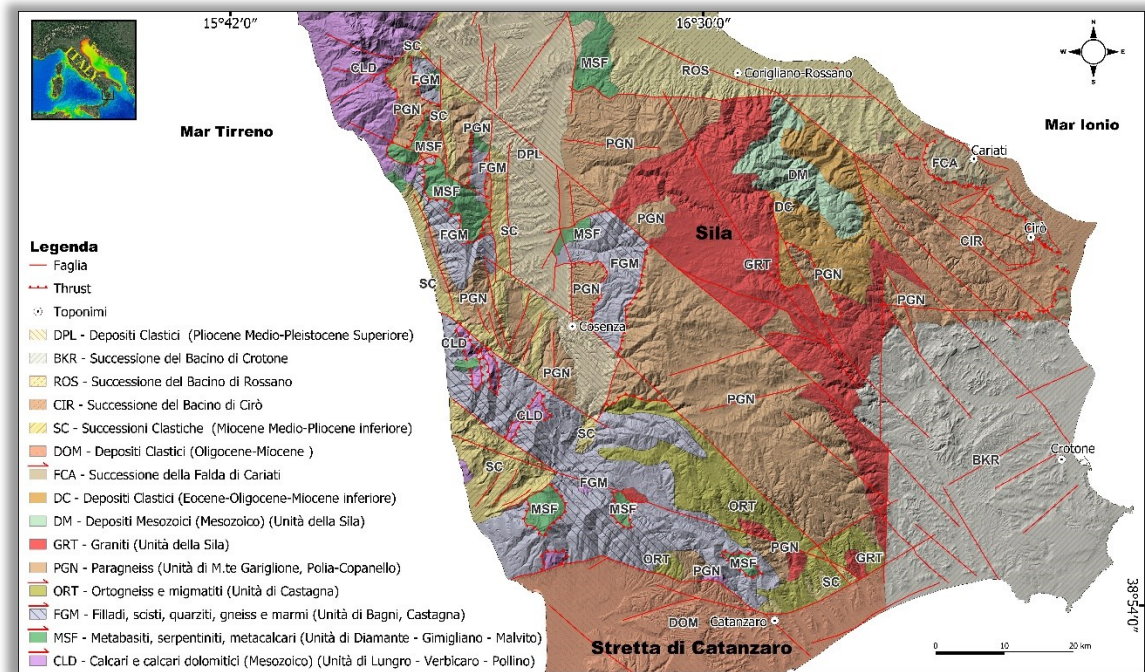


Fig. 1.2 - Carta geologico-strutturale della Calabria centro-settentrionale (Mod. da Vespasiano, 2015 e Van Dijk et alii, 2000).

Sulla zona di retroarco, ovvero lungo il confine occidentale della Calabria, simili bacini del Plio-Pleistocene (Tortorici et alii, 1995), come il bacino Paola, rappresentano le depressioni *synrift* del margine tirrenico orientale (Barone et alii, 1982; Sartori, 1982, 1990). Inoltre, alcuni dati (Doglioni et alii, 1996; Gueguen et alii, 1998) testimoniano che in tutto il sud Italia le diverse zone morfotettoniche hanno tassi di sollevamento diversi. È importante notare che l'Arco Calabro ha alti tassi di sollevamento, dove il massimo sollevamento è verso la parte frontale del prisma di accrezione (versante ionico) (Cosentino & Gliozzi, 1988). Esso risulta essere segmentato in bacini sedimentari marini, disposti sia parallelamente che trasversalmente rispetto all'asse dell'Arco stesso, tali bacini sedimentari sono bordati da blocchi sollevati. Grandi faglie sollevano e delimitano i fronti dei principali sistemi montuosi (Aspromonte, Serre, Catena Costiera e Sila).

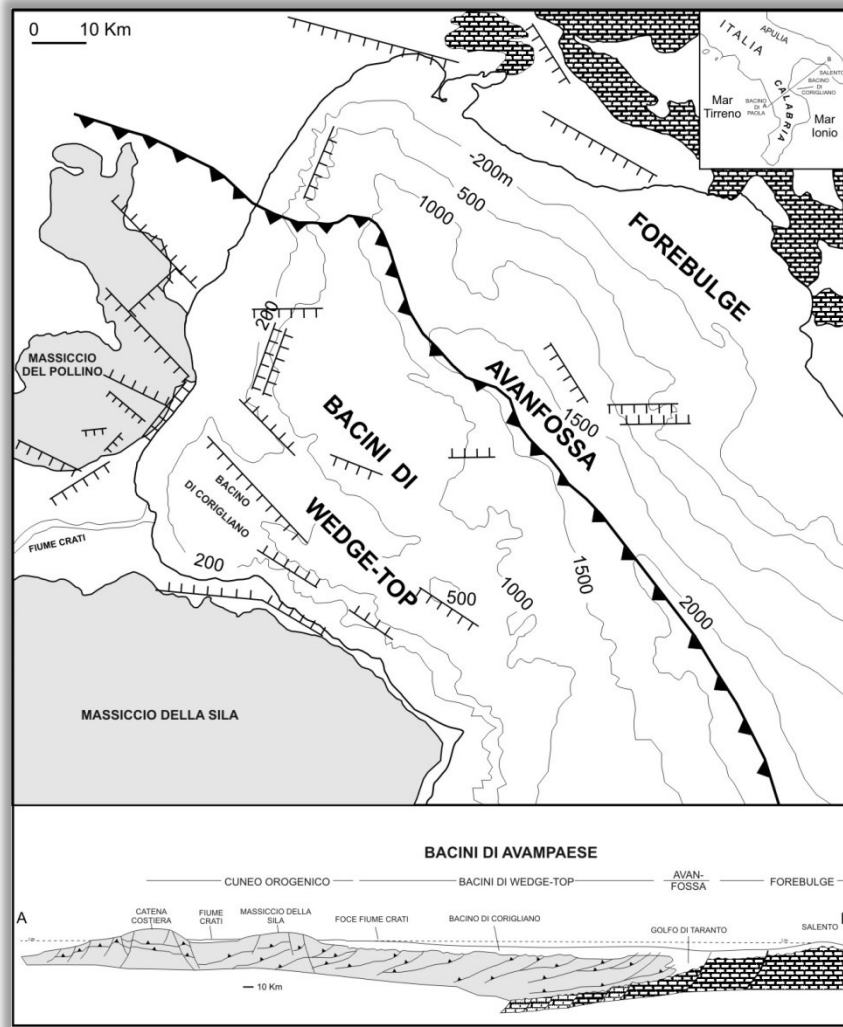


Fig. 1.3 – Mappa batimetrica e strutturale del Golfo di Taranto, che rappresenta la moderna configurazione del sistema di bacino di foreland del lato sud-orientale Appenninico. (Critelli, 1999; Critelli & Le Pera, 2003).

In tutte queste interpretazioni, l'Arco Calabro-Peloritano viene sempre considerato come un elemento unitario; in realtà, esso è costituito da due settori che si differenziano nell'assetto tettonico-stratigrafico delle unità che lo compongono e da una storia evolutiva differente (Scandone, 1979; Bonardi et alii, 1982); questi due settori vengono a contatto lungo un allineamento orientato grossomodo in direzione ENE-ONO che da Capo Vaticano si estende fino a Soverato. Il settore a nord di questo allineamento è costituito dalla sovrapposizione di una serie di unità cristalline derivanti dalla deformazione di domini continentale ed oceanico caratterizzate da una polarità europea e messi in posto a partire dal Cretacico superiore. Nell'insieme queste unità vengono a

sovrapporsi sulle falde dei domini appenninici più interni a partire dall'Oligocene, con polarità africane. Il settore meridionale è invece caratterizzato da una serie di unità cristalline che sopportano coperture sedimentarie di età meso-cenozoica che si sovrappongono nell'Oligocene con polarità meridionale. Nel settore settentrionale l'unità più profonda è rappresentata dall'Unità del Frido, costituita da una successione di metapeliti con intercalazioni di metacalcari e quarziti cui sono strettamente associate ofioliti rappresentate da prevalenti metabasalti, serpentiniti ed occasionalmente da Fe-gabbri come elementi di metabrecce. Questa unità è interessata da un metamorfismo alpino caratterizzato da alta pressione e temperatura molto bassa rilevabile prevalentemente nelle rocce ofiolitiche (Hoffman, 1970; De Roever, 1972; Spadea et alii, 1976) ma talora anche nei sedimenti associati (Spadea, 1976). Tettonicamente sovrastante giace un'unità ofiolitica, comprensiva delle unità di Malvito e di Gimigliano che è costituita prevalentemente da lave a pillow e brecce di pillow con rari Mg-gabbri associati, su cui poggiano coperture di età tettonico-neocomiana estremamente variabili le quali assumono caratteri sempre più terrigeni procedendo da nord verso sud (Bousquet, 1963; Vezzani, 1968). Il metamorfismo di quest'unità è molto variabile aumentando da nord verso sud e verso sud-ovest; si passa da facies prehenite-pumpellyite (Spadea et alii, 1976) a facies lawsonite-albite (De Roever, 1972) a facies scisti blu (De Roever et alii, 1974), talora con una sovraimpronta in facies scisti verdi (Piccarreta & Zirpoli, 1975). Tettonicamente sovrastante alle unità ofiolitiche giace l'Unità di Bagni la quale rappresenta l'unità di derivazione continentale geometricamente più bassa affiorando prevalentemente in Sila Piccola e nell'alta valle del Fiume Crati. È costituita da un basamento filladico contenente intercalazioni di micascisti, metareniti e porfiroidi. Questo basamento caratterizzato da un metamorfismo in facies scisti verdi sopporta una copertura Mesozoica (Scandone, 1971; Dietrich, 1976). In posizione ancora più elevata, l'Unità di Castagna, affiora prevalentemente in Sila Piccola, lungo il bordo orientale della valle del Fiume Crati ed ancora lungo la parte settentrionale delle Serre (Paglionico & Piccarreta, 1978). È costituita da micascisti a granato,

paragneiss biotitici e gneiss con frequenti associazioni di masse pegmatitiche e granitoidi. Essa è caratterizzata da un metamorfismo prealpino in facies da scisti verdi profonda ad anfibolitica (Dubois, 1976). L'unità cristallina tettonicamente più elevata è rappresentata dall'Unità della Sila che affiora diffusamente in tutto il settore considerato ed è rappresentativa di porzioni profonde di crosta continentale. È costituita da gneiss kinzigitici con intercalate masse di anfiboliti e di metaperidotiti ed è caratterizzata da un prevalente metamorfismo prealpino in facies granulitica (Paglionico & Piccarreta, 1978). In questa unità potrebbe essere compresa anche l'Unità di Monte Gariglione (Amodio-Morelli et alii, 1976). Lungo la parte orientale del massiccio Silano le unità sopra descritte sono ricoperte, in *nonconformity*, dall'Unità di Longobucco. Essa è costituita da un basamento di filladi con intercalazioni di quarziti e porfiroidi contenenti intrusioni granitiche, su cui poggiano trasgressivamente due sequenze sedimentarie, di età meso-cenozoica (Lanzafame & Tortorici, 1980). Nel complesso le varie unità cristalline si sovrappongono tettonicamente su unità carbonatiche che costituiscono i domini più interni della catena appenninica (Scandone et alii, 1974; Amodio Morelli et alii, 1976). Tra questi domini si distinguono un'unità basale, denominata Unità del Pollino, una intermedia, Unità di S. Donato, caratterizzata da un metamorfismo in facies scisti verdi del Miocene inferiore (Dietrich et alii, 1976; Civetta et alii, 1981) ed una superiore, Unità di Verbicaro. Tali unità, nel complesso sono costituite da successioni calcareo dolomitiche del Triassico medio-Paleogene su cui si depositano, a partire dal Miocene inferiore, sequenze terrigene. Lungo il limite settentrionale dell'Arco affiora una successione sedimentaria prevalentemente flyscioide appartenente all'Unità del Cilento. Trasgressivamente su tutto l'edificio giacciono le successioni del Serravalliano-Pliocene inferiore a cui si intercalano livelli costituiti da sedimenti appartenenti alle unità Sicilidi (Ogniben, 1955).

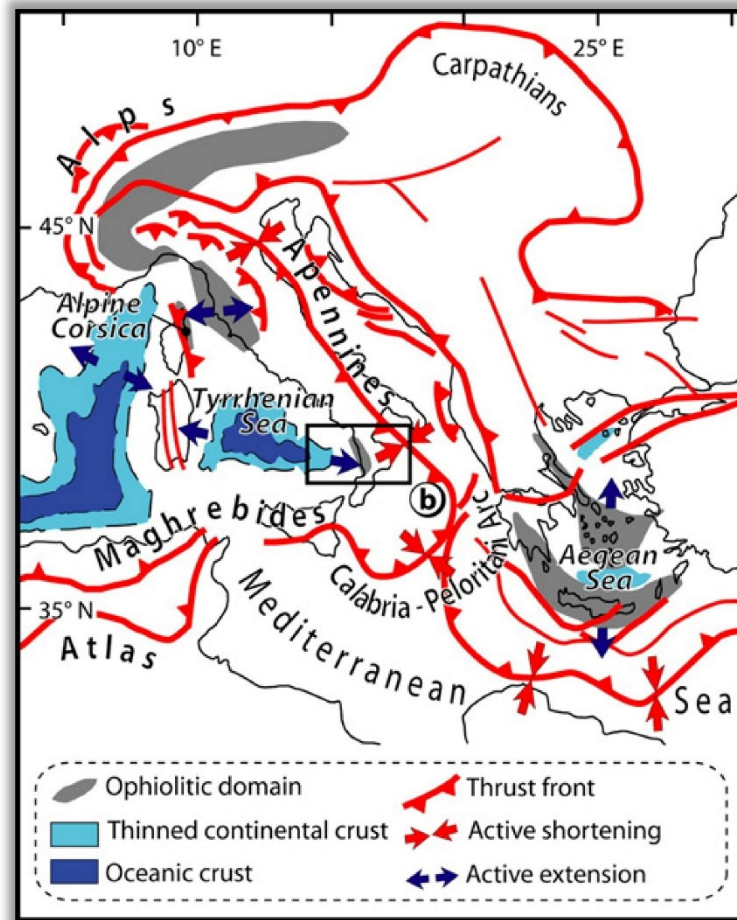


Fig. 1.4 - Carta geodinamica dell'Italia in cui è evidenziata l'area appartenente all'Arco Calabro-Peloritano; le frecce indicano la convergenza nello Ionio e l'estensione nel Mar Tirreno (Vignaroli et alii, 2012).

❖ I BACINI NEOGENICI PERI-IONICI

Molti studi sono stati proposti per interpretare le relazioni tra la genesi delle discordanze mio-pleistoceniche e i grandi eventi tettonici verificatisi all'interno dell'Arco Calabro, un *Terrane* composto che forma la parte interna di un complesso arcuato di accrezione nel Mediterraneo centrale, che ha subito la migrazione verso SE dal Serravalliano superiore in corrispondenza con la subduzione verso NO della litosfera ionica e l'apertura dei bacini di retroarco nel Mar Tirreno (Malinverno and Ryan, 1986; Sartori, 1990, 2003; Critelli, 2018) (fig. 1.5). Dal Miocene la geometria e la velocità dello slab in subduzione subirono delle variazioni, si verificò, infatti, un graduale rallentamento prodotto dalla interferenza tra le placche dell'Appennino meridionale, della Puglia (Apula) e della Sicilia (Faccenna et alii, 2001, 2004; Chiarabba et alii, 2008; Guillaume et alii, 2010).

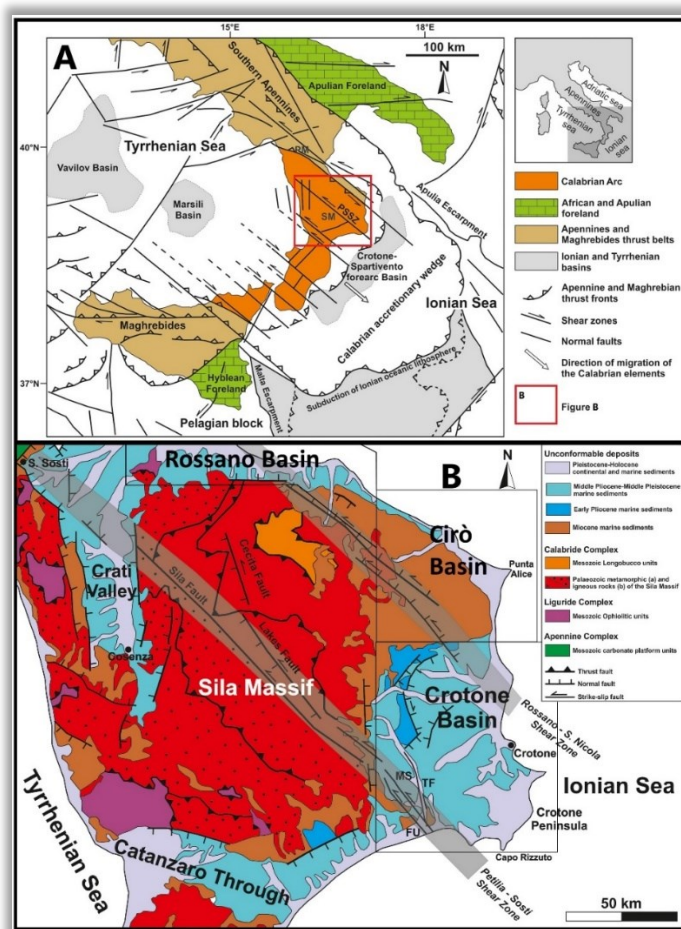


Fig. 1.5 – A) Mappa strutturale dell'Arco Calabro, compresa tra l'Appennino meridionale e la Sicilia. Sono evidenziate le zone di taglio orientate NO-SE e i principali bacini situati nel Mar Ionio e nel Mar Tirreno. B) Carta geologica semplificata del settore settentrionale dell'Arco Calabro, comprensivo del massiccio della Sila, composto principalmente da rocce paleozoiche intrusive e metamorfiche di basso e alto grado, e dai Bacini di Cirò, Rossano, Crotona, della Valle del Crati e della Stretta di Catanzaro. Insieme alle faglie maggiori è riportata anche la posizione delle due principali zone di taglio (Rossano-San Nicola e Petilia-Sosti) che interessano quest'area (Mod. da Zecchin et alii, 2022).

Questa evoluzione geodinamica neogenica ha avuto conseguenze per i record strutturali e stratigrafici dell'Appennino, gli stessi sono di difficile interpretazione, come si evince dai vari modelli evolutivi che sono stati proposti dai vari autori (e.g., Rehault et alii, 1987; Patacca et alii, 1990; Sartori, 1990; Knott and Turco, 1991; Van Dijk and Scheepers, 1995; Schettino and Turco, 2011). Zecchin et alii (2012) interpretano la successione di riempimento plio-pleistocenica del Bacino Crotonese, porzione emersa del bacino di *forearc*, situato sul margine ionico dell'Arco Calabro (fig. 1.6), dove sono presenti discordanze stratigrafiche che interrompono le fasi di subsidenza corrispondenti alle principali fasi di avanzamento del sistema di accrezione calabrese contemporaneo agli episodi estensionali della zona di retroarco tirrenica. Zecchin et alii (2015), confrontano le caratteristiche e il timing delle discordanze regionali trovate nelle successioni di riempimento plio-pleistoceniche dei principali bacini sedimentari, sia in *onsshore* che in *offshore* (fig. 1.6), cercando di dare una interpretazione a scala regionale, tra la genesi delle discordanze e gli eventi tettonici verificatisi, al fine di ottenere nuove informazioni sull'evoluzione geodinamica del Mediterraneo centrale. Perri et alii (2012), definiscono le differenze composizionali e granulometriche delle successioni deposizionali di riempimento dei bacini sedimentari peri-ionici.

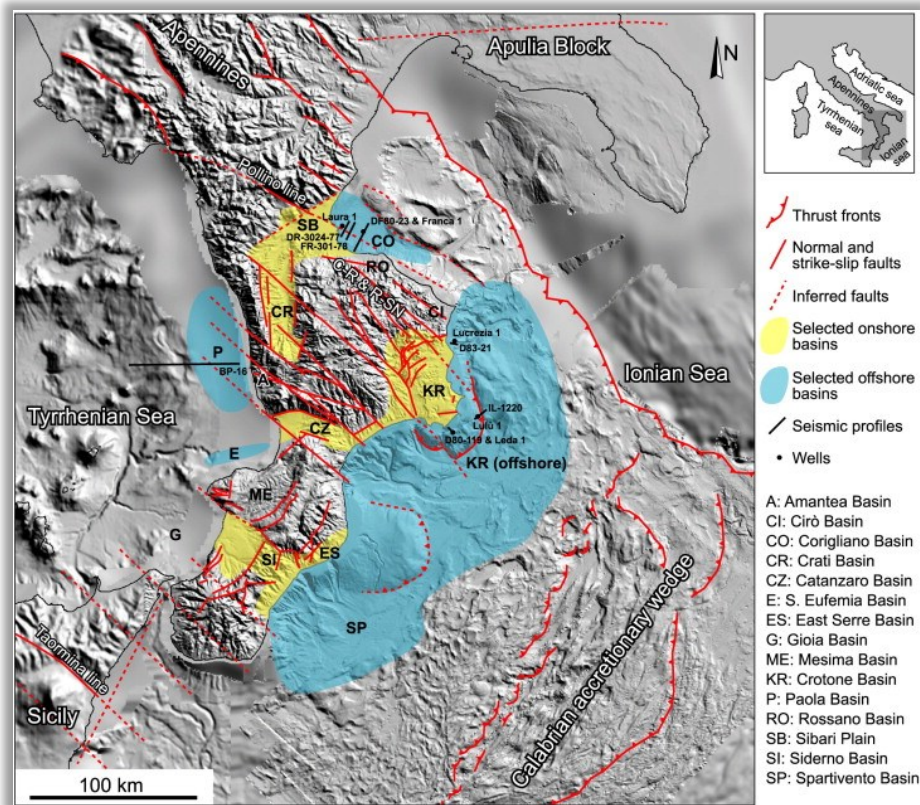


Fig. 1.6 - Bacini sedimentari dell'Arco Calabro, e principali sistemi di faglie, compresi tra le linee del Pollino e di Taormina (Zecchin et al. 2015). Vengono mostrati i principali sistemi di faglia, i profili sismici e l'ubicazione di alcuni pozzi di ricerca idrocarburi. Abbreviazioni: C-R & R-SN indicano rispettivamente i sistemi di faglie Corigliano-Rossano e Rossano-San Nicola.

CAPITOLO 2

❖ INQUADRAMENTO GEOLOGICO DELL'AREA DI STUDIO

L'area di studio si colloca nella porzione nord orientale della Calabria, compresa tra il Mar Ionio e le pendici della Sila e ricopre tutto il territorio del Bacino sedimentario di Cirò. Le principali strutture tettoniche controllano la configurazione e l'evoluzione dei principali bacini dell'Arco Calabro (Knott & Turco, 1991). Dal Neogene al Quaternario la storia dell'edificio orogenico è stata principalmente controllata dall'attività di faglie e *shear zones* orientate NO-SE caratterizzate da cinematismi trascorrenti sinistri (Catalano et alii, 1993; Monaco et alii, 1995; Schiattarella, 1998; Van Dijk et alii, 2000; Tansi et alii, 2007; Muto et alii, 2014) (fig. 2.1). La deformazione è ben testimoniata nell'evoluzione tettono-sedimentaria dei bacini di *wedge-top* quanto nel dominio di retroarco (Van Dijk & Okkes, 1991; Van Dijk, 1994; Muto & Perri, 2002; Tansi et alii, 2007; Tripodi et alii, 2013). Questo *stack* di falde ha tettonicamente ricoperto le rocce carbonatiche mesozoiche della catena Appenninica-Maghrebide fin dal Miocene inferiore (Rossetti et alii, 2004; Vignaroli et alii, 2012) rappresentando nella Calabria nord-orientale, dal Miocene inferiore al Messiniano, le porzioni più prossimali del sistema di bacino di *foreland* dell'Appennino meridionale e il riempimento delle depozone del bacino di *wedge-top*. Queste falde affiorano lungo la zona pedemontana del massiccio della Sila, dal fiume Trionto (Zona Rossano-Cariati) a sud del fiume Neto (zona Crotone) (fig. 2.2) (Cotecchia, 1963; Roda, 1964, 1967; Ogniben, 1973; Van Dijk, 1990; Van Dijk & Okkes, 1991; Roveri et alii, 1992; Barone et alii, 2008). Il thrust-fold-belt dell'Appennino meridionale e dell'Arco Calabro settentrionale forma un fronte orogenico, che è associato al sistema di bacino di *foreland* (De Celles & Giles, 1996; Critelli, 1999; Critelli & Criniti, 2021).

L'area ricade all'interno delle depozione di *wedge-top* costituite dai bacini di Rossano-Cirò-Crotone (Critelli, 1999; Critelli et alii, 2013, 2017) (fig. 2.1 e fig. 2.2).

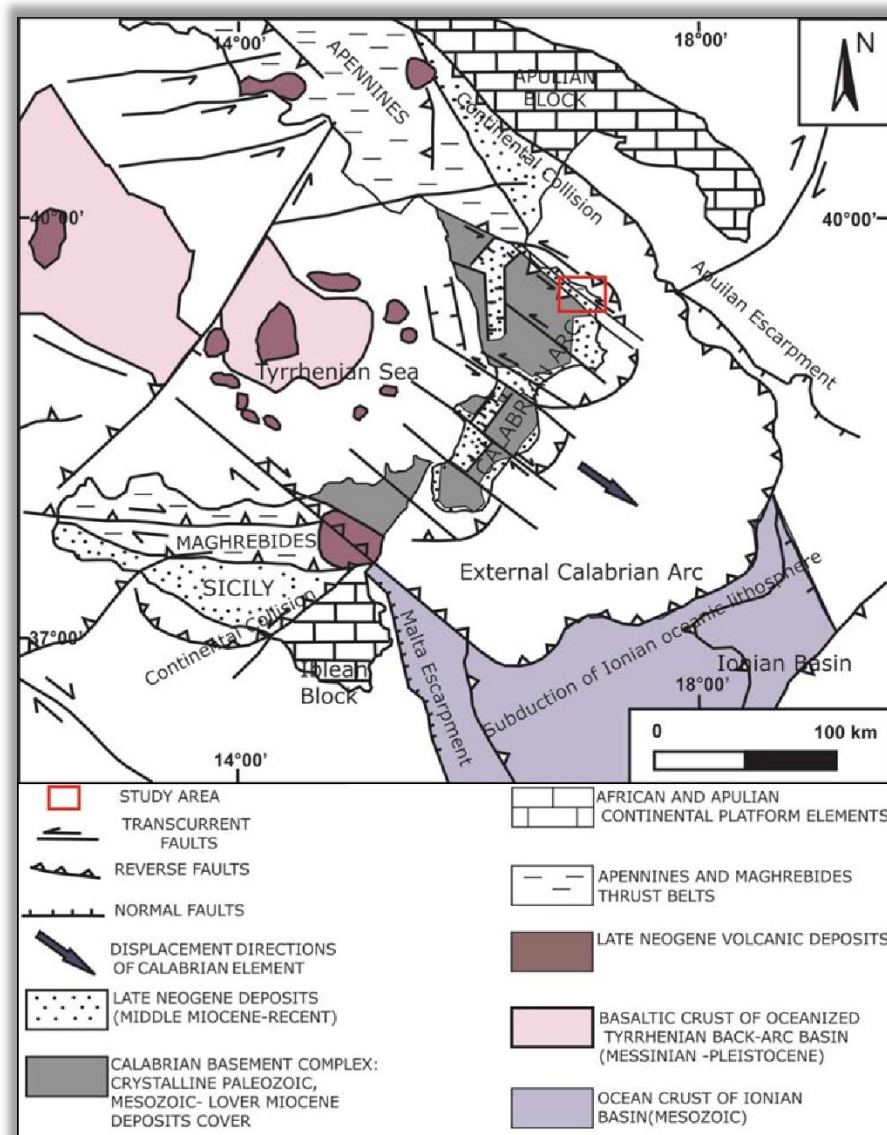


Fig. 2.1 – Carta geologica della zona d'interesse e schema semplificato della tettonica al margine dell'Arco Calabro-Appennino meridionale (Mod. da Van Dijk & Scheepers, 1995; Van Dijk et alii, 2000; Tansi et alii, 2007; Muto et alii, 2014).

Il doppio piegamento, caratterizzato dalla propagazione dei *thrusts* verso il *foreland* e la propagazione dei *backthrusts* verso l'*hinterland*, sono stati documentati in *onshore* e in *offshore* da vari lavori (Roveri et alii, 1992; Doglioni et alii, 1999; Van Dijk et alii, 2000; Critelli et alii, 2011; Vignaroli et alii, 2012). Secondo Roda (1967) strutture simili sono state documentate nel bacino di *wedge-top*, nella zona di Cirò,

tra i bacini di Crotona e Rossano (fig. 2.2). Lungo il versante ionico settentrionale dell'Arco Calabro (fig. 2.1 e fig. 2.2), successioni di bacino del Neogene e del Quaternario si sovrappongono all'unità Paleozoica e alla loro copertura Mesozoica dell'Unità della Sila (Amodio Morelli et alii, 1976; Santantonio & Teale, 1987; Perri et alii, 2011). Sul basamento cristallino e sul *flysch* oligo-miocenico (*Formazione di Paludi*), una successione terrigena e carbonatica serravalliano-pliocenica costituisce il riempimento del *thrust-controlled* della parte interna del sistema di bacino di *foreland*.

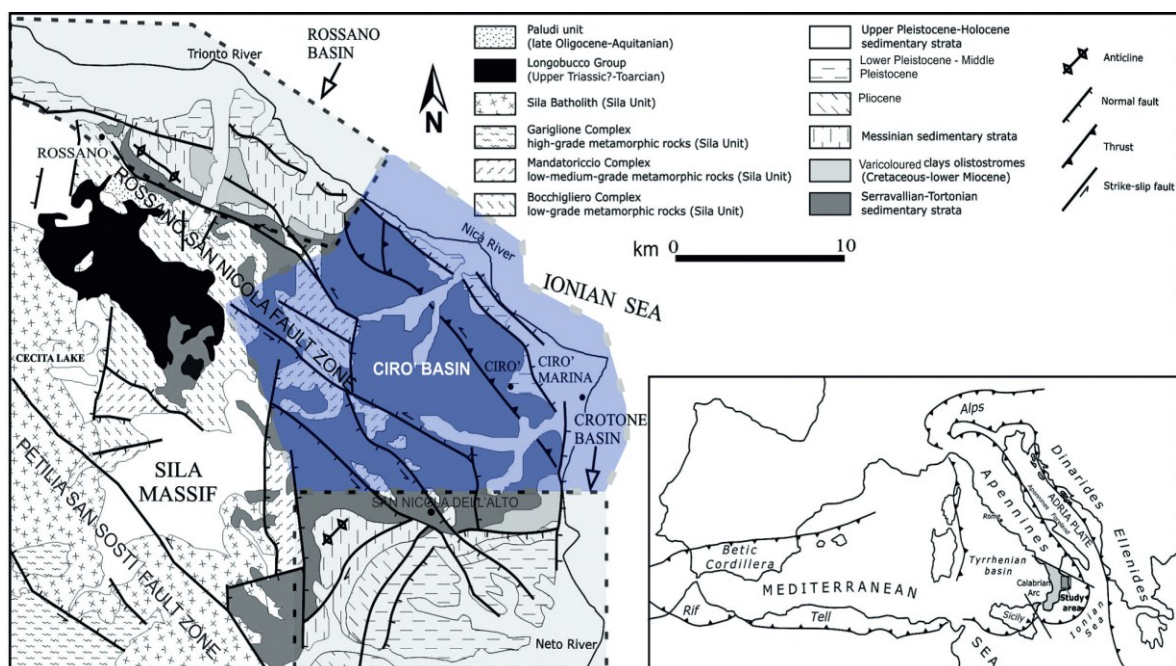


Fig. 2.2 - Carta geologica schematica del settore nord-orientale dell'Arco Calabro. Le linee tratteggiate indicano le tre depozione di wedge-top, da nord a sud, il “Bacino di Rossano”, il “Bacino di Cirò” e il “Bacino di Crotona”. L'area evidenziata, indica la posizione del “Bacino di Cirò” rispetto ai bacini di Rossano e di Crotona. (Barone et alii, 2008; Muto et alii 2014).

Nel “Bacino di Cirò”, situato in una posizione intermedia tra i bacini di Rossano e di Crotona, mancano le evaporiti Messiniane (fig. 2.3A, 2.3B, 2.3C). Ciò suggerisce che un bacino più ampio e in precedenza continuo è stato suddiviso in sottobacini sin dagli inizi del Messiniano (Barone et alii, 2008). Il “Bacino di Cirò” è marginato a sud-ovest dalla zona di taglio “Rossano-S. Nicola” orientate NO-SE (Van Dijk et alii, 2000) (fig. 2.1 e fig. 2.2). Cotecchia (1963) riconobbe una particolare successione clastica “anormale” nell'area di Cariati, chiamata “Falda di

Cariati” da Bonfiglio (1964a & b) e Roda (1967). Questa successione è stata interpretata come *terrane alloctoni* che si trovano sulla parte superiore dei sedimenti terrigeni del Messiniano (Roda, 1967). In tutto il versante ionico della Calabria settentrionale, argille variegata sono state osservate entro depositi del Miocene superiore. Queste argille variegata sono appartenenti al “Complesso Sicilide” (Ogniben, 1969). I *terrane alloctoni* costituiti da argille variegata, che sono sormontati da sequenze terrigene dell'Oligocene-Miocene (fig. 2.3B) sono coinvolti in un *back-thrust antiformal stack*, in parte corrispondente alla "Falda di Cariati" di Roda (1967). La tettonica ha fortemente influenzato i bacini neogenici a causa del progressivo spostamento verso sud-est del *Calabrian-belt*. Una complessa rete di faglie trascorrenti e di *thrusts* associati, caratterizza il versante ionico della Calabria settentrionale e dell'Appennino meridionale, e durante il Neogene-Pleistocene inferiore faglie transpressive dislocano la catena di tipo “*thin-skinned*” messa in posto precedentemente (Catalano et alii, 1993; Van Dijk et alii, 2000; Tansi et alii, 2007; Ferranti et alii, 2009; Muto et alii, 2012, 2014, 2017). La successione Serravalliano-Messiniana è caratterizzata da una monoclinale di crescita in cui discordanze stratigrafiche progressive sono state riconosciute come conseguenza di fasi deposizionali all'interno di un margine in deformazione. La successione stratigrafica miocenico-quadernaria poggia sulle unità del basamento cristallino, rappresentato dall'*Unità della Sila Auct.* (Messina et alii, 1994), un'unità paleozoica cristallina caratterizzata da rocce metamorfiche variabili in composizione dal basso grado (filladi, porfiroidi, quarziti, calcescisti, *Unità di Bocchigliero Auct.*; Acquafredda et alii, 1994; Messina et alii, 1994), al medio grado (micasisti, *Unità di Mandatoriccio Auct.*; Messina et alii, 1994) all'alto grado metamorfico (gneiss e granuliti; *Unità di Polia-Copanello e Monte Gariglione Auct.*; (Amodio Morelli et alii, 1976; Messina et alii, 1994), di età Cambriano-Carbonifero, costituita da rocce intrusive a composizione variabile dal gabbro a granitico (*Batolite della Sila*; Ayuso et alii, 1994; Messina et alii, 1994) del Permiano. Queste unità cristalline costituiscono i resti del complesso crostale dell'orogene ercinico (Atzori et alii, 1984; Messina et alii, 1994) esumatosi tra l'Oligocene superiore e il Miocene medio-superiore (Colonna, 1998; Thomson, 1994, 1998) durante le

principali fasi di accrezione legate alla collisione continentale con la placca adriatica (Malinverno & Ryan, 1986; Dewey et alii, 1989; Patacca et alii, 1990; Guerrera et alii, 1993). Le successioni dei bacini di Rossano, Cirò e Crotona sono caratterizzate da un riempimento sedimentario di età Serravalliano-Tortoniano. Esso inizia con una successione conglomeratica di ambiente continentale, denominata *Formazione di San Nicola dell'Alto Auct.* (Ogniben, 1955) o *Formazione dei Conglomerati Irregolari Auct.* del Serravalliano, coperta in discordanza da arenarie fossilifere (Cotecchia, 1963; Roda, 1964) di ambiente deltizio, meglio conosciute come la *Formazione delle Arenarie a Clypeaster*, che indicano l'inizio del sistema di bacino di *foreland*. La formazione poggia sempre sul basamento metamorfico-intrusivo dell'*Unità della Sila* ed ha uno spessore variabile da poche decine di metri fino ad un massimo di 300 metri all'interno del "Bacino di Crotona". Essa è caratterizzata da grossi corpi lenticolari di breccie massive clasto-sostenute con accenni di stratificazione orizzontale e corpi lenticolari di dimensioni minori con sporadiche stratificazioni oblique (Barone et alii, 2008). Alle breccie e conglomerati si alternano corpi arenacei molto grossolani e ghiaiosi a stratificazione obliqua. Verso l'alto, la formazione si chiude con argille e intervalli sabbiosi da metrici a decametrici. Nell'insieme la *Formazione di San Nicola dell'Alto* costituisce il prodotto di una sedimentazione in ambienti continentali alluvionali-torrentizi che passano verso l'alto a piana alluvionale, palustre e infine costiera. Questi depositi indicherebbero un graduale passaggio da sistemi deposizionali alluvionali-costieri a sistemi deposizionali più francamente marini. La *Formazione Arenaceo-conglomeratica di San Nicola dell'Alto* è stata investigata in sottosuolo sia da carotaggi per ricerche di idrocarburi che da profili sismici. I dati stratigrafici dei pozzi *Luna* ed *Hera Lacinia* e le interpretazioni geologiche dei profili sismici calibrati con i dati di pozzo nell'*offshore* crotonese (Roveri et alii, 1992; Van Dijk et alii, 2000) testimoniano che la stratigrafia della porzione basale del "Bacino Crotonese", rappresentata dalla *Formazione Arenaceo-conglomeratica di San Nicola dell'Alto*, poggia su un substrato costituito da un *flysch* pelitico-marnoso-arenaceo che denominano *Formazione di Albidona*.

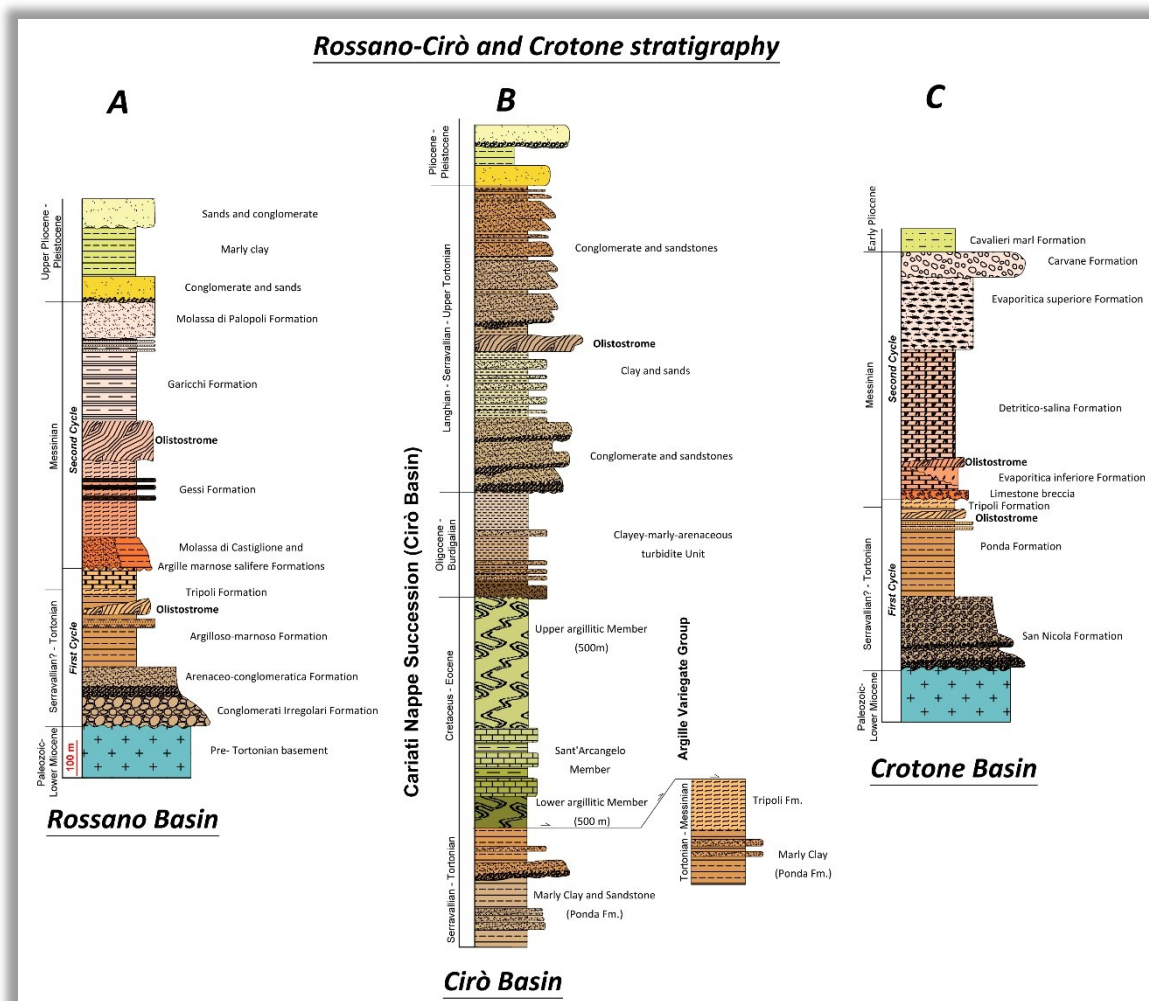


Fig. 2.3 - Colonna stratigrafica dei bacini di Rossano, Cirò e Crotone (Mod. da Muto et alii, 2014).

La *Formazione dei Conglomerati Irregolari* passa verso l'alto alla *Formazione Arenaceo-Conglomeratica Auct.* (Ogniben, 1955) del Serravalliano-Tortoniano nell'area del "Bacino di Rossano". Entrambe sono sovrastate da sistemi torbidity a grana fine e, verso la parte alta del *trhust* del massiccio della Sila, da depositi di *shelf*. Questi depositi del Tortoniano corrispondono alla *Formazione delle Argille Marnose del Ponda Auct.* (Roda, 1964) dei "Bacini di Cirò e Crotone" (fig. 2.3B e C), o alla *Formazione Argilloso-Marnosa Auct.* (fig. 2.3A) del "Bacino di Rossano" (Ogniben, 1955). Questa formazione ha spessori massimi intorno ai 150 metri nel "Bacino di Rossano"; nei "Bacini di Cirò e Crotone", si stimano, in affioramento, spessori di oltre 200 metri, mentre in sottosuolo, nei vari pozzi e investigazioni per ricerca di idrocarburi, raggiungerebbe i 1300 metri. La formazione, che nel presente lavoro viene denominata "*Formazione del Fiume Lipuda*", inizia con depositi arenaceo-conglomeratici e pelitico-arenacei che passano ad alternanze ritmiche di marne,

peliti, siltiti, arenarie e, nelle porzioni più elevate, da un alternanza ciclica decimetrica indurita di rocce argillose scure e marne grigio chiaro o azzurro e da un livello di olistostroma, del Tortoniano-Messiniano, spesso alcune decine di metri, costituito da una matrice di argilliti rosse e verdi e includenti clasti e blocchi, noti con il nome di olistoliti, di carbonati e areniti (Barone et alii, 2008) del Cretacico-Eocene. Questo olistostroma è stato interpretato (Ogniben, 1955, 1962; Critelli, 1999) di provenienza dalle successioni delle *Formazione delle Argille Variegate Auct.* del “Complesso Sicilide” (Ogniben, 1969) dell’Appennino meridionale. Una successione costituita da peliti, marne, diatomiti, livelli di selce e livelli argilloso-marnosi, alternata con carbonati e letti marnosi, sovrappone, al confine fra il Bacino di Cirò e quello di Rossano, i depositi della *Formazione Argillosa-Marnosa Auct.* (fig. 2.3A e 2.3B). Tale successione è nota in letteratura con il nome di *Formazione del Tripoli*, che indica il passaggio Tortoniano-Messiniano e presenta uno spessore osservabile che varia da 20 metri (“Bacino di Rossano”) a 60 metri (“Bacino di Crotona”). Il Tripoli, che costituisce la base di tutta la sequenza evaporitica del Messiniano (assente nel Bacino di Cirò), inizia con livelli centimetrici di peliti rossastre e peliti silicee (diatomiti) che si intercalano a marne argillose grigio-azzurre e argille marnose ritmiche, marne laminate e diatomiti, calcilutiti a noduli solfatici che marciano il passaggio alla soprastante formazione. Le sequenze messiniane sono caratterizzate da depositi evaporitici, costituiti principalmente da gesso, salgemma e seguiti da un intervallo di argille (Ogniben, 1955; Roda, 1964), che registrano la crisi di salinità del Mediterraneo. La successione messiniana presenta caratteri differenti in base al bacino sedimentario a cui appartiene (Bacino di Crotona o Rossano). Infatti nel Bacino di Crotona la base è costituita dalla *Formazione del Calcarea di Base* a sud (Massari et alii, 2010) e dalla *Formazione Evaporitica Inferiore Auct.* a nord, un'unità clastica caratterizzata dalla presenza di grossi strati di breccie carbonatiche che gradano a gessoruditi, gessoareniti e arenarie con abbondanti clasti di gesso (Barone et alii, 2008), con uno spessore massimo di circa 100 metri. Nel Bacino di Rossano invece, la *Formazione del Calcarea di Base* passa alla *Formazione della Molassa di Castiglione Auct.* (Ogniben, 1962), in cui lo spessore massimo osservato è di circa 100 metri. La

base della formazione è caratterizzata da un intervallo di conglomerati che passano ad arenarie a laminazione obliqua e stratificazione incrociata a grande scala, drappeggiati da pelite grigio-verdastra e marne, che nell'insieme definiscono un sistema deposizionale costiero, con depositi lagunari, tempestiti e ambienti di *foreshore* e *shoreface* (Barone et alii, 2008). La *Formazione della Molassa di Castiglione* è in eteropia con la *Formazione delle Argille Marnose Salifere* (Ogniben, 1962), costituita da argille e argille marnose ricche in noduli di solfati e salgemma. Nella *Formazione Evaporitica Inferiore Auct.* (Roda, 1964a) o *Formazione dei Gessi Auct.* (Ogniben, 1955), viene incluso il salgemma (Lugli et alii, 2007; Barone et alii, 2008) che nel “Bacino Crotonese” è stato attraversato dai pozzi di estrazione e sfruttamento nel campo della SYNDIAL nella zona di Timpa del Salto (Belvedere di Spinello), e affiora attraverso risalite diapiriche nei pressi della frazione di Zinga (Comune di Casabona), nelle zone di Russomanno (Comune di Verzino) e in destra orografica del Torrente Lepre in località Coste del Sale. Il salgemma viene incluso nella soprastante *Formazione Detritico-Salina Auct.* da Roda (1964a) e nella *Formazione del Vitruvo* da Ogniben (1955). Nel Bacino di Rossano la *Formazione della Molassa di Palopoli Auct.* (Ogniben, 1962) chiude il cosiddetto complesso terrigeno Messiniano ed ha uno spessore di circa 250 metri. Essa costituisce una successione dominatamente arenacea, caratterizzata nelle porzioni inferiori da strati arenaceo-conglomeratici, che tende a diventare arenaceo-pelitica e argilloso-marnosa verso le porzioni più elevate. Mentre nel Bacino di Crotone la successione messiniana si chiude con la *Formazione Evaporitica Superiore Auct.* (Roda, 1964a), costituita da arenarie e peliti alla base, gessareniti e subordinatamente da gessoruditi e gessolutiti nella porzione intermedia, che passano verso l'alto a peliti e arenarie grossolane. Questa successione costituisce sistemi deposizionali torbiditici nella parte inferiore e intermedia che passano a sistemi deposizionali fluviali e deltizi in facies lagomare nella porzione alta della successione (Barone et alii, 2008) e lo spessore massimo in affioramento è di circa 180 metri. Al di sopra della *Formazione Evaporitica Superiore*, poggia in contatto erosivo la *Formazione dei Conglomerati delle Carvane Auct.* (Roda, 1964a), anch'essa di età Messiniana, costituita da grossi strati conglomeratici a matrice sabbiosa grossolana. I depositi plio-pleistocenici del

Bacino di Cirò sono rappresentati dalla *Formazione della Molassa di Scandale Auct.* (Roda, 1964a), di età Pliocene medio-superiore, costituita da calcareniti, sabbie, argille marnose e corpi ruditici, il cui spessore massimo si aggira sui 450 metri. Al di sopra, si ha la *Formazione delle Argille Marnose di Cutro Auct.* (Roda, 1964a), di età Pliocene superiore-Pleistocene inferiore (Pasini & Colalongo, 1994), costituita da un'alternanza di argille marnose, marne argillose, rari livelli sabbiosi (Arnaboldi & Meyers, 2003; Negri et alii, 2003). Lo spessore documentato per questa formazione è di circa 1200 metri in offshore. La *Formazione delle Argille Marnose di Cutro*, verso il margine settentrionale del bacino plio-pleistocenico di Crotona, è in eteropia con una formazione arenacea, la *Formazione delle Arenarie di Strongoli Auct.* (Roda, 1964a). Terrazzi marini pleistocenici affiorano lungo la costa ionica, a testimonianza dell'*uplift* quaternario di questo settore dell'Arco Calabro. La giustapposizione di successioni bacinali *autoctone* (successioni dei bacini di Rossano, Cirò e Crotona) e successioni *alloctone* ("Falda di Cariati") suggerisce la presenza, durante il Serravalliano-Tortoniano, di bacini sedimentari caratterizzati da un substrato diverso: una successione bacinale, che include le unità dell'Arco Calabro lungo il margine della Sila, e una successione, in parte coeva, che comprende direttamente le unità dell'Oligocene-Miocene inferiore e quelle del "Complesso Sicilide" *Auct.*, nella parte sud-orientale del bacino. La "Falda di Cariati", come accennato in precedenza, è considerata un'unità *alloctona* ed è solo parzialmente coeva con la successione marginale dei bacini di Crotona, di Cirò e di Rossano. La parte Miocenica della successione consiste in due unità che si assottigliano verso l'alto (fig. 2.3B, 2.4A e 2.4B), di età Langhiano-Tortoniano, in discordanza sovrastante su un'unità torbiditica dell'Oligocene superiore-Burdigaliano, composta da arenarie e argille (fig. 2.3B e 2.4A, 2.4B). Quest'ultima successione arriva fino a 300 metri di spessore e poggia in discordanza sulle Argille Variegate cretaceo-eoceniche. Le unità che vanno dal Langhiano al Tortoniano consistono in conglomerati fluviali e deltizi, e arenarie torbiditiche. Nella porzione a sud del "Bacino di Cirò", la "Falda di Cariati" poggia, con contatto tettonico da sovrascorrimento, sulla parte alta della *Formazione delle Argille Marnose del Ponda* (*Formazione del Fiume Lipuda* nel presente lavoro). Questi contatti tettonici primari

per sovrascorrimento indicherebbero che la messa in posto tettonica della “Falda di Cariati” avverrebbe prevalentemente a partire dal Tortoniano superiore, poggiando essa sui livelli tortoniani delle formazioni del *Fiume Lipuda* e *Argilloso-Arenacea* e, il sovrascorrimento proseguirebbe verso nord anche nel Messiniano inferiore poggiando sul Tripoli della successione del “Bacino Rossanese”. La stratigrafia della “Falda di Cariati” (fig. 2.3B, 2.4A e 2.4B) sarebbe costituita da una successione pelagica (membro superiore Argillitico della *Formazione delle Argille Scagliose Auct.*; Ogniben, 1969), a cui segue una successione torbidityca argilloso-marnoso-arenacea i cui dati biostratigrafici indicherebbero un’età Burdigaliano, seguita da una successione arenaceo-conglomeratica del Serravalliano-Tortoniano inferiore. Nei pozzi esplorativi AGIP, Cirò, Lella, Leila 1 dir. e Laika, posti ad est dell’area di studio, vengono descritte successioni del Miocene medio denominate ed afferenti alla “Falda di Cariati”, poggianti su successioni dell’Eocene medio e descritte come *Formazione di Albidona*. In alcuni casi la *Formazione di Albidona* o i termini della successione della “Falda di Cariati” poggiano direttamente sulle *Argille Varicolori* il cui spessore perforato non è mai minore di 500 metri (Pozzi Laika e Cirò 2). Questi dati, mettono in evidenza l’esistenza, verso est, di una successione del Miocene medio direttamente poggiante su un substrato costituito dalle *Argille Variegate* afferenti al “Complesso Sicilide” *Auct.* (Ogniben, 1969; Lentini, 1979). L’accostamento di successioni bacinali autoctone (Rossano, Cirò e Crotona) e alloctone (“Falda di Cariati”) farebbe ipotizzare l’individuazione, durante il Serravalliano-Tortoniano, di bacini sedimentari sviluppatasi in diversi contesti; un bacino più interno impostatosi sulle unità dell’Arco Calabro di cui il margine occidentale è ben affiorante, ed un bacino più esterno impostatosi sulle unità Sicilidi e sulla *Formazione di Albidona*. A partire dal Tortoniano, parte del bacino più esterno viene coinvolto e deformato da *thrust* retrovergenti e lembi dello stesso si accavallano sulle unità del Tortoniano superiore del bacino più interno. Pertanto, la “Falda di Cariati” avrebbe così il significato di un retroscorrimento, di età tortoniana, legato alle fasi accrezionarie del Miocene medio-superiore che ripartiscono il sistema di bacino di *foreland* (Critelli, 1999; Van Dijk et alii, 2000).

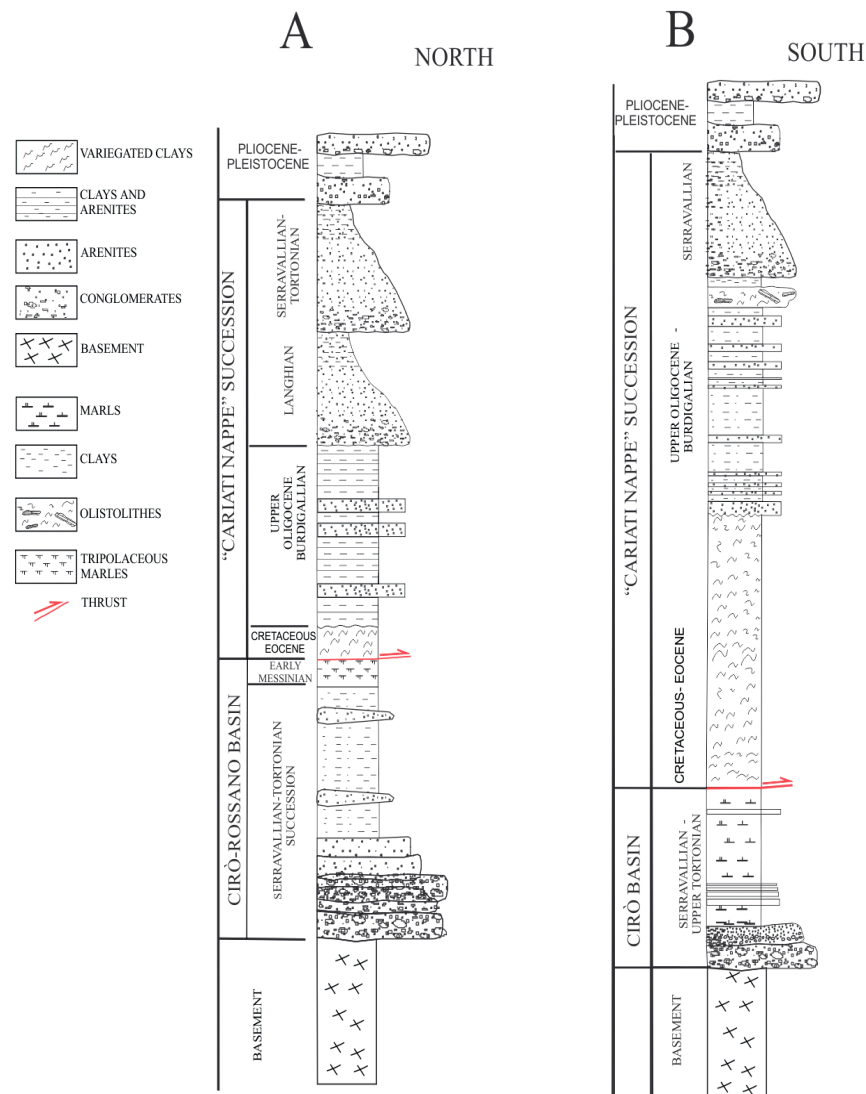


Fig. 2.4 - Colonne stratigrafiche delle porzioni a nord e a sud del "Bacino di Cirò" (Muto et alii, 2014).

L'*offshore* ionico settentrionale è stato investigato da una serie di lavori che hanno caratterizzato la struttura profonda intorno al Golfo di Taranto e al margine esterno dell'Arco Calabro (Cello et alii, 1981; Barone et alii, 1982; Sartori, 1982; Moretti & Royden, 1988; Doglioni et alii, 1999; Bonardi et alii, 2001), caratterizzando la morfologia e stratigrafia sottomarina di una vasta area che va dal Golfo di Taranto fino a sud di Crotone (Pescatore & Senatore, 1986; Romagnoli & Gabbianelli, 1990; Colella, 1994; Critelli & Le Pera, 1998, 2003; Le Pera, 1998; Critelli et alii, 2007, 2008; Muto et alii, 2007b; Rebesco et alii, 2009), considerandolo come esempio attualistico della dinamica sedimentaria e geologica

del sistema di bacino di *foreland* (De Celles & Giles, 1996) dell'Italia meridionale (Critelli, 1999). L'area peri-ionica, per la sua complessità litologica, tettonica, geomorfologica e di dinamica sedimentaria, è stata oggetto di approfonditi studi di modellistica dei rapporti tra aree fonte e produzione sedimentaria, offrendo strette relazioni tra processi di alterazione delle rocce e pedogenesi e innesco del ciclo sedimentogenetico in ambiente continentale e la sua dispersione nell'ambiente marino peri-ionico deltizio, di piattaforma e di scarpata-bacino (Ibbeken & Schleyer, 1991; Kiefer, 1994; Le Pera, 1998; Critelli & Le Pera, 1998, 2003; Le Pera et alii, 2001; Scarciglia et alii, 2007).

CAPITOLO 3

❖ METODOLOGIE DI STUDIO E CRITERI DI INDAGINE

Questo capitolo descrive gli approcci scelti e le metodologie adoperate per condurre lo studio di rilevamento geologico e le analisi sedimentologiche, con particolare riferimento alle modalità con le quali sono state eseguite le varie procedure. Saranno descritti i criteri di indagine e le varie fasi che hanno portato alla redazione di una prima bozza della carta che è stata di elevato ausilio per il lavoro di campagna svolto. Attraverso la fotointerpretazione, sono state individuate le linee tettoniche più evidenti e successivamente sono state caratterizzate con le stazioni di misura strutturali effettuate sul terreno. Tali osservazioni sono state implementate sul terreno (affioramenti alla mesoscala) osservando, tra l'altro, i rapporti con i litotipi esposti a contatto. In questo quadro si è cercato di avere le argomentazioni sufficienti che sono state acquisite anche attraverso i dati reperibili in letteratura. Un'attenzione particolare, inoltre, è stata data ad applicazioni software quali i GIS (Geographical Information System) ovvero dei software utilizzati per visualizzare ed analizzare dati geografico-spaziali. Nello specifico attraverso l'utilizzo di QuantumGIS (3.22, Białowieża), è stato possibile conferire un aspetto tridimensionale dell'area a partire dalle carte topografiche in 2D. Inoltre, sono state ricostruite carte relative ad acclività, pendenza, asperità e soprattutto si è giunti alla creazione dei layer riportanti le litologie ed i limiti stratigrafici e tettonici che hanno rappresentato un punto di partenza fondamentale nella redazione dello stralcio di carta geologica. La fase preliminare è consistita nel reperimento di una carta topografica relativa all'area di interesse. Si è poi passati ad una fase più pratica, ovvero all'utilizzo dei software CartLab e Photoshop, per eseguire rispettivamente una conversione delle coordinate ed un collage delle carte e all'utilizzo di QuatumGIS in cui sono stati tastati molteplici

aspetti geografici dell'area a partire dalla realizzazione del DTM (*Digital Terrain Model*) (fig. 3.1). Questo fornisce il cosiddetto modello nudo a terra, privo di caratteristiche del paesaggio garantendo dunque di definire modelli circa inondazioni o il drenaggio di un corso d'acqua, l'uso del suolo, applicazioni geologiche e come nel presente studio sovrapponendo diverse carte, anche a diversa scala, possono essere notate le differenze paesaggistiche col passare degli anni. Nella presente applicazione ci si è concentrati, principalmente, sull'inserimento di "curve di livello" e "punti quotati", "rimarcandoli" su una carta topografica. Lo studio sedimentologico è stato effettuato analizzando le varie facies sedimentarie e i vari indicatori di paleoflusso. Sono state misurate varie sezioni stratigrafiche con scala da centimetrica a metrica, riconoscendo le varie litologia, la granulometria, le strutture sedimentarie e tutti i caratteri morfologici. I dati relativi al paleoflusso sono stati analizzati grazie alla presenza di vari indicatori, quali *groove casts*, *flute casts*, embriciatura dei clasti e *ripples*. Un ulteriore metodo che ha permesso una maggiore comprensione dell'area di studio è stato quello di acquisire immagini panoramiche ad altissima risoluzione dei vari affioramenti tramite foto da drone (*Yuneec Typhoon H Plus*) su cui sono state prodotte e interpretate *line drawing*. Infine, le varie superfici stratigrafiche sono state mappate utilizzando un dispositivo GPS così da agevolare la ricostruzione spaziale. A partire dal DTM sono state ricostruite le carte relative a: pendenza, esposizione, ombreggiatura dell'area (fig. 3.2, 3.3, 3.4) oltre che al modello in 3D (fig. 3.5). Tali rappresentazioni consentono di tracciare le geometrie geologico-strutturali di una zona e correlarla con quella morfologica e geografica della stessa. L'analisi geografica è un processo che aiuta a trovare risposte o soluzioni a particolari problemi anche di tipo geologico. In generale, da rappresentazioni come quelle delle esposizioni o delle ombreggiature si possono trarre segni tangibili di elementi interessanti dal punto di vista strutturale e stratigrafico, quali rotture di pendenza e cambi di litologie.

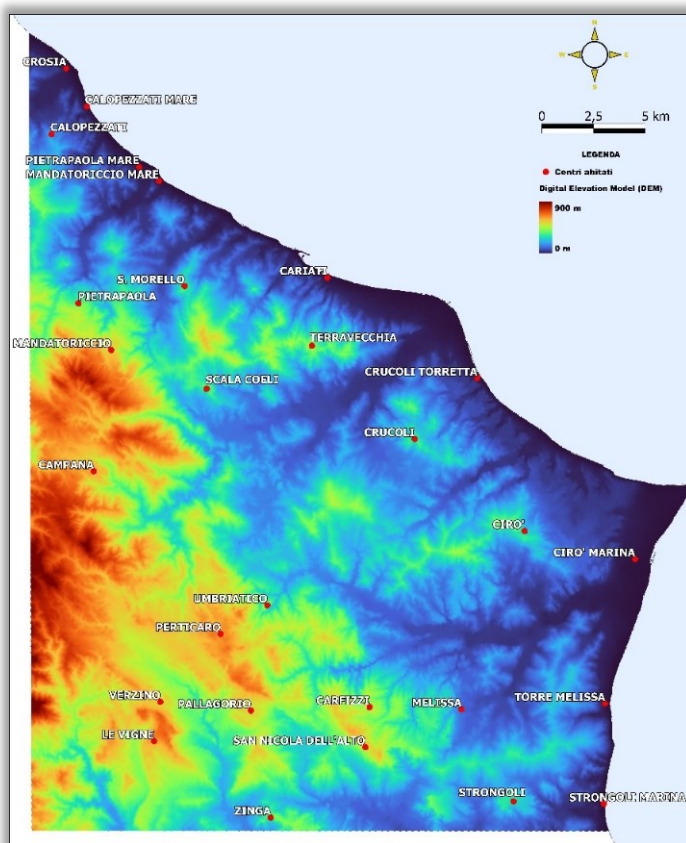


Fig. 3.1 - DTM (Modello digitale del terreno) dell'area di studio, ottenuto attraverso la digitalizzazione delle curve di livello e dei punti quotati della carta tecnica regionale.

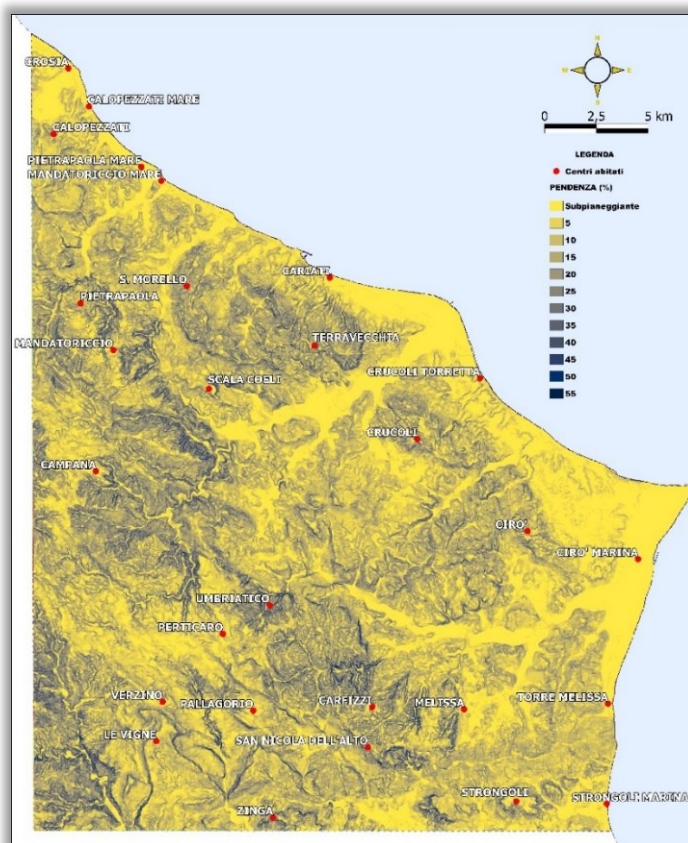


Fig. 3.2 - Carta delle pendenze dell'area di studio.

Fig. 3.3 - Carta delle esposizioni dell'area di studio.

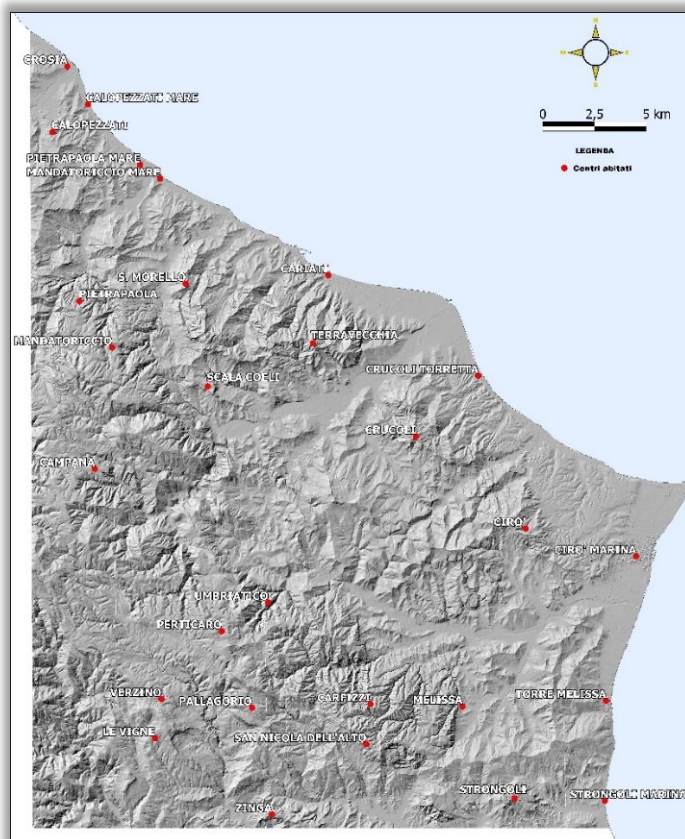
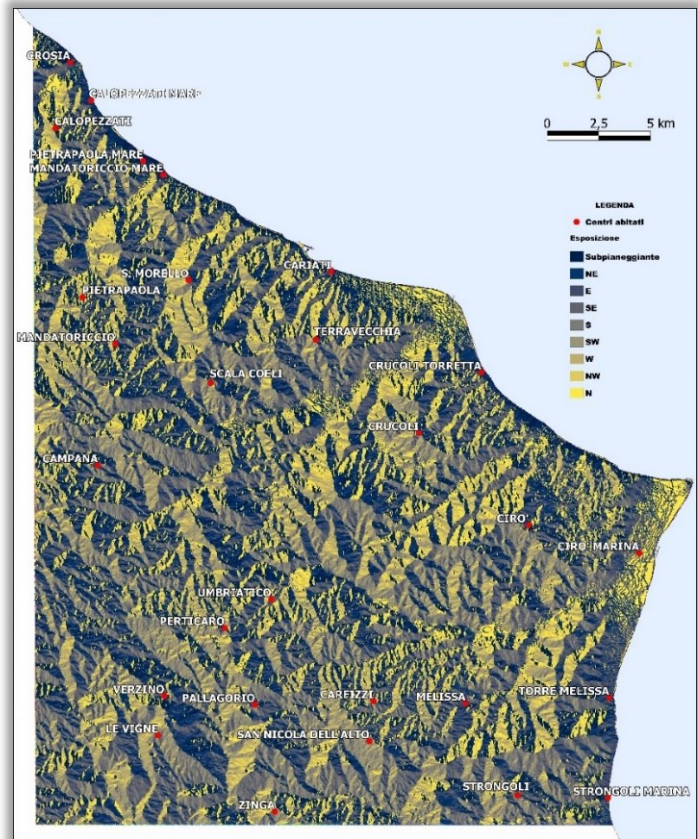


Fig. 3.4 - Carte del rilievo ombreggiato relativo all'area di studio.

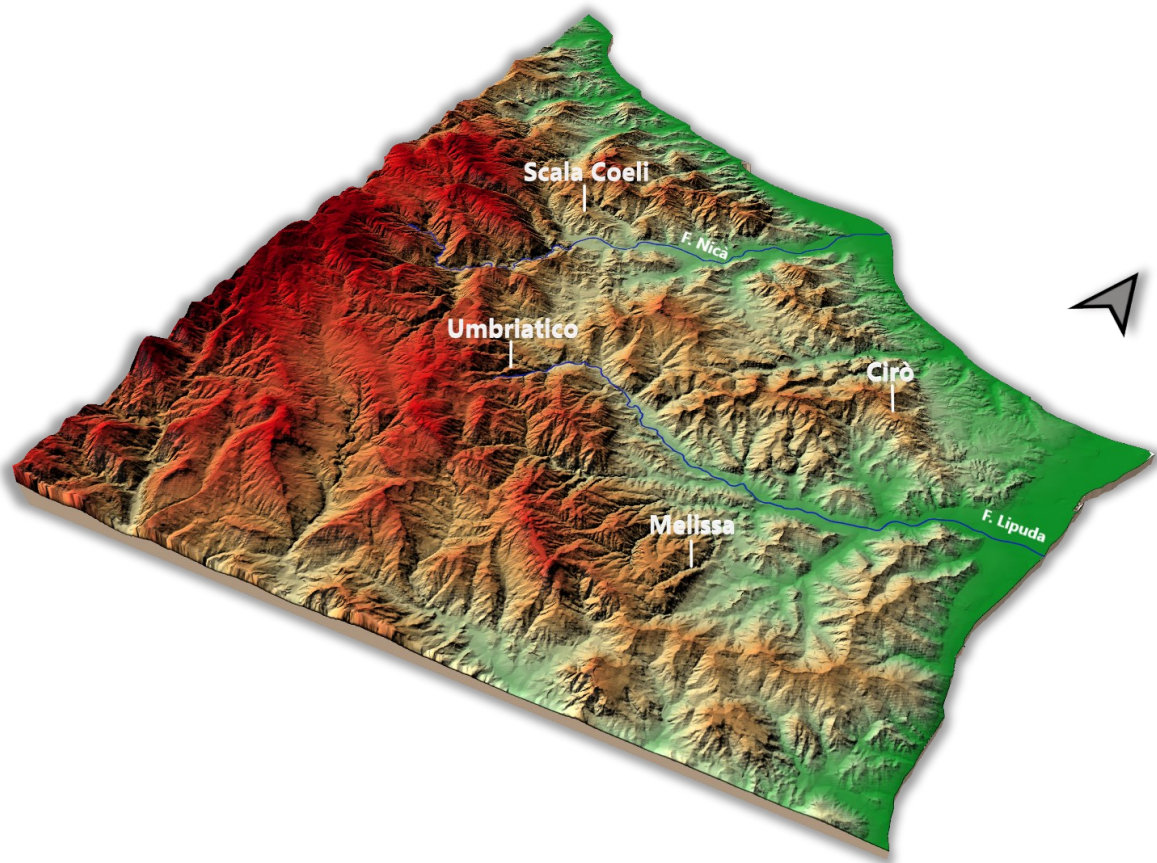


Fig. 3.5 – Modello 3D dell'area di studio.

REALIZZAZIONE DELLA CARTA GEOLOGICA E DELLE SEZIONI STRATIGRAFICHE

Dopo aver effettuato un rilevamento di campagna accurato e dopo aver confrontato il materiale ricavato riguardante la geologia e la tettonica dell'area di studio è stata redatta una carta geologica in scala 1:50.000 (Allegato 1). Per l'assegnazione dei colori delle varie unità tettoniche non si è fatto uso del manuale cromatico di riferimento per la stampa delle carte geologiche del Servizio Geologico d'Italia, bensì si è optato per la scelta di colori che hanno conferito una distinzione generica dei diversi litotipi, specie nelle Formazioni contenenti più litofacies. Sono state, inoltre, create delle sezioni stratigrafiche aventi varie orientazioni (Allegato 2), questo al fine di comprendere al meglio l'evoluzione dei vari litotipi sia lateralmente che verticalmente. Il progetto realizzato con il software

QuantumGIS (3.22, Bialowieza), di volta in volta aggiornato con l'aggiunta delle faglie rilevate, dei limiti tra i litotipi e delle giaciture di strato elaborate, ha rappresentato il punto iniziale della trattazione. Per creare la carta geologica dell'area rilevata sono stati sovrapposti pertanto i layers riportati in legenda che nello specifico sono:

- ✓ base topografica in scala 1:50.000;
- ✓ litologie dell'area rilevata;
- ✓ simboli tettonici;
- ✓ simboli convenzionali (giacitura di strato, frane, tracce di sezione, ecc.);
- ✓ tutte le varie simbologie relative al territorio (strade, ferrovie, fiumi, ecc.).

CAPITOLO 4

❖ RILEVAMENTO GEOLOGICO

INTRODUZIONE

L'area di studio si estende per tutto il territorio interessato dai depositi appartenenti al bacino sedimentario di Cirò. In particolare i limiti meridionali e settentrionali dell'area sono dettati dagli affioramenti della successione messiniana che appartiene al Bacino di Rossano a nord, e al Bacino di Crotona a sud; mentre il limite occidentale coincide con l'aumento di quota dei territori della Presila. Nella maggior parte dell'area affiora la Formazione del Fiume Lipuda formata da terreni clastici, terrigeni e pelitici, attribuibili al Serravalliano fino al Tortonianiano Superiore. In essa si ripetono almeno due potenti sequenze formate da siltiti, argille marnose ed arenarie, che sovrastano direttamente le unità arenacee e conglomeratiche di Carfizzi e Umbriatico, poggianti, a loro volta, in *onlap* sul substrato cristallino. Di seguito verranno quindi documentate tutte le formazioni e relative litofacies appartenenti al bacino in esame, tralasciando i depositi che affiorano nelle porzioni meridionali dell'area, appartenenti alla successione evaporitica del Bacino di Crotona.

SUBSTRATO CRISTALLINO

I terreni geometricamente più profondi affioranti nell'area rilevata sono formati da una complessa successione di rocce metamorfiche di basso-medio grado, prevalentemente quarzitiche, micascistose e filladiche, genericamente riferibili ai termini ordoviciano-siluriani caratteristici del basamento ercinico europeo. Il

Massiccio della Sila è costituito essenzialmente da un blocco crostale relativamente non deformato, compresa tra i Bacini di Rossano, Cirò e Crotone ad est e la Valle del Crati ad ovest. A grande scala, nel massiccio si possono distinguere tre complessi cristallini principali di età genericamente paleozoica: Unità di Bocchigliero e Mandatoriccio, Unità della Sila e Unità di Monte Gariglione (non affiorante nell'area di studio).

Unità di Mandatoriccio

L'Unità di Mandatoriccio (fig. 4.1, 4.2) affiora nella parte orientale dell'area di studio, e costituisce il substrato su cui poggiano in trasgressione le unità arenacee e conglomeratiche mioceniche di Carfizzi e Umbriatico. In particolare tale unità affiora lungo tutta la fascia pedemontana che borda l'altopiano della Sila, quindi ad est di Scala Coeli, a sud di Campana, nell'area di Umbriatico e ad est di Verzino. Un sistema di faglie, avente cinematica prevalentemente normale e direzione dominante NO-SE, borda l'Unità di Mandatoriccio in tre direzioni (vedi carta geologica dell'area di studio, allegato 1), facendola confinare a nord di Umbriatico con le argille della Formazione del Fiume Lipuda, a est invece con le unità arenacee e conglomeratiche di Carfizzi e Umbriatico. L'unità è formata da paragneiss (prevalenti nei pressi di Umbriatico), micascisti, scisti porfirici e porfiroidi. In tutti i litotipi è ben evidente una scistosità metamorfica in facies scisti verdi, subfacies a muscovite, clorite, biotite, con associati quarzo, feldspati, anfiboli ed eventualmente calcite. A scala regionale la superficie di scistosità principale è cartograficamente discordante con il piano di accavallamento dell'unità sopra le filladi dell'Unità di Bocchigliero, testimoniando quindi che la foliazione è stata acquisita prima della sua messa in posto (Langone et alii, 2010). Nei litotipi a granulometria minore la foliazione principale è trasposta da un'ulteriore foliazione S2, che può evolvere da *strain-slip* molto intenso fino ad un vero e proprio *slaty cleavage* nei livelli filladici. Le direzioni di trasporto tettonico, materializzate dalle

lineazioni di estensione e mineralogiche, variano da NE-SO ad E-O, con senso di rovesciamento prevalente delle micropieghe verso NE, coerentemente con gli assi strutturali maggiori e gli accavallamenti alpini messi in evidenza da Teale, (1988) per l'area di Longobucco. Negli gneiss occhiadini è tuttavia dominante una direzione di massima estensione relitta orientata NO-SE, probabilmente ereditata dalla tettonica ercinica; regionalmente, la stessa direzione di estensione è caratteristica delle metamorfiti di medio-alto grado dell'unità di Castagna e Monte Gariglione. I litotipi a granulometria minore sono anche spesso caratterizzati da una blastesi statica successiva alla fase principale, con formazione di minerali quali biotite, andalusite, staurolite e muscovite, rara cordierite e plagioclasti; spesso questi minerali si dispongono con orientazione mimetica rispetto alla scistosità principale, o sono trasposti dalla S2; sono stati anche osservati, nelle filladi, cristalli di cloritoide con orientazione casuale, chiaramente post-cinematica sia rispetto alla foliazione principale, sia rispetto alla S2. Anche in questo caso, per analogia con le corrispondenti formazioni erciniche sarde, l'età può essere riferita al Cambriano-Ordoviciano, anche se è probabile la presenza di lembi laminati e tettonizzati di età siluriano-devoniana.



Fig. 4.1 - Unità di Mandatoriccio, SP7 (Sud-Ovest di Umbriatico).



Fig. 4.2 – Unità di Mandatoriccio, Monte Mazzagullo (Umbriatico).

Unità di Bocchigliero

Gli affioramenti dell'Unità di Bocchigliero sono limitati ad una fascia nord-ovest sud-est nell'area di Campana bordata da faglie normali che ribassano tale unità rispetto alla più profonda Unità di Mandatoriccio. Inoltre, essa affiora anche ad ovest di Scala Coeli (fig. 4.3), lungo il letto di un piccolo affluente del Fiume Nicà.



Fig. 4.3 – Filladi dell'Unità di Bocchigliero (Ovest di Scala Coeli).

L'Unità di Bocchigliero è formata prevalentemente da filladi dall'aspetto lucido e dal colore variabile dal grigio al grigio scuro o al verdastro, alternate a quarziti e metasiltiti. L'unità è caratterizzata da metamorfismo in facies scisti verdi e da pressioni relativamente basse o medio basse. La caratteristica che la distingue dall'Unità di Mandatoriccio, oltre alla facies metamorfica sempre nettamente inferiore, è l'assenza di una sovraimpressione metamorfica alpina (Acquafredda et alii, 1988). All'affioramento le rocce mostrano un evidente fabric planare definito dalla foliazione tettonica principale e dalle superfici sericitiche ma, in particolare nelle metasiltiti, nelle quarziti, nelle metagrovacche e nei porfiroidi, sono spesso ben riconoscibili i caratteri sedimentari del protolite le superfici sedimentarie e l'eventuale gradazione.

Unità della Sila

L'Unità della Sila, è formata da numerosi corpi intrusivi intersecati e sovrapposti tra loro, diversi sia per tessitura che per mineralogia. Essa affiora nel margine sud-occidentale dell'area di studio e nell'area compresa tra S. Morello e Pietrapaola e mostra una variabilità composizionale da gabbro a laucomonzogranito, con prevalenza dei termini intermedi tonalitico-granodioritici (Note illustrative Foglio CARG 561 "San Giovanni in Fiore). Il Batolite è composto essenzialmente da metagraniti rosa, frequentemente con cristalli di K-feldspato ben sviluppati, granodioriti, granodioriti anfibolitiche e biotitico-anfibolitiche, fino a tonaliti a biotite e gabbri. Ben evidenti nelle plutoniti acide filoni di porfido e filoni aplitici o pegmatitici. Le porzioni più superficiali dei granitoidi sono spesso profondamente alterate (Critelli et alii, 1991; Le Pera e Sorriso Valvo, 2000) fino ad ottenere una completa caolinizzazione dei feldspati tale da raggiungere l'aspetto di un deposito sedimentario ("Sabbione della Sila").

DEPOSITI PRE-OROGENICI*Formazione del Fiume Trionto*

Affioramenti limitati di questa formazione sono presenti ad est di Campana, nella porzione occidentale dell'area di studio. Essa è formata da torbiditi silicoclastiche e carbonatiche, e da calcari marnosi, raramente micacei, con livelli torbiditici. I banchi di maggior potenza (1-5 m) hanno spesso base erosiva. La Formazione del Fiume Trionto appartiene al Gruppo di Longobucco insieme ad altre formazioni affioranti nella medesima area (Formazione del T. Duno, di Bocchigliero e di Fosso Petrone). Al tetto sono presenti olistoliti appartenenti alle altre formazioni. L'età è Giurassico sup.-Cretacico.



Fig. 4.4 – Alternanze di quarzoareniti, litoareniti e calcareniti della Formazione del Fiume Trionto.

Formazione di Paludi

Sia sul basamento cristallino, sia sul Gruppo di Longobucco poggia, in discordanza, la Formazione di Paludi; una successione silicoclastica per lo più torbidityca di oltre 500 m di spessore. Essa affiora nell'area di Mandtoriccio ed è stata datata all'Oligocene sup.-Miocene inf. (Aquitaniense) (Bonardi et alii., 2005) e viene interpretata come il prodotto della sedimentazione attraverso un periodo di marcato cambiamento dell'evoluzione sedimentaria e tettonica di questo settore calabrese (Santantonio & Fabbi, 2020).

SUCCESSIONE DELLA FALDA DI CARIATI

Introduzione

Nella porzione nord-orientale del “Bacino di Cirò” poggia, con contatto tettonico da sovrascorrimento sulla Formazione del Fiume Lipuda, un'unità alloctona che è solo parzialmente coeva con la successione marginale dei bacini di Crotone, di Cirò e Rossano; quest'ultima è denominata “Falda di Cariati”. Questi contatti tettonici primari per sovrascorrimento indicherebbero che la messa in posto tettonica della “Falda di Cariati” sia avvenuta prevalentemente nel Tortoniano superiore, poggiando essa sui livelli tortoniani delle formazioni del Fiume Lipuda e Argilloso-Arenacea. Il sovrascorrimento proseguirebbe verso nord anche nel Messiniano inferiore poggiando sul Tripoli della successione del “Bacino Rossanese”. La stratigrafia della Falda di Cariati sarebbe costituita da una successione pelagica del “Membro Superiore Argillitico” della “Formazione delle Argille Variegate” *Auct.* (Ogniben, 1969), a cui segue una successione torbidityca argilloso-marnoso-arenacea i cui primi dati biostratigrafici indicherebbero un'età

Burdigaliano-Serravalliano, seguita da una successione conglomeratico-arenacea del Serravalliano-Tortoniano inferiore. Il contatto tettonico tra la successione autoctona e quella alloctona risulta mal esposto lungo tutta la fascia considerata ed avviene quasi sempre tra le Argille ed Arenarie di Monte Caciocavallo, talora sovrastanti il Gruppo delle Argille Varicolori, ed i termini argillosi della Formazione del Fiume Lipuda (Critelli et alii, 2013; Muto et alii, 2014, 2017; Zecchin et alii, 2020). Inoltre, la successione alloctona affiora in maniera più completa solo nell'area a nord, fra il Torrente Arso e il Fiume Nicà, mentre nella parte a sud affiorano solo alcuni termini appartenenti ad essa. Nei pozzi esplorativi *Cirò*, *Lella*, *Leila 1 dir.* e *Laika*, posti ad est dell'area di studio, vengono descritte successioni del Miocene medio afferenti alla Falda di Cariati (Criniti et al., 2022), poggianti su successioni dell'Eocene medio e descritte come "Formazione di Albidona". In alcuni casi la Formazione di Albidona o i termini della successione della Falda di Cariati poggiano direttamente sulle Argille Varicolori il cui spessore perforato non è mai minore di 500 m (Pozzi *Laika* e *Cirò 2*). L'accostamento di successioni bacinali autoctone (Bacini di Cirò e Rossano) e alloctone (Falda di Cariati) farebbe ipotizzare l'individuazione, durante il Serravalliano-Tortoniano, di bacini sedimentari sviluppatasi in diversi contesti: un bacino più interno impostatosi sulle unità dell'Arco Calabro il cui margine occidentale è ben affiorante, ed un bacino più esterno impostatosi sulle unità Sicilidi e sulla formazione di Albidona. A partire dal Tortoniano, parte del bacino più esterno viene coinvolto e deformato da *thrust* retrovergenti e lembi dello stesso si accavallano sulle unità del Tortoniano superiore del bacino più interno. Pertanto la Falda di Cariati avrebbe così il significato di un retroscorrimento, di età tortoniana, legato alle fasi accrezionarie del Miocene medio-superiore che ripartiscono il sistema di bacino di *foreland* dell'intersezione Appennino meridionale-Arco Calabro settentrionale (Critelli, 1999). Per la sua successione sedimentaria, la Falda di Cariati avrebbe molte analogie tettonostratigrafiche con le successioni sedimentarie dell'area dell'Alto Ionio calabro-lucano. L'*offshore* ionico settentrionale è stato investigato in una serie di lavori che hanno caratterizzato la struttura profonda intorno al Golfo di Taranto e al margine

esterno dell'Arco Calabro (Cello et alii, 1981; Barone et alii, 1982), nonché diversi lavori che hanno caratterizzato la morfologia e sedimentologia sottomarina di una vasta area che va dal Golfo di Taranto fino a sud di Crotona (Critelli & Le Pera, 1994, 1998, 2003; Le Pera, 1998; Critelli et alii, 2007, 2008; Muto et alii, 2007b).

Argille Varicolori

Questa unità è costituita da argille scagliettate varicolori (fig. 4.5), dal rossastro, al verde e bluastro intensamente fissili a cui si intercalano calcareniti gradate, marne e sporadicamente arenarie verdastre e brune, datate dal Cretaceo all'Eocene. È affiorante in modo esteso nell'area di Torre Melissa, affiora anche a Sud-Ovest di Cirò e nei pressi di Scala Coeli. Lo spessore complessivo in affioramento è stimato in circa 200 m mentre dai dati di pozzi lo spessore è superiore ai 500 m; la successione risulta intensamente deformata con frequenti pieghe chiuse e mesopieghe isoclinali, il limite inferiore non è affiorante mentre il limite superiore risulta essere discordante, la stessa è in contatto tettonico con le Argille Marnose del Ponda (Formazione del Fiume Lipuda).



Fig. 4.5 – Argille Varicolori (Torre Melissa).

Argille e Arenarie di Serra Sanguigna

Le Argille e Arenarie di Serra Sanguigna affiorano lungo la fascia che da Crucoli arriva al fondovalle del Torrente Lipuda e lungo la fascia Nord-Ovest Sud-Est al centro fra Scala Coeli e Terravecchia. Nell'area di Cirò affiora nella fascia che collega il Torrente Curiale a Serra Sanguigna (fig. 4.6). Essa è costituita alla base da strati argillosi bruni e argille siltose brune con intercalazioni di strati arenacei di spessore centimetrico. In quest'area essa si presenta molto disturbata tanto da non apprezzare bene l'andamento degli strati. La tettonica ha modificato inoltre le giaciture in quanto sono presenti strati inclinati anche di 90°. Intercalato alla successione torbidity argilloso-arenacea delle argille e arenarie di Serra Sanguigna, è presente un olistostroma di Argille Varicolori che affiora a nord-ovest di Serra Sanguigna, sulla destra del Torrente Curiale. Quest'ultimo è costituito da argilliti, arenarie e rocce metamorfiche. In località Case Coppa, poco a nord-ovest di Serra Sanguigna, l'olistostroma ingloba, talora, olistoliti (*broken formation*) costituiti da filladi grigio plumbeo intensamente alterate e cataclastiche che passano a calcari brecciati rosati e giallastri (Van Dijk et al., 2000; Critelli et al., 2013; Muto et al., 2014). Le filladi contengono piccoli filoni sedimentari di calcari rosati. Nell'insieme, le caratteristiche litologiche e stratigrafiche di questo olistolite filladico-calcareo sembra avere una affinità con la successione del "Gruppo di Caloveto" *Auct.* (Santantonio & Teale, 1987). Nell'area di Scala Coeli invece le Argille e Arenarie di Serra Sanguigna si presentano molto più organizzate e ben stratificate (fig. 4.7A), tanto da poter apprezzare i vari intervalli tipici delle sequenze torbidity (fig. 4.7B). Lo spessore è superiore a 500 m e l'età è compresa fra l'Oligocene sup. e il Burdigaliano.



Fig. 4.6 – Argille e Arenarie di Serra Sanguigna (Ovest di Cirò).



Fig. 4.7 – Argille e Arenarie di Serra Sanguigna (SS 108ter, est di Scala Coeli); A) Argille e arenarie ben stratificate; B) Lamine piano parallele e ripples, strutture tipiche delle sequenze torbiditiche.

Arenarie e Conglomerati di Pietra dell'Avvoltoio

Verso l'alto, con contatto stratigrafico discordante, si passa ad una Formazione conglomeratico-arenacea costituita da potenti bancate di conglomerati per lo più matrice sostenuti (fig. 4.8A) che migrano in verticale ad arenarie microconglomeratiche brune e bruno giallastre ben stratificate (fig. 4.8B). All'interno sono presenti intercalazioni di siltiti e peliti laminate di colore grigio o rossastro. Questa litofacies affiora nell'area compresa fra Terravecchia e Scala Coeli, ed è ben visibile lungo la SS108ter. Verso sud si assottiglia sempre di più per poi scomparire nei pressi del fiume Nicà. Essa è stata interpretata come un sistema deposizionale di piana alluvionale di tipo braided con passaggi latero-verticali ad ambienti transizionali (Muto et alii, 2017). L'età è Langhiano.

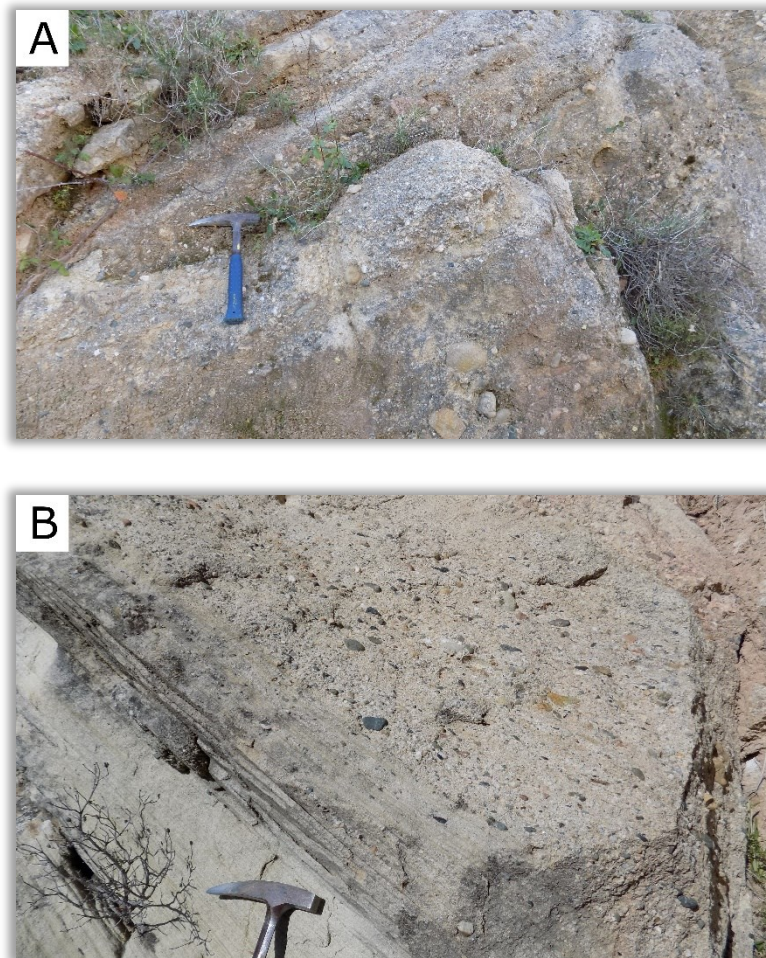


Fig. 4.8 – Arenarie e conglomerati di Pietra dell'Avvoltoio (SS 108ter, est di Scala Coeli); A) Conglomerati matrice sostenuti (N150° 40° NE); B) Arenarie microconglomeratiche.

Argille e Arenarie di Monte Palumbo

Verso l'alto si passa rapidamente alla litofacies di Monte Palumbo, costituita, nella sua parte inferiore, da massicce arenarie (fig. 4.9A) interpretate come depositi di barra (Muto et alii, 2017), passando verso l'alto ad un'alternanza ritmica di arenarie e argille fino a 20 cm di spessore. Gli intervalli di arenaria mostrano sequenze di Bouma incomplete (fig. 4.9B) suggerendo che l'unità sia il risultato di correnti di torbida. Essa ha uno spessore di circa 250 m, affiora lungo una fascia orientata SE-NW fra Terravecchia e S. Morello ed è stata datata al Langhiano-Serravalliano.

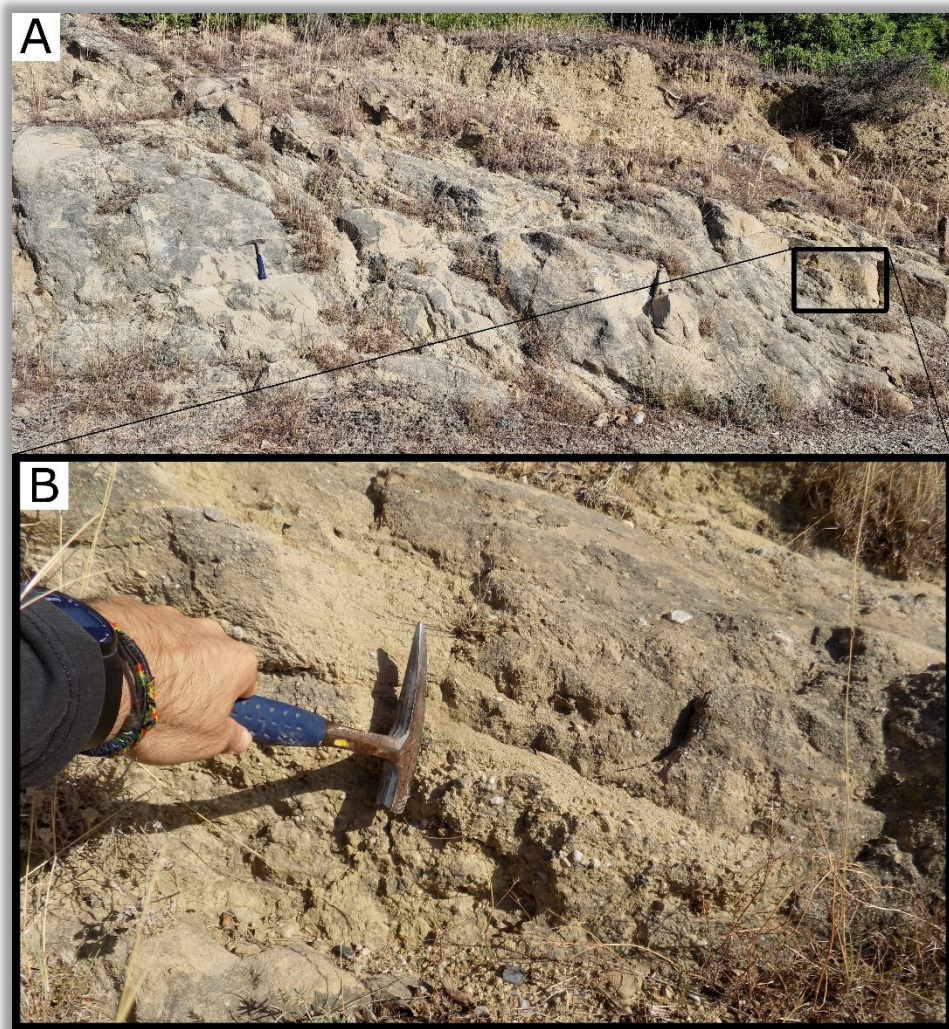


Fig. 4.9 – Argille e Arenarie di Monte Palumbo (ovest di Terravecchia): A) Arenarie massicce; B) Sequenze di Bouma incomplete nelle arenarie.

Conglomerato di Cozzo della Madonna e Arenarie di Crucoli

Questa Formazione affiora estesamente dal Torrente Arso a nord fino al Fiume Lipuda a sud. Essa è composta da una base conglomeratica (Conglomerato di Cozzo della Madonna) che affiora maggiormente nell'area compresa fra il Fiume Nicà e il Torrente Arso, mentre la parte alta è caratterizzata da bancate arenacee che sono presenti dal Fiume Lipuda, passando per Cirò, Crucoli e fino al Torrente Arso. Nell'area di Terravecchia tutta la formazione fa parte di un'estesa struttura sinclinale, che coinvolge anche tutti gli altri termini della Falda di Cariati. Qui raggiunge spessori massimi di circa 200 m. La parte conglomeratica si presenta ben cementata (fig. 4.10C), con prevalenza di ciottoli arrotondati granitici, arenitici e calcarei, con abbondante matrice arenacea grossolana. Verso l'alto invece, con contatto stratigrafico graduale, si passa ad arenarie grossolane (Arenarie di Crucoli) che nell'area tra Crucoli e Cirò si presentano microconglomeratiche (fig. 4.10B) e stratificate, con strati aventi potenza compresa da pochi centimetri fino a circa un metro (fig. 4.10A). L'età è Serravalliano.

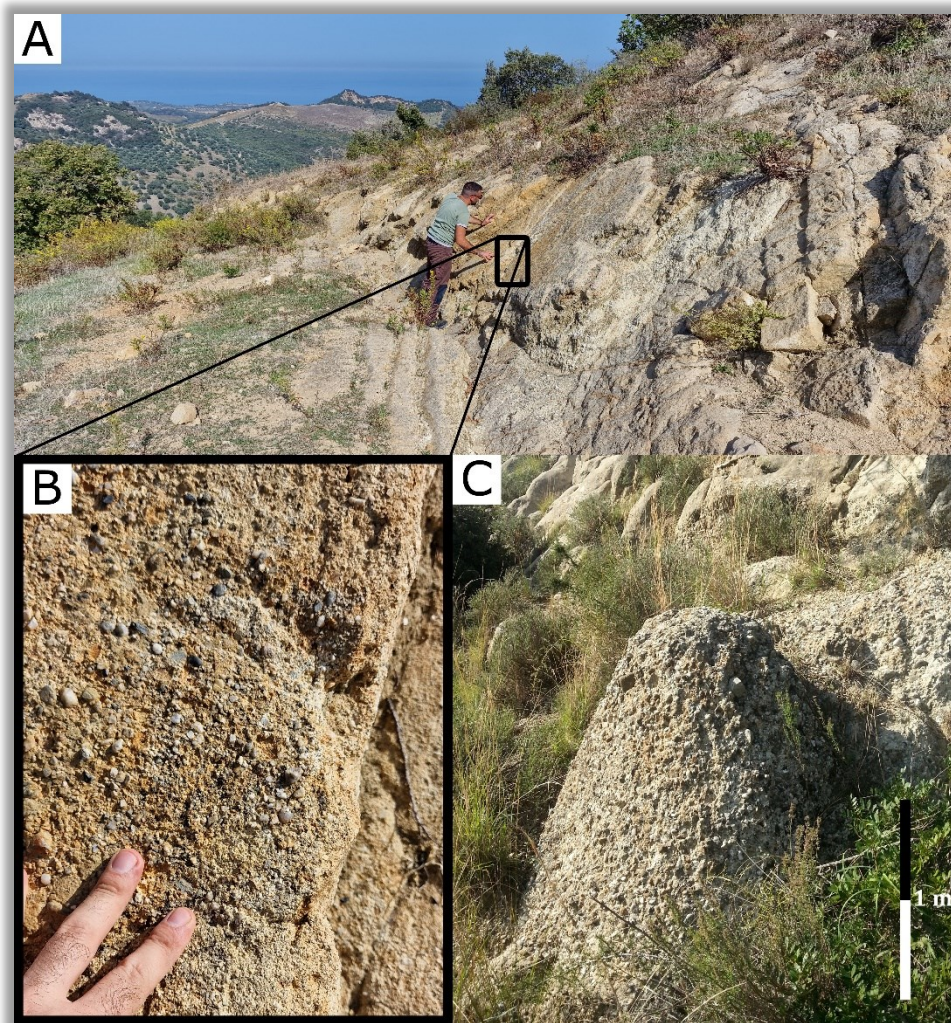


Fig. 4.10 – A, B) Arenarie di Crucoli (CRU); C) Conglomerati di Cozzo della Madonna (CRU1).

Argille e Arenarie del Torrente Morenile

La parte più alta della Falda di Cariati è caratterizzata da una fitta alternanza di arenarie ed argille (Fig. 4.11) in cui gli strati arenacei hanno spessori al massimo di qualche decimetro, interpretabili come depositi di correnti di torbida a bassa densità. Questo testimonia un approfondimento del bacino di sedimentazione. Lo spessore di questa formazione è di circa 200 m, mentre l'età è Tortoniano.



Fig. 4.11 – Argille e Arenarie del Torrente Morenile (SO di Cariati).

SUCCESSIONE DEL BACINO DI CIRO'

La Successione del Bacino di Cirò ricopre la quasi totalità dell'area di studio. Essa è caratterizzata da una base conglomeratica di origine fluviale, articolata in varie formazioni in cui si alternano depositi arenacei e conglomeratici; le prime due formazioni, che stanno alla base della successione e affiorano per estensioni molto limitate nella fascia fra Strongoli e Umbriatico (Formazioni del Torrente Calamo e Breccie e conglomerati di San Nicola dell'Alto), presentano notevoli difficoltà di interpretazione e di attribuzione cronostratigrafica. Tuttavia, esse risultano certamente più antiche delle formazioni che le sovrastano (Formazione di Umbriatico e Calcareniti a *Pecten* e *Chypeaster*), in quanto è stata attribuita un'età pre-Serravalliano. Verso l'alto si passa a depositi più francamente marini che dal Serravalliano superiore conducono fino ai termini appartenenti al Messiniano, i quali mostrano variazioni laterali e verticali molto significative a seconda dell'area in cui ci si trova.

Brecce e Conglomerati di San Nicola dell'Alto

Questa formazione può essere considerata, insieme alla Formazione di Umbriatico che verrà descritta in seguito, come la base della successione neogenica del bacino, e raggruppa depositi terrigeni ad elementi prevalentemente metamorfici che possono essere suddivisi in almeno tre litofacies. L'area in cui affiora è compresa fra il paese di San Nicola dell'Alto (fig. 4.12) e Monte Pascaldo.

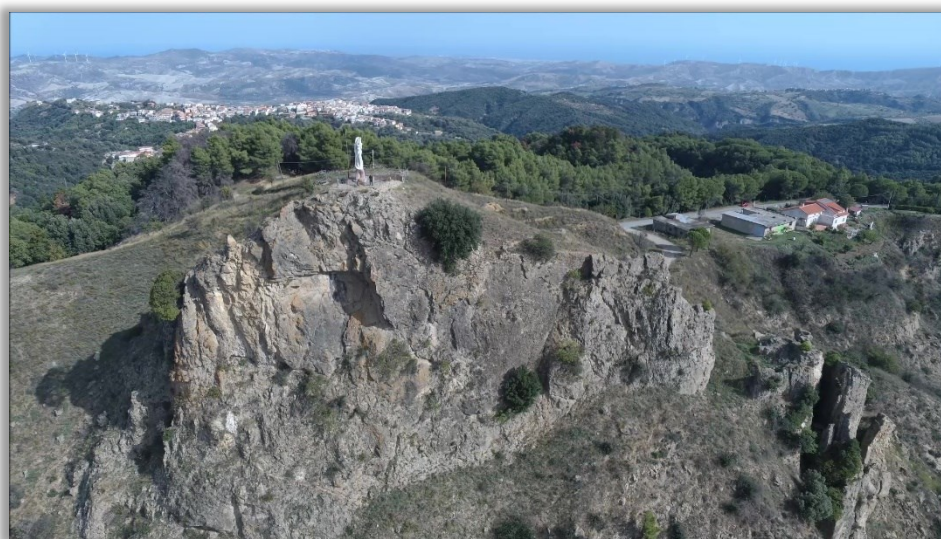


Fig. 4.12 – Breccie e Conglomerati di San Nicola dell'Alto (Monte La Pizzuta).

La base della formazione è composta da una litofacies conglomeratico-arenacea che ha uno spessore di circa 150 m ed affiora in destra idrografica del Torrente Calamo. Verso l'alto si passa, con contatto netto, ad una litofacies arenaceo-marnosa con la presenza sporadica di elementi filladici, formata da un'alternanza di elementi pelitici e livelli arenacei decimetrici. Lo spessore di questa porzione è anch'esso di circa 150 m. La parte alta della formazione è formata invece da masse clastiche di materiale filladico, costituito da ciottoli spigolosi avente dimensioni dell'ordine del centimetro (fig. 4.13A-B), presenti sia a sud che a nord di S. Nicola dell'Alto.

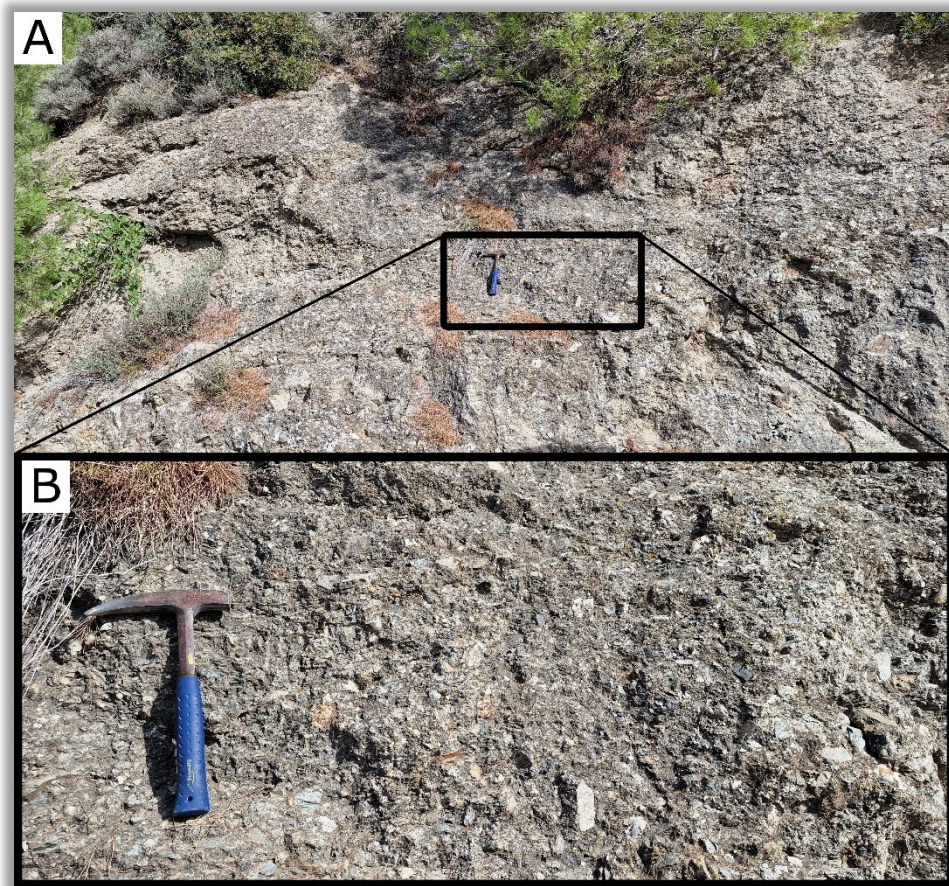


Fig. 4.13 – A) Breccie e Conglomerati di San Nicola dell'Alto; B) Zoom in cui si vede il materiale filladico che caratterizza la parte alta della formazione.

Formazione di Umbriatico, Arenarie di Carfizzi e Conglomerato di Cozzo Angiolero

Questa formazione costituisce la base trasgressiva della successione del Bacino di Cirò, a cui è stata attribuita un'età serravalliana. Essa affiora lungo una fascia tra Melissa, Umbriatico e Mandatoriccio. Affioramenti sono presenti anche a ovest e sud-ovest di Cirò. Nell'area di San Nicola dell'Alto il limite inferiore è sulle breccie e conglomerati descritti nel paragrafo precedente, mentre per tutto il resto dell'area essa poggia in *onlap* sul basamento cristallino costituito dall'Unità di Mandatoriccio e, in alcuni casi, dall'Unità di Bocchigliero. La parte bassa (Formazione di Umbriatico) è formata da conglomerati mal classati ad elementi più o meno

arrotondati, da clasto-sostenuti a matrice-sostenuti. Generalmente i clasti hanno dimensioni dell'ordine del centimetro e, in alcuni casi, sono presenti elementi metrici afferenti alle Breccie e Conglomerati si San Nicola. L'ambiente di formazione può essere considerato un *alluvial-fan* prossimale o distale, in funzione della posizione rispetto al bordo del bacino di sedimentazione. Infatti, nelle aree prossimali il deposito risulta molto grossolano e mal classato (fig. 4.14A), con la presenza abbondante di breccie clasto-sostenute e base erosiva. Nelle aree più distali la granulometria dei clasti diminuisce, aumenta il grado di arrotondamento e compare una matrice arenitica che si organizza in strati più o meno continui (fig. 4.14B).

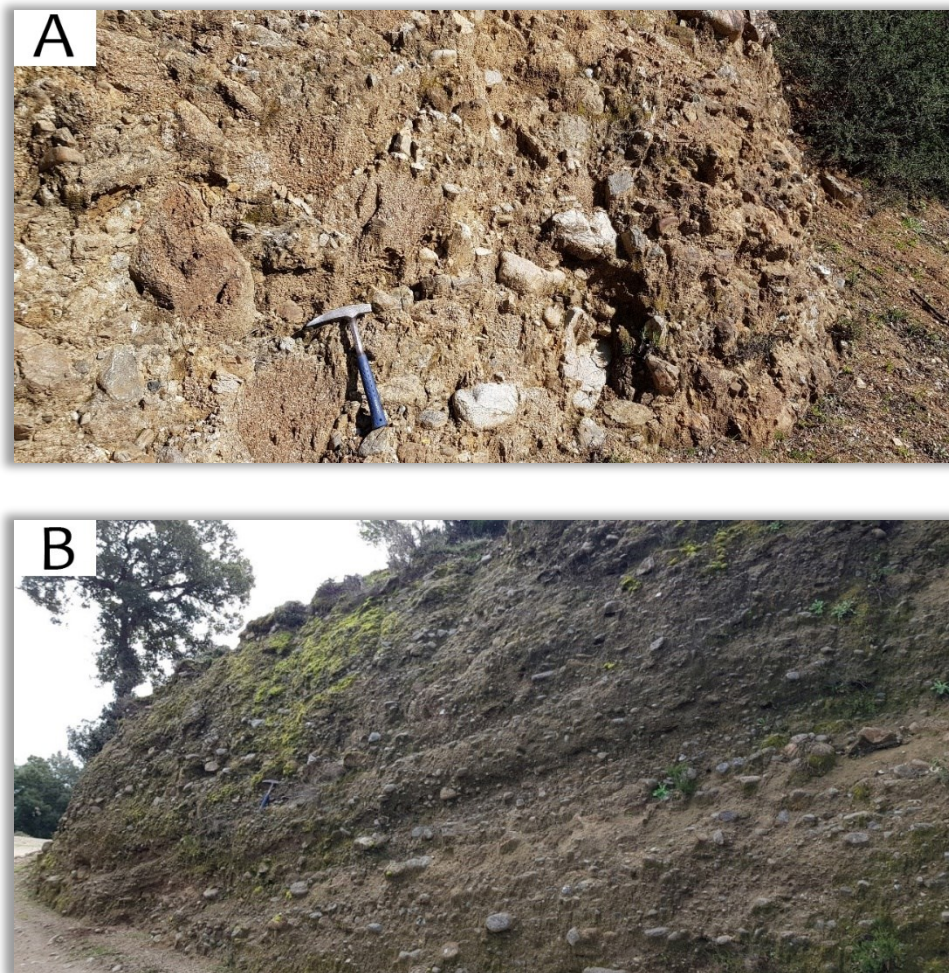


Fig. 4.16 – Formazione di Umbriatico; A) Ciottoli mal classati e spigolosi. B) Ciottoli arrotondati, ben organizzati con matrice arenitica organizzata in strati.

Verso l'alto si passa ad una litofacies formata da bancate arenacee di spessore metrico, ricche in frammenti filladici, con evidenti strutture di flusso e livelli canalizzati con ciottoli embriciati (fig. 4.15B). Alla scala dell'affioramento mostrano clinostratificazioni (fig. 4.15A) corrispondenti a sistemi di tipo *foreset-topset* progradanti verso i quadranti nord-orientali. Dal punto di vista paleoambientale può essere considerata l'evoluzione dei sistemi di *alluvial-fan* prossimali verso la piana alluvionale e deltizia.



Fig. 4.15 – Arenarie di Carfizzi; A) Bancate arenacee con strutture di tipo *foreset-topset*. B) Particolare della figura A che mostra livelli micro-conglomeratici con ciottoli embriciati.

A nord-est di Campana, le arenarie di Carfizzi passano lateralmente alla litofacies di Cozzo Angiolero, costituita da conglomerati a matrice arenacea, poco cementati e relativamente resistenti all'erosione (fig. 4.16A-B). I clasti hanno dimensioni comprese fra i 5 e i 50 mm, si presentano arrotondati o sub-arrotondati, e sono per la maggior parte di origine metamorfica. In alcuni punti sono presenti strutture

di flusso come ciottoli embriciati e livelli canalizzati. Ottimi affioramenti sono presenti lungo la SP282 che da Campana porta a Bocchigliero.

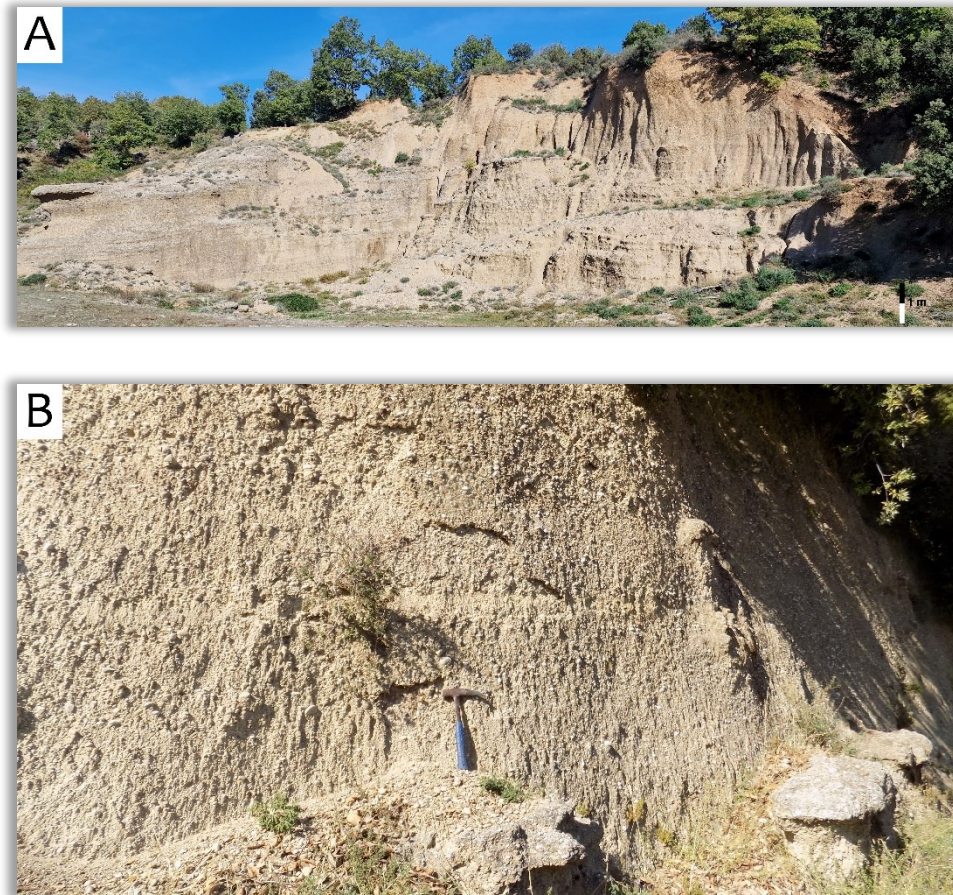


Fig. 4.16 – Arenarie di Cozzo Angiolero, SP282 (N-W di Campana).

Calcareniti a Pecten e Chypeaster

Questa formazione affiora maggiormente nel settore sud-occidentale, nell'area compresa tra Umbriatico e Verzino. Pur avendo una potenza molto ridotta (tra i 5 e i 40 m) costituisce un importante livello guida grazie alla sua notevole evidenza morfologica. Il limite inferiore è discordante, e per la maggior parte dei casi essa poggia sopra i termini più antichi della Formazione di Umbriatico e sulle Arenarie di Carfizzi, solo in alcune aree il contatto è con il substrato metamorfico dell'Unità di Mandatoriccio. Il limite superiore invece risulta sempre molto netto, e la superficie appare spesso simile ad una pavimentazione cementizia (fig. 4.17A). In

affioramento la formazione mostra delle variazioni molto significative: la base è costituita da arenarie rossastre che passano verso l'alto a conglomerati grossolani mal classati e clasto-sostenuti; proseguendo verso l'alto si passa ad arenarie grigie stratificate per poi arrivare alla parte alta costituita da calcareniti bioclastiche con resti di *Clypeaster* sp. e macrofossili (fig. 4.17B e C). L'età è Serravalliano medio.

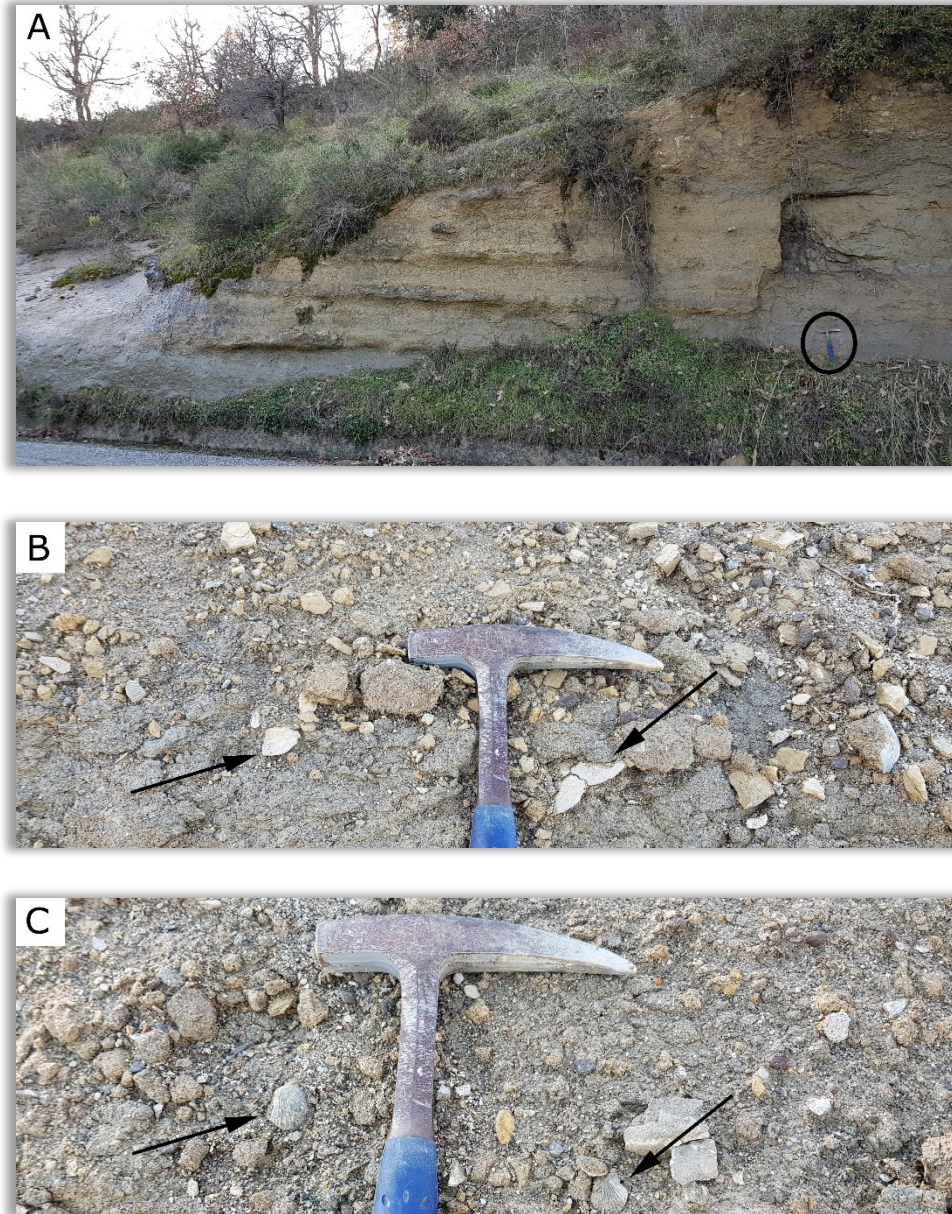


Fig. 4.17 – A) Calcareniti a *Pecten* e *Clypeaster*; B) Resti di *Clypeaster* sp.; C) Gusci di *Pecten*.

FORMAZIONE DEL FIUME LIPUDA

Affiorante sulla maggior parte dell'area di studio, lungo la fascia SE-NO che da Torre Melissa porta fino a Scala Coeli, questa formazione costituisce un intervallo compreso tra il Serravalliano medio e il Tortonianiano superiore. Essa è caratterizzata da almeno cinque litofacies (Arcuri et alii, 2023): la base è costituita da argille marnose con sottili intercalazioni di arenarie torbiditiche; verso l'alto si passa ad arenarie torbiditiche e ben stratificate, aventi localmente base conglomeratica; proseguendo, a nord del Fiume Lipuda, si passa ad un intervallo di conglomerati clasto-sostenuti che, pur avendo uno spessore ridotto (10-15 m), è molto evidente dal punto di vista morfologico; in continuità si passa ad argille marnose con sottili livelli di arenaria tenera; ed infine la formazione si chiude con delle bancate arenacee maggiormente presenti nel settore nord-occidentale.

Argille Marnose del Ponda

La base della Successione del Lipuda è costituita da argille marnose grigie con intercalazioni decimetriche di arenarie; verso l'alto, lungo il Torrente Ponda, sono presenti intervalli arenacei che mostrano alcuni termini della sequenza di Bouma (laminazioni piano-parallele e *ripples*), quindi riconducibili a torbiditi incomplete. Il limite inferiore è ben distinguibile solo in alcuni punti in cui esse affiorano, a causa delle varie coperture eluviali e dei movimenti di versante. Ottime esposizioni sono presenti nell'area a ovest e sud-ovest di Cirò, a est di Umbriatico e di Melissa (fig. 4.18). L'età è Serravalliano medio-superiore.



Fig. 4.18 – Argille Marnose del Ponda (SP13, est di Melissa).

Arenarie e Conglomerati di Serra del Trono

Questa litofacies poggia con contatto erosivo sulle argille descritte nel paragrafo precedente. Essa presenta uno spessore variabile che aumenta da ovest verso est e, inoltre, è caratterizzata da variazioni verticali e laterali significative, probabilmente in base alla distanza dall'area sorgente. Infatti a Cozzo Perticaro, nei pressi di Umbriatico, lo spessore è di circa 20 m, mentre nell'area di Cirò si ha uno spessore di circa 70 m. Nell'area di Serra del Trono (ovest di Cirò) la base della litofacies è caratterizzata da conglomerati grossolani di rocce metamorfiche e plutoniche, mal classati, con massi dell'ordine del metro (fig. 4.19A). Sempre nella stessa area il contatto inferiore, che risulta essere discordante, è tra i conglomerati della Formazione di Umbriatico e le arenarie di cui sopra. Verso l'alto si passa a strati più tipicamente arenaceo-pelitici (fig. 4.19B) aventi un trend *thickening-upward* con l'aumento degli spessori degli strati arenacei e diminuzione di quelli pelitici verso l'alto. Nell'insieme la parte basale e quella intermedia possono essere associate ad un sistema torbido canalizzato. La parte alta della litofacies è ben esposta nell'area di Crociminuti (ovest di Cirò) ed è caratterizzata invece da

bancate arenacee aventi una stratificazione ben evidente (fig. 4.19C). L'età è Serravalliano superiore-Tortoniano inferiore.

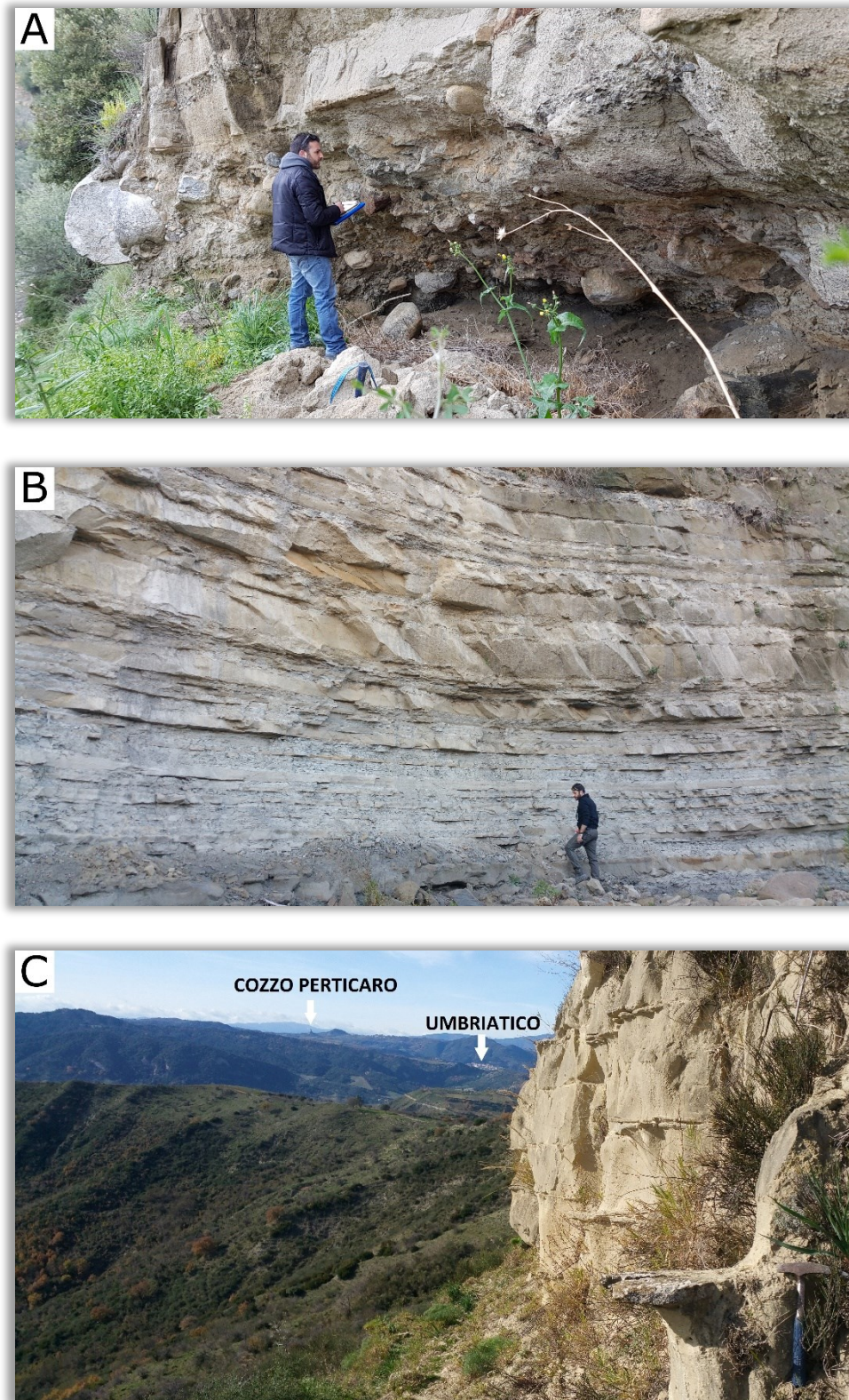


Fig. 4.19 – Arenarie e Conglomerati di Serra del Trono (Ovest di Cirò); A) Base conglomeratica (Loc. Serra del Trono); B) Alternanze di strati arenaceo-pelitici (T. Scalone); C) Bancate arenacee stratificate (Loc. Crociminuti).

Conglomerati di Monte Sant'Agata

Nell'area a nord-ovest del Fiume Lipuda, lungo la fascia che collega Serra dell'Orso a Monte Sant'Agata, affiorano dei banchi conglomeratici (fig. 4.20A) che si presentano clasto-sostenuti in alcuni punti e in altri sono matrice-sostenuti, con clasti cristallini generalmente grossolani e mal classati da arrotondati a sub-arrotondati (fig. 4.20B). L'affioramento è molto ben visibile sia dalle immagini satellitari che dalla vicina SP7. Essi poggiano con contatto erosivo sulle sottostanti arenarie della litofacies descritta nel paragrafo precedente (fig. 4.20C) e in quest'area hanno una potenza di 10-15 m, che verso est diminuisce fino a pochi centimetri nei pressi di Serra del Trono. L'età è Tortoniano medio.



Fig. 4.20 – Conglomerati di Monte Sant'Agata;

A) Tipico aspetto in affioramento delle bancate conglomeratiche;



B) Tessitura clasto-sostenuta;



C) Contatto inferiore fra le arenarie e i conglomerati.

Argille Marnose di Malocritazzo

Sulla litofacies arenaceo-conglomeratica di Serra del Trono e sui conglomerati di Monte Sant'Agata poggia un intervallo pelitico-marnoso-arenaceo di notevole potenza e continuità areale, che affiora estesamente nella fascia che da Cirò porta fino a Scala Coeli. Ottime esposizioni si hanno anche a sud di San Nicola dell'Alto e nell'area di Verzino-Le Vigne. La parte bassa della litofacies è formata da una ritmica alternanza di livelli argilloso-marnosi e livelli arenacei centimetrici e poco cementati (fig. 4.21A) e, verso l'alto, si passa ad argille massive grigie (fig. 4.21B). Nell'area tra Cirò e Scala Coeli le Argille Marnose di Malocritazzo poggiano localmente sui Conglomerati di Monte Sant'Agata e per la maggior parte della loro estensione sulla litofacies arenaceo-conglomeratica di Serra del Trono. È difficile attribuire uno spessore preciso a causa dei vari e frequenti movimenti gravitativi che interessano le argille, ma non supera comunque i 50 m. L'età è Tortoniano medio-superiore.

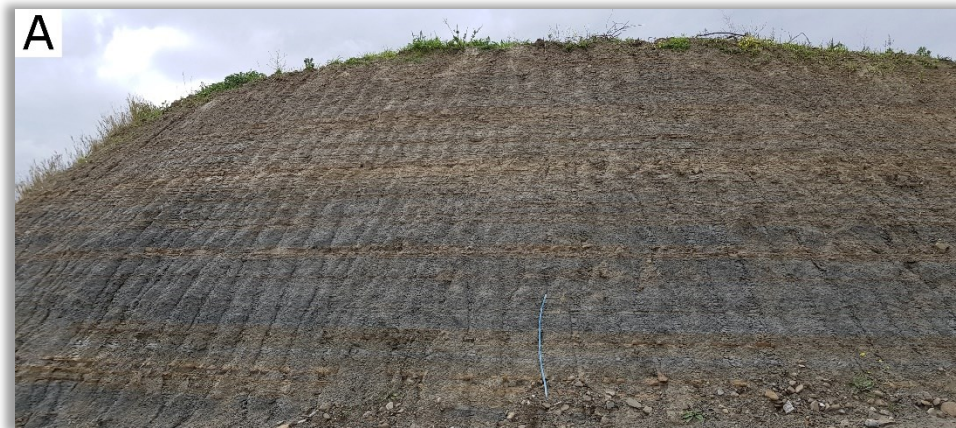




Fig. 4.21 – Argille Marnose di Malocritazzo; A) Alternanze tra argille marnose e arenarie (SP7, ovest di Crociminuti); B) Argille massive (est di Crucoli);

Arenarie di Scala Coeli e Monte Lelo

Nella parte alta la Formazione del Fiume Lipuda passa gradualmente ad arenarie in parte tenere ed in parte ben cementate, talvolta massive, micacee e ben stratificate (fig. 4.22A) con intercalazioni di argille grigio brune ed argille siltose, che caratterizzano le Arenarie di Monte Lelo. Verso la parte alta diventano più frequenti e spessi gli strati di arenarie tenere, spesso con strutture da slumping. Nell'area di Monte Lelo poggiano stratigraficamente, con passaggio graduale per alternanza, sulle argille marnose di Malocritazzo. Il limite è quasi sempre mascherato da una coltre di deposito eluvio-colluviale, anche se è ben riconoscibile in campagna per il netto stacco morfologico. Verso l'alto si nota un chiaro trend *thickening-upward* (fig. 4.22B) con aumento dello spessore degli strati arenacei ed una diminuzione di quelli pelitici. Lo spessore non supera i 50 metri. L'età è Tortoniano superiore.

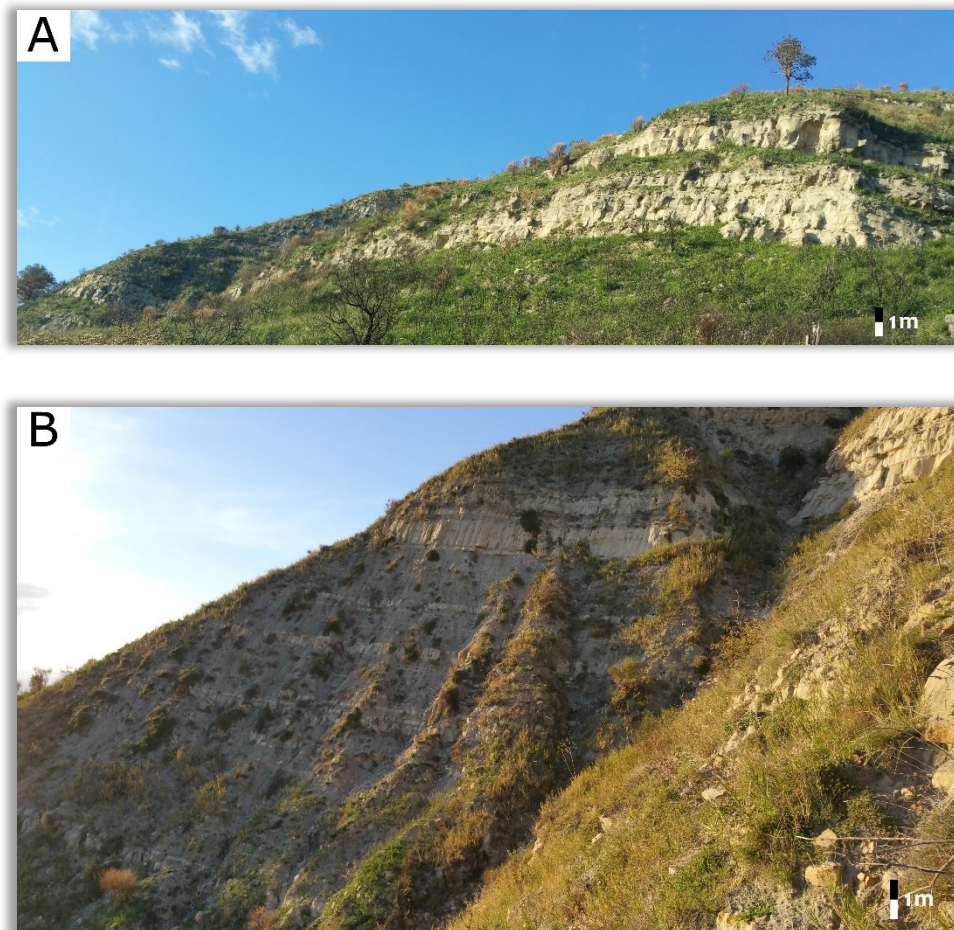


Fig. 4.22 – Arenarie di Monte Lelo; A) Arenarie stratificate; B) trend *thickening-upward*;

Le Arenarie di Monte Lelo, che affiorano solo nell'area del monte omonimo, sono eteropiche alle bancate arenacee che affiorano fra il Fiume Nicà e Scala Coeli (fig. 4.23B). Anche queste poggiano sulle argille tortoniane di Malocritazzo (fig. 4.23A) e si differenziano per la scarsa presenza di materiale fine al loro interno. Le Arenarie di Scala Coeli sono costituite quasi esclusivamente da arenarie grossolane ben stratificate di colore giallo con sporadiche intercalazioni di argille, ed hanno una potenza di circa 150m. Superiormente passano a pochi metri di argille grigie che separano le arenarie dalla Formazione del Tripoli. L'età è Tortoniano superiore.

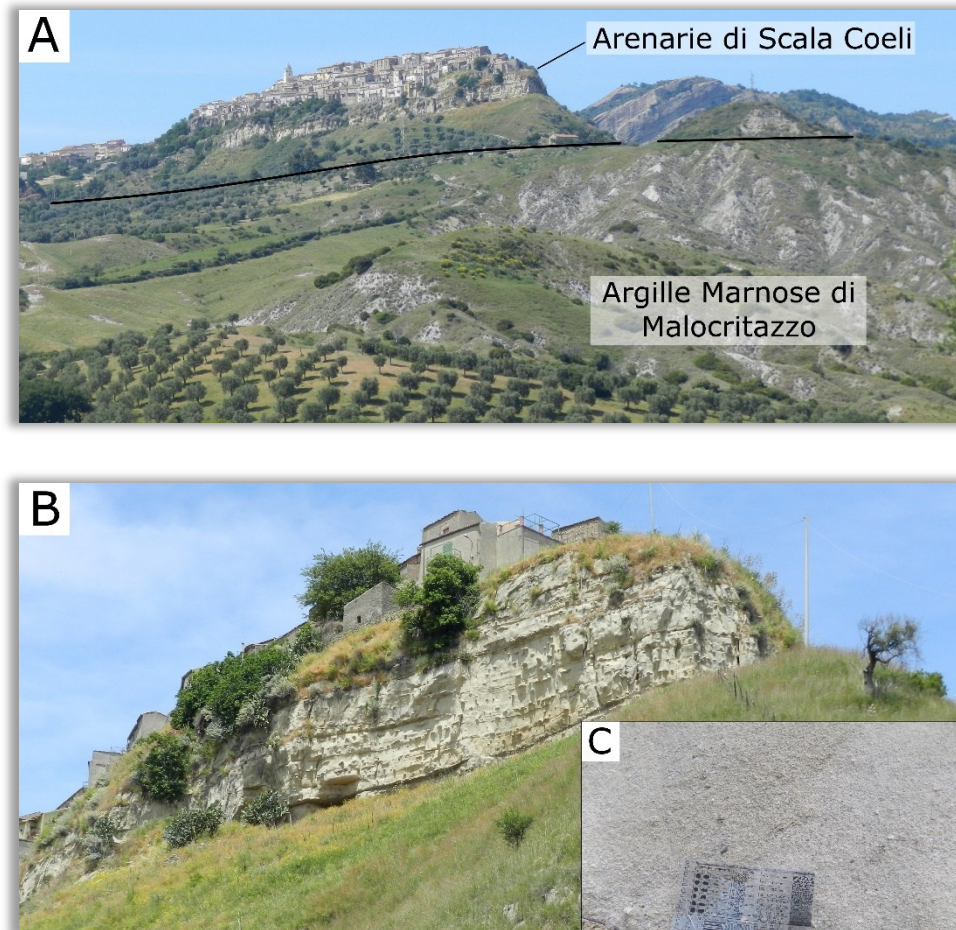


Fig. 4.23 – Arenarie di Scala Coeli; A) Contatto fra le argille tortoniane e le arenarie; B) Tipico aspetto delle bancate arenacee in affioramento; C) Particolare delle arenarie in cui si vede la classe granulometrica grossolana.

DEPOSITI PRE-EVAPORITICI

Formazione del Tripoli

La Formazione del Fiume Lipuda passa superiormente ai depositi pre-evaporitici della Formazione del Tripoli. Essa affiora alle estremità del Bacino di Cirò, quindi a nord di Scala Coeli e a sud di Verzino e San Nicola dell'Alto. Lo spessore è estremamente variabile ed è compreso da un massimo di 20 metri a nord, fino a 50-70 metri a sud. Litologicamente è formata da depositi organogeni fogliettati, costituiti da lamine di peliti aventi colorazioni da biancastre a brune (fig. 4.24), e livelli silicei di colore chiaro (diatomiti). Il limite inferiore risulta alternato con i

termini del Tortoniano superiore della Formazione del Lipuda. Mentre il limite superiore è marcato da una progressiva comparsa di strati calcareo-marnosi, ben visibili nella parte a sud dell'area di studio.



Fig. 4.24 – Formazione del Tripoli (SP200, nord-ovest di Scala Coeli).

DEPOSITI POST-EVAPORITICI

Arenarie di Scandale

L'arenaria di Scandale affiora su tutto il territorio del centro abitato di Cirò ed è caratterizzata sia da una frazione silicoclastica che da una frazione bioclastica di età Piacenziano-Gelasiano. Quest'ultima si può ricondurre alla Formazione della Molassa di Scandale (Mount, 1984; Zuffa *et alii*, 1980; Zecchin *et alii*, 2012; Muto *et alii*, 2014). Nelle arenarie, la frazione bioclastica è costituita da gusci di molluschi frammentati e disarticolati di dimensioni dai 4 ai 12 cm, che si ritrovano con la convessità delle valve sia verso l'alto che verso il basso. Ciò indicherebbe che la deposizione ed il trasporto è avvenuto sotto l'influenza di una persistente e sostenuta azione del moto ondoso. Tale formazione si estende a nord-ovest fino al santuario della Madonna di Pompei, situato nella zona di Sant'Elia, nella

periferia nord di Cirò. A nord-est le arenarie affiorano nelle zone S. Francesco, Serra dell'Angiolo, Madonna della Catena, Colle del Forno ed infine Cozzo Mendola. L'immersione dei depositi riguardanti le arenarie sono variabili su tutta la sua estensione. Nella zona di Serra Sanguigna infatti, sui fianchi del colle, è perfettamente visibile il contatto fra tale formazione e i termini basali della Falda di Cariati; qui gli strati immergono verso nord-est con un'inclinazione di 30°circa. Nella zona Arenacchio, nel centro abitato, è ben visibile invece la stratificazione di tale formazione, con strati che in questo caso si presentano sub-orizzontali. Stratificazioni orizzontali si possono osservare anche nella zona di Via S. Leonardo, lungo la SP10. Tale formazione è costituita da arenarie di colore giallo a granulometria media e fine, a stratificazione incrociata (4.25A) contenenti livelli bioclastici a macrofossili quali pectinidi, ostreidi e bivalvi (fig. 4.25B). Lo spessore di tale formazione non supera in affioramento i 50m.





Fig. 4.25 – Arenarie di Scandale: A) Stratificazione incrociata nelle arenarie (a sud di Madonna della Catena); B) Resti di macrofossili (Serra dell'Angiolo).

Argille Marnose di Cutro

Tale formazione, che si riconduce all'Argilla Marnosa di Cutro (Roda, 1964a) affiora estesamente nella fascia costiera che va da Punta Alice verso nord. Nell'area compresa fra le Contrade Cappella e Marinella (nord di Cirò) è ben visibile un affioramento dove è possibile osservare l'aspetto tipico delle argille (fig. 4.26). Inoltre, alcuni lembi affiorano in località Frandina, ai piedi del centro abitato di Cirò. Essa è datata al Piacenziano-Calabriano ed è costituita da argille e marne di colore grigio-azzurro, ricche di micro e macrofauna (bivalvi, gasteropodi, coralli), con stratificazioni mal distinte. In alcuni punti, inoltre, le argille possono presentare una colorazione che va dal grigio al nocciola e presentano intercalazioni di sabbie fini. I pozzi Agip *Leila*, *Laika* e *Cirò*, ubicati prevalentemente alla foce del Fiume Nicà ed a sud di Punta Alice, incontrano tale formazione che raggiunge uno spessore verticale di circa 300 m. Nell'area presa in esame, il passaggio stratigrafico tra le Arenarie di Scandale e l'Argilla Marnosa di Cutro non è ben visibile. Tuttavia, le stratigrafie dei pozzi già citati mettono in evidenza un graduale

passaggio verso l'alto e lateralmente tra il cuneo delle arenite ibride, affioranti nei dintorni di Cirò, e le argille. Inoltre, da tali investigazioni si evince che l'Argilla di Cutro forma un corpo cuneiforme che si ispessisce verso l'*offshore*.



Fig. 4.26 – Argilla Marnosa di Cutro (Contrada Cappella).

DEPOSITI TERRAZZATI

Nell'area di studio sono stati riconosciuti due ordini di depositi terrazzati; entrambi sono stati datati al pleistocene per posizione stratigrafica, di cui il primo, denominato “Terrazzo di Madonna di Mare”, viene considerato più giovane rispetto al secondo, denominato “Terrazzo di Madonna d'Itri”. La base dei depositi terrazzati è erosiva sul substrato, che nell'area presa in esame è rappresentato dall'Argilla Marnosa di Cutro, mentre il tetto dei depositi più alti coincide con l'attuale superficie di esposizione subaerea.

Terrazzo di Madonna d'Itri

Tale unità affiora a sud nella parte immediatamente soprastante il centro abitato di Cirò Marina, nei dintorni del Santuario omonimo (fig. 4.27A), e verso nord nella

fascia costiera compresa fra la foce del Torrente Santa Venere e quella del Fiume Nicà. L'unità è costituita da sabbie a granulometria da media e grossolana, con un andamento degli strati sub-parallelo per tutta la sua estensione. Nella parte intermedia sono presenti dei livelli costituiti da strutture di foreset (fig. 4.27B), mentre la base è costituita da ghiaie ad elementi ben arrotondati in contatto erosivo e discordante sulle argille sottostanti. Queste sabbie poggiano in discordanza sull'Argilla Marnosa di Contrada Cappella, per poi passare alle Ghiaie e Conglomerati di Madonna di Mare tramite contatto erosivo. Lo spessore massimo delle stesse è di circa 30 m. L'età è Pleistocene Medio, da correlazioni con i terrazzi del Bacino Crotonese.

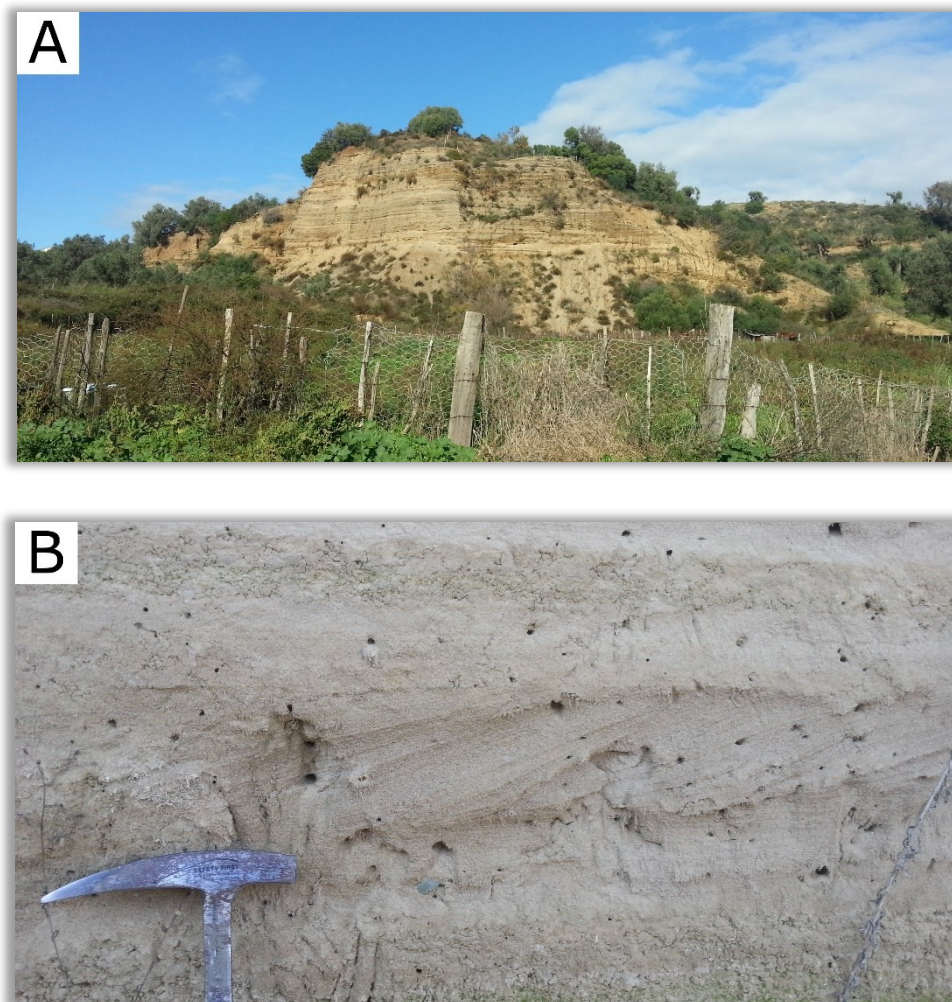


Fig. 4.27 – A) Aspetto in affioramento del Terrazzo di Madonna d'Itri; B) Strutture di foreset nelle sabbie;

Terrazzo di Madonna di Mare

Esso affiora per tutta la fascia costiera che va da Cirò Marina fino a nord di Cariatì (fig. 4.28A). A sud risulta essere molto più presente e si estende per tutta la zona pianeggiante che da Contrada Cappella, a nord del centro abitato di Cirò, arriva quasi fino al centro abitato di Cirò Marina attraversando tutta la zona costiera. Altri affioramenti di piccole dimensioni sono ben visibili su Serra dell'Angiolo, poco ad est di Cirò, sul colle della Madonna della Catena e in Loc. Acqua della Pietra (periferia sud di Cirò). Il terrazzo è costituito da conglomerati e ghiaie ben selezionati di ambiente di spiaggia sommersa (fig. 4.28B), e da sabbie medio-grossolane a matrice bruno-rossastra. Questi depositi sono poco cementati e ad alta permeabilità. Lo spessore è variabile tra 10 e 30 m e l'età è Pleistocene superiore.



Fig. 4.28 – Terrazzo di Madonna di Mare;

A) Affioramento del terrazzo lungo la SP4 (poco ad ovest di Cirò Marina);



B) Alternanze di sabbie grossolane rossastre e conglomerati.

DEPOSITI OLOCENICI*Sabbie Dunari di Marinella*

Si tratta di sabbie ben selezionate a granulometria media e medio-fine, che costituiscono i cordoni dunari fissati da vegetazione e stabilizzati di depositi siltosi e limosi grigio bruni accumulatisi nelle depressioni di retroduna. Esse affiorano nell'area costiera compresa fra i comuni di Cirò e Cirò Marina, dove formano superfici collinari costiere.

Coltri eluvio-colluviali

Sono caratterizzati da depositi eterometrici di versante, ampiamente estesi sulle formazioni arenaceo-pelitiche neogeniche e sui depositi del basamento metamorfico, dove sono costituiti da clasti angolosi spesso poligenici.

Depositi alluvionali recenti

I depositi alluvionali recenti si rinvengono nei fondivalle dei principali corsi fluvio-torrentizi in superfici terrazzate e costituiscono il lembo di piana costiera. Sono costituiti da sedimenti ghiaioso-sabbiosi dominanti e da sedimenti siltitico-pelitici di paleoaree di esondazione, talora pedogenizzati.

Depositi alluvionali attuali

Si rinvengono nei fondivalle e sono costituiti da sedimenti ghiaioso-sabbiosi dei canali fluviali e torrentizi attuali, delle barre fluviali e degli argini di canale.

Depositi eolici

Si tratta di sedimenti sabbiosi a granulometria da media a fine ben selezionati e di colore grigio, con strutture sedimentarie a *set* di lamine inclinate che costituiscono cordoni dunari, talora fissati dalla vegetazione.

Depositi di spiaggia

I depositi di spiaggia sono assenti o si estendono per pochi metri in alcune aree costiere, mentre in altre la loro larghezza raggiunge qualche decina di metri. Talora questi depositi hanno stratificazione incrociata, a lisca di pesce e presentano una cementazione precoce a formare *beach rock*.

Depositi di frana

Sono formati da depositi caotici a clasti eterometrici, in matrice sabbioso-pelitica. La tipologia di frana dipende dal litotipo su cui essa si manifesta, per esempio quelle di crollo sono prevalenti nelle formazioni arenacee. Nelle formazioni argilloso-marnose sono più frequenti frane di scivolamenti o colata, che talvolta ricoprono aree piuttosto estese.

Depositi antropici

Comprendono i depositi di scarto delle miniere di zolfo localizzati poco a sud della dorsale di Serra Melissa. Sono costituiti da ghiaie e brecce derivanti prevalentemente da gessi e calcari.

Area urbanizzata

L'area urbanizzata riguarda tutti quei centri abitati della parte costiera in cui non è stato possibile rilevare e capire quale tipologia di deposito fosse presente.

❖ TETTONICA

L'elemento strutturale di principale interesse è costituito dalla presenza di un contatto tettonico per sovrascorrimento tra le formazioni serravalliano-tortoniane del Bacino di Cirò, e le unità oligo-mioceniche ascritte alla “Falda di Cariati” (Roda, 1967, Van Dijk et alii, 2000), (fig. 4.29). Il contatto tra le due successioni è mal esposto lungo tutta la fascia considerata ed avviene da nord a sud tra la Formazione delle Argille e Arenarie di Serra Sanguigna, (Formazione “fliscioide” secondo Roda, 1967; Marne argillose brune con arenarie grigie o biancastre secondo Cotecchia, 1963), talora sovrastanti alle Argille Varicolori, ed i termini argillosi della Formazione delle Argille Marnose del Ponda.



Fig. 4.29 – Panoramica da Monte Lelo verso Crucoli in cui si osserva il contatto tettonico da sovrascorrimento tra “Falda di Cariati” e la Formazione del Fiume Lipuda.

Solo nell’area tra Scala Coeli e San Morello il contatto avviene con la Formazione del Tripoli e con i termini tortoniani della Formazione del Fiume Lipuda (fig. 4.30). Il contatto tettonico tra le successioni sedimentarie mioceniche superiori e oligo-mioceniche è rappresentato da un thrust ad alto angolo immergente nei quadranti orientali. La presenza dello stesso tra le due successioni sedimentarie è confermata dall’assenza, nell’immediato off-shore dell’area, della successione Serravalliano-Tortoniana affiorante nel settore occidentale e lungo il margine bacinale. I dati dei pozzi, unitamente ai rapporti stratigrafico-geometrici rilevati nell’area di Scala Coeli-Cirò, mettono in evidenza l’esistenza, verso est, di una successione plio-

pleistocenica direttamente poggiante su un substrato costituito dalla successione alloctona della “Falda di Cariati” e dalle Argille Varicolori afferenti al Complesso Sicilide Auct. (Ogniben, 1969; Lentini, 1979).

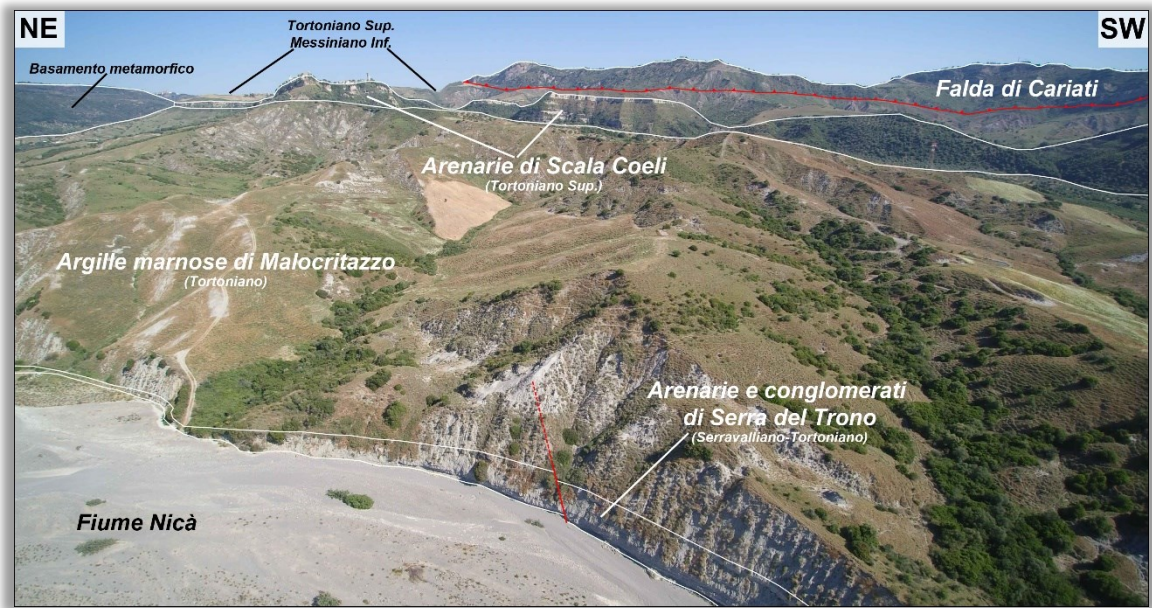


Fig. 4.30 – Panoramica verso Scala Coeli in cui si osserva, in alto, il contatto tettonico da sovrascorrimento tra “Falda di Cariati” e la Formazione del Fiume Lipuda. Da notare in alto a sinistra il contatto tra la successione alloctona e i termini messiniani.

La successione alloctona, inoltre, assume un assetto geometrico generale riconducibile ad una associazione strutturale di pieghe con trend assiale all’incirca NO-SE e di thrust orientati NO-SE, immergenti prevalentemente verso i quadranti orientali e vergenti verso i quadranti occidentali. La continuità delle strutture plicative e dei sistemi di faglia principali è osservabile da nord a sud. La successione appartenente al Bacino di Cirò rappresenta il *footwall* della struttura principale, che è caratterizzata esclusivamente da pieghe ampie (fig. 4.31A-B). Le strutture tettoniche principali che interessano questo settore sono rappresentate da faglie subverticali che dislocano i vari blocchi delle formazioni appartenenti al dominio del Bacino di Cirò. Nel settore orientale, in cui affiorano i termini della “Falda di Cariati”, lungo una fascia orientata NO-SE che va dal Torrente Arso a nord fino al Fiume Lipuda a sud, si osservano giaciture con direzioni estremamente variabili e prevalentemente orientate verso il quadrante NO e

subordinatamente verso quello NE. Le immersioni sono sia orientali sia occidentali con inclinazioni variabili da pochi gradi fino a 90° nell'area di S. Morello e Terravecchia.



Fig. 4.31 – (A) Sinclinale con asse orientato NO-SE nei pressi di Terravecchia. (B) Anticlinale con asse orientato NO-SE nei pressi di Scala Coeli.

Dall'analisi giaciturale di questo settore emerge la presenza di pieghe simmetriche ed asimmetriche con assi orientati NO-SE e subordinatamente pieghe ad asse variabile da N-S a NE-SO. Nell'area tra il Fiume Nicà e Scala Coeli, i termini basali della “Falda di Cariati” (Formazione delle Argille ed Arenarie di Serra Sanguigna) si trovano in rapporto tettonico con i termini argillosi più alti della Formazione del Fiume Lipuda. Il contatto tra le suddette formazioni è mal esposto o profondamente dislocato da sistemi di faglie ad alto angolo. Nell'area tra il Fiume Nicà ed il Torrente Arso alle strutture plicative a grande scala (fig. 4.31A-B), vergenti a SO e con assi orientati NO-SE ed immergenti a NO si associano tutta una serie di pieghe alla mesoscala (fig. 4.32, 4.33) aventi all'incirca lo stesso trend e, in misura minore, N-S. Più a sud, lungo il versante sinistro del Torrente Lipuda,

pieghe rovesciate e con vergenza nei quadranti occidentali, testimoniano l'accavallamento delle unità riferibili alla “Falda di Cariati” sulla Formazione del Fiume Lipuda.



Fig. 4.32 – Piega anticlinale il cui fianco è tagliato da una faglia inversa (est di Terravecchia).

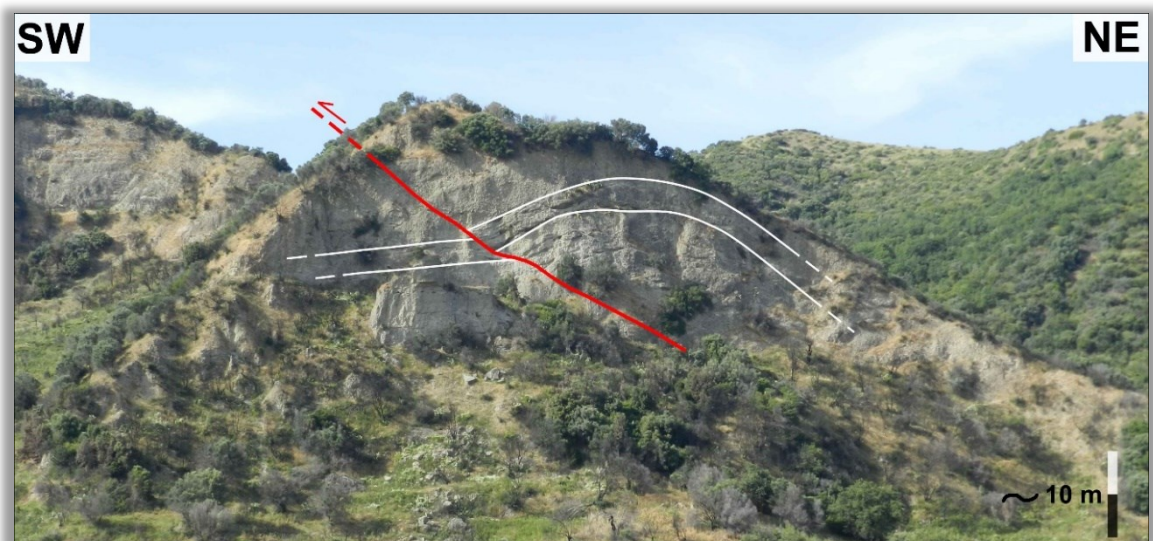


Fig. 4.33 – Esempio di stile deformativo *fault propagation folding* in cui il regime compressivo che ha generato la faglia inversa si propaga e forma una piega anticlinale asimmetrica (sud di Terravecchia).

Qui il limite è rigettato ed in parte ripreso da sistemi di faglia ad alto angolo con cinematiche trascorrenti ed oblique. Il sistema di faglia principale è orientato NO-SE ed è caratterizzato da cinematiche inverse, normali e trascorrenti. I piani di faglia a cinematica inversa presentano pitch variabili tra 45° e 90° , inclinano tra 70° e 85° ed immergono sia verso est che verso ovest. Tali piani, alla mesoscala, si rinvencono principalmente nella fascia di contatto tra le unità appartenenti ai due domini principali dove sono frequenti delle geometrie dei piani che definiscono strutture di tipo flower positive (Tripodi, 2008). Le strutture relative a questo sistema si associano a pieghe da propagazione di faglia mostranti una vergenza prevalentemente verso il quadrante sud-occidentale. Lo stesso sistema è caratterizzato da cinematiche trascorrenti con pitch variabili tra 0° e 25° , e piani immergenti prevalentemente nei quadranti nord-orientali. Il verso di scorrimento è prevalentemente sinistro e subordinatamente mostra cinematiche trascorrenti destre. Tale sistema di faglie orientate NO-SE disloca anche le unità del Pliocene-Pleistocene; ciò si evidenzia maggiormente nell'area centro meridionale, nei pressi del Torrente Santa Venere e dell'abitato di Cirò, dove tali lineamenti hanno un'immersione prevalente verso i quadranti orientali. Il sistema considerato prosegue verso sud-est e sud nell'area di Cirò, dove mostra maggiore estensione. In quest'area, i lineamenti NO si dispongono subparalleli in una configurazione en-èchelon fino all'altezza della foce del Fiume Lipuda. In tale area e verso sud, essi vengono sostituiti dai lineamenti orientati N-S e NE-SO. I dati relativi al sistema di faglia N-S, mostrano una significativa distribuzione nei dati mesostrutturali mentre risultano poco estesi i lineamenti cartografabili. Tale sistema presenta cinematiche trascorrenti, dirette, inverse o oblique con componente inversa e si associa spesso alle cinematiche puramente trascorrenti. Le faglie trascorrenti hanno piani ad alto angolo di inclinazione ed immergono sia ad est che ad ovest. Tali faglie sono caratterizzate da cinematiche prevalentemente destre e subordinatamente sinistre e frequentemente mostrano piani ad andamento sinuoso e curvo ad immersione variabile. Talora sullo stesso piano di questo sistema è presente sia il pitch orizzontale che quello dip-slip. Buone esposizioni di tale sistema sono presenti nella Formazione delle Arenarie di

Crucoli ed è particolarmente diffuso lungo tutta la dorsale tra Crucoli e Terravecchia. L'analisi alla mesoscala mette in evidenza come i sistemi NO-SE e N-S trascorrenti ed inversi hanno una dominante se non esclusiva distribuzione nel settore di affioramento delle unità litostratigrafiche ascritte alla "Falda di Cariatì". Lo stesso sistema N-S mostra, alla macroscala ed alla mesoscala, cinematiche normali ed oblique. Esso risulta poco rappresentato, nell'area di Crucoli, da faglie cartografate se non in rami di faglia con estensione di qualche chilometro poco a sud dell'abitato stesso. Piani con questa cinematica sono ben presenti nei depositi plio-pleistocenici affioranti lungo la fascia che si estende dal Fiume Nicà a Cirò. Il sistema di faglia NE-SO è rappresentato quasi esclusivamente alla mesoscala, mentre diventa predominante, unitamente con il sistema N-S, nell'area di Cirò e Umbriatico. Alla mesoscala presenta cinematiche trascorrenti e oblique sia destre che sinistre e spesso i piani presentano gli stessi caratteri geometrici del sistema N-S. Spesso i piani con cinematica inversa descrivono strutture positive di tipo flower. Lo stesso sistema è caratterizzato da cinematiche normali o oblique ed interessa le unità del Plio-Pleistocene. Buone esposizioni si possono osservare nella Formazione delle Arenarie di Scandale nei pressi di Cirò, di età pliocenica. A sud di Cirò questo sistema con cinematica transtensiva diventa più evidente ed insieme a quello N-S risulta dominante fino ad intersecare, verso sud, il sistema di faglie di San Nicola dell'Alto. Meno rappresentato, anche alla mesoscala, è il sistema E-O. Esso comprende cinematiche trascorrenti, inverse e dirette, diventando sempre più significativo a sud di Serra del Trono e nell'area compresa tra Serra del Trono e Strongoli. I sistemi tettonici riconosciuti alla mesoscala sono compatibili con l'orientazione di quelli riconosciuti alla macroscala; essi appartengono alle ultime fasi deformative che coinvolgono i terreni plio-pleistocenici e sono costituiti da faglie dirette o transtensive ad alto angolo con orientazione NO-SE, N-S e NE-SO. I principali lineamenti strutturali sono rappresentati da sistemi di faglia a cui è legata geneticamente l'evoluzione tettonica quaternaria e recente dell'area. Essi acquisiscono particolare significato morfotettonico nella zona di raccordo tra la dorsale Crucoli-Serra della Crogna-Cirò-Foce del Fiume Lipuda e l'ampia

superficie terrazzata di quota 50 metri. I lineamenti principali sono orientati all'incirca NO-SE. Tale sistema si raccorda verso nord alle faglie che bordano il margine orientale della Calabria settentrionale e si dispongono subparalleli in una configurazione en-èchelon fino al sistema di faglie del Pollino. L'attività come faglie trascorrenti sinistre viene riconosciuta almeno fino al Pleistocene medio (Turco et alii, 1990; Knott & Turco, 1991; Catalano et alii, 1993; Hyppolite et alii, 1994a, 1994b; Monaco et alii, 1995; Tortorici et alii, 1995; Schiattarella, 1998; Van Dijk et alii, 2000; Tansi et alii, 2007), mentre la componente verticale del movimento è da attribuire alle ultime fasi di sollevamento dell'Arco Calabro. Il sistema considerato assume estensioni ed espressioni morfostrutturali nei settori occidentali dove le faglie più importanti rigettano di alcune centinaia di metri le unità del riempimento del bacino rispetto al basamento metamorfico-cristallino del massiccio della Sila. A questo sistema sono riconducibili i lineamenti di estensione regionale individuabili nel sistema di faglia Campana-Umbriatico-San Nicola dell'Alto-Pallagorio. Ancora più ad ovest, faglie e rami di faglia dello stesso sistema, in parte corrispondenti alla zona di faglia Petilia Policastro-S. Sosti (Van Dijk et alii, 2000) risultano sismogenetiche ed attive (Galli & Bosi, 2003). L'estensione dei lineamenti strutturali di tale sistema è tale da determinare l'orientazione morfostrutturale NO-SE del settore compreso tra Cirò-Punta Alice e la bassa valle del Fiume Trionto. La presenza di lineamenti di estensione regionale viene riconosciuta nell'off-shore dell'area considerata e la loro attività ha determinato l'individuazione e l'evoluzione dei bacini plio-pleistocenici del margine ionico calabrese. Tali bacini (Bacino di Corigliano, Bacino di Amendolara, Bacino di Cirò) risultano allungati in direzione NO-SE e sono bordati verso est da importanti alti strutturali che dall'alto di Amendolara si estendono verso sud-est fino all'alto di Cirò (Critelli et alii, 2007, 2008; Muto et alii, 2007b, 2014; Neagu et alii, 2008). Questi alti strutturali vanno allineandosi a creare una struttura più ampia orientata NO-SE. Data la continuità morfologica di tutta la dorsale e della scarpata di faglia che la delimita, è da ritenere plausibile che questa corrisponda, verso nord, alla prosecuzione in off-shore, del sistema di faglie appenniniche responsabili del confinamento verso nord dell'Arco Calabro. I dati indicano una geometria delle

faglie, che interessano i depositi plio-pleistocenici, immergente verso SO con rigetti dell'ordine delle centinaia di metri e decrescenti dal basso verso l'alto. L'effetto della crescita della faglia è testimoniato dagli spessori variabili del cuneo sedimentario plio-pleistocenico. Verso sud, nell'area di Cirò, al sistema NO-SE, si sostituiscono lineamenti orientati da N-S a NE-SO. Tali sistemi rigettano verso est e sud-est le unità più alte della successione tortoniana di alcune centinaia di metri mettendoli a contatto con i termini basali serravalliani della successione (fig. 4.34). Nella zona centrale il sistema NE condiziona verosimilmente l'andamento del Torrente Lipuda mentre il sistema N-S assume la massima espressione morfologica nella faglia Melissa-Serra Sanguigna.

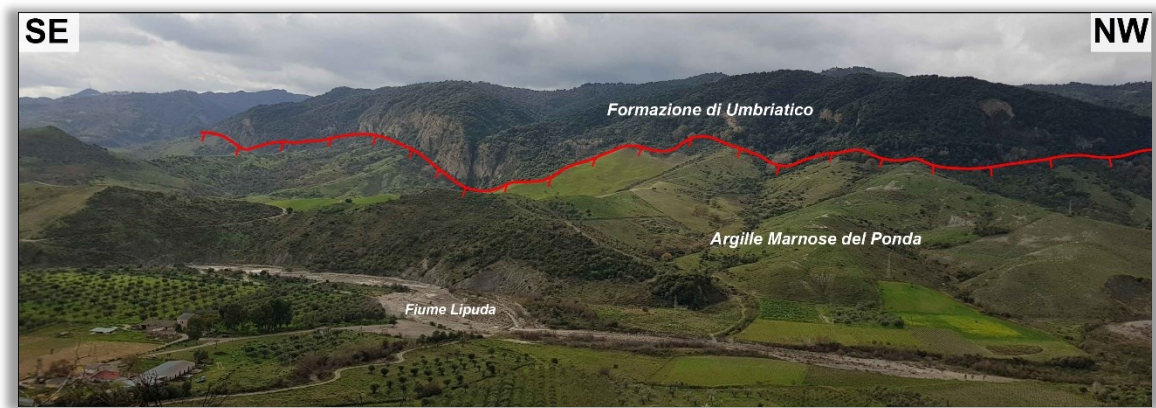


Fig. 4.34 – Faglia diretta ad orientamento N-S in cui l'*hangingwall* è costituito dalle Argille Marnose del Ponda appartenenti alla Formazione del Fiume Lipuda, mentre il *footwall* dai conglomerati della Formazione di Umbriatico (sud di Umbriatico).

CAPITOLO 5

❖ SEDIMENTOLOGIA

SISTEMI DEPOSIZIONALI DI MARE PROFONDO

I sistemi deposizionali di mare profondo sono caratterizzati da diversi tipi di processi sedimentari. Questi, nella maggior parte dei casi, sono controllati essenzialmente dalla forza di gravità, e per questo sono denominati “flussi gravitativi” (frane sottomarine, colate di fango, correnti di torbida, *hybrid event bed*). La zona interessata da questa tipologia di processi è detta margine continentale, il cui profilo caratteristico è costituito da quattro elementi fondamentali (fig. 5.1):

- ✓ La piattaforma continentale (*continental shelf*): parte a bassa inclinazione e bassa profondità e si estende dalla costa al ciglio della piattaforma (shelf break) posto a circa 120 m di profondità e caratterizzato da un brusco aumento della pendenza del fondo marino (Ricci Lucchi, 1980; Galloway & Hobday, 1996).
- ✓ La scarpata continentale (*continental slope*): zona compresa fra il ciglio della piattaforma e la base della scarpata, avente valori di inclinazione compresi fra 3° e 5°, che in alcuni casi, in particolare lungo i margini tettonicamente attivi, può arrivare a 25°. Lungo la scarpata possono essere presenti dei canyon sottomarini che costituiscono i collettori di sedimenti che dalle aree di mare basso sono trasportati verso l'*off shore*.
- ✓ Il rialzo continentale (*continental rise*): costituito essenzialmente da conoidi sottomarine isolate o coalescenti, che si formano alla bocca dei canyon, dove il materiale trasportato dai flussi gravitativi (correnti di torbida, debris flow ecc.) inizia a depositarsi a causa della diminuzione del gradiente.
- ✓ La piana abissale (*abyssal plain*): si sviluppa a distanze non prossime rispetto al limite esterno delle conoidi. Qui prevale la deposizione di materiali fini

pelagici ed emipelagici, e raramente sedimentazione torbida distale con depositi fini.

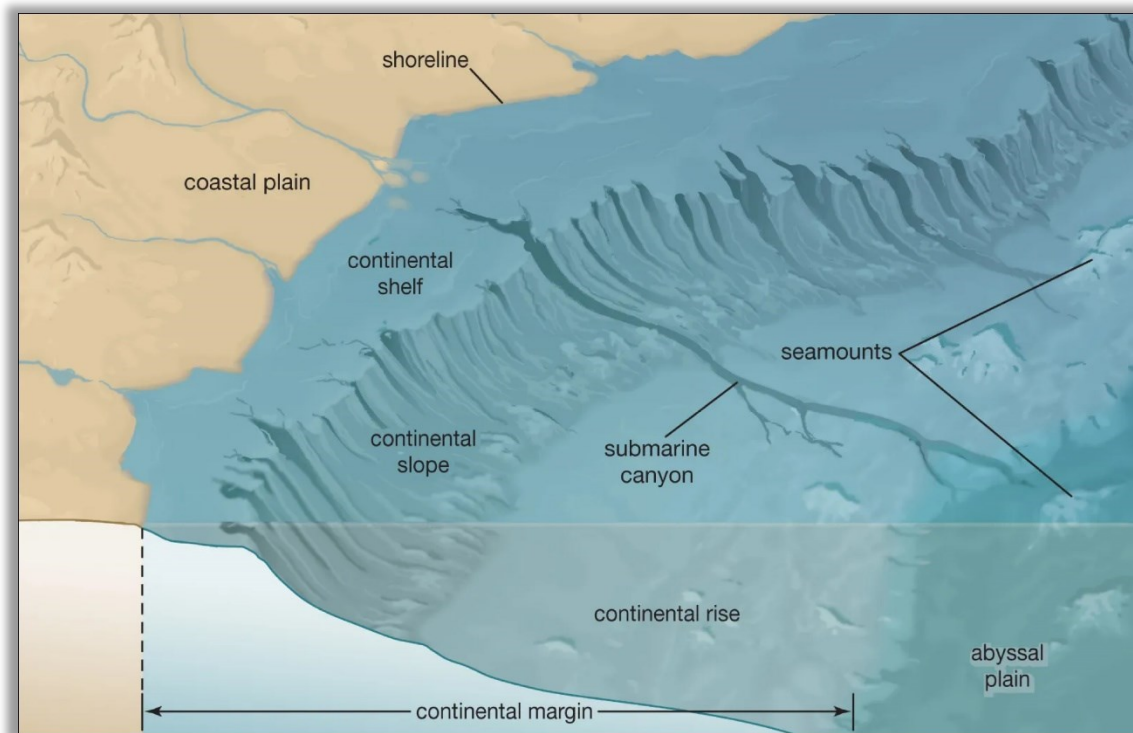


Fig. 5.1 – Nell'immagine viene mostrato come dalla piattaforma continentale (*continental shelf*) caratterizzata da pendenze lievi, si passa alla scarpata continentale (*continental slope*) che è caratterizzata da pendenze relativamente elevate. La zona di transizione verso la piana abissale (*abyssal plain*) è più graduale ed è chiamata rialzo continentale (*continental rise*), un'area caratterizzata da un'elevata quantità di sedimenti. La piattaforma continentale, la scarpata e il rialzo costituiscono il margine continentale (*continental margin*). (Enciclopedia Britannica)

I sistemi canyon-conoide sottomarina rappresentano i principali elementi geomorfologici sviluppati nel mare profondo e hanno dimensioni e geometrie molto variabili. Essi possono essere attivi in diversi tipi di margine continentale, purché sussistano tre condizioni di base (Ricci Lucchi, 1980):

- ✓ Una fonte adeguata di sedimenti, che può essere fornita da sistemi fluviali, da rimaneggiamento di depositi costieri o di piattaforma, da correnti di deriva litorale, tempeste o frane sottomarine, ed introdotti nelle testate dei canyon sottomarini (*continental shelf*).

- ✓ Una zona di transito a pendenza maggiore, tale da permettere l'accelerazione dei flussi gravitativi e l'erosione dei canyon e delle valli sottomarine (*continental slope*).
- ✓ Una diminuzione del gradiente alla base del pendio, tale da incentivare il rallentamento e la deposizione dei sedimenti (*continental rise* e *abyssal plain*).

Conoidi e lobi

Le conoidi si formano allo sbocco dei canali sottomarini e costituiscono il primo elemento deposizionale dei margini continentali, la cui dimensione varia in relazione alla quantità di sedimento che è stato introdotto nel canyon. Tipicamente una conoide raggiunge il suo spessore massimo nella zona prossima al canale e si assottiglia a cuneo verso l'esterno, nelle zone distali e laterali. La conoide viene suddivisa essenzialmente in due zone, collegate alle differenze di gradiente (Ricci Lucchi, 1980; Galloway & Hobday, 1996):

- ✓ Conoide interna: è caratterizzata da un gradiente che diminuisce bruscamente e che per questo tende a sviluppare un profilo convesso verso l'alto. Il canale con argini perde gradualmente rilievo e tende a ramificarsi in canali distributori, sviluppando un lobo deposizionale alla bocca del canale stesso.
- ✓ Conoide esterna: è caratterizzata da un gradiente che si avvicina a quello della piana abissale e costituisce la parte più distale del sistema di deposizione.

Le conoidi sottomarine sono in genere composte da vari lobi; essi possono assumere diverse morfologie a seconda del tipo di sedimento trasportato. Si riconoscono infatti due tipi di lobi: *mounded lobe*, formato da sedimenti grossolani, con un'area di distribuzione ristretta; *sheet lobe*, formato da sedimenti più fini e distribuiti fino alle zone più distali. Uno schema gerarchico degli elementi che compongono l'architettura del lobo (fig. 5.2) è stato sviluppato recentemente da

autori come Prélat et alii (2009) e Groenenberg et alii (2010). La scala longitudinale e trasversale dei vari elementi che compongono il lobo si sviluppa generalmente in un areale di dimensioni variabili (10-50 km) nella quale si osserva il passaggio da materiale grossolano nelle aree prossimali, a materiale fine nelle aree laterali e distali.

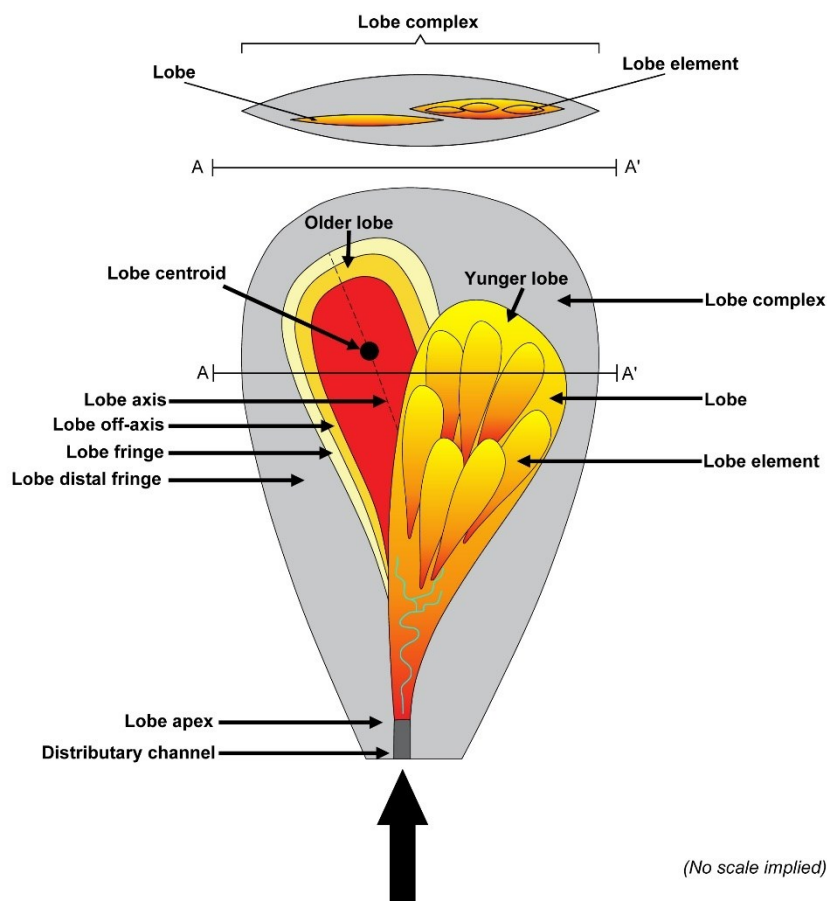


Fig. 5.2 – Vista in pianta (in basso) e in sezione (in alto) di due lobi. Sulla destra viene indicato lo schema gerarchico di un complesso di lobo; sulla sinistra sono indicati i diversi componenti e ambienti che caratterizzano un sistema di lobo (Mod. da Prélat et alii, 2009 e Groenenberg et alii, 2010).

Lo strato viene considerato come il blocco fondamentale per l'architettura di un sistema di lobo; esso è il risultato di un singolo evento deposizionale ed ha uno spessore medio di circa 50 cm. Più strati costituiscono un elemento del lobo (*lobe element*), ricco in sabbie e con uno spessore variabile da 1 a 3 m (fig. 5.3). Nella maggior parte dei casi i diversi *lobe element* sono separati da uno strato di materiale fine (limo e argilla) che ha spessori non superiori a 10-20 cm e viene chiamato elemento di interlobo (*interlobe element*). Il lobo vero e proprio può raggiungere

spessori fino a 10 m ed è costituito da più *lobe element*. I vari lobi sono separati verticalmente da unità di strati interlobo, con spessori variabili da 20 cm a 2 m e costituiti da sabbie fini, argilla e limo. L'insieme dei lobi costituisce il complesso di lobo (*lobe complex*) che può raggiungere spessori compresi fra 30 e 60 m. Il passaggio ad altri *lobe complex* è segnato spesso da materiali fini (limo e argilla) che possono avere spessori compresi fra 2 e 20 m, denominati complesso di interlobo (*interlobe complex*), (Prélat et al., 2009).

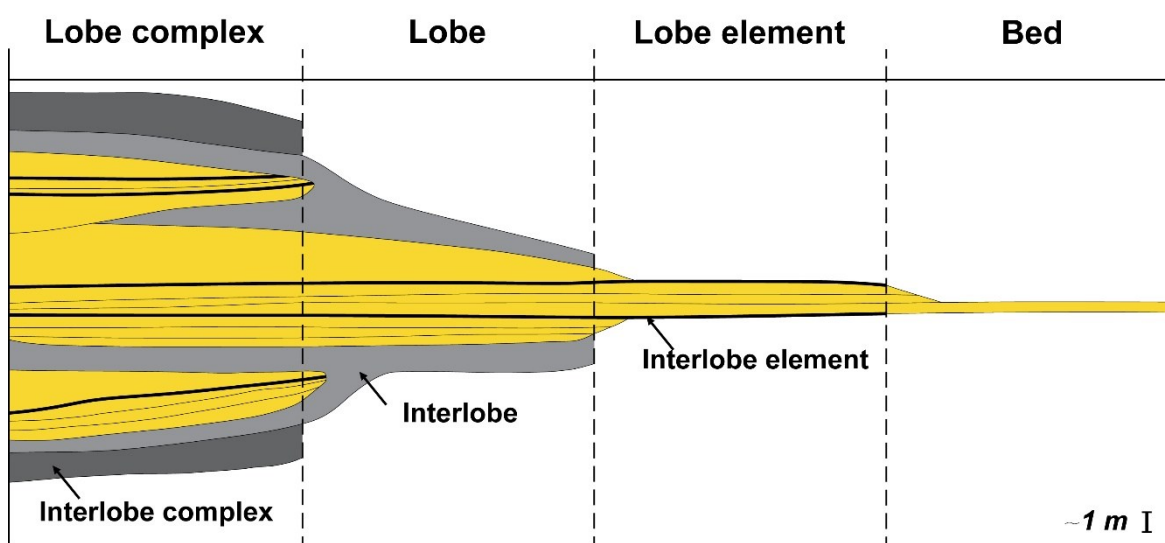


Fig. 5.3 – Schema gerarchico di un complesso di lobo. Si riconoscono quattro scale di elementi: strato, elemento del lobo, lobo e complesso del lobo (Mod. da Prélat et alii, 2009).

Molto importante per la comprensione delle gerarchie è individuare quali sono i fenomeni e le dinamiche che influenzano la gerarchia stessa. Una combinazione di processi allogeni e autogeni controlla l'apporto e la distribuzione del sedimento e quindi la dimensione e la geometria dei sistemi di conoide di mare profondo. I fattori allogenici comprendono: eustatismo, tettonica e cambiamenti climatici; i fattori autogenici comprendono le caratteristiche intrabacinali, come per esempio la migrazione dei canali, le avulsioni e la topografia deposizionale (Prélat et alii, 2009). La presenza di fattori allogenici e autogenici genera differenze che caratterizzano la gerarchia di un complesso di lobo. Quando prevalgono i processi allogenici, il materiale fine separa i vari lobi mantenendo uno spessore più o meno

costante su tutta la sezione del lobo, indicando così una probabile pausa nella sedimentazione del materiale grossolano, a favore di una deposizione omogenea e competente di materiale fine (*starvation*). Quando prevalgono i processi autogenici, il fine va a costituire le aree distali e laterali dei vari lobi, senza ricoprire il lobo con drappeggi regolari, mentre il materiale grossolano viene depositato in continuità.

Correnti di torbida

Il termine “turbidite” fu introdotto nel 1957 da Philip Henry Kuenen (Kuenen, 1957a). Nel 1962 la sintesi delle osservazioni di Bouma nelle torbiditi Terziarie dell'Arenaria di Annot e, in misura minore, nelle formazioni sabbiose di *flysch* dell'Appennino settentrionale, divenne sinonimo di torbidite e modello standard. Utilizzando questo modello e la sua espressione in piano (fig. 5.4), sono stati sviluppati approcci qualitativi e quantitativi per definire depositi torbiditici “prossimali” rispetto a “distali”. Una corrente di torbida non è altro che un trasporto che avviene in sospensione (turbolenza) e si verifica quando c'è un gradiente topografico; la messa in moto è dovuta ad uno shock sismico o alla rottura di equilibrio per accumulo. Essa è costituita da una testa (zona di massima turbolenza, quindi erosione: la turbolenza è data dall'attrito del corpo con la massa d'acqua circostante), da un corpo e da una coda (fig. 5.5A). Quando la corrente di torbida arriva in fondo alla scarpata inizia a decelerare e si ha il deposito. Il flusso della corrente di torbida è tutt'altro che stazionario ed uniforme, ma può considerarsi tale per il tratto del percorso in cui la corrente è in equilibrio con il fondo: infatti nelle parti alte del pendio la corrente acquista velocità ed energia e può erodere, alla base del pendio rallenta e perde capacità di trasporto, abbandonando gran parte del suo carico. Vi sarà un tratto intermedio in cui si verificano condizioni di equilibrio: qui il flusso sarà stazionario ed uniforme (almeno durante il passaggio del corpo centrale). La parte più avanzata della testa è leggermente sollevata dal fondo (fig. 5.5C) a causa dell'attrito: il suo orlo (fig.

5.5D) visto in pianta è ondulato: il fluido che sta sotto si insinua sotto l'orlo formando gallerie vorticose e mescolandosi con la torbida (strutture erosive).

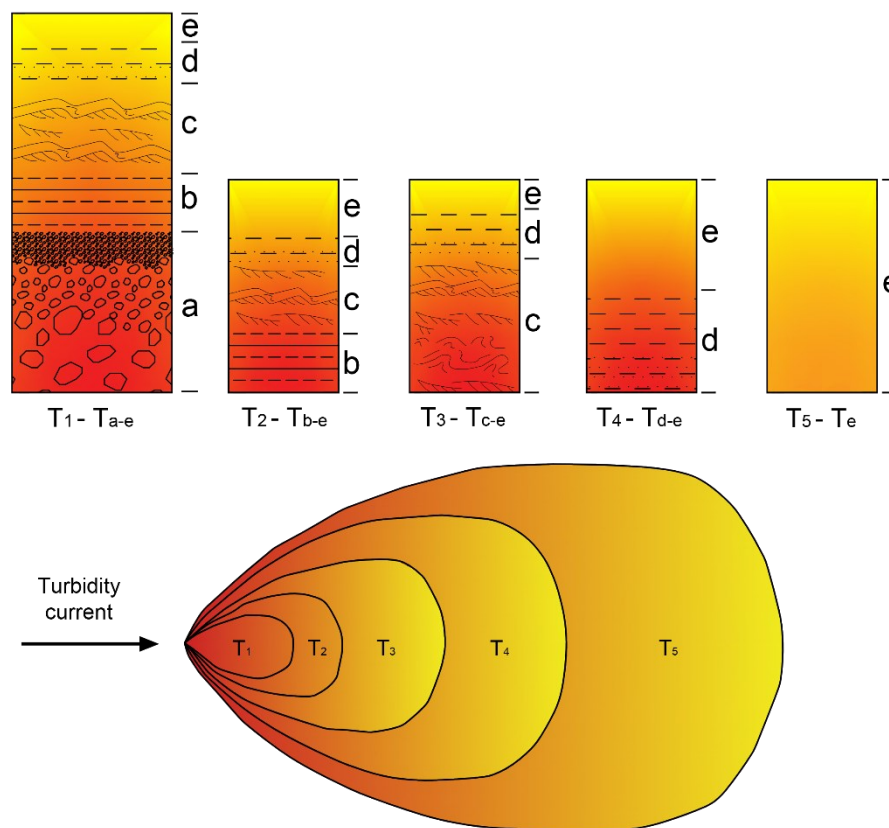


Fig. 5.4 – La sequenza di Bouma e il cono di deposizione di una corrente di torbida (Mod. da Bouma, 1962).

Altre zone di mescolanza sono localizzate nella parte posteriore della testa (collo) ed in parte sopra il corpo (strato trascinato). La velocità della corrente e la concentrazione del sedimento variano verticalmente (fig. 5.5B). Inoltre la parte più turbolenta e competente risulta essere la testa, in cui si formano moti ascendenti nella parte superiore e discendenti nella parte inferiore (fig. 5.5C): all'impatto dei vortici o del materiale trascinato sul fondo si ha erosione, e quindi impronte erosive riempite da materiale sabbioso al passaggio del corpo, il quale possiede la maggior parte del materiale sospesi e li deposita.

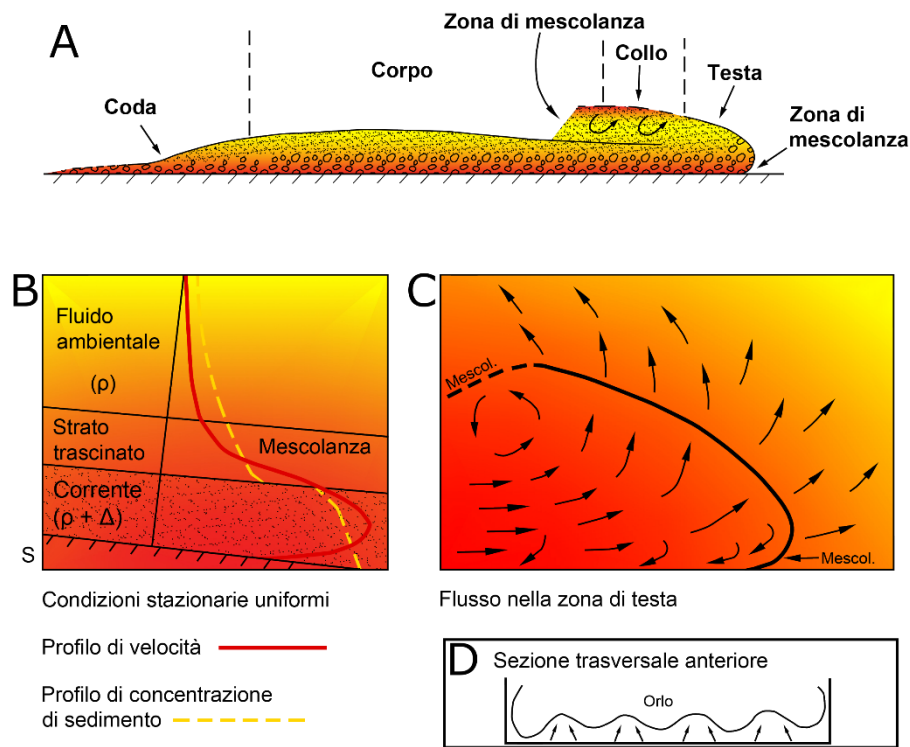


Fig. 5.5 – Schema di una corrente di torbida (Mod. da Middleton & Hampton, 1973).

La gravità tende a far scendere i granuli idraulicamente più grossolani verso il limite inferiore presso il quale la concentrazione diventa massima, si crea cioè uno strato più denso; la presenza di ostacoli può provocare sedimentazione. I depositi delle correnti di torbida, o torbiditi, hanno molte caratteristiche indicative della risedimentazione gravitativa. La più interessante è la gradazione, cioè la variazione granulometrica verticale, presente in ogni punto della zona deposizionale, ma più evidente dove la granulometria è grossolana. Essa si trova alla base dello strato torbiditico che poi viene completato da materiali via via più fini. Oltre che uno strato gradato, la torbidite è anche una sequenza di strutture sedimentarie, che rispecchiano nel loro ordine di sovrapposizione il variare delle condizioni idrodinamiche durante il deposito. La sequenza completa è caratterizzata da 5 intervalli (fig. 5.6):

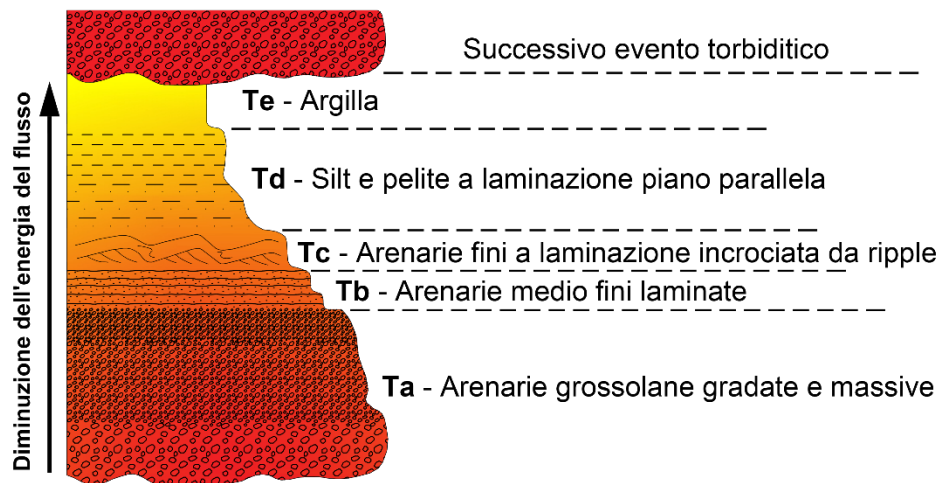


Fig. 5.6 – Descrizione della sequenza di Bouma (Mod. da Bouma, 1962 e Walker, 1973).

- L'intervallo **Ta** è depositato dalla parte basale più concentrata della corrente: se la concentrazione di particelle solide non è troppo elevata i granuli hanno modo di smistarsi verticalmente e si sviluppa una gradazione regolare ed uniforme (diminuzione delle taglie verso l'alto); se, al contrario, le concentrazioni sono molto elevate si ha l'arresto in blocco dello strato granulare, cioè la granulometria resta uniforme o al massimo scendono verso il basso solo i granuli più grossi e pesanti, e si forma un intervallo massiccio. Nell'intervallo a si trovano spesso inclusi dei plastici, cioè frammenti di fango semi-consolidato incorporati dalla corrente all'origine o erosi durante il percorso.
- Nell'intervallo **Tb** il flusso diventa trattivo: i granuli dopo la caduta dalla sospensione subiscono un trascinarsi e si distribuiscono in sottili tappeti o nastri che, sovrapponendosi formano lamine piane di granulometria e spessore variabile, ma decrescente verso l'alto. Le lamine dell'intervallo b rappresentano un regime di flusso superiore.
- L'intervallo **Tc** testimonia un'ulteriore diminuzione della velocità della corrente: si entra nel regime di flusso inferiore e più precisamente nella fase di *ripples*, registrata dalla laminazione incrociata. I pacchi di lamine che si formano

sono più o meno spessi a seconda della concentrazione del materiale in sospensione e del tasso di sedimentazione.

- Con l'intervallo **T_d** comincia il lento deposito, sopra agli ultimi *ripples* di c, di particelle siltose: la velocità è ormai bassa. Le lamine non derivano più da trazione sul fondo, ma da segregazione da parte di strati o nubi di sospensione a diversa concentrazione e bassa turbolenza, facenti parte della coda della torbida. Idrodinamicamente questo intervallo non è ben spiegato e in molti casi non esiste.
- L'intervallo **T_e** rappresenta la sedimentazione per decantazione dell'estrema coda, cioè della parte più diluita della torbida. Alle peliti torbiditiche possono succedere peliti di deposito normale, cioè derivanti dalla lenta pioggia di particelle dalle acque superficiali.

La base della sequenza risulta essere erosiva, inoltre non sempre questi intervalli sono tutti presenti. Nella figura 5.5 infatti sono raffigurate le sezioni longitudinali in base alle variazioni areali dei vari lobi che caratterizzano le correnti di torbida.

Hybrid event beds

I sedimenti che si depositano in condizioni subacquee possono avere caratteristiche molto diverse e mostrare evidenze di cambiamenti bruschi e/o progressivi, tali da essere classificati in più tipi di flusso (correnti di torbida, debris flow, ecc.). Sono stati riconosciuti infatti depositi derivanti da flussi non coesivi ed essenzialmente turbolenti, e depositi che sono il risultato di flussi coesivi. Inoltre sono stati studiati dei depositi di transizioni che si sviluppano nell'intervallo di tempo in cui un flusso coesivo (debris flow) si trasforma in flusso non coesivo (corrente di torbida); a riguardo sono stati proposti vari modelli (Pickering et alii, 1989; Nemeč, 1990; Ghibaudo, 1992; Stow e Johansson, 2000; Mulder e Alexander, 2001). Tuttavia non è stato mai raggiunto un accordo generale, a causa del fatto che tali flussi sono piuttosto difficili da osservare per via di numerosi

fattori, uno dei quali la rimobilizzazione causata dai singoli eventi che può generare vari tipi di flusso con una complessa differenziazione longitudinale. Autori come Mulder e Alexander (2001) fanno distinzione fra flussi di densità iperconcentrati e concentrati, debris flow e correnti di torbida (fig. 5.7) che, secondo la loro classificazione, forniscono l'apporto principale di sedimento. Occorre però fare sempre la distinzione fra flussi completamente turbolenti (correnti di torbida a bassa densità) che depositano sabbie fini a laminazione ondulata o piano-parallela e flussi misti che, pur essendo non coesivi, hanno una concentrazione più elevata (correnti di torbida ad alta densità) e tendono a depositare sabbie più grossolane e/o ghiaie (Lowe, 1982; Mutti, 1992). La distinzione chiave tra debris flow e correnti di torbidità è quindi la modalità di deposizione, cioè la deposizione in massa nel primo caso e quella progressiva nel secondo (Haughton et alii, 2003; Amy e Talling, 2006). Molti autori hanno cercato di classificare i vari eventi che si verificano in base alle varie caratteristiche del flusso (reologia, stato di turbolenza ecc.). Haughton et alii (2009) hanno modificato e semplificato la suddivisione di Mulder e Alexander (2001) (fig. 5.7), suddividendo i flussi in tre tipologie principali: 1) non coesivi (torbiditi a bassa e alta densità); 2) a comportamento misto; 3) coesivi (debris flow) (fig. 5.8).

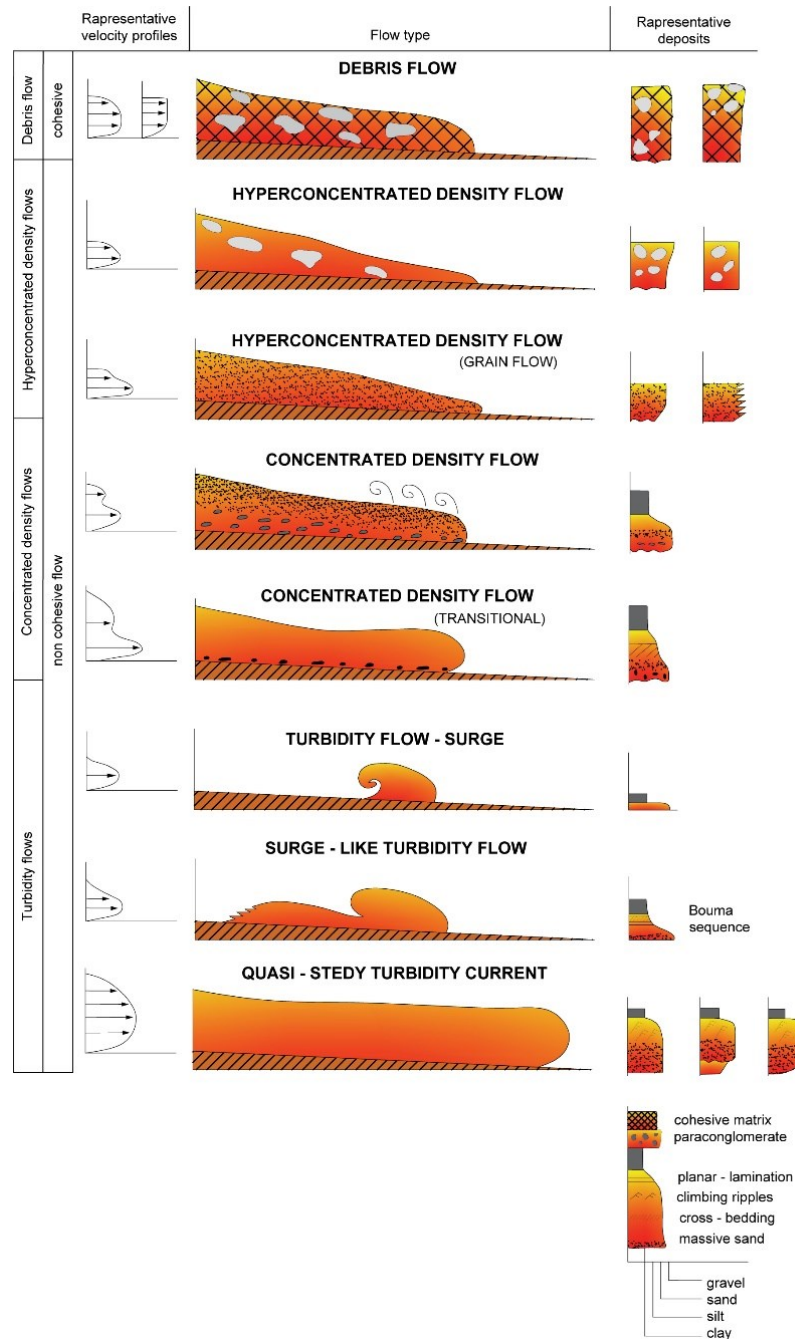


Fig. 5.7 – Schema rappresentativo che mostra i diversi tipi di flusso sedimentario. Vengono evidenziati la tipologia di flusso, la reologia, i profili di velocità e i vari depositi che ne derivano. (Mod. da Mulder e Alexander, 2001).

In questa classificazione i depositi derivanti dai flussi a comportamento misto sono stati suddivisi in: 1) depositi che mostrano una variazione del tipo di flusso (dal basso verso l'alto) da coeso a non coeso (Megabed); 2) depositi derivanti da flussi non coesi che migrano a flussi coesi; 3) depositi caratterizzati da alternanze cicliche dovute a flussi non coesi.

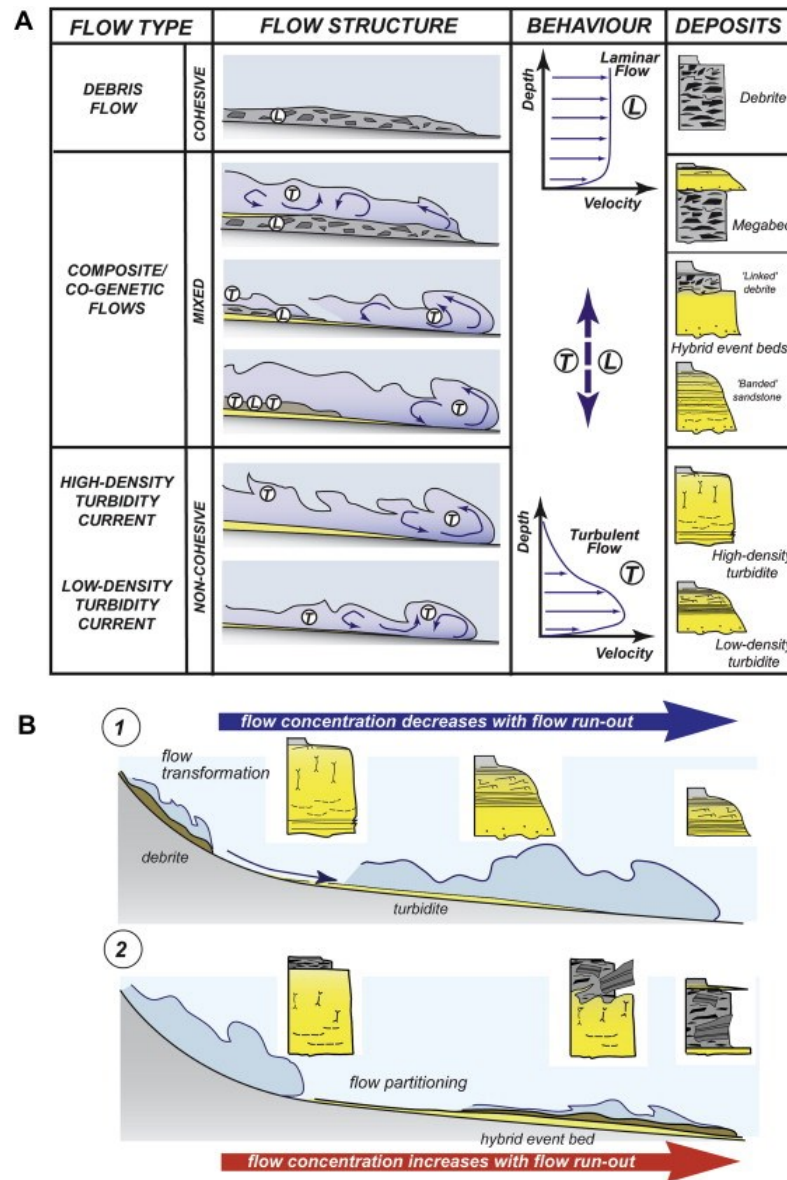


Fig. 5.8 – (A) Schema di classificazione dei flussi gravitazionali. Nella tabella vengono specificati i tipi di flusso, le varie strutture, i comportamenti in base a velocità e profondità e le diverse tipologie di deposito che ne derivano. (B) Nella sezione 1 viene evidenziata l'evoluzione da flusso coeso (debris flow – debrite) a flusso non coeso (corrente di torbida – torbidite) considerando che debriti e torbiditi (ad alta o bassa densità) dominano il record di molti sistemi di acque profonde e la concentrazione del flusso diminuisce con la distanza; nella sezione 2 viene evidenziato il deposito derivante da un Hybrid Event Bed, caratterizzato da reologie diverse e concentrazioni del flusso che aumentano con la distanza (Haughton et alii, 2009).

I primi derivano da eventi isolati, aventi volume molto ampio e nella maggior parte dei casi si verificano in bacini confinati che provocano l'arresto quasi istantaneo del flusso. In alcuni casi possono essere il risultato di eventi sismici che provocano l'innesco del flusso stesso. Per quanto riguarda la seconda tipologia, essa è caratterizzata da volumi più ridotti. Questi depositi sono molto comuni nei

margini distali e laterali dei flussi, sono il risultato della transizione della reologia del flusso stesso da non coeso a coeso e i vari intervalli relativi alla sequenza di Bouma risultano essere totalmente assenti (Haughton et alii, 2003). Essi vengono chiamati *Hybrid Event Bed* (HEB). La terza categoria invece riguarda depositi relativamente spessi, ricchi di argilla ma tendenzialmente sabbiosi che presentano un'alternanza ciclica con bande chiare e scure. Gli Hybrid Event Bed sono depositi costituiti alla base da arenaria poco gradata che verso l'alto migra ad un'alternanza di facies argillose e sabbiose. La struttura ideale (fig. 5.9) è suddivisa in 5 intervalli (Haughton et alii, 2009; Fongnesu et alii, 2015): (dal basso verso l'alto) 1) un'arenaria grossolana basale povera di argilla, generalmente gradata e senza strutture (H1), avente in alcuni casi clasti di argilla sparsi nella parte alta (H1b); 2) un intervallo misto o di transizione caratterizzato da livelli di sabbia chiari (poveri di argilla) e scuri (ricchi di argilla) (H2); un intervallo caotico di sabbia argillosa con concentrazioni variabili di clasti di argilla e con la possibile presenza di iniezioni sabbiose (H3); un'arenaria strutturata a grana da fine a molto fine, spesso con lamine scure contenenti frammenti di argilla e resti vegetali di piccole dimensioni (H4); l'ultimo intervallo è composto da argille limose (H5). Nella sequenza non tutte le divisioni possono essere presenti (Haughton et alii, 2010; Talling, 2013); nei sistemi più piccoli l'intervallo H3 può essere caratterizzato da clasti di argilla e iniezioni di sabbia, o costituito da sabbia argillosa senza clasti. Questo probabilmente è dovuto al fatto che nei brevi tratti percorsi potrebbero non aver avuto tempo o spazio sufficienti per organizzarsi e depositarsi e i clasti di argilla trascinati avrebbero subito meno rotture meccaniche a causa delle brevi distanze di trasporto (fig. 5.10A). Esso può essere posizionato direttamente su H1 con contatti netti ma irregolari; H1 e/o H4/5 potrebbero mancare. Anche l'intervallo H2 può essere assente, o avere spessori molto ridotti. Nei sistemi più grandi invece, gli intervalli H2 di transizione sono meglio sviluppati, i clasti di argilla negli intervalli H3 sono meno evidenti (fig. 5.10B).

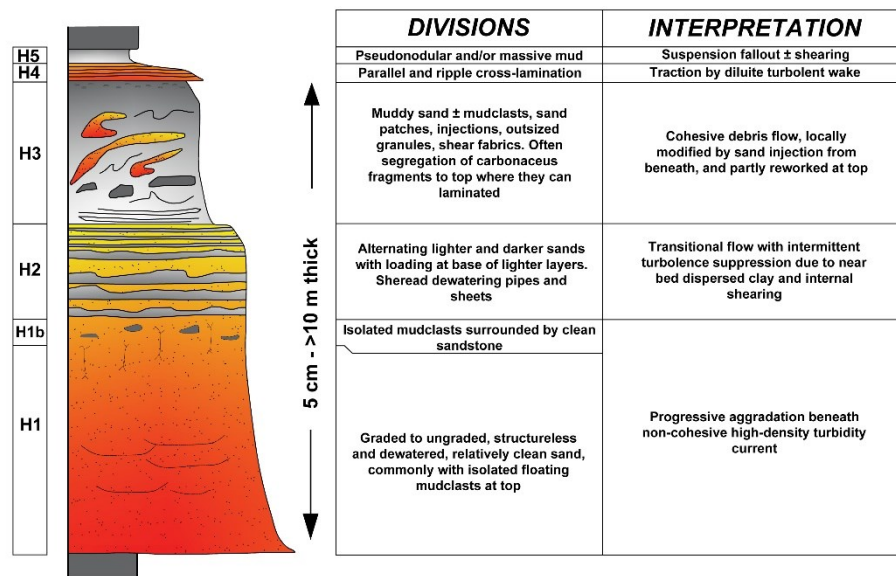


Fig. 5.9 – Descrizione di una tipica sequenza di deposito da evento ibrido suddiviso in 5 intervalli (H1–H5). (Mod. da Haughton et al., 2009; Fonnesu et al., 2015).

Il passaggio da flusso coeso a flusso non coeso avviene nella parte intermedia del lobo (fig. 5.10C), la transizione può avvenire lungo distanze variabili che dipendono dalla dimensione del sistema. Per quanto riguarda gli spessori, la proporzione dei diversi intervalli varia da deposito a deposito; alcuni sono caratterizzati da un intervallo H1 piuttosto spesso, mentre altri sono dominati da intervalli H3 molto pronunciati. Questo avviene perché il carattere interno del deposito, anche se gli spessori totali rimangono costanti, può cambiare lateralmente (fig. 5.10A-B). Queste variazioni possono avvenire su lunghe distanze (1-10 km), ma anche i tratti relativamente brevi (<1 km) (Hodgson, 2009; Patacci et alii, 2014). Quindi può succedere che l'intervallo H3 può essere osservato ai margini del deposito ma anche centralmente (nel caso di depositi molto più estesi) (Fonnesu et alii, 2015). Transizioni più brevi sono molto comuni dove i flussi sono costretti a decelerare a causa della topografia (Patacci et alii, 2014) (fig. 5.11).

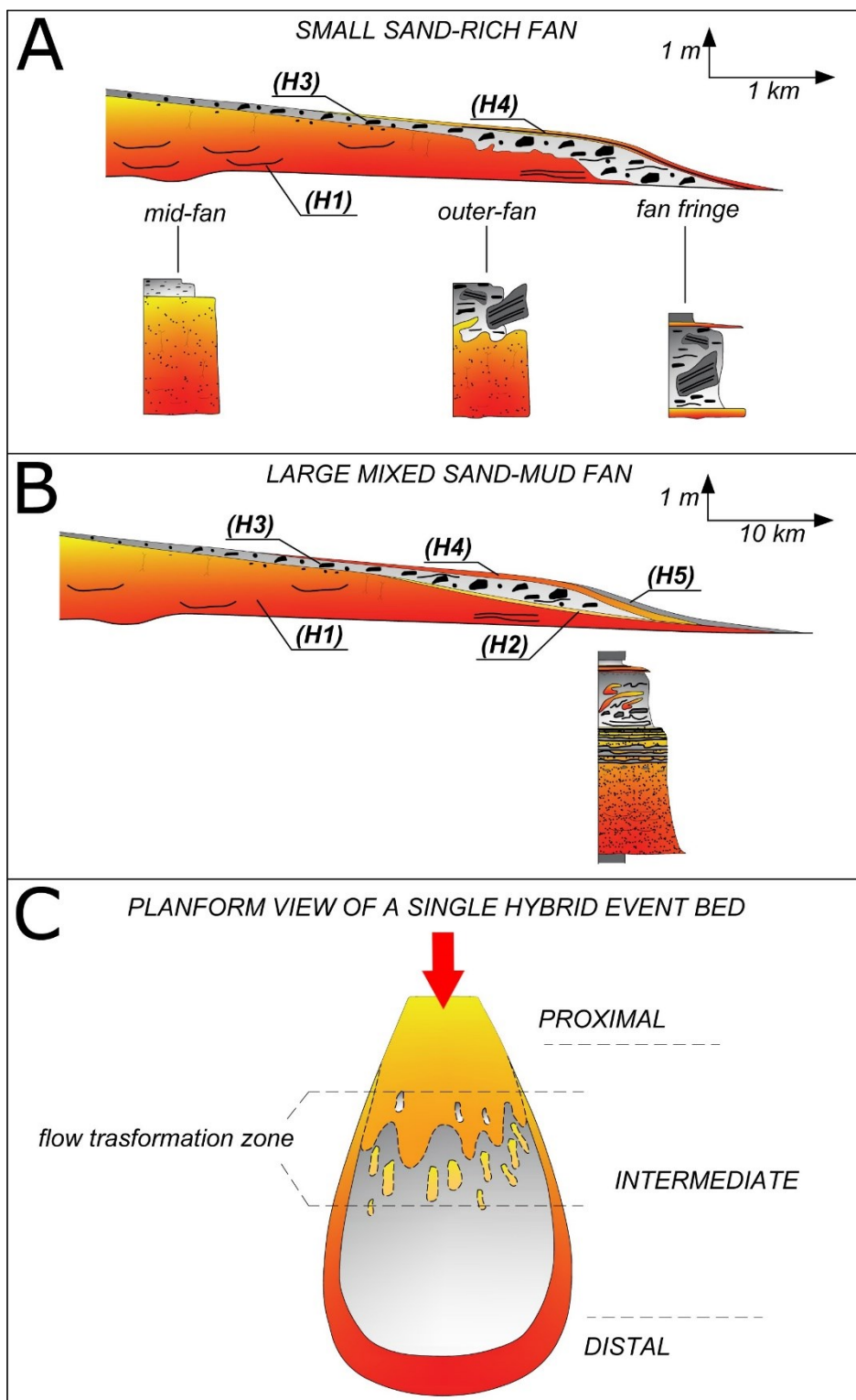


Fig. 5.10 – Rappresentazione in sezione di un Hybrid Event Bed in piccoli sistemi (A) e in sistemi di dimensioni maggiori (B). Nel primo caso, a causa della breve distanza percorsa, si ha una maggiore presenza di sabbie (specie nella porzione intermedia) e un passaggio netto ma irregolare alla porzione argillosa, con clasti poco rimaneggiati e iniezioni di sabbia. Nel secondo caso invece il passaggio è graduale e il materiale ha tutto il tempo di organizzarsi, formando i vari intervalli relativi alla tipica sequenza. C) Hybrid event bed visto in pianta in cui viene indicata la zona di trasformazione del flusso nella parte intermedia da coesivo a non coesivo (la freccia indica la direzione del flusso). (Mod. da Fonesu et alii, 2015).

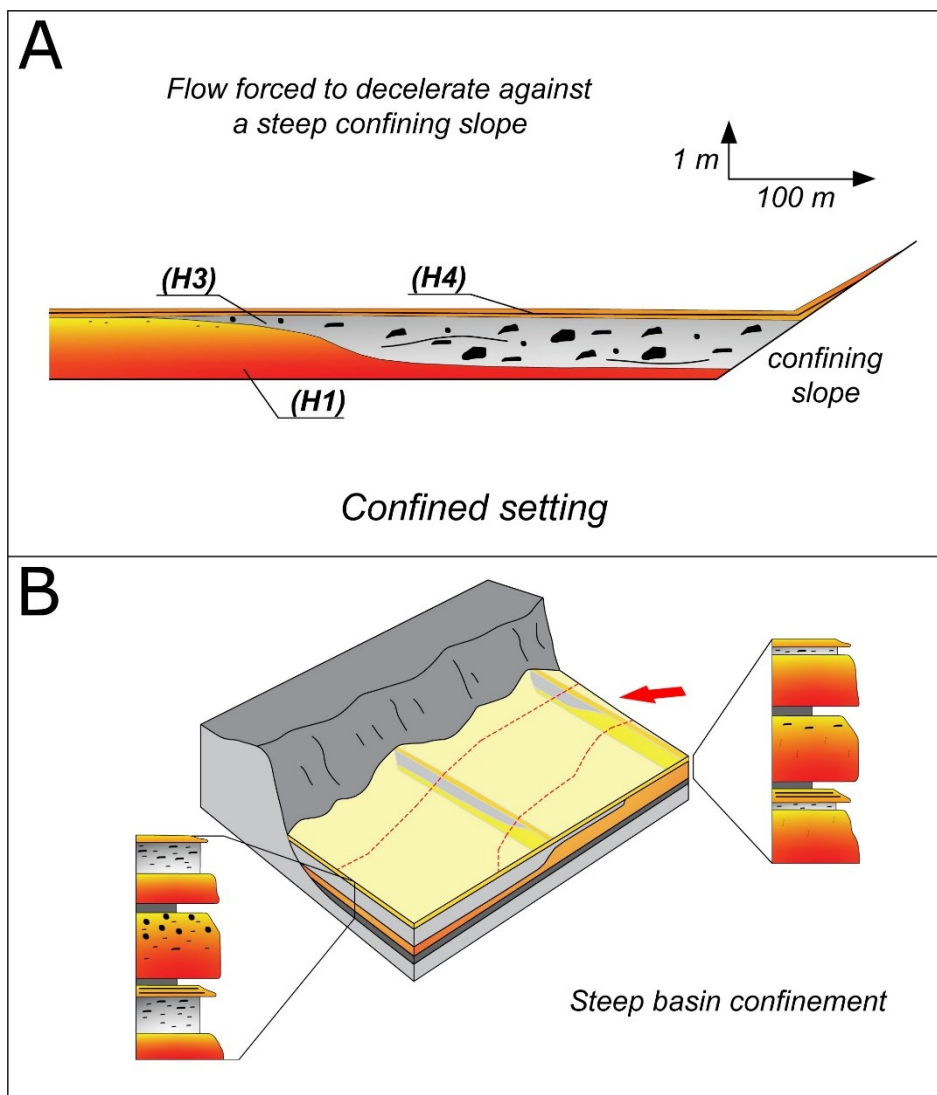


Fig. 5.11 – Rappresentazione di un Hybrid Event Bed in un bacino confinato. A) Sezione Longitudinale; B) Vista in 3d in cui la freccia indica la direzione del flusso iniziale. (Mod. da Fonnesu et alii, 2015).

CAPITOLO 6

❖ RISULTATI

DATI SEDIMENTOLOGICI

I caratteri sedimentologici sono stati analizzati per la l'intera Formazione del Fiume Lipuda. Questa ricopre gran parte dell'area di studio, e quindi dell'intero Bacino di Cirò, occupando l'intervallo temporale che dal Serravalliano porta fino ai depositi messiniani pre-evaporitici. Come descritto nel capitolo quattro, la Formazione è composta da cinque litofacies ben distinte:

- ✓ Argille Marnose del Ponda (Serravalliano medio-superiore)
- ✓ Arenarie e Conglomerati di Serra del Trono (Serravalliano superiore-tortoniano inferiore)
- ✓ Conglomerati di Monte Sant'Agata (Tortoniano medio)
- ✓ Argille Marnose di Malocritazzo (Tortoniano medio-superiore)
- ✓ Arenarie di Scala Coeli e Monte Lelo (Tortoniano superiore).

Nello specifico sono state analizzate litofacies arenaceo-conglomeratiche, poiché sono quelle a fornire il maggior numero di dati al fine di ricostruire un modello evolutivo sedimentologico accurato e affidabile. Dopo aver mappato tutta l'area grazie al rilevamento geologico di dettaglio e dopo aver cartografato tutti i limiti delle varie litofacies riguardanti tutta la successione, sono state individuate due aree principali nelle quali sono state osservate le migliori esposizioni: una nei pressi del Fiume Nicà (sud-est di Scala Coeli) (fig. 6.1, riquadro 1) e l'altra nei pressi del Fiume Lipuda (ovest di Cirò) (fig. 6.1, riquadro 2). In entrambe sono stati analizzati i vari affioramenti e successivamente sono stati misurati dei log stratigrafici in più punti, così da capire le variazioni verticali e laterali (fig. 6.2, 6.3).

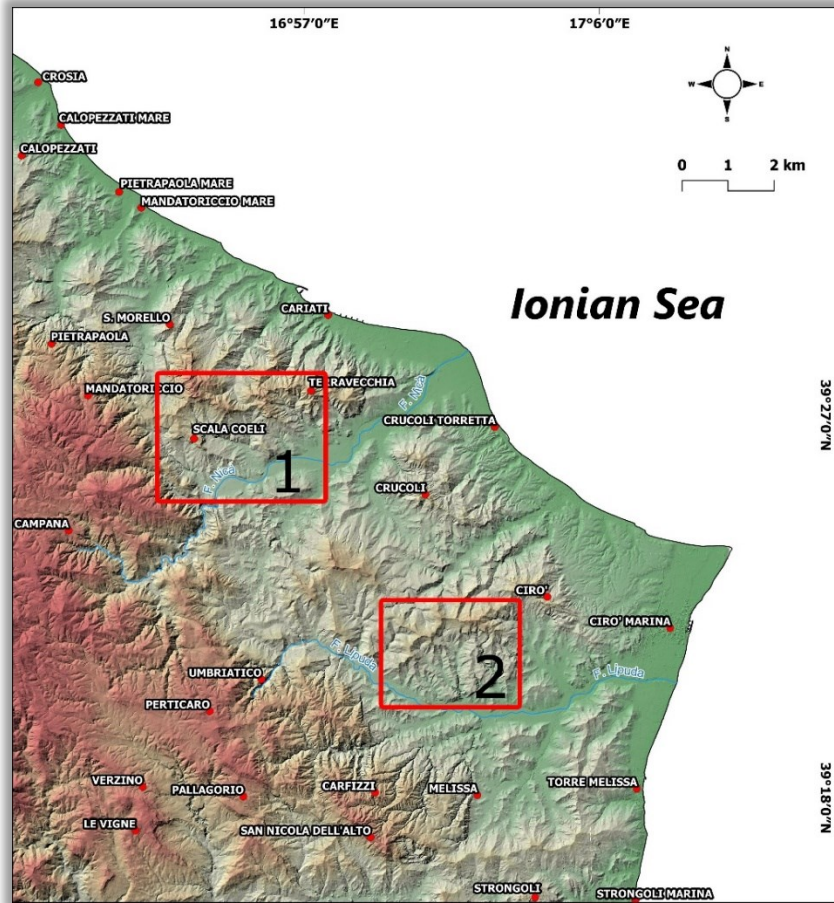


Fig. 6.1 – Ubicazione delle aree in cui sono state eseguite le stazioni di misura. Area 1) Fiume Nicà. Area 2) Fiume Lipuda.

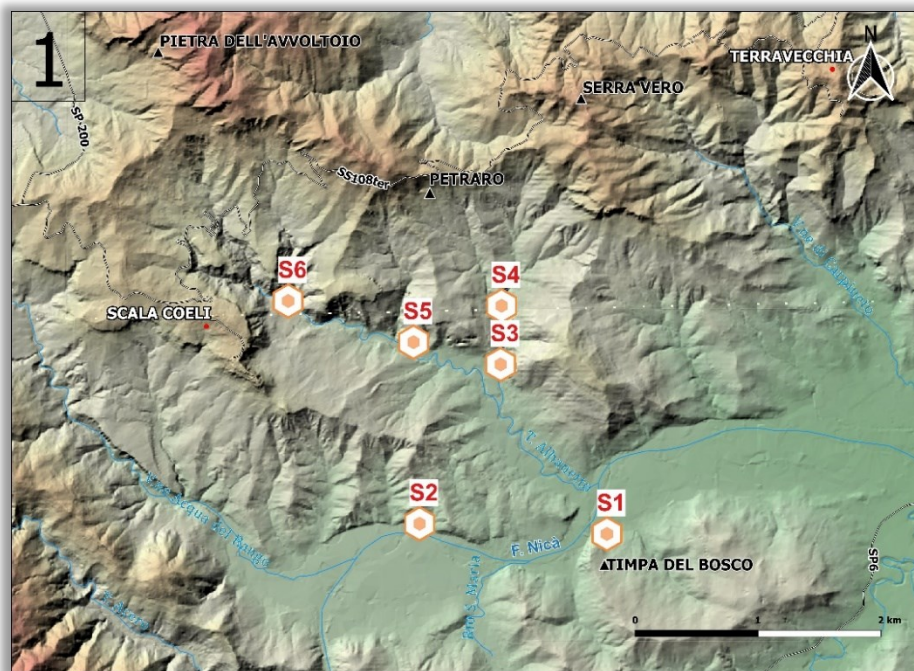


Fig. 6.2 – Ubicazione delle stazioni di misura nell'area del Fiume Nicà.

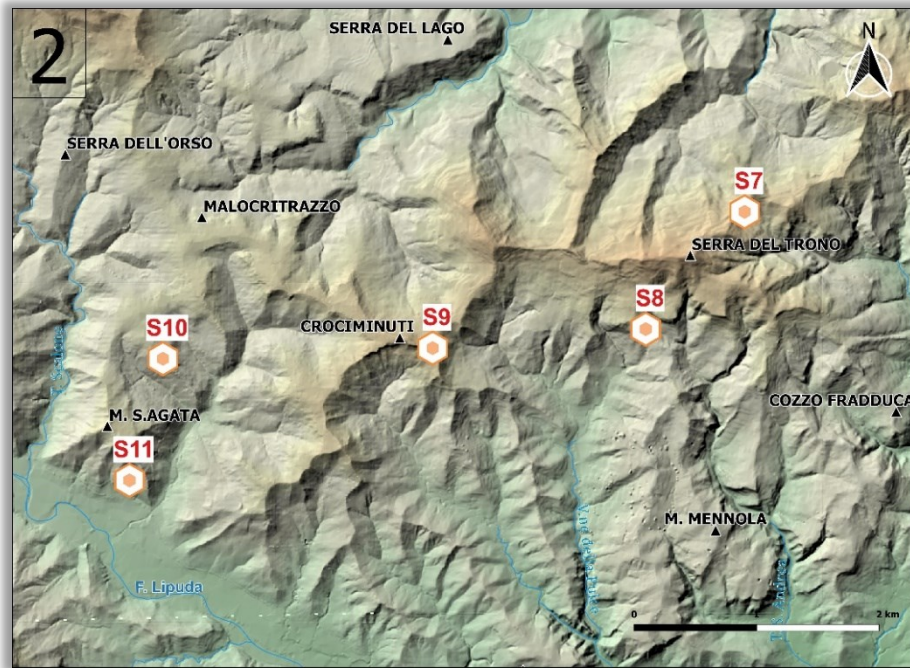


Fig. 6.3 – Ubicazione delle stazioni di misura nell'area del Fiume Lipuda.

Area Fiume Nicà

Stazione 1



Fig. 6.4 – Affioramento Stazione 1 (96 m s.l.m.).

La prima stazione di misura è stata posizionata ai piedi di Timpa del Bosco, sulla destra orografica del Fiume Nicà, a sud-est di Scala Coeli (fig. 6.4). L'affioramento appartiene alle Arenarie e Conglomerati di Serra del Trono ed è costituito da un'alternanza di strati arenacei di medio spessore e livelli centimetrici limoso-argillosi (giacitura strati: N130° 8°NE). Sono stati misurati 5 log che hanno portato ad uno spessore totale di 9 metri. La base dell'affioramento è costituita da uno strato arenaceo a granulometria media e granuli ben classati che si chiude con un livello argilloso di pochi centimetri.

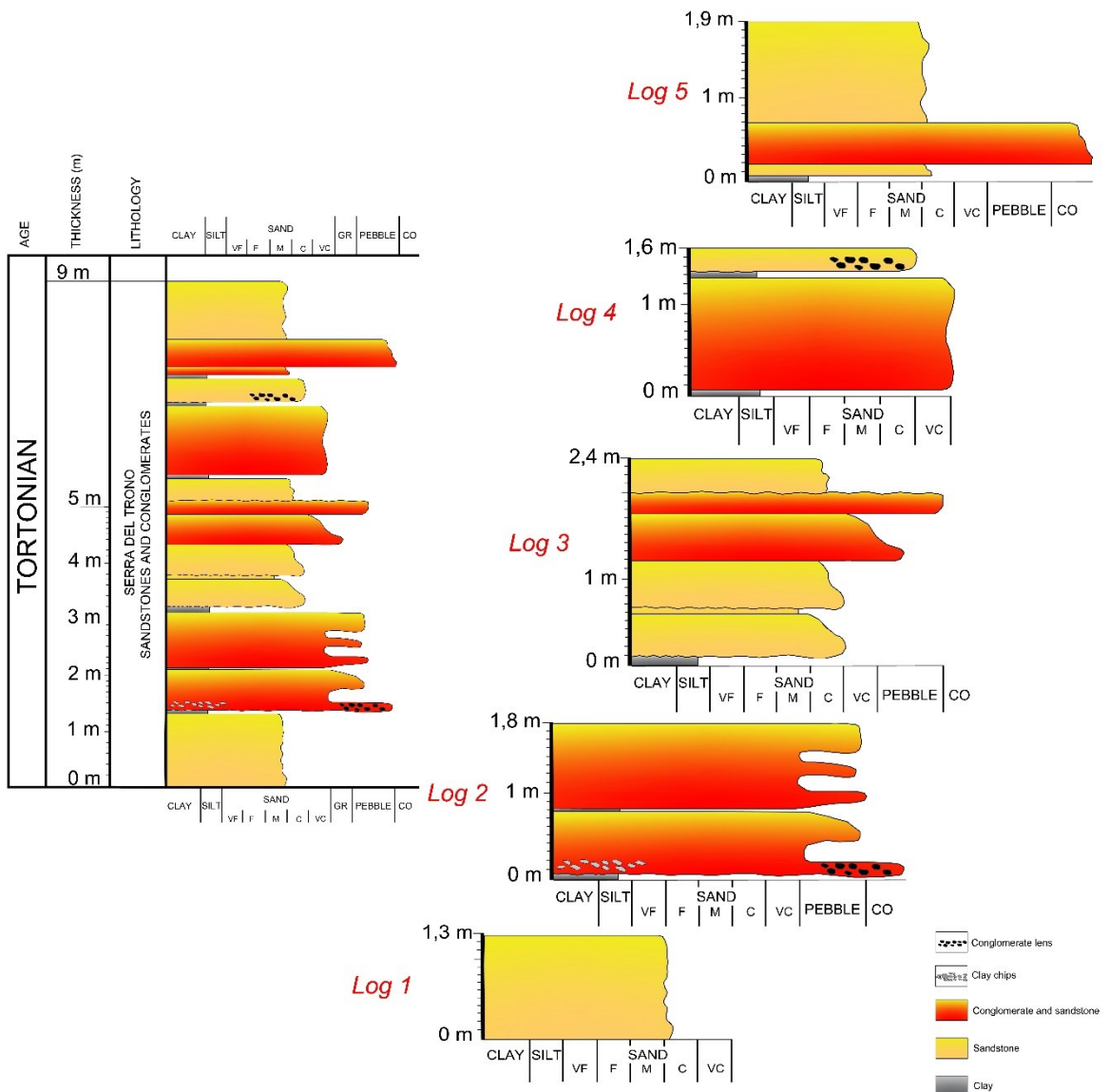


Fig. 6.5 – Immagine in cui si mostra la colonna stratigrafica totale della S1 (a sinistra) e i vari log misurati (a destra).

Verso l'alto si alternano strati arenacei a granulometria media e strati arenacei micro-conglomeratici con lenti di conglomerati a ciottoli di rocce cristalline di dimensioni medie e lenti di *clay chips* sparsi. Nella maggior parte dei casi ogni strato si chiude con un livello di argilla che probabilmente indica la fine di quel singolo evento deposizionale.

Stazione 2

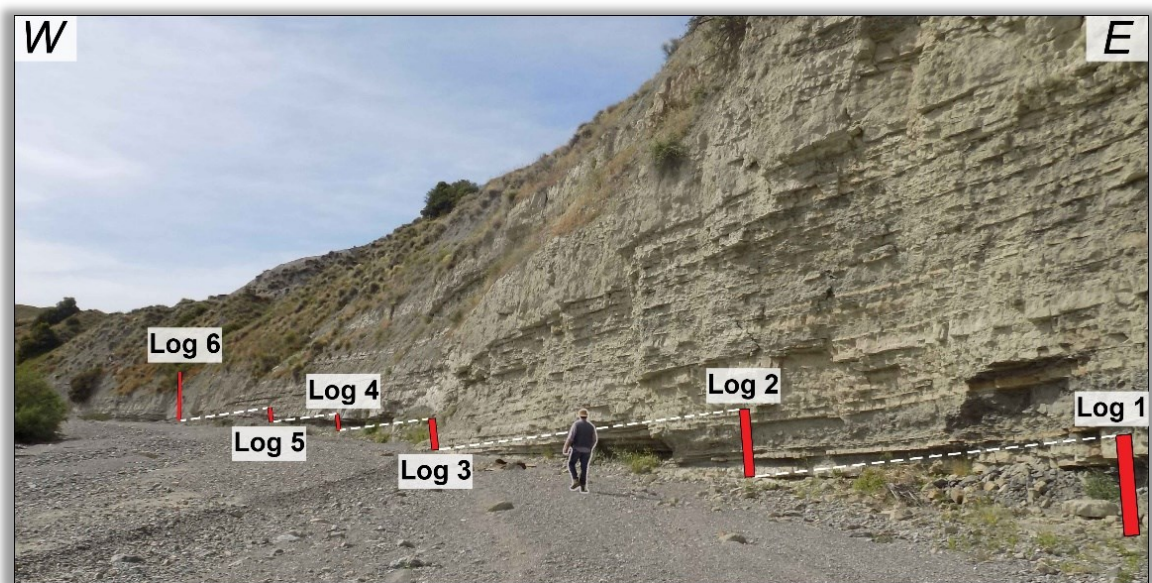


Fig. 6.6 – Affioramento Stazione 2 (108 m s.l.m.).

La seconda stazione di misura è situata sulla sinistra orografica del Fiume Nicà, a circa 800 m verso nord-ovest dalla stazione precedente. Nonostante anche in questo caso l'affioramento appartenga alle Arenarie e Conglomerati di Serra del Trono, esso si mostra molto più organizzato (giacitura degli strati è $N30^{\circ} 8^{\circ} NW$). Sono stati misurati 6 log stratigrafici, per uno spessore totale pari a 23 m (fig. 6.6). I primi dieci metri sono costituiti da livelli arenacei di vario spessore (5-20 cm), aventi granulometria media e ben classati, alternati a livelli limoso-argillosi aventi spessore maggiore (10-90 cm). Verso l'alto la granulometria dei livelli sabbiosi aumenta fino a raggiungere e superare il limite delle sabbie (2 mm), per poi arrivare

ad uno strato conglomeratico ben cementato, con spessore di circa 5 m, formato da ciottoli mal classati, matrice-sostenuti, con dimensioni comprese fra i 2 e i 64 mm. Ancora verso l'alto è presente uno strato argilloso-limoso avente uno spessore poco maggiore di 5 m, con alla base qualche livello arenaceo di pochi centimetri intercalato, che passa verso l'alto ad uno strato arenaceo di circa 2 metri, dal colore variabile dal giallino al bruno-rossastro, granuli di dimensioni medie e ben classati.

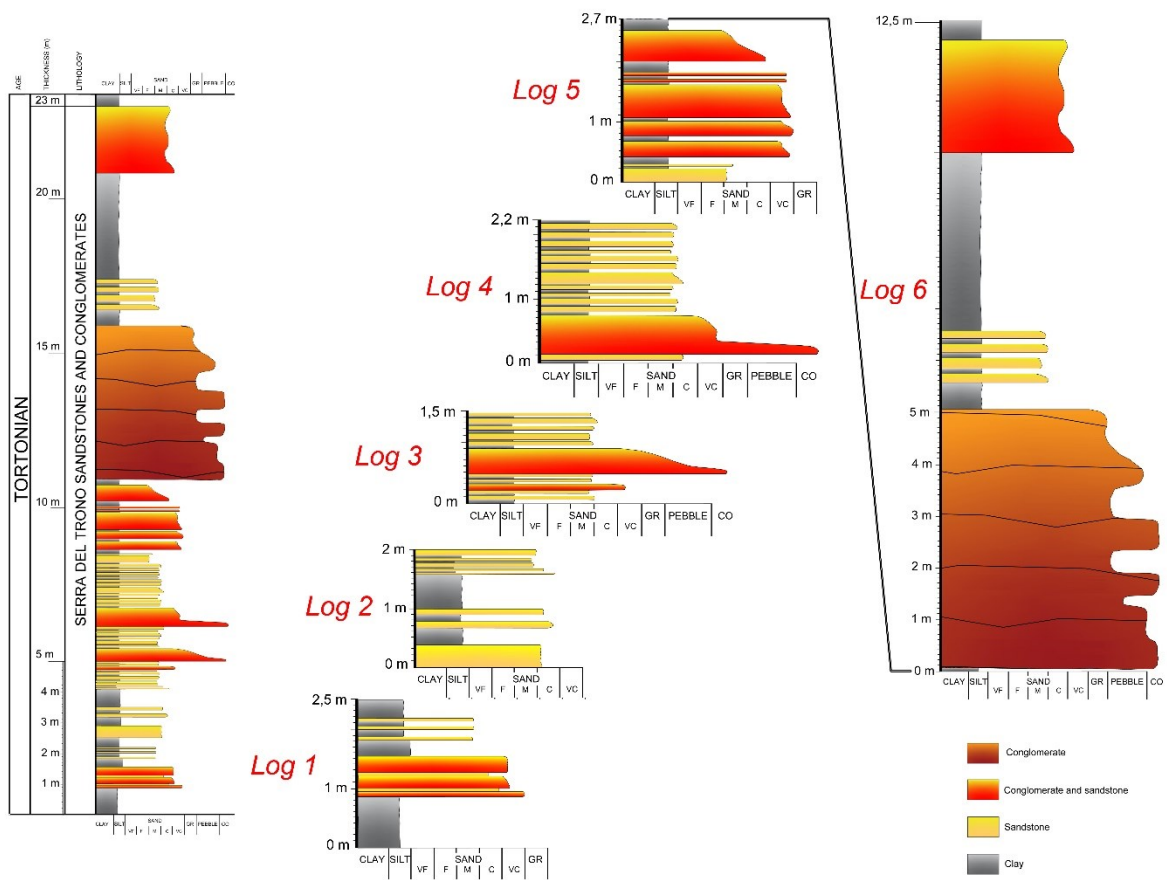


Fig. 6.7 – Immagine in cui si mostra la colonna stratigrafica totale della S2 (a sinistra) e i vari log misurati (a destra).

Stazione 3

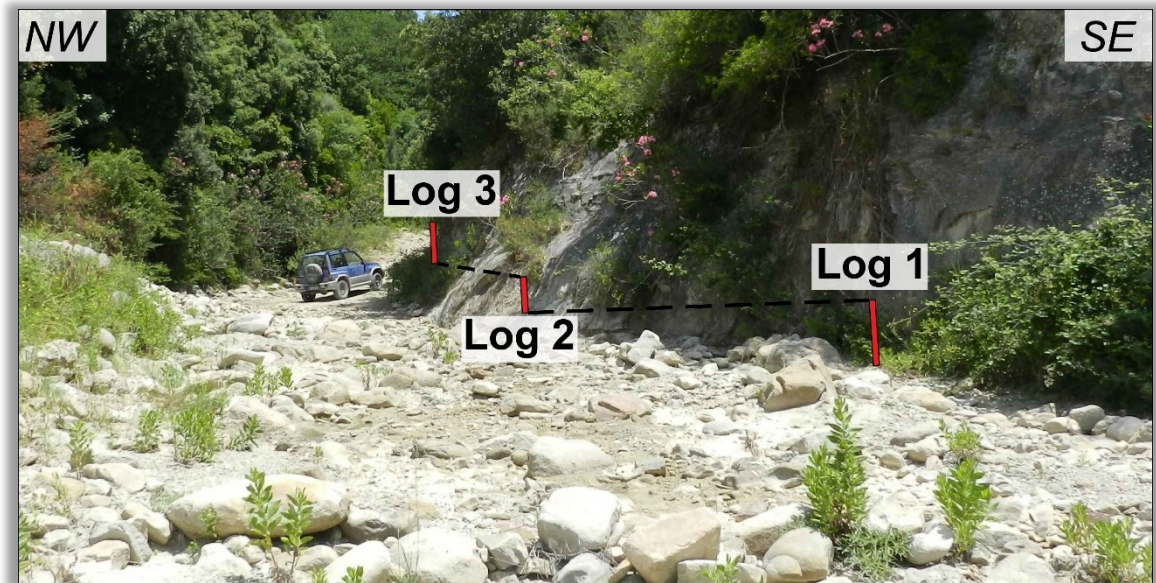


Fig. 6.8 – Affioramento Stazione 3 (118 m s.l.m.).

La terza stazione di misura è stata posizionata lungo la sinistra orografica di un piccolo affluente del Torrente Albanetto, a pochi metri da una strada interpodereale che collega il paese di Scala Coeli al Fiume Nicà. Sono stati misurati 3 log stratigrafici, per uno spessore totale di 5,4 m (fig. 6.8). L'affioramento, come anche quelli delle stazioni 4, 5, e 6, appartiene alla litofacies delle Arenarie di Scala Coeli, ed è caratterizzato in questo caso alla base e al tetto da bancate arenacee microconglomeratiche poco organizzate, di spessori compresi fra 1,5 e 2 m (giacitura degli strati $N90^{\circ} 5^{\circ}N$), con ciottoli sub-arrotondati di dimensioni variabili (2-20 mm), aventi alla base clasti di argilla marnosa ben cementati organizzati a lenti. La parte centrale è caratterizzata da un'alternanza di livelli arenacei di vario spessore (10-50 cm) aventi diverso grado di cementazione, granuli di medie dimensioni e ben classati, e livelli argilloso-marnosi di spessore ridotto (2-5 cm).

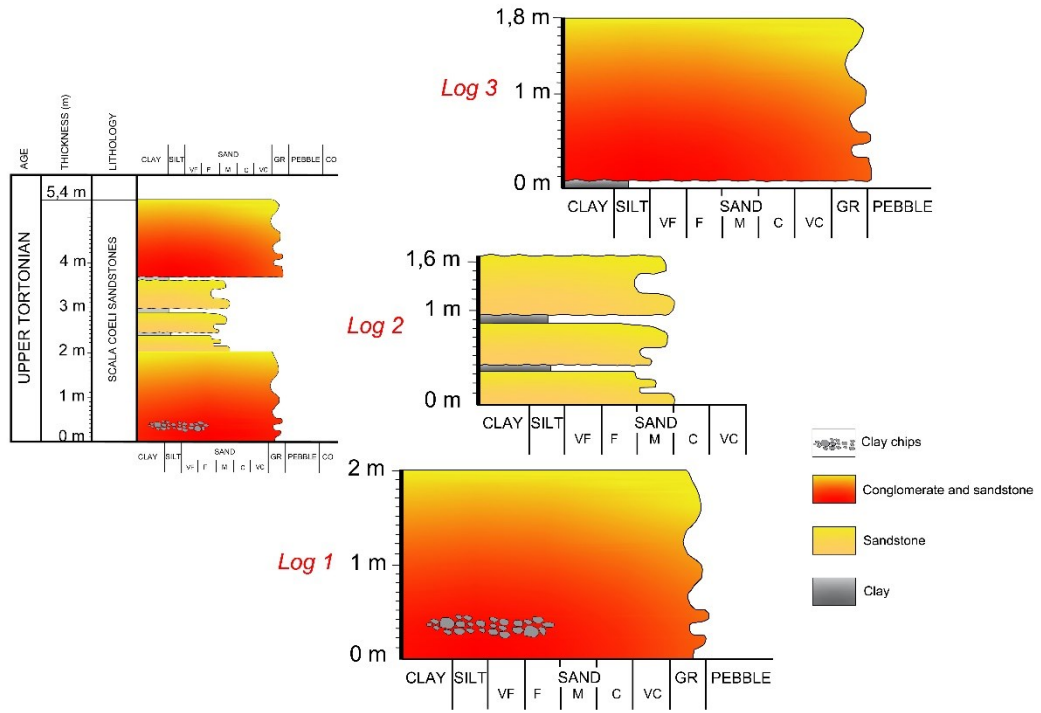


Fig. 6.9 – Immagine in cui si mostra la colonna stratigrafica totale della S3 (a sinistra) e i vari log misurati (a destra).

Stazione 4

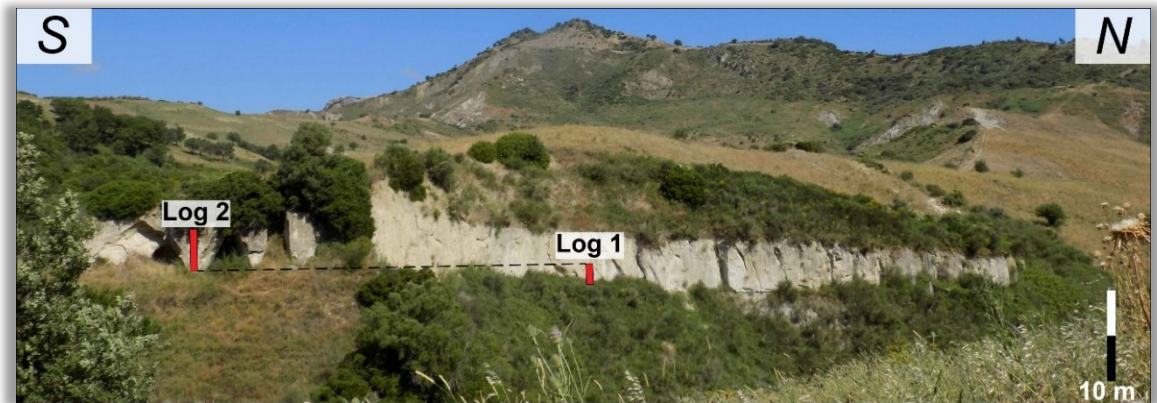


Fig. 6.10 – Affioramento Stazione 4 (150 m s.l.m.).

La stazione 4 è stata posizionata a sud del Monte Petraro, ad una distanza di circa 500 m verso nord dalla stazione precedente. Qui sono stati misurati 2 log stratigrafici, per uno spessore totale di circa 10 m (fig. 6.10). La base dell'affioramento è formata da uno strato arenaceo massivo di circa 1 metro di

spessore, con granuli ben classati di medie dimensioni. La parte alta invece è caratterizzata da uno strato di circa 8 metri di arenaria giallina, con granuli di dimensioni leggermente maggiori e livelli di ciottoli di dimensioni variabili (5-10 mm), matrice-sostenuti e sub-arrotondati. La parete è caratterizzata da agglomerati sparsi a forma semi-sferica di arenaria ben cementata, costituiti in alcuni casi da ciottoli cristallini di dimensioni comprese fra 5 e 50 mm.

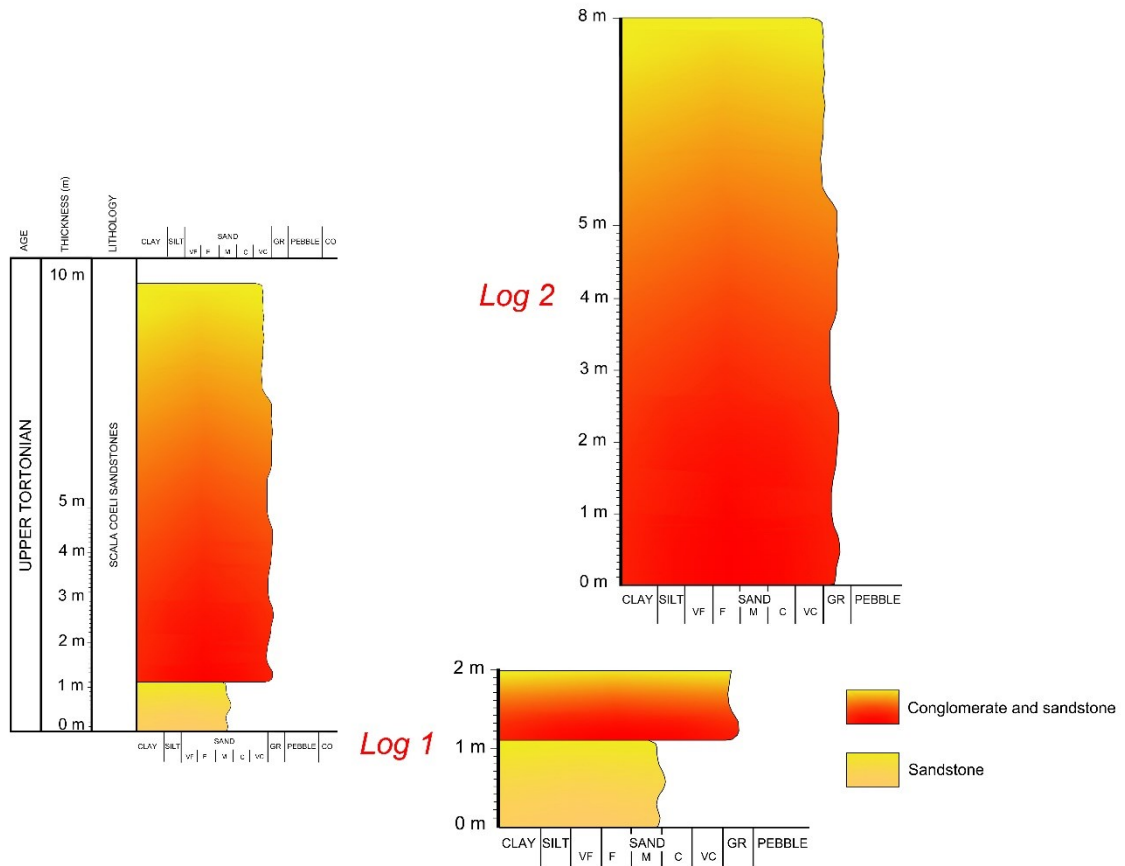


Fig. 6.11 – Immagine in cui si mostra la colonna stratigrafica totale della S4 (a sinistra) e i vari log misurati (a destra).

Stazione 5

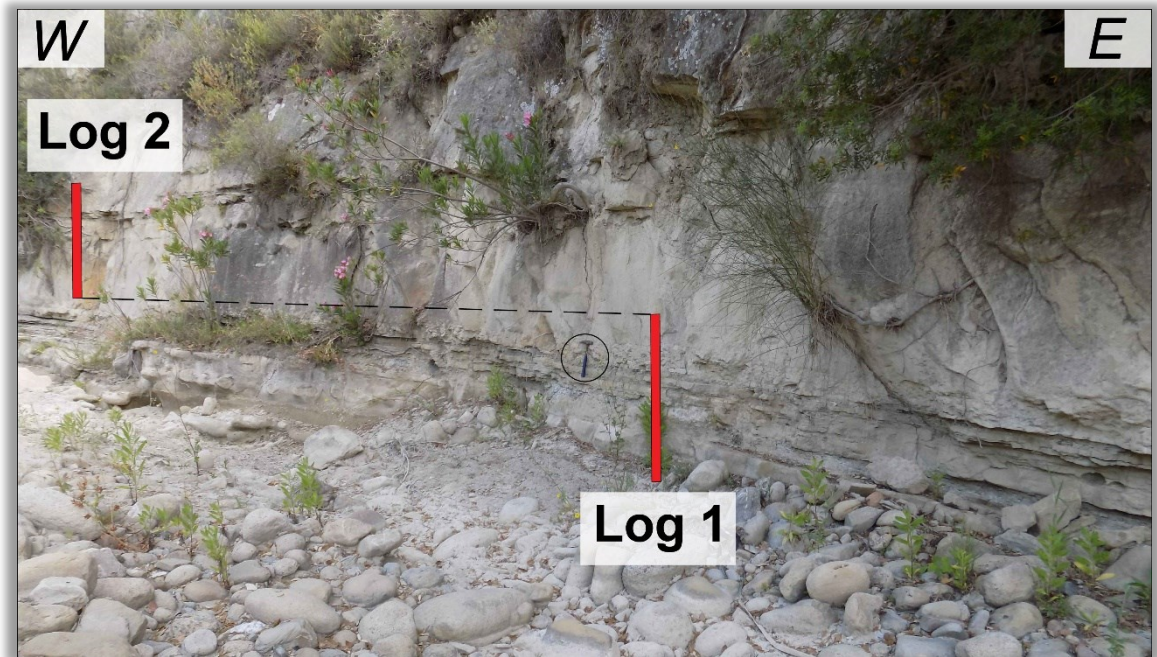


Fig. 6.12 – Affioramento Stazione 5 (137 m s.l.m.).

La stazione 5 è stata posizionata sulla sinistra orografica del Torrente Albanetto, a est di Scala Coeli. Qui sono stati misurati 2 log stratigrafici per uno spessore totale di circa 8 metri (fig. 6.12). L'affioramento è caratterizzato da strati arenacei che aumentano di spessore verso l'alto (da circa 50 cm a circa 4 m), costituiti alla base da granuli mal classati, sub-angolari e aventi dimensioni comprese fra 1 e 2 mm; verso l'alto la granulometria diminuisce gradualmente e aumenta il grado di arrotondamento. Nella parte bassa sono presenti dei livelli a *clay chips* di circa 20 cm, sia alla base che al tetto degli strati più grossolani, i quali sono separati da un'alternanza di livelli di argilla marnosa e argilla sabbiosa.

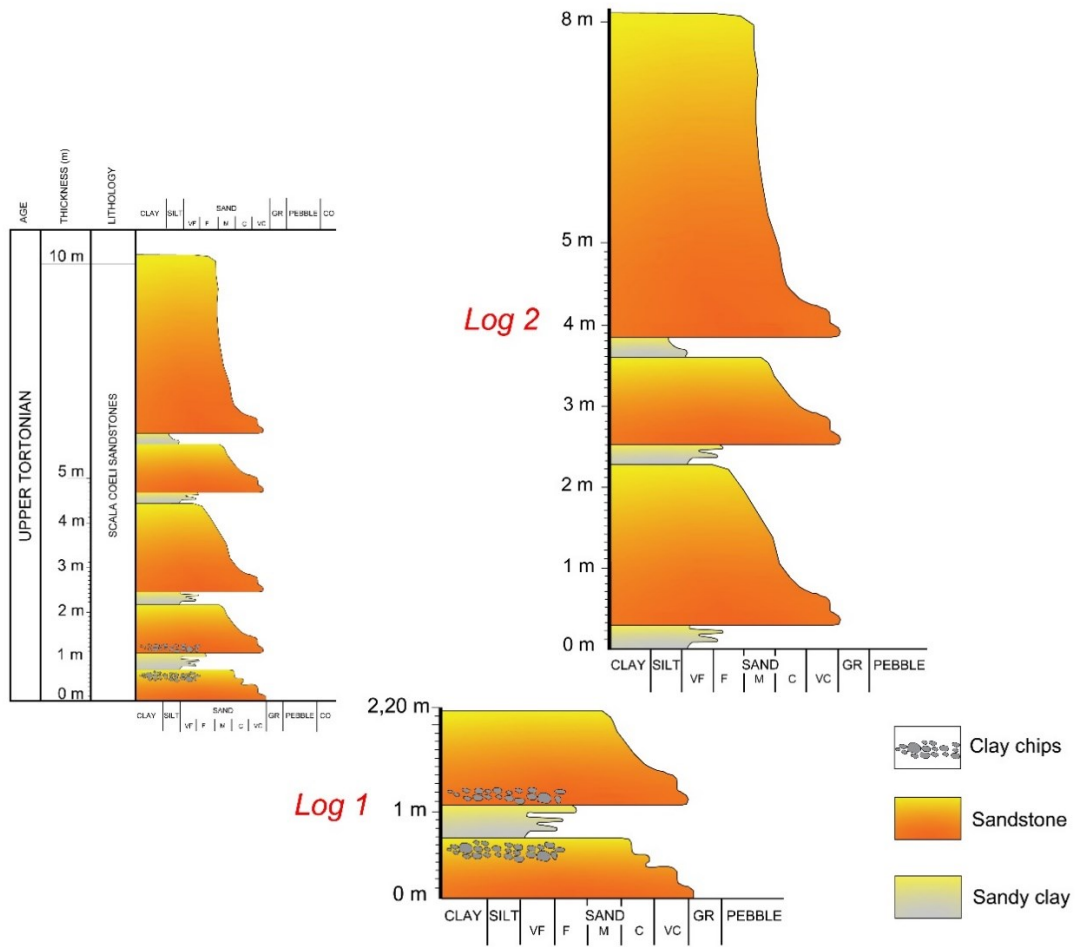


Fig. 6.13 – Immagine in cui si mostra la colonna stratigrafica totale della S5 (a sinistra) e i vari log misurati (a destra).

Stazione 6

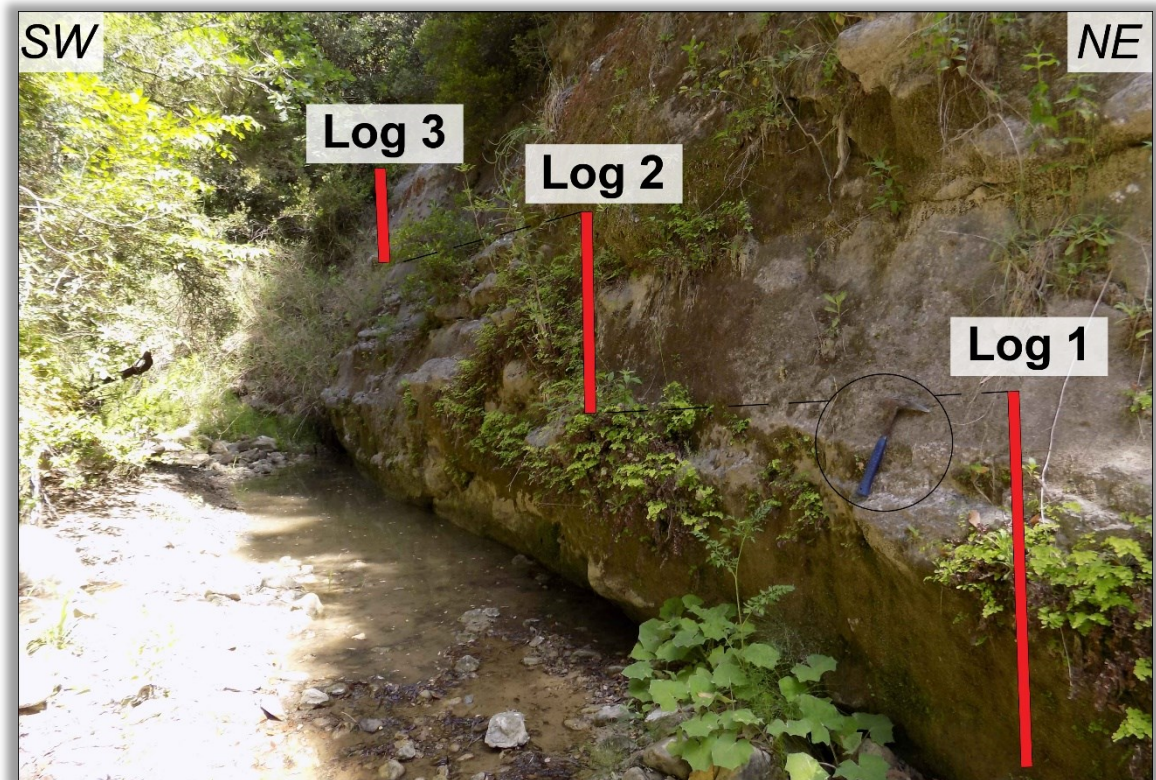


Fig. 6.14 – Affioramento Stazione 6 (175 m s.l.m.).

La sesta stazione è stata posizionata poco ad est del centro abitato di Scala Coeli, sempre sulla sinistra orografica del Torrente Albanetto. Sono stati misurati 3 log stratigrafici, per uno spessore totale di 7 metri (fig. 6.14). L'affioramento è caratterizzato da bancate arenacee di spessore variabile, da 1 m fino ad oltre 2 m di spessore, aventi granulometria grossolana con granuli mal classati. Gli strati arenacei sono separati da livelli centimetrici di argilla limosa. Come nell'affioramento della stazione 4, anche qui sono presenti degli agglomerati sparsi di arenaria grossolana ben cementata a forma semi-sferica.

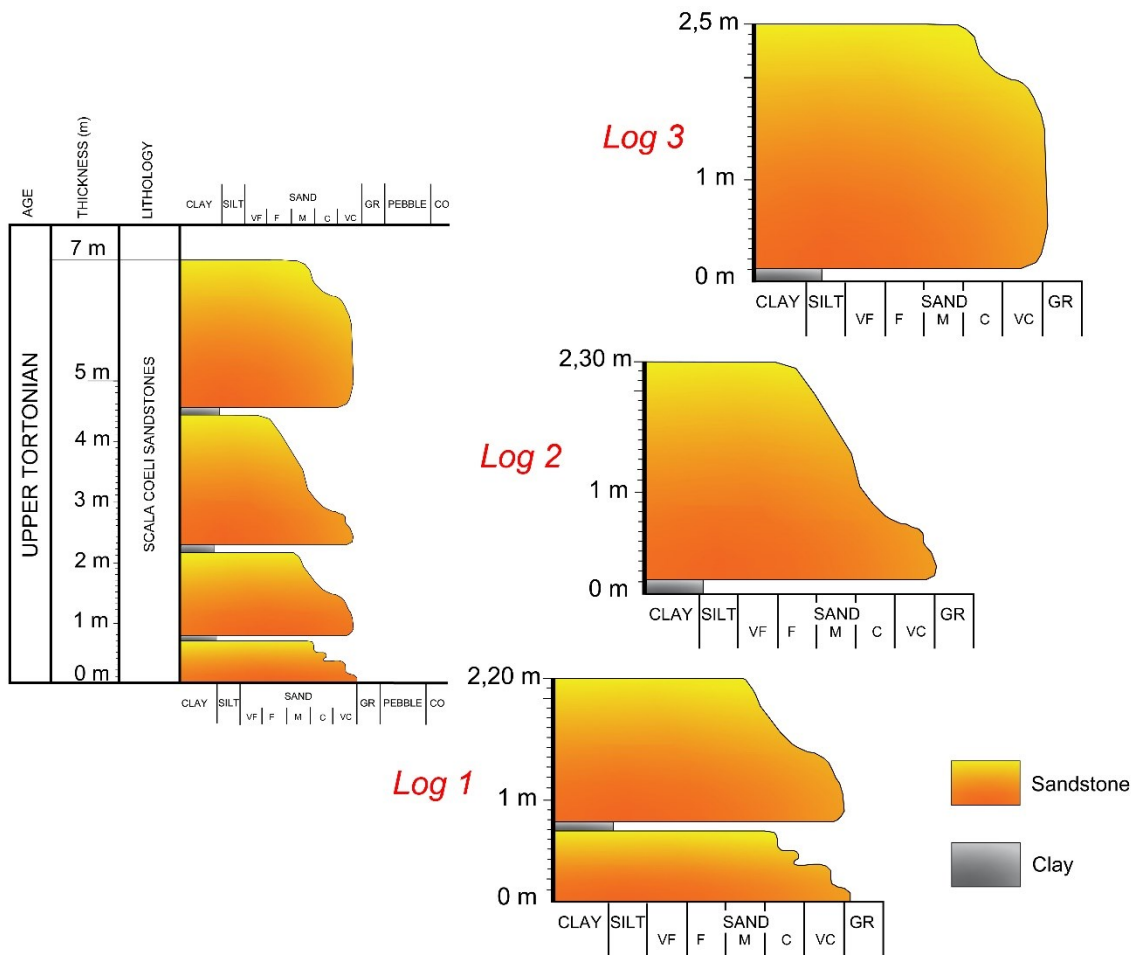


Fig. 6.14 – Immagine in cui si mostra la colonna stratigrafica totale della S6 (a sinistra) e i vari log misurati (a destra).

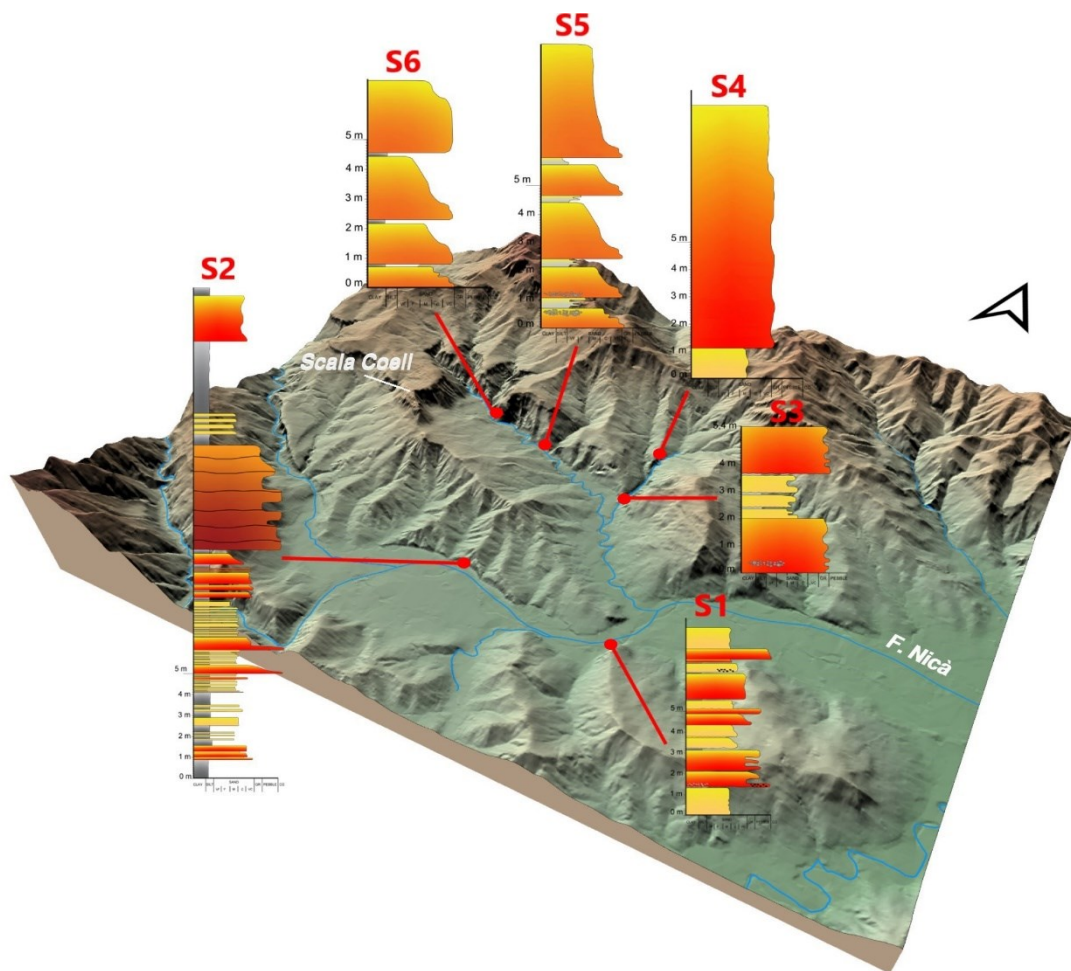


Fig. 6.15 – Rappresentazione 3D dell'area 1 (Fiume Nicà) e distribuzione areale dei log stratigrafici completi relativi alle varie stazioni di misura.

*Area Fiume Lipuda***Stazione 7**

Fig. 6.16 – Affioramento Stazione 7 (356 m s.l.m.).

La settima stazione è stata posizionata a pochi metri dalla SP7 in Loc. Serra del Trono, ad ovest di Cirò. Qui affiora la litofacies delle Argille Marnose di Malocritazzo. Nonostante la presenza di una fitta copertura superficiale, sono stati misurati 2 log stratigrafici per uno spessore totale di circa 3 m (fig. 6.16). L'affioramento si presenta abbastanza organizzato ed è caratterizzato da livelli di arenaria con diverso grado di cementazione e granuli aventi diametro compreso fra 0,3 e 1 mm, ben classati e sub-arrotondati, alternati a livelli di argilla limosa grigia, laminata in alcuni casi. Lo spessore dei livelli arenacei è maggiore alla base e diminuisce verso l'alto, al contrario di quelli argillosi in cui si passa da spessori ridotti alla base che aumentano verso l'alto. La giacitura degli strati è N150° 12° SW.

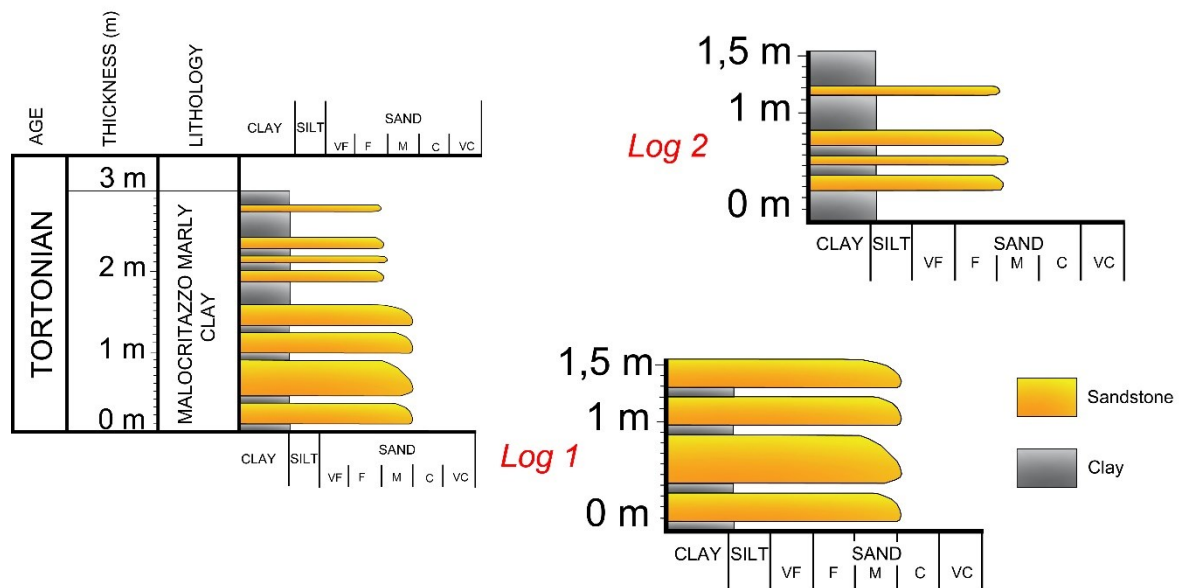


Fig. 6.17 – Colonna stratigrafica totale della S7 (a sinistra) e i vari log misurati (a destra).

Stazione 8

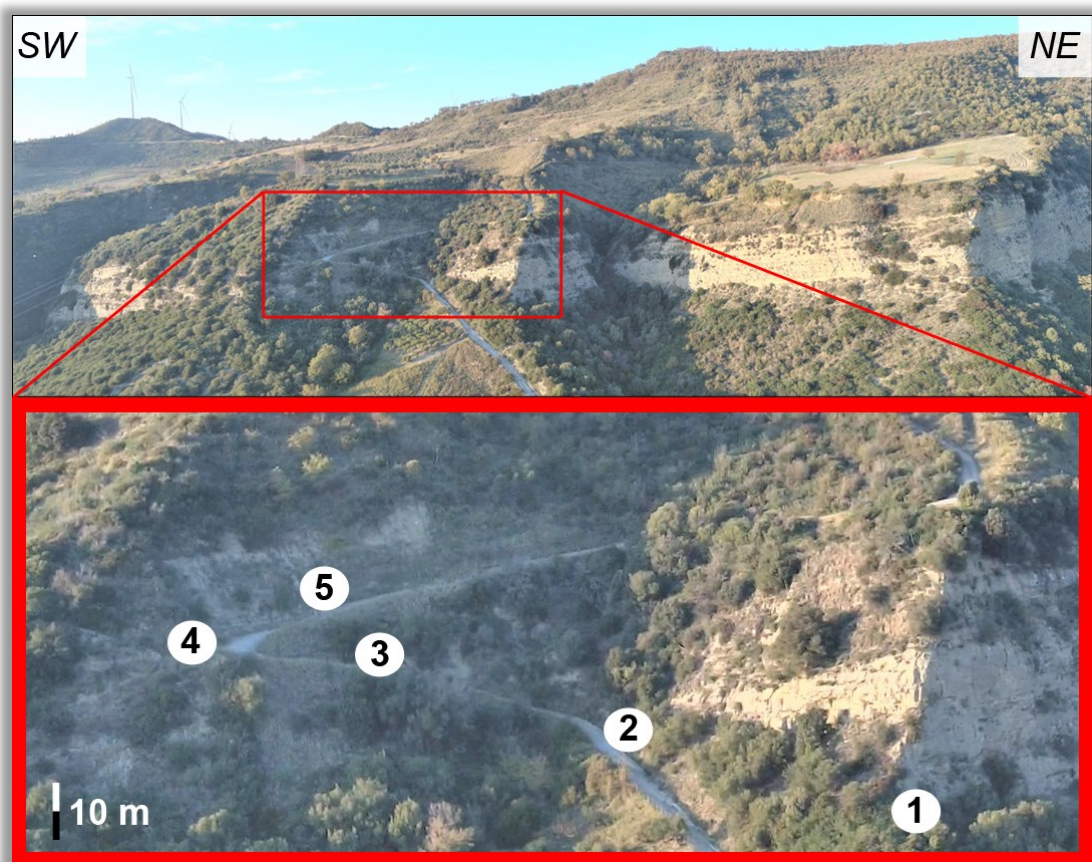


Fig. 6.18 – Affioramento Stazione 8 (275 m s.l.m.).

L'ottava stazione è situata alla base di Serra del Trono, sempre ad est di Cirò. Qui, percorrendo una strada interpodereale, si attraversa buona parte della litofacies arenaceo-conglomeratica di Serra del Trono, e questo ha permesso di misurare 5 log stratigrafici che hanno portato ad uno spessore totale di circa 30 m (fig. 6.18). La base dell'affioramento è composta da uno strato arenaceo di circa 50 cm con lenti di *clay chips*, costituito da granuli sub-arrotondati e poco classati di dimensioni comprese fra 0,5 e 1 mm. Verso l'alto si passa ad un intervallo conglomeratico mal classato di circa 2,5 m, con boulder di rocce cristalline aventi dimensioni comprese fra 20 e 80 cm. I ciottoli di minore dimensione si presentano mal classati, matrice-sostenuti, sub-arrotondati e spigolosi. Verso l'alto si ha una serie di alternanze di arenarie micro-conglomeratiche organizzate a livelli più grossolani (5-10 cm) e livelli più fini (2 mm-3 cm), che passano ad un intervallo conglomeratico di circa 4 m con ciottoli sub-arrotondati e spigolosi, mal classati, matrice sostenuti e di dimensioni comprese tra 1 e 15 cm e boulder sparsi di dimensioni fino a 40 cm. Nella parte intermedia l'affioramento passa ad un'alternanza di livelli arenacei mediamente cementati, con granuli sub-arrotondati moderatamente classati, di dimensioni comprese fra 0,5 e 1 mm e livelli conglomeratici con ciottoli sub-arrotondati da poco classati a mediamente classati, con dimensioni fra 1 e 5 cm e matrice-sostenuti. La parte alta è caratterizzata da livelli arenacei mediamente cementati di spessore compreso tra 20 e 30 cm, alternati a livelli limoso-argillosi di colore grigio-giallastri aventi spessori compresi fra 10 e 20 cm. La giacitura degli strati è N150° 10° SW e si mantiene costante lateralmente per l'intero affioramento.

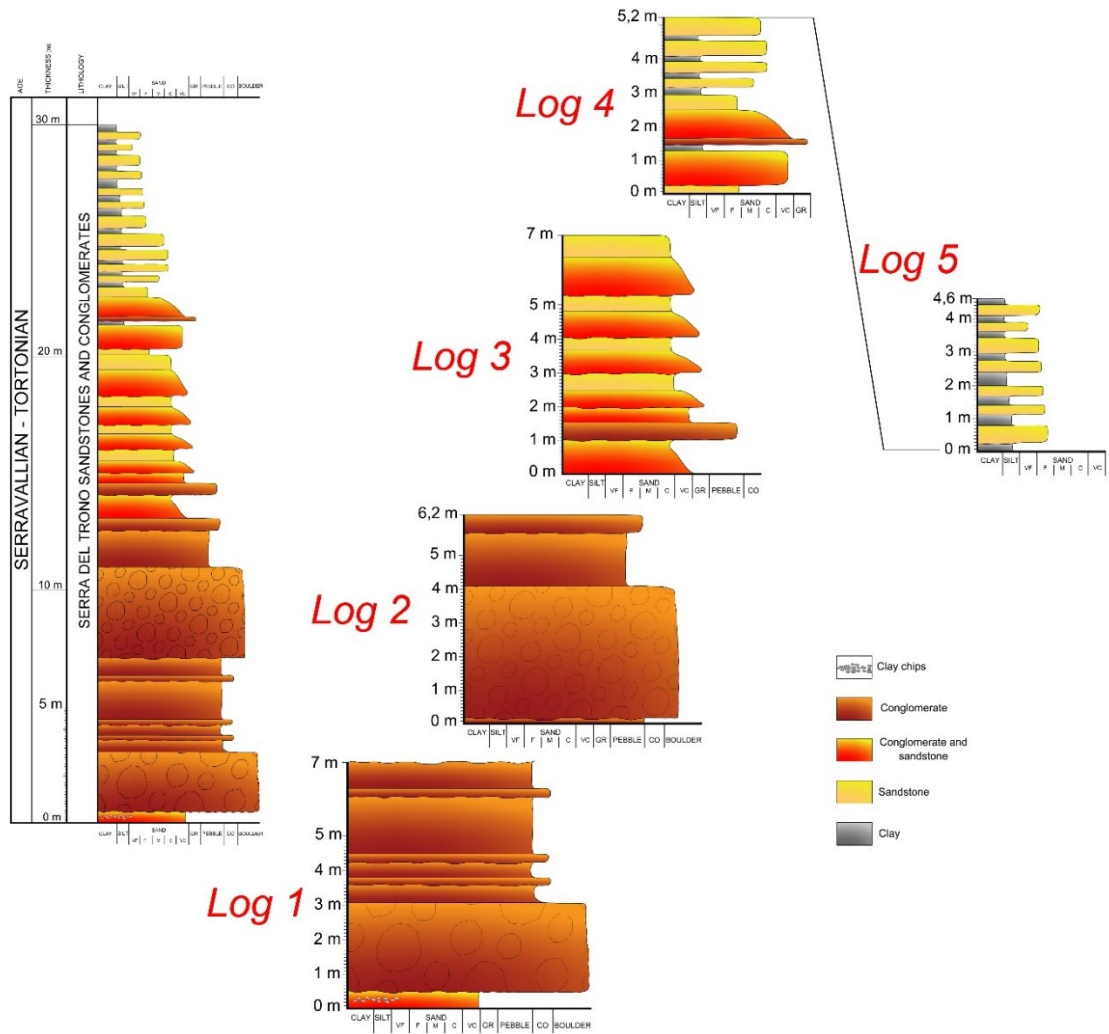


Fig. 6.19 – Immagine in cui si mostra la colonna stratigrafica totale della S8 (a sinistra) e i vari log misurati (a destra).

Stazione 9

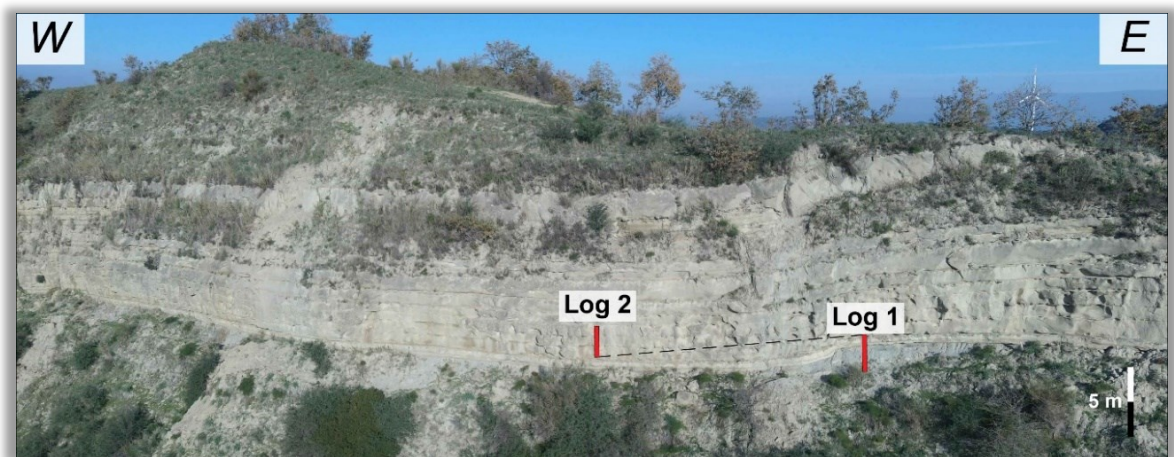


Fig. 6.20 – Affioramento Stazione 9 (374 m s.l.m.).

La stazione di misura 9 è stata creata in Loc. Crociminuti, a pochi metri dalla SP7, al centro fra Serra del Trono e Monte S. Agata. Qui è presente una parete che raggiunge quasi 500 m di lunghezza e circa 15 m di altezza. Sono stati misurati due log stratigrafici per uno spessore totale di circa 5 m (fig. 6.20). L'affioramento, che appartiene alla litofacies arenaceo conglomeratica di Serra del Trono, è caratterizzato da una base di argilla limosa grigia scagliettata, sulla quale poggiano delle bancate arenacee aventi spessore compreso tra 20 cm e 1 m. Queste sono caratterizzate da una granulometria da fine a media, con granuli sub-arrotondati e moderatamente classati. Gli strati più spessi (>60 cm) sono caratterizzati da una gradazione normale dei granuli (~0,50 mm alla base e ~1 mm al tetto) e da ciottoli di rocce cristalline aventi dimensioni fino a 1 cm, sparsi nella parte bassa. Le bancate arenacee sono separate da livelli di argilla limosa aventi spessori compresi fra 1 e 2 cm. La giacitura degli strati è N30° 5° NO.

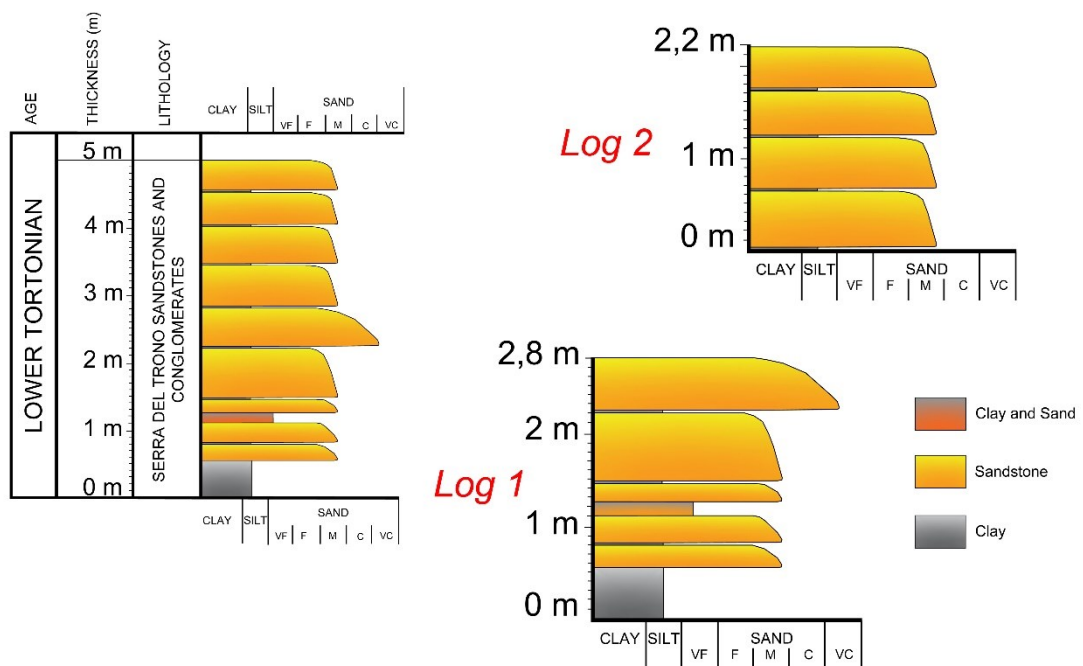


Fig. 6.21 – Immagine in cui si mostra la colonna stratigrafica totale della S9 (a sinistra) e i vari log misurati (a destra).

Stazione 10

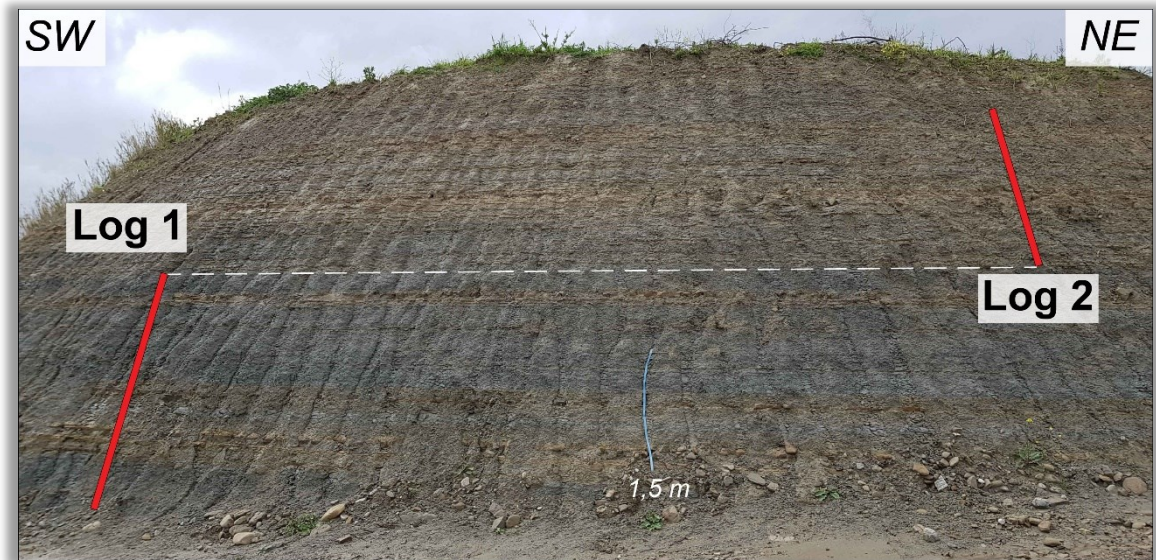


Fig. 6.22 – Affioramento Stazione 10 (282 m s.l.m.).

La stazione 10 è stata posizionata lungo la SP7, nei pressi di Monte Sant'Agata, nella zona denominata “Malocritazzo”, dove affiora la litofacies argilloso-marnosa che prende il nome dell’omonima località. Qui sono stati misurati due log stratigrafici (fig. 6.22) per uno spessore totale di 5 m. L’affioramento risulta essere abbastanza organizzato ed è caratterizzato dall’alternanza di strati argilloso-marnosi di dimensioni comprese fra 20 e 80 cm, e livelli arenacei gradati di pochi centimetri (5-10 cm), moderatamente cementati, classati, con granuli subarrotondati di dimensioni comprese fra 0,3 e 1 mm. La giacitura degli strati è sub-orizzontale.

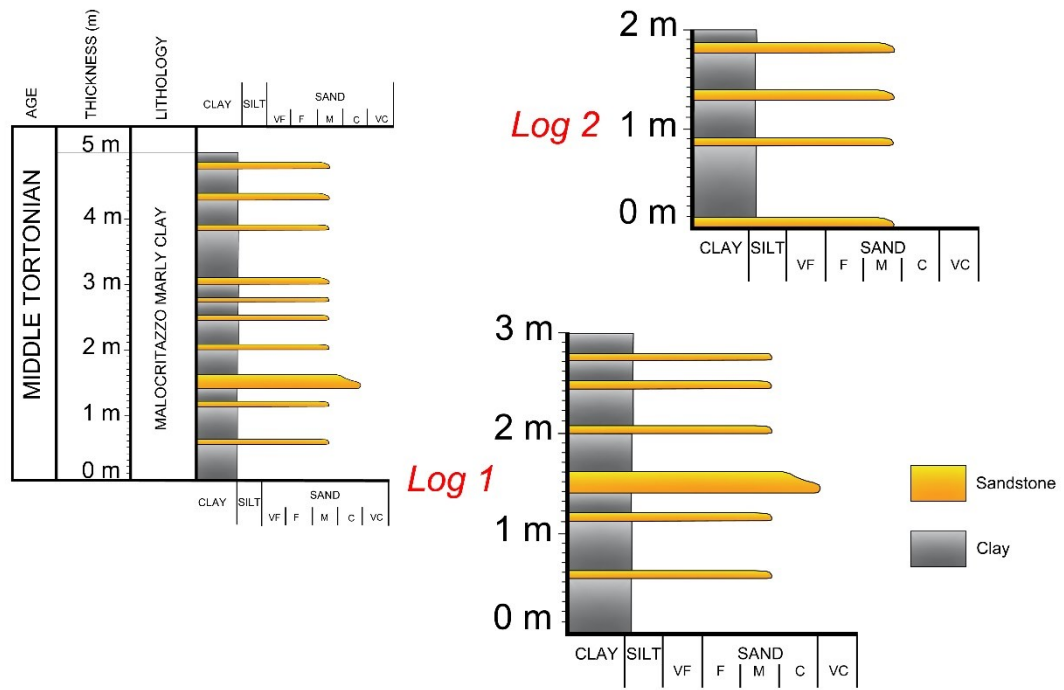


Fig. 6.23 – Immagine in cui si mostra la colonna stratigrafica totale della S10 (a sinistra) e i vari log misurati (a destra).

Stazione 11

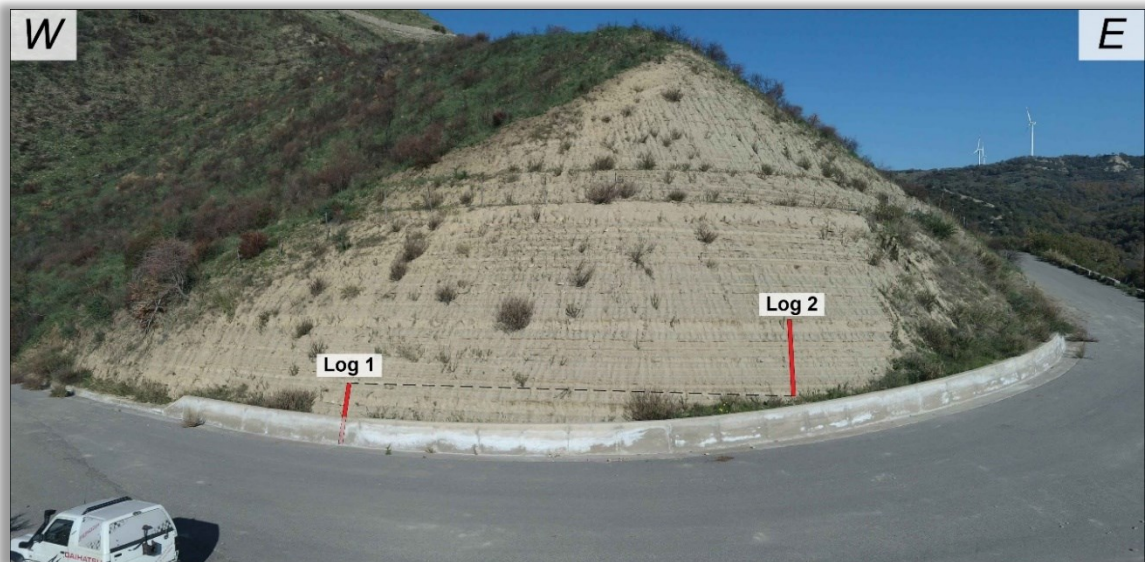


Fig. 6.24 – Affioramento Stazione 10 (190 m s.l.m.).

L'ultima stazione di misura è stata creata nella porzione intermedia del Monte S. Agata, al bordo della SP7 dove affiora la litofacies delle Arenarie e Conglomerati di Serra del Trono. Sono stati misurati 2 log stratigrafici per uno spessore totale di circa 5 m (fig. 6.24). L'affioramento è caratterizzato da alternanze ritmiche di strati arenacei e limoso-argillosi. Gli strati arenacei si presentano per la maggior parte dei casi poco cementati (solo in alcuni casi sono ben cementati con granuli aventi dimensioni medie, moderatamente classati e sub-arrotondati), con spessori compresi fra 5 e 60 cm, composti da granuli di dimensioni fini, classati, da sub-arrotondati ad arrotondati. Sono presenti strati di argilla limosa grigia a scarso contenuto di sabbie, e strati caratterizzate da argilla limosa con intercalati livelli di sabbia poco cementata aventi granuli di dimensioni da fini a medie, sub arrotondati e moderatamente classati. La giacitura degli strati è N130° 5°NE.

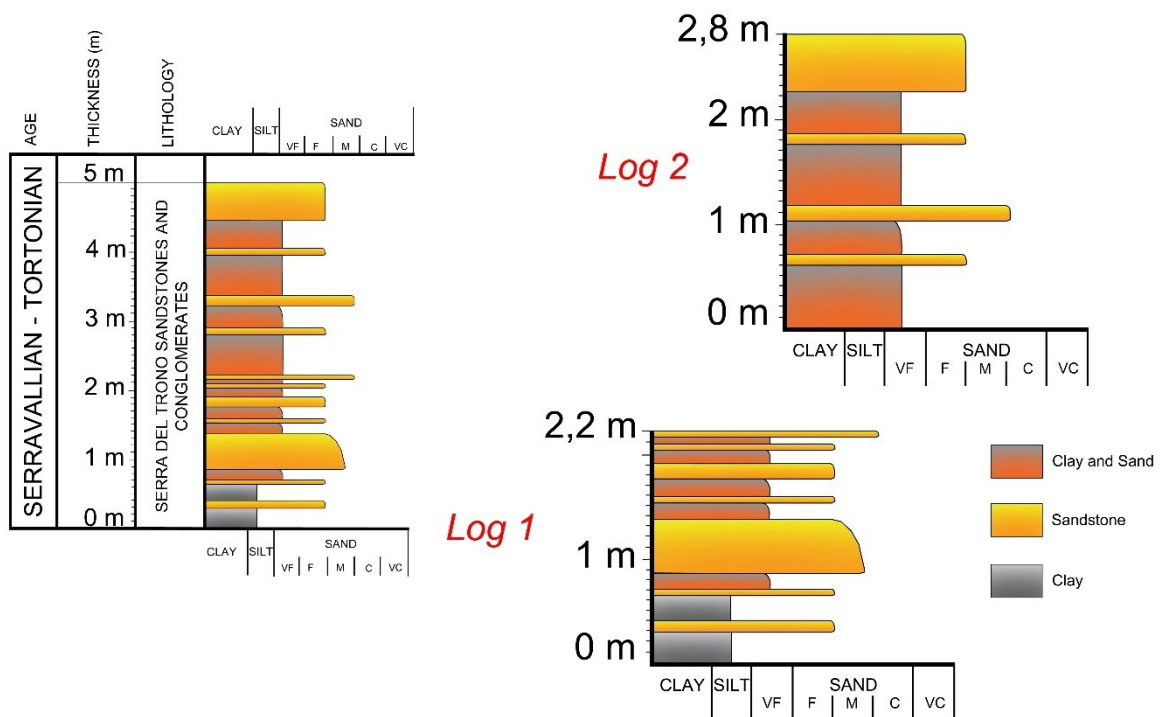


Fig. 6.25 – Immagine in cui si mostra la colonna stratigrafica totale della S11 (a sinistra) e i vari log misurati (a destra).

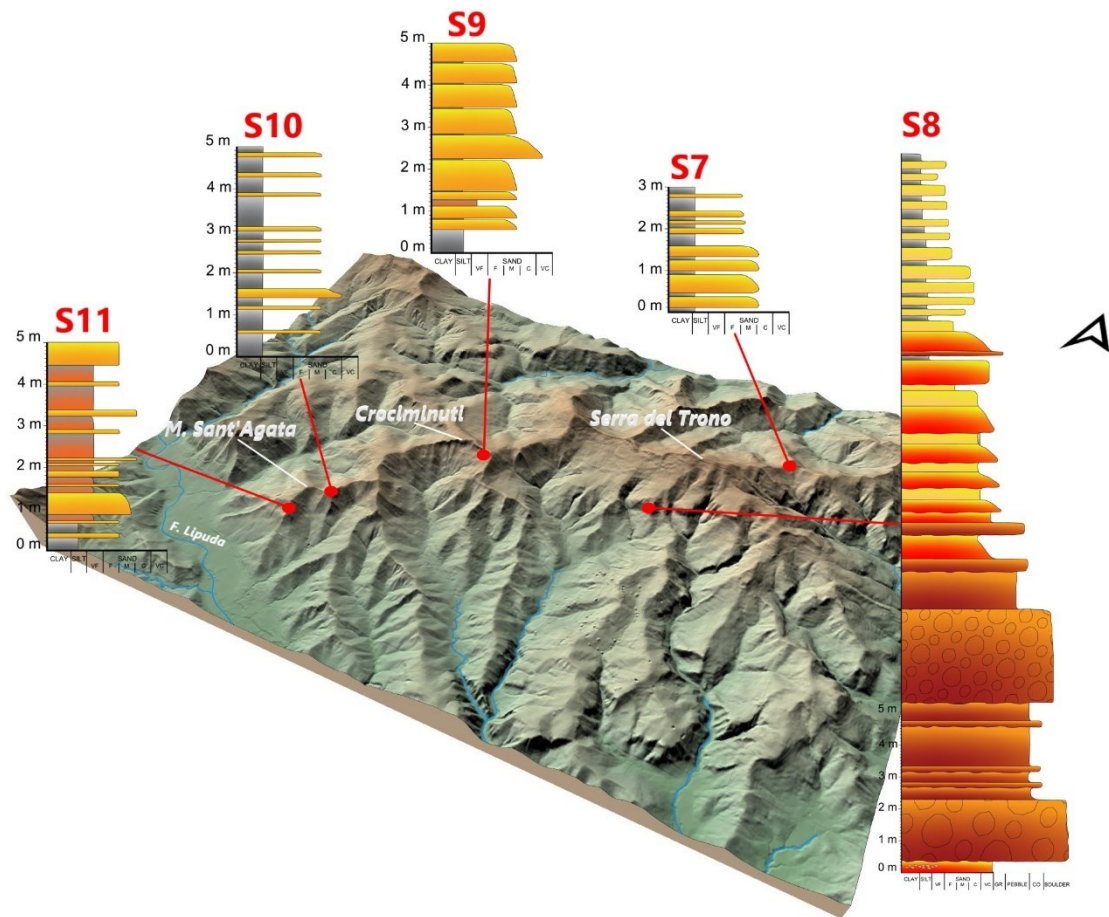


Fig. 6.26 – Rappresentazione 3D dell'area 2 (Fiume Lipuda) e distribuzione areale dei log stratigrafici completi relativi alle varie stazioni di misura.

VARIABILITA' SEDIMENTOLOGICHE

Le due aree analizzate (fig. 6.1) mostrano architettura stratigrafica e caratteri sedimentologici differenti. Nell'area 1 (fig. 6.2) sono maggiormente presenti depositi di riempimento di canali, depositi massivi poco organizzati e poveri di materiale fine (limo e argilla), e depositi ben organizzati con alternanze ritmiche di arenaria e argilla limosa. Nell'area 2 (fig. 6.3) i depositi di riempimento di canali sono quasi assenti, e prevalgono depositi caratterizzati da alternanze ritmiche di arenarie e argille, depositi conglomeratici grossolani e arenacei. Grazie ad un'accurata analisi alla scala dell'affioramento sono state determinate le varie caratteristiche che contraddistinguono i vari affioramenti, distinguendoli in depositi torbidity e *Hybrid Event Beds* (HEBs).

Depositi torbidity

Analizzando gli affioramenti presenti nelle varie stazioni di misura, e durante tutto il rilevamento geologico, si è potuto constatare che alcuni sedimenti risultavano molto più organizzati di altri. In particolare, nella maggior parte dei casi, dove affiora la litofacies arenaceo-conglomeratica di Serra del Trono, sono presenti delle alternanze ritmiche di arenaria da poco cementata a ben cementata, argilla limosa e argilla. Questo ha permesso di attribuire a questi depositi una facies torbidity, interpretandoli come risultato di una sedimentazione in cui si alternava una bassa energia idrodinamica (intervalli Td-Te) che faceva depositare il materiale fine (limo e argilla), e una sedimentazione caratterizzata da un'energia più elevata, in cui si depositavano le particelle più grossolane (sabbie), formando così gli intervalli Ta e Tb della sequenza di Bouma (vedi capitolo 5). Dell'area 1, possono essere considerati depositi torbidity quelli posizionati nella stazione di misura 2 (fig. 6.2). I depositi si presentano organizzati e si possono distinguere i vari intervalli della sequenza (fig. 6.27A-B, 6.28A-B): sono presenti intervalli arenacei massivi senza strutture e in alcuni casi gradati, attribuibili all'intervallo Ta, ma anche intervalli arenacei ben cementati con lamine piano-parallele, attribuibili all'intervallo Tb, intervalli costituiti da argilla limosa laminata (Td), e infine intervalli costituiti da argilla grigia massiva (Te). La litofacies arenaceo-conglomeratica di Serra del Trono è presente maggiormente nell'area del Fiume Lipuda, quindi nell'area 2 (fig. 6.3), ed è caratterizzata anche in questo caso da strati ben organizzati, rappresentati da una più o meno fitta alternanza di arenarie a diverso grado di cementazione, argille limose e argille grigie (fig. 6.29A-B-C, 6.30A-B). Anche qui sono ben visibili alcuni degli intervalli relativi alla sequenza di Bouma.

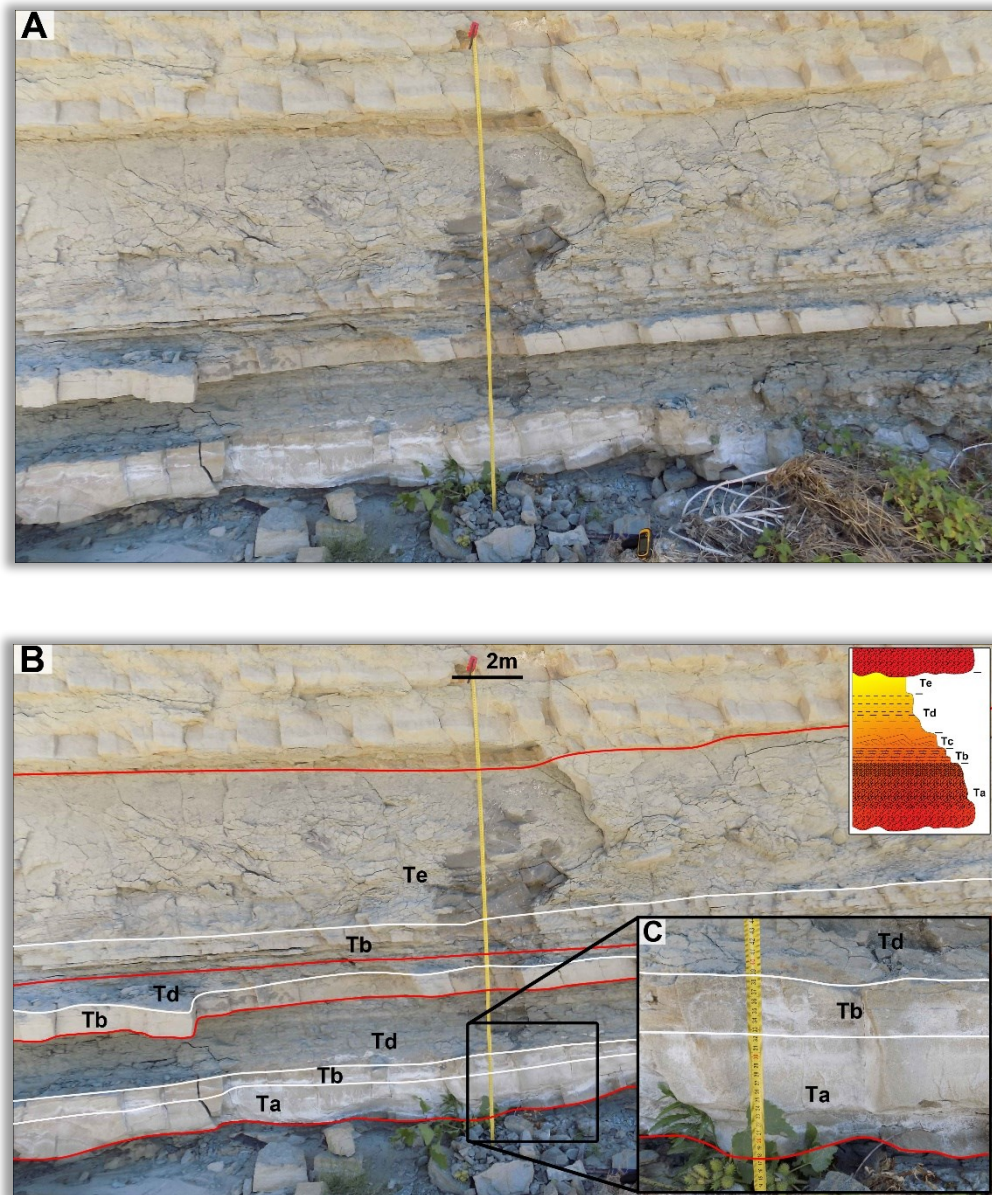


Fig. 6.27 – A) Parte dell'affioramento della S2. B) Tramite line-drawing sono state evidenziate le superfici dei vari intervalli (tratto bianco) e quelle dei vari eventi (tratto rosso). In alto a destra è mostrata la sequenza ideale di Bouma. C) Particolare della parte bassa dell'affioramento in cui viene evidenziato l'intervallo Ta, Tb, le lamine piano parallele e l'intervallo Td.

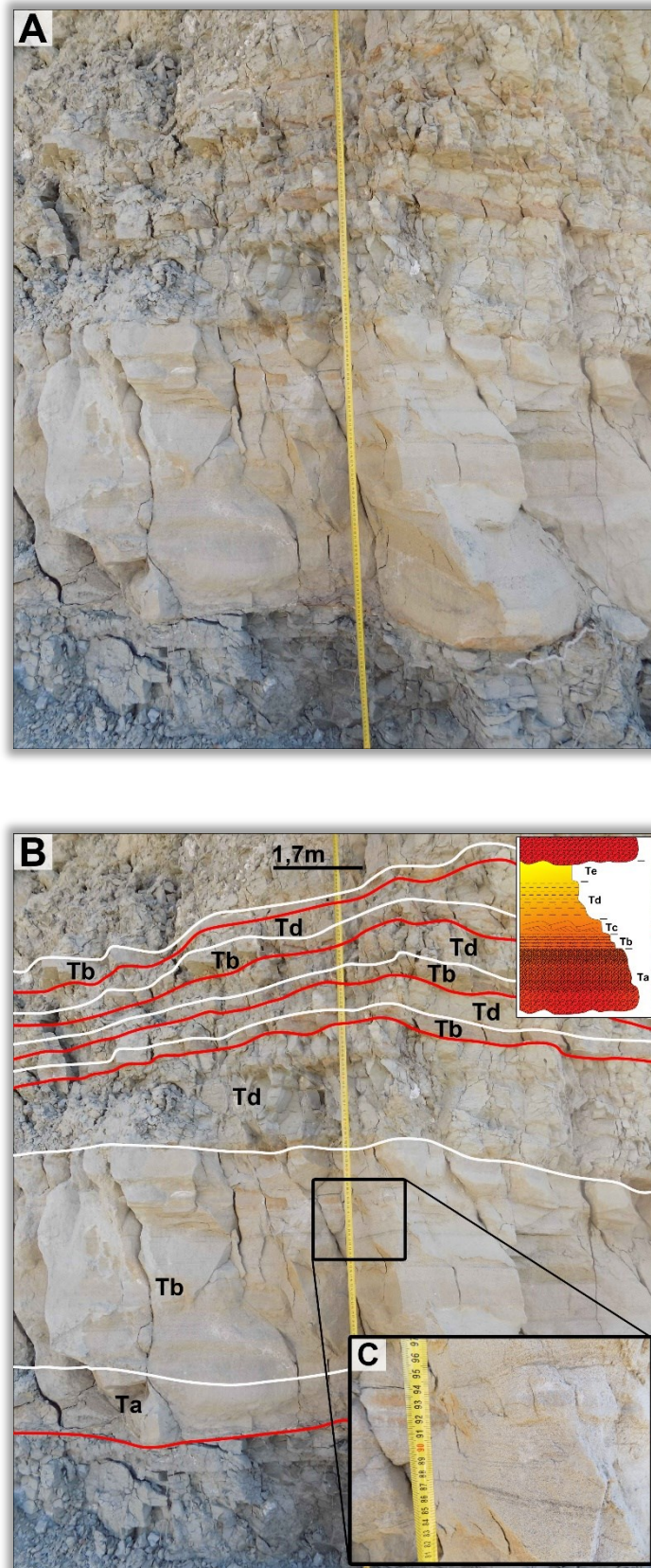


Fig. 6.28 – A) Parte dell'affioramento della S2. B) Tramite line-drawing sono state evidenziate le superfici dei vari intervalli (tratto bianco) e quelle dei vari eventi (tratto rosso). In alto a destra è mostrata la sequenza ideale di Bouma. C) Particolare della parte centrale dell'affioramento in cui viene evidenziata parte dell'intervallo Tb e l'alternanza di lamine piano-parallele a granulometria variabile.

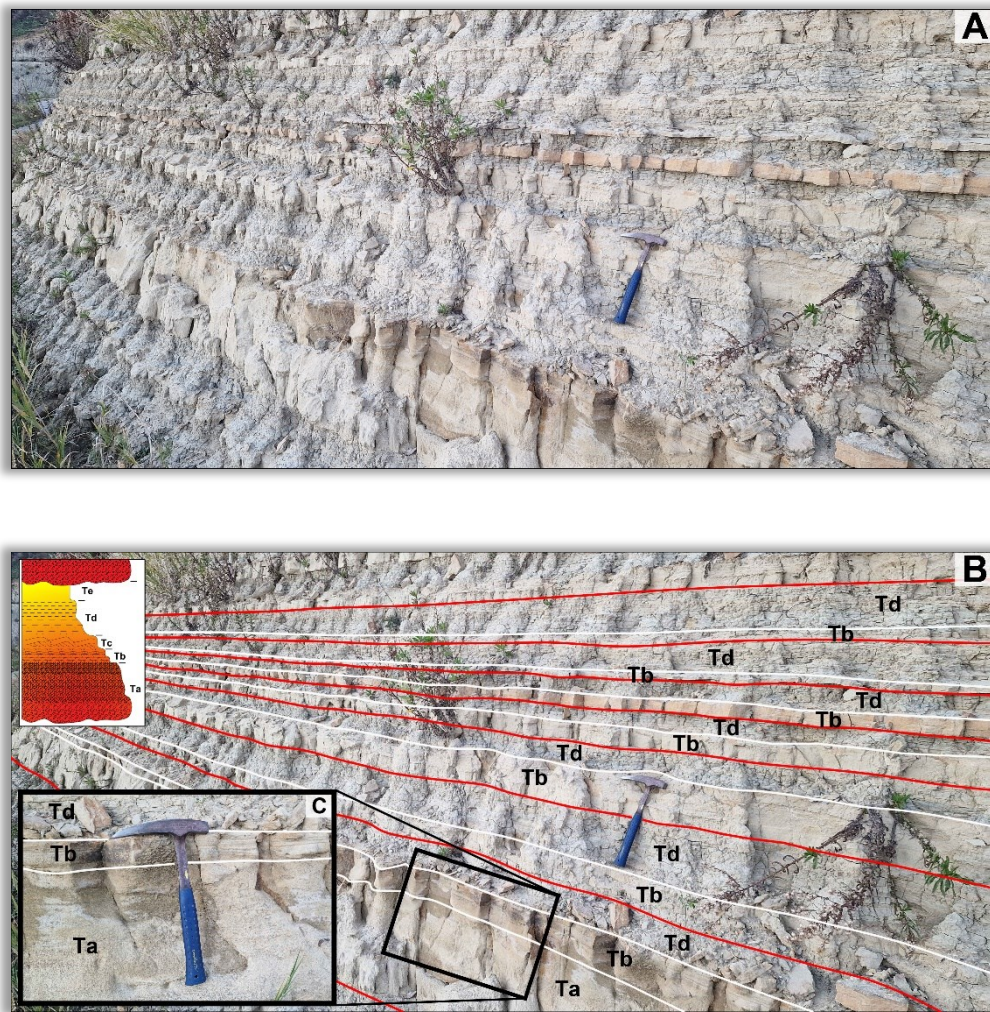


Fig. 6.29 – A) Parte dell'affioramento della S11. B) Tramite line-drawing sono state evidenziate le superfici dei vari intervalli (tratto bianco) e quelle dei vari eventi (tratto rosso). In alto a sinistra è mostrata la sequenza ideale di Bouma. C) Particolare della parte bassa dell'affioramento in cui vengono evidenziati gli intervalli Ta, Tb e Td.

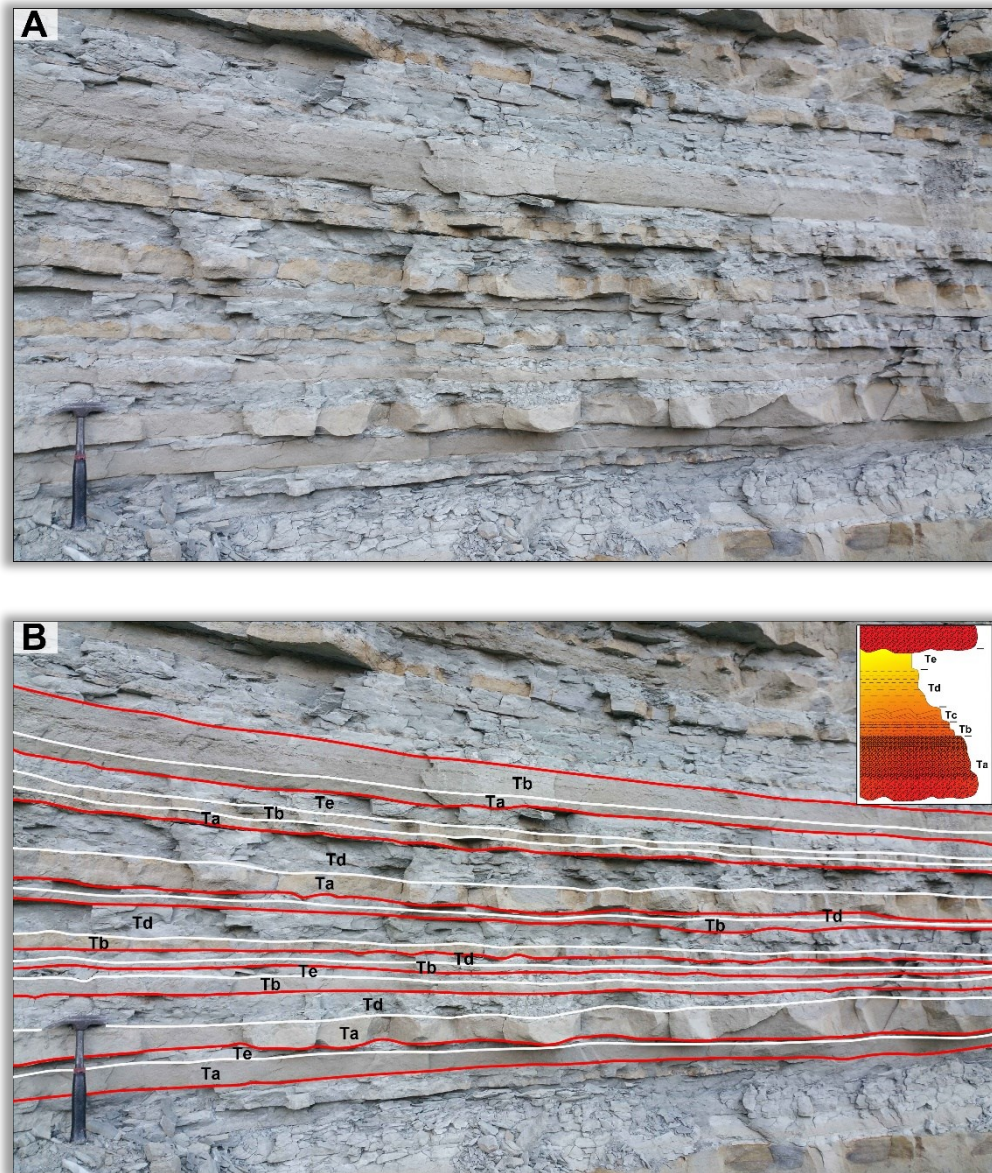


Fig. 6.30 – A) Affioramento sulla sinistra orografica del T. Scalone (NW di Monte S. Agata, area 2). B) Tramite line-drawing sono state evidenziate le superfici dei vari intervalli (tratto bianco) e quelle dei vari eventi (tratto rosso). In alto a destra è mostrata la sequenza ideale di Bouma.

Hybrid Event Beds (HEBs)

Le differenze di facies presenti nell'area di studio, e in particolare nelle aree analizzate dal punto di vista sedimentologico (area 1 e 2), risultano essere ben evidenti. In particolare, l'area del Fiume Nicà (fig. 6.2) è caratterizzata, per quasi tutta la sua estensione, da depositi poco organizzati, massivi e a volte caotici. Ad esempio, l'affioramento della stazione di misura 1 (fig. 6.31A-B, 6.32A-B) mostra intervalli massivi più o meno spessi, senza strutture, con granulometria che decresce verso l'alto. Questo può essere attribuito all'intervallo H1 della tipica sequenza di un *Hybrid Event* (Haughton et alii, 2009; Fonnesu et alii, 2015). Verso l'alto si passa in alcuni casi ad un intervallo misto, caratterizzato da livelli di sabbia a contenuto variabile di limo e argilla e da livelli limoso-argillosi, attribuibile ad H2. La sequenza passa poi ad un livello caratterizzato da argilla limosa senza strutture e spessori piuttosto ridotti, attribuibile all'intervallo H5. Anche i depositi relativi alle altre stazioni di misura (situate sempre nella stessa area) hanno mostrato caratteri attribuibili ad *Hybrid Events*; nelle stazioni di misura 3 e 5 infatti sono stati distinti intervalli attribuibili ad H1 e H2 (fig. 6.33A-B, 6.34A-B). In questi casi però gli spessori dei vari intervalli risultano maggiori e sono stati riconosciuti nella parte alta di alcuni degli intervalli massivi H1 dei livelli a *clay chips* di spessore variabile compreso fra 10 e 30 cm. Questi sono riconducibili all'intervallo H1b della sequenza (Fonnesu et alii, 2015).

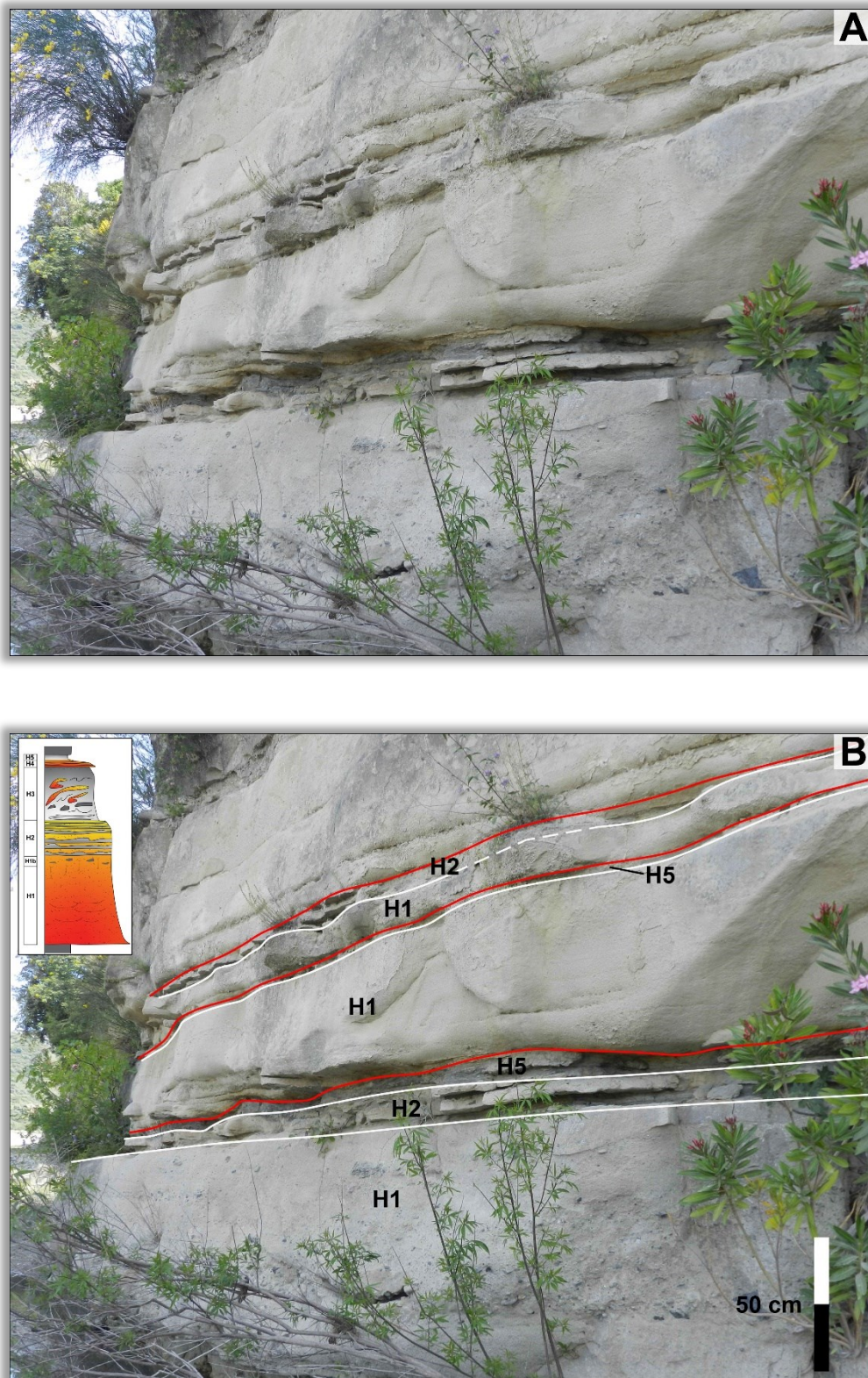


Fig. 6.31 – A) Parte dell'affioramento della S1. B) Tramite line-drawing sono state evidenziate le superfici dei vari intervalli (tratto bianco) e quelle dei vari eventi (tratto rosso). In alto a sinistra è mostrata la sequenza ideale di un *Hybrid Event* (Mod. da Haughton et alii, 2009; Fonnesu et alii, 2015).

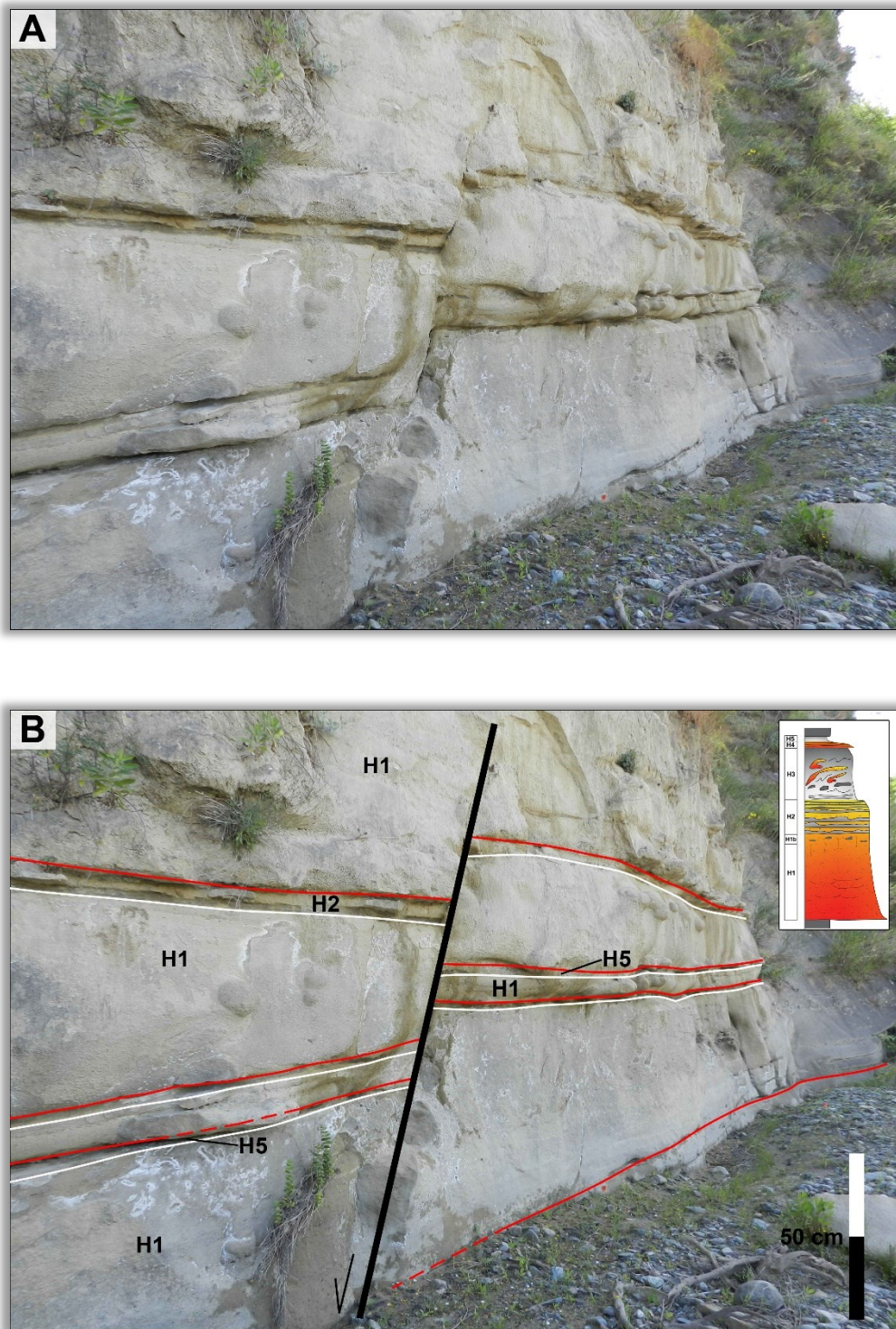


Fig. 6.32 – Parte dell'affioramento della S1. B) Tramite line-drawing sono state evidenziate le superfici dei vari intervalli (tratto bianco) e quelle dei vari eventi (tratto rosso). In alto a destra è mostrata la sequenza ideale di un *Hybrid Event* (Mod. da Haughton et alii, 2009; Fonnesu et alii, 2015).

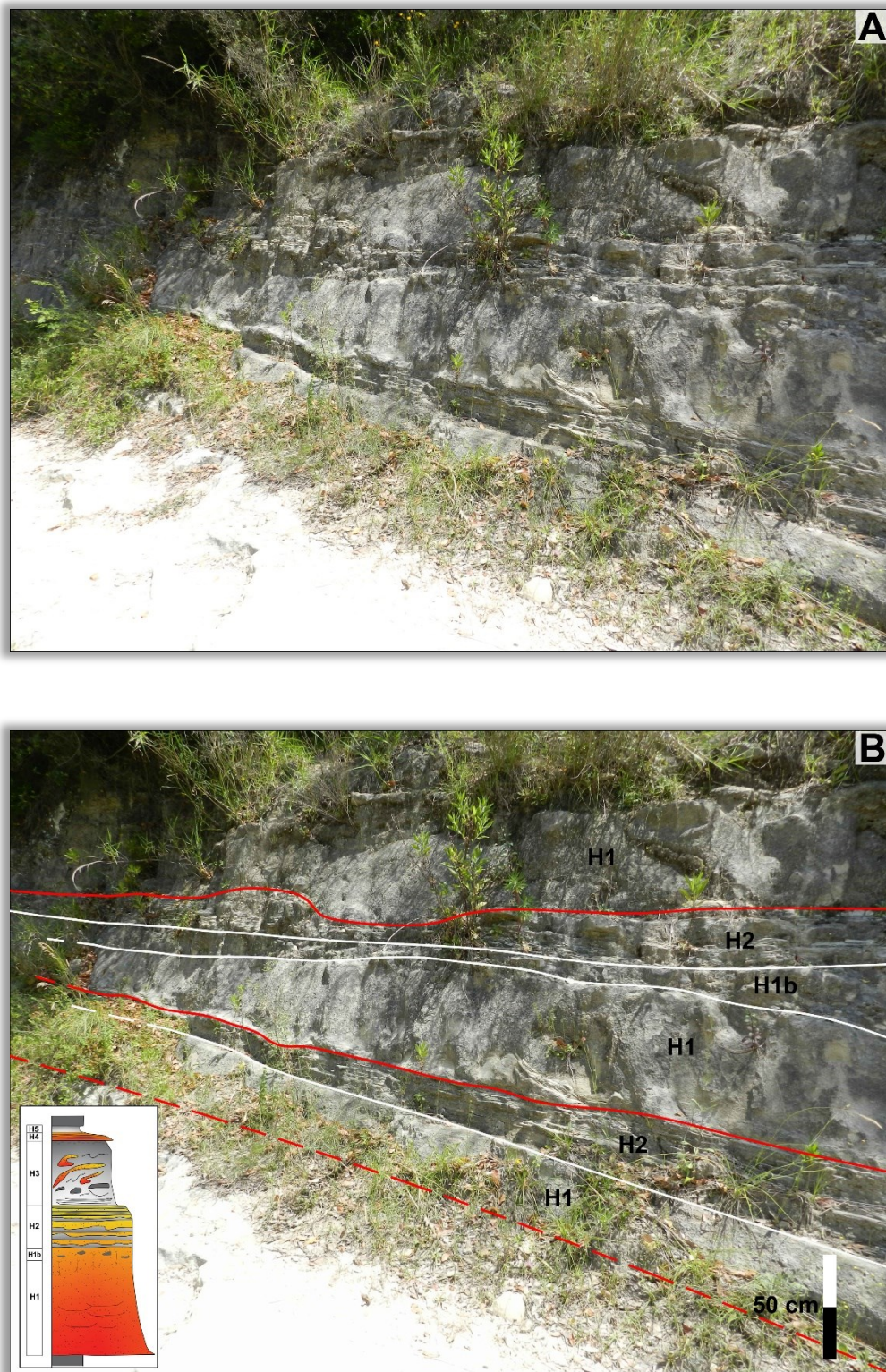


Fig. 6.33 – A) Parte dell'affioramento della S3. B) Tramite line-drawing sono state evidenziate le superfici dei vari intervalli (tratto bianco) e quelle dei vari eventi (tratto rosso). In basso a sinistra è mostrata la sequenza ideale di un *Hybrid Event* (Mod. da Haughton et alii, 2009; Fonesu et alii, 2015).

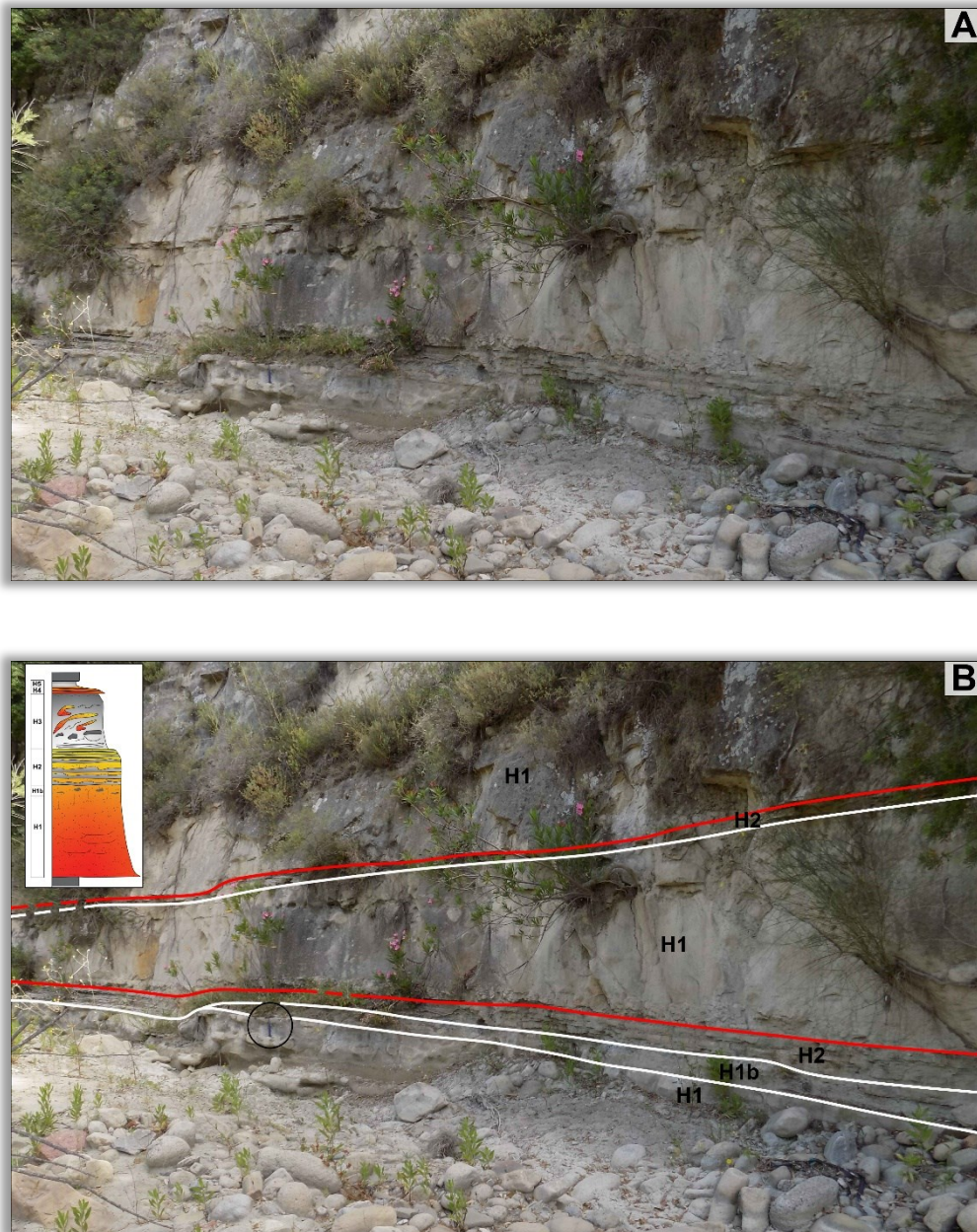


Fig. 6.34 – Parte dell'affioramento della S5. B) Tramite line-drawing sono state evidenziate le superfici dei vari intervalli (tratto bianco) e quelle dei vari eventi (tratto rosso). In alto a sinistra è mostrata la sequenza ideale di un *Hybrid Event* (Mod. da Haughton et alii, 2009; Fonesu et alii, 2015).

Depositi canalizzati

Al fine di comprendere al meglio le architetture e le evoluzioni delle unità canalizzate sono state effettuate delle interpretazioni utilizzando degli schemi stratigrafici gerarchici. Ogni singolo canale definisce un condotto distinto ed ha un flusso relativamente confinato che è caratterizzato da superfici di erosione che delimitano le fasi di riempimento (Casciano et alii, 2019). L'organizzazione laterale o verticale dei vari elementi che costituiscono il canale, caratterizzati da stili e architetture deposizionali simili, costituiscono un unico complesso di canali. Il fenomeno che può spiegare alcuni dei processi che portano alla formazione di depositi canalizzati è l'avulsione. In particolare essa caratterizza la formazione di nuovi canali o la rioccupazione di canali precedentemente abbandonati, partendo da un canale già esistente. Questo avviene principalmente in pianure alluvionali e grazie al grado di erodibilità del substrato (Sahoo et alii, 2020). In questo studio sono stati analizzati affioramenti che mostrano evidenze di depositi formati da riempimento di canali, i quali hanno spessori di pochi metri, che sicuramente non possono essere paragonati a complessi di canali molto più ampi analizzati da vari autori (es. Thomas & Bodin, 2013). Depositi che mostrano evidenze di superfici canalizzate sono stati analizzati maggiormente nelle stazioni di misura 1 e 2 (fig. 6.2) che sono posizionate nell'area 1, rispettivamente sulla destra e sulla sinistra orografica del Fiume Nicà. La parte alta dell'affioramento analizzato nella stazione 1 (fig. 6.35) mostra la sovrapposizione di varie superfici canalizzate, separate da basi di natura erosiva che indicano l'inizio delle varie sequenze di canali. Sono stati distinti 8 layer che si sovrappongono, con al loro interno varie superfici canalizzate (fig. 6.36).



Fig. 6.35 – Parte alta dell'affioramento della S1 in cui vengono mostrate le geometrie presenti.

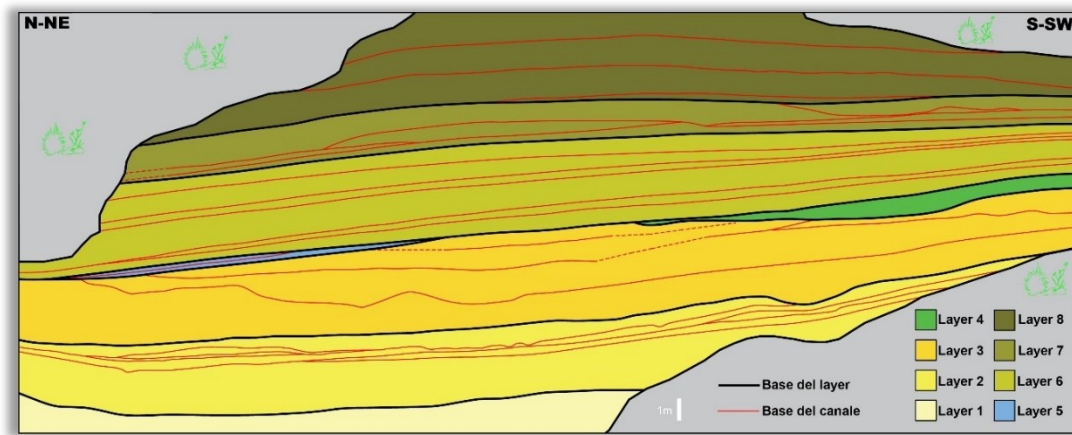


Fig. 6.36 – L'immagine mostra i vari layer che si sovrappongono e le loro superfici (tratto nero), al loro interno vengono indicate le varie superfici canalizzate (tratto rosso).

Le superfici canalizzate contenute all'interno dei layer 1, 4, 5, 6 e 8 non mostrano variazioni laterali, ma solo una sovrapposizione lungo la verticale dei vari depositi. All'interno dei layer 2, 3 e 7 invece, sono presenti variazioni laterali e verticali delle varie superfici dei canali. In particolare il layer 2 (fig. 6.37) mostra una migrazione verso NE dei vari canali. Questo è evidenziato dalle superfici troncate nella parte alta degli intervalli 2b e 2c che vengono erose dal canale relativo all'intervallo 2d. Stessa cosa succede nel layer 3, in cui l'intervallo 3c viene troncato ed eroso dall'intervallo 3d (fig. 6.38), mostrando anche qui una migrazione verso NE delle superfici canalizzate.

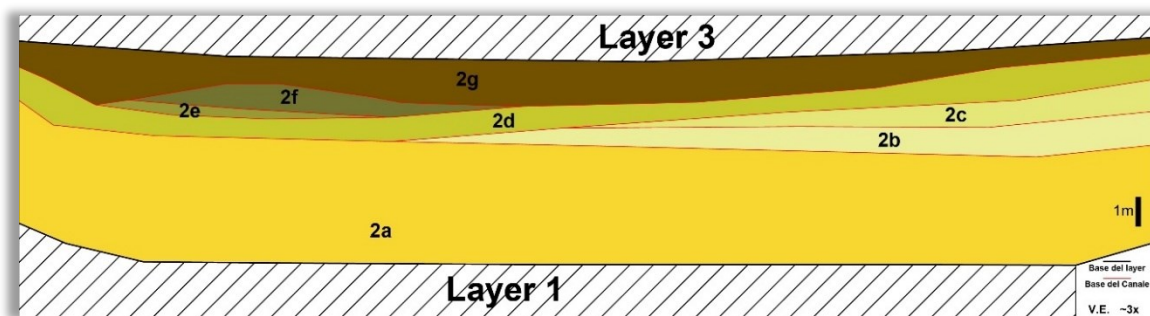


Fig. 6.37 – Nell'immagine viene mostrato in via semplificata il layer 2 con le varie superfici canalizzate (2a-g) e i loro rapporti geometrici. Gli intervalli 2b e 2c vengono troncati ed erosi dall'intervallo 2d, il quale viene coperto dagli intervalli 2e, 2f e 2g. L'orientamento nello spazio è indicato nella figura 6.36.

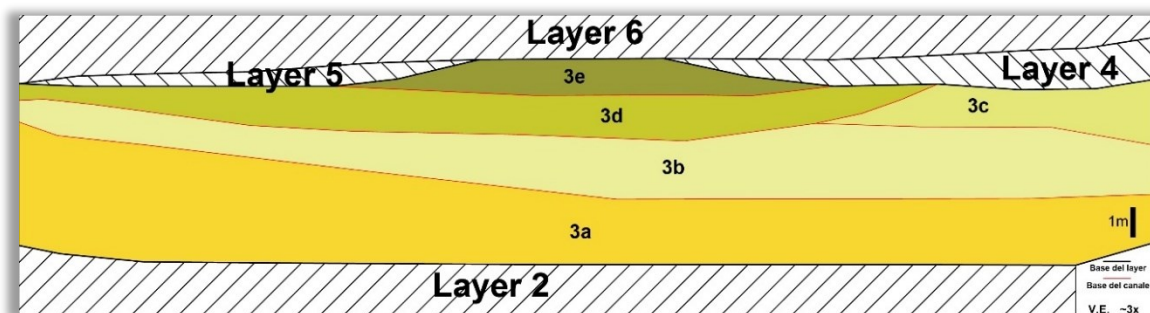


Fig. 6.38 – Nell'immagine viene mostrato in via semplificata il layer 3 con le varie superfici canalizzate (3a-e) e i loro rapporti geometrici. In questo caso l'intervallo 3c viene troncato ed eroso dall'intervallo 3d, il quale viene coperto dall'intervallo 3e. L'orientamento nello spazio è indicato nella figura 6.36.

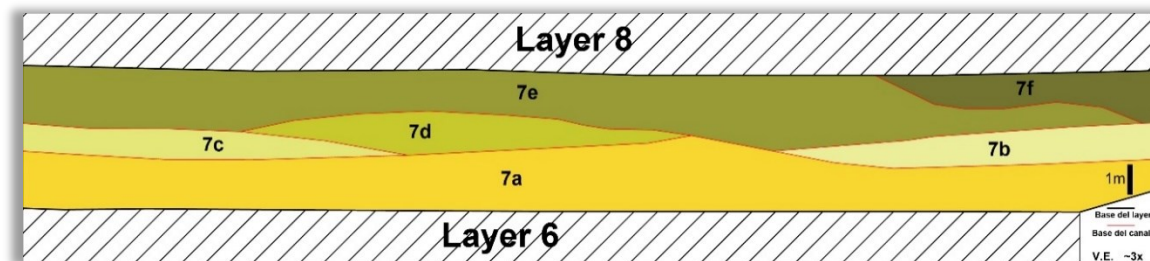


Fig. 6.39 – Nell'immagine viene mostrato in via semplificata il layer 7 con le varie superfici canalizzate (7a-f) e i loro rapporti geometrici. La base è caratterizzata da un unico intervallo (7a) e verso l'alto si hanno gli intervalli 7b e 7c sullo stesso piano, poi 7d, ed infine l'intervallo 7e viene troncato ed eroso dall'intervallo 7f. L'orientamento nello spazio è indicato nella figura 6.36.

All'interno del layer 7 (fig. 6.39) è presente un intervallo unico alla base (7a), il quale è sovrastato ai lati da due intervalli posti sullo stesso piano che probabilmente indicavano la presenza di due canali differenti. Verso l'alto poi si ha una migrazione verso SW dei canali sovrastanti, evidenziata dalla superficie che

tronca l'intervallo 7e, dando spazio all'intervallo 7f. Per quanto riguarda invece l'affioramento analizzato nella stazione 2, qui sono state evidenziate superfici canalizzate in almeno due punti. Nel primo caso (fig. 6.40) si evince la presenza di un layer troncato verso SE (layer 1) da due layer sovrapposti (layer 2 e 3) che lo hanno eroso (fig. 6.41). Questi presentano al loro interno superfici canalizzate con angolo di immersione compreso fra 30° e 45° , che tendono all'orizzontale verso SE. Verso l'alto si passa ad un layer continuo con superfici canalizzate sub-orizzontali.



Fig. 6.40 – Parte dell'affioramento della S2 in cui vengono mostrate le geometrie presenti.

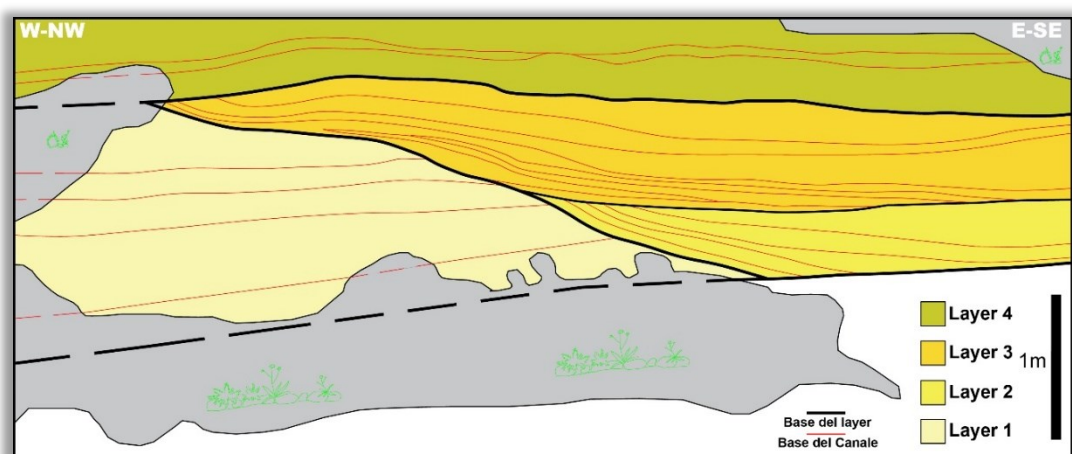


Fig. 6.41 – L'immagine mostra i vari layer che si sovrappongono e le loro superfici (tratto nero), al loro interno vengono indicate le varie superfici canalizzate (tratto rosso).

Nel secondo caso sono stati evidenziati 6 layer sovrapposti e continui (fig. 6.42). Il layer 3, al contrario degli altri, mostra la presenza di superfici canalizzate aventi un angolo di immersione più elevato della superficie del layer sovrastante. Questo è probabilmente dovuto all'azione erosiva esercitata durante la sedimentazione dei depositi del layer 4 a discapito del layer 3 (fig. 6.43).



Fig. 6.42 – Parte dell'affioramento della S2 in cui vengono mostrate le geometrie presenti.

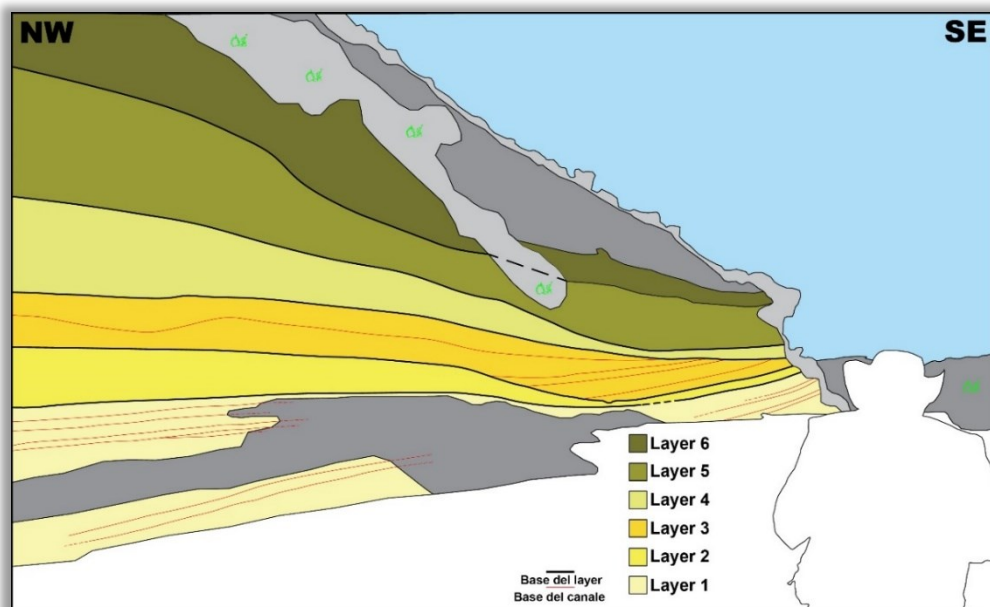


Fig. 6.43 – L'immagine mostra i vari layers che si sovrappongono e le loro superfici (tratto nero), al loro interno vengono indicate le varie superfici canalizzate (tratto rosso).

CAPITOLO 7

❖ DISCUSSIONE

Analizzando i dati ottenuti e mettendo a fuoco tutti i caratteri litologici, sedimentologici e strutturali, emergono tutte le variazioni di cui è caratterizzata l'area di studio, sia verticalmente che lateralmente. Lo scopo di questo progetto di ricerca è proprio quello di definire, grazie ai dati rilevati, le dinamiche che hanno portato alla messa in posto dei vari depositi. Questo è stato possibile grazie alle diverse fasi in cui è stato articolato lo studio:

- ✚ Studio del materiale bibliografico esistente;
- ✚ Analisi e interpretazione delle foto aeree;
- ✚ Rilevamento geologico di campagna;
- ✚ Rilevamento strutturale alla macro e mesoscala;
- ✚ Realizzazione di carte e sezioni geologiche;
- ✚ Caratterizzazione delle geometrie e dello stile deformativo;
- ✚ Rilevamento sedimentologico;
- ✚ Analisi dei vari indicatori di paleocorrente;
- ✚ Caratterizzazione ed analisi dei vari depositi e classificazione delle facies.

Per tutta l'area di studio è stato osservato che i depositi che poggiano in *on-lap* direttamente sul substrato cristallino sono quelli afferenti alla Formazione di Umbriatico, che evolve localmente verso l'alto alle Arenarie di Carfizzi, e lateralmente al Conglomerato di Cozzo Angiolero nell'area a nord di Campana. L'area però è caratterizzata per la maggior parte della sua estensione dalla Formazione del Fiume Lipuda, la cui base (Argille Marnose del Ponda, Serravalliano medio-sup.) affiora maggiormente nell'area del torrente omonimo e del Fiume Lipuda, e verso ovest fino alle pendici degli altopiani della Presila (area Verzino, Campana e Umbriatico), seppur con spessori molto ridotti. Verso est la

successione si ispessisce notevolmente, e nell'area tra Melissa e Cirò affiorano in continuità, sui depositi argilloso-marnosi basali, anche i termini della litofacies arenaceo-conglomeratica di Serra del Trono (Serravalliano-Tortoniano). Essa è caratterizzata da variazioni laterali e verticali molto significative: in prossimità di Serra del Trono la base è conglomeratica, passando poi ad arenarie stratificate ed infine ad un'alternanza di livelli arenacei e argilloso-marnosi. In prossimità del Fiume Lipuda e nell'area del Monte S. Agata la litofacies delle Arenarie e conglomerati di Serra del Trono passa a delle bancate di conglomerati mal classificati denominati Conglomerati di S. Agata (Tortoniano inf.), che hanno spessore molto ridotto (10-15 m), affioranti maggiormente in quest'area e che diminuiscono di spessore verso est, fino a scomparire nell'area di Serra del Trono. Verso nord, nell'area compresa fra Monte Lelo e Scala Coeli, affiorano i termini più alti della successione (Argille Marnose di Malocritazzo e Arenarie di Scala Coeli e Monte Lelo). Su questi, a nord di Scala Coeli, poggiano i depositi pre-evaporitici della Formazione del Tripoli. Verso sud la Formazione del Fiume Lipuda affiora con i suoi termini più antichi fino all'area compresa fra Strongoli e Casabona. L'inizio nel Tortoniano di forti movimenti di subsidenza tettonica, legati all'inizio del *rifting* tirrenico, ha portato alla rapida trasgressione del bacino marino su gran parte del margine silano. I profili dei pozzi per la ricerca di idrocarburi che ricadono all'interno dell'area di studio e quelli ubicati nell'immediato *offshore* (fig. 7.2, 7.3), mostrano come gli spessori dei vari depositi, sia alloctoni che autoctoni, variano da nord a sud e da ovest verso est. Nei dati di pozzo posti nella parte settentrionale dell'area (fig. 7.1A) e in particolare nel profilo del pozzo Scala Coeli 1, si nota infatti come lo spessore della successione alloctona della Falda di Cariati sia molto minore rispetto ai pozzi a sud (Leila 1 Dir e Laika 1), i quali sono caratterizzati però dai depositi più antichi della successione (Argille Varicolori e Argille e Arenarie di Serra Sanguigna). Mentre lo spessore della Formazione del Fiume Lipuda si mantiene costante da nord a sud, come si vede dai profili dei pozzi *onshore* Scala Coeli 1 a nord, Vitravo 1 e Crotone 1 poco a sud dell'area di studio (fig. 7.2).

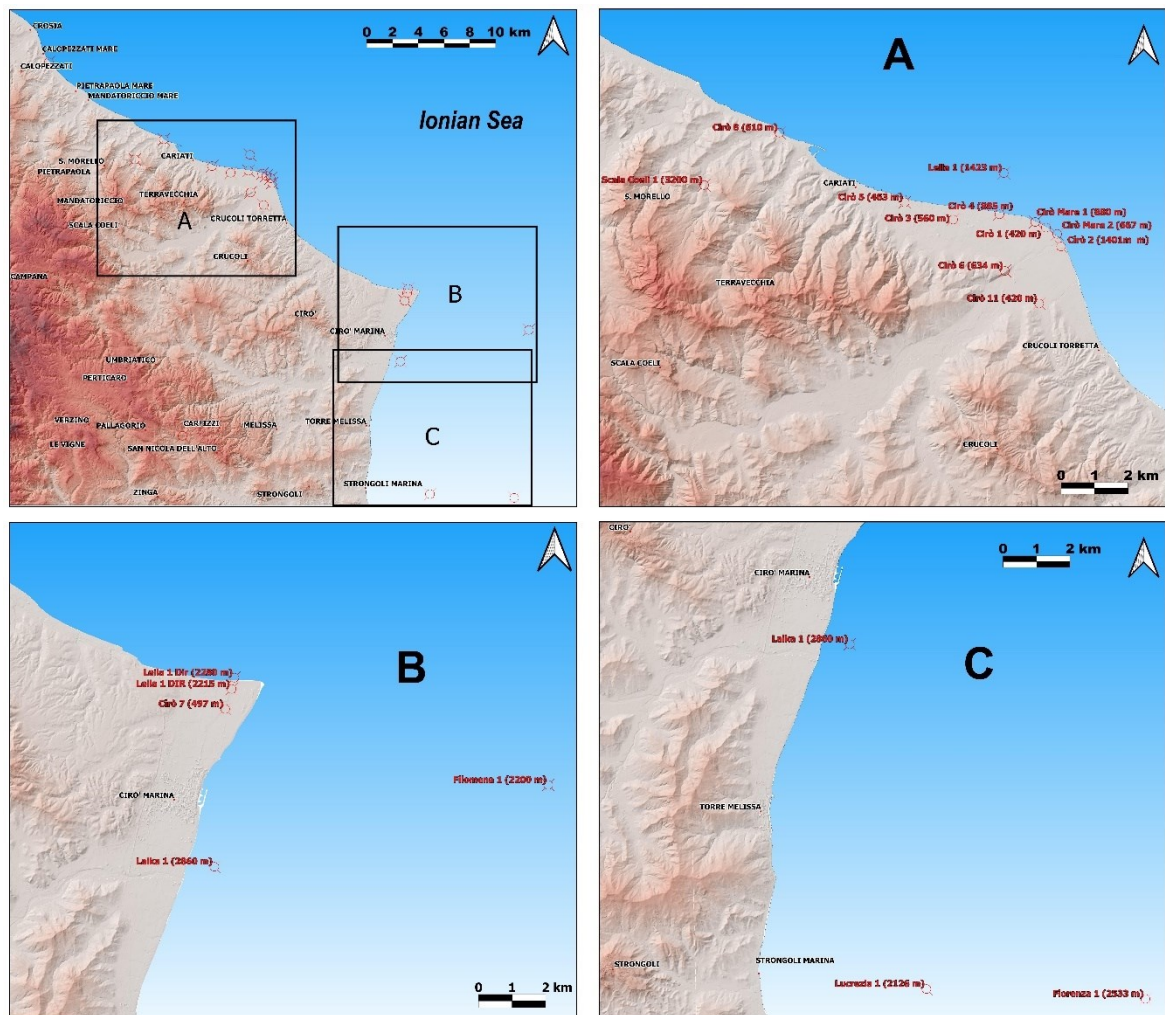


Fig. 7.1 – Ubicazione dei pozzi per la ricerca di idrocarburi nell'area di studio e nell'immediato *offshore*.

Verso l'*offshore* tale successione si ispessisce, almeno localmente, come si evince dal profilo del pozzo Lucrezia 1 (fig. 7.2). Dai profili dei pozzi si notano chiaramente tre superfici di *unconformity* (Zecchin et alii, 2020): la prima (BU) separa il Basamento Metamorfico dell'Unità della Sila dai depositi del Bacino di Rossano afferenti alla Formazione di Paludi (pozzo Scala Coeli 1, fig. 7.2); la seconda (UMU) separa i depositi serravalliano-tortoniani della Falda di Cariati e della Successione del Fiume Lipuda da quelli pliocenici del Bacino di Crotone (Argille dei Cavalieri, pozzi Filomena 1 e Lucrezia 1, fig. 7.2); la terza invece (MPCU) separa i depositi afferenti alla successione alloctona della Falda di Cariati dai depositi plio-pleistocenici del Bacino di Cirò (pozzi Cirò, fig. 7.3). Nei pozzi presenti nell'*offshore*, in corrispondenza del Bacino di Cirò (tranne che per il pozzo

Lucrezia 1), sono totalmente assenti i depositi miocenici afferenti alla Formazione del Fiume Lipuda, questo dovuto probabilmente alla messa in posto della successione alloctona della Falda di Cariati che, dal Tortoniano in poi, ha creato un alto strutturale capace di contenere la progradazione dei vari depositi verso est.

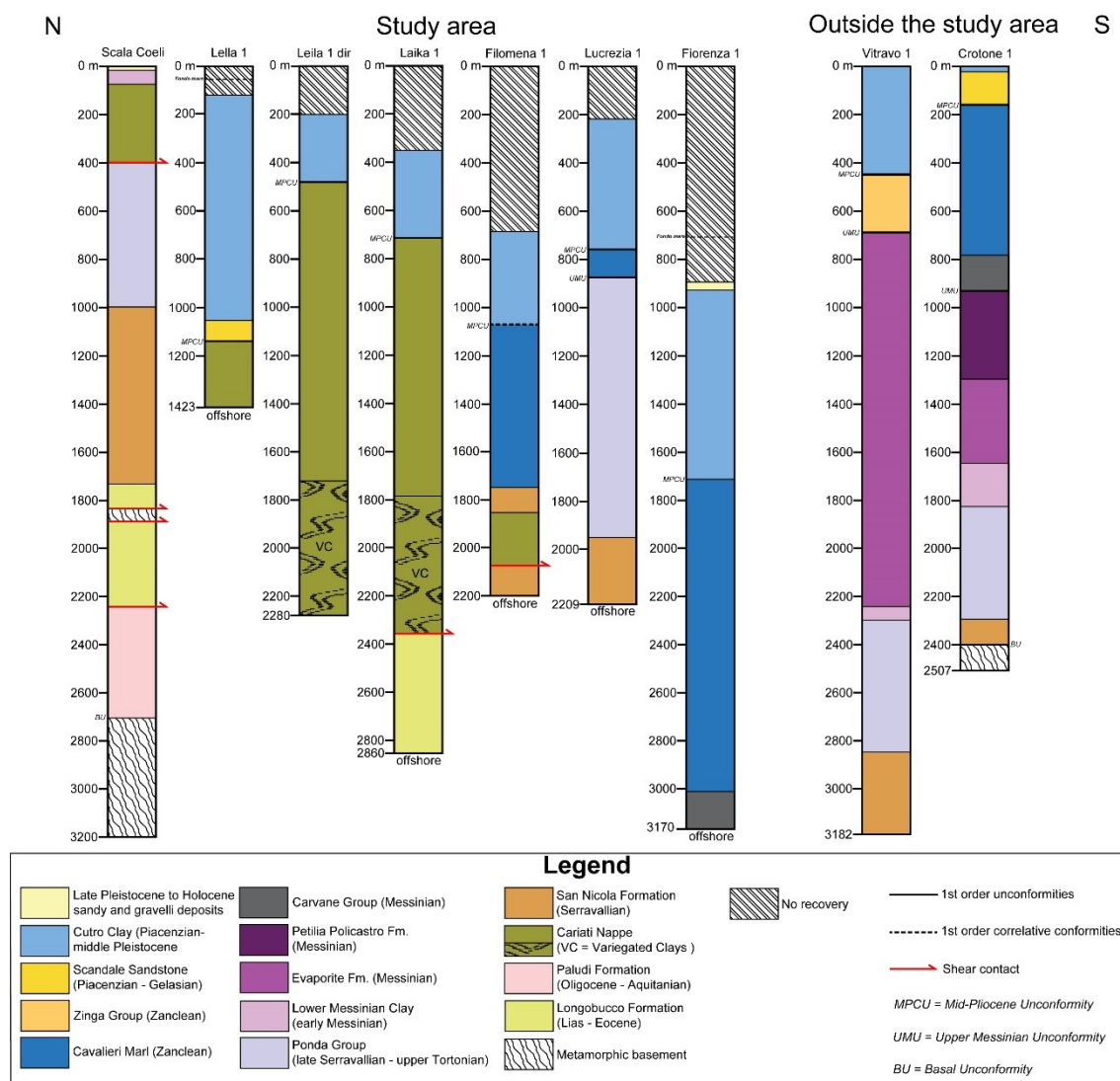


Fig. 7.2 – Profili dei pozzi di esplorazione petrolifera più profondi nell'area di studio *onsbore* e *offshore* (a sinistra). Sulla destra sono mostrati i profili di due pozzi poco a sud dell'area di studio al fine di comprendere meglio la continuità dei vari depositi. Dati ottenuti grazie al progetto Videpi (<https://www.videpi.com/videpi/videpi.asp>); per la localizzazione vedi figura 6.44 (Mod. da Zecchin et alii, 2020).

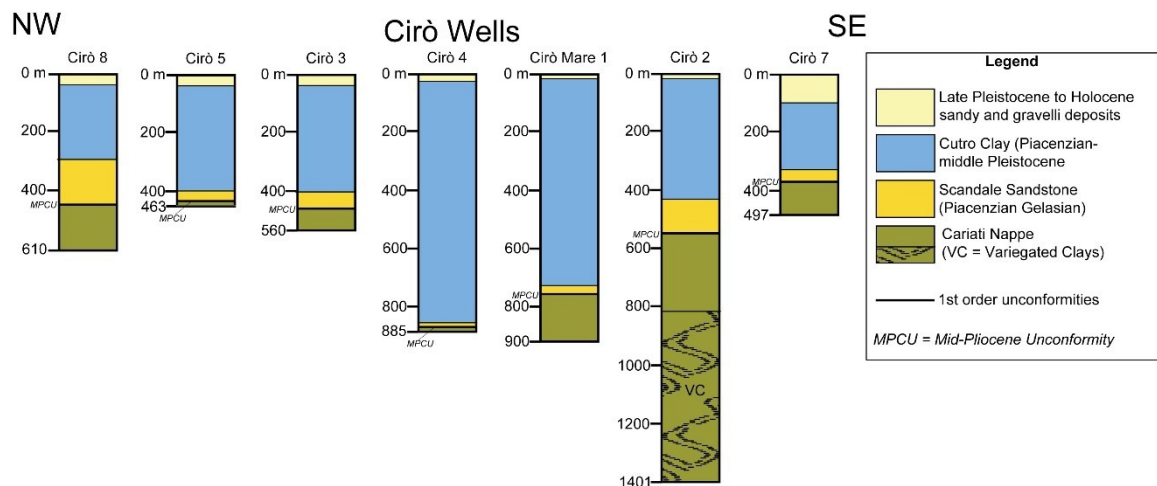


Fig. 7.3 – Profili dei pozzi di esplorazione petrolifera Cirò. Dati ottenuti grazie al progetto Videpi (<https://www.videpi.com/videpi/videpi.asp>); per la localizzazione vedi figura 6.44 (Mod. da Zecchin et alii, 2020).

Le due aree investigate con maggior dettaglio (fig. 6.1) presentano, dal punto di vista litologico, differenze molto importanti. Innanzitutto la Formazione del Fiume Lipuda mostra un ringiovanimento verso nord-ovest: nell'area 2 infatti (area Lipuda) affiorano i termini più bassi della successione (Argille Marnose del Ponda, Arenarie e Conglomerati di Serra del Trono, Conglomerati di Monte Sant'Agata); spostandoci verso l'area 1 (area Nicà), invece, affiorano i termini più alti (Argille Marnose di Malocritazzo, Arenarie di Scala Coeli e Monte Lelo). Oltre alla differenza di età, nei depositi analizzati cambiano i caratteri sedimentologici e le caratteristiche architettoniche. Da est verso ovest infatti e da sud verso nord, le caratteristiche dei vari sedimenti variano sostanzialmente. Come introdotto nei capitoli precedenti (vedi Capitolo 5), è fondamentale capire i fenomeni e le dinamiche che influenzano i vari depositi, questo al fine di comprendere le varie gerarchie e geometrie. Nel caso dell'area di studio hanno svolto un ruolo fondamentale, e molto più incisivo, i vari processi allogeni (eustatismo e tettonica), rispetto ai processi autogenici (avulsioni, topografia deposizionale ecc.). La presenza di depositi argillosi aventi spessore più o meno costante ed età differenti (Argille Marnose del Ponda, Serravalliano medio-sup. e Argille Marnose di Malocritazzo, Tortoniano medio-sup.) indica una probabile pausa nella sedimentazione che, associata alla presenza di depositi arenaceo-conglomeratici

(Arenarie e Conglomerati di Serra del Trono, Serravalliano Sup.-Tortoniano Inf. e Conglomerato di Monte Sant'Agata, Tortoniano Med.), testimonia almeno due fasi trasgressive e altrettante fasi regressive. Nelle varie stazioni di misura (fig. 6.2, 6.3) sono stati rilevati e analizzati tutti gli indicatori che fornivano informazioni riguardo al paleoflusso (orientazione dei clasti, *cross bedding*, *groove casts*, *flute casts* ecc.), e i dati registrati hanno mostrato differenze fra le due aree in termini di direzione di deposizione (fig. 7.6).

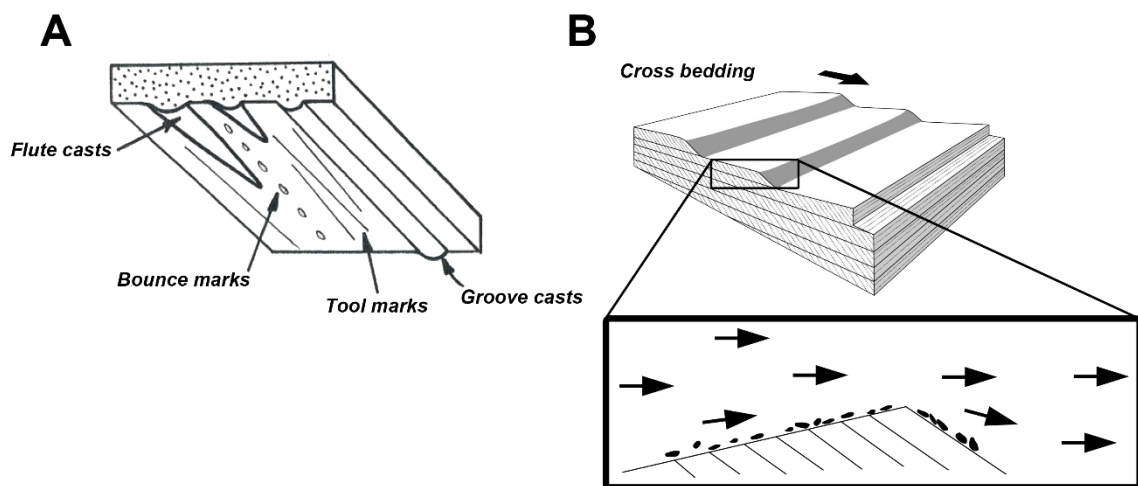


Fig. 7.4 – Rappresentazione delle principali strutture erosive (A); nell'immagine B viene rappresentata una tipologia di stratificazione (*Cross bedding*) in cui la base degli strati e l'orientazione dei clasti danno indicazioni sulla direzione e sul verso del paleoflusso.

Infatti, nell'area 1 (area Nicà) prevalgono direzioni aventi asse orientato NW-SE, molto pochi sono i dati che mostravano direzioni aventi asse SSE-NNW e ESE-WNW. Mentre nell'area 2 (area Lipuda) prevalgono direzioni con asse orientato NNE-SSW, rispetto a NE-SW e ENE-WSW. Dato che in entrambi i casi il margine è posizionato a WSW è chiaro che il meccanismo che ha portato alla sedimentazione dei vari depositi abbia subito una variazione di direzione durante la fase di trasporto (fig. 7.7.1, 7.7.2).

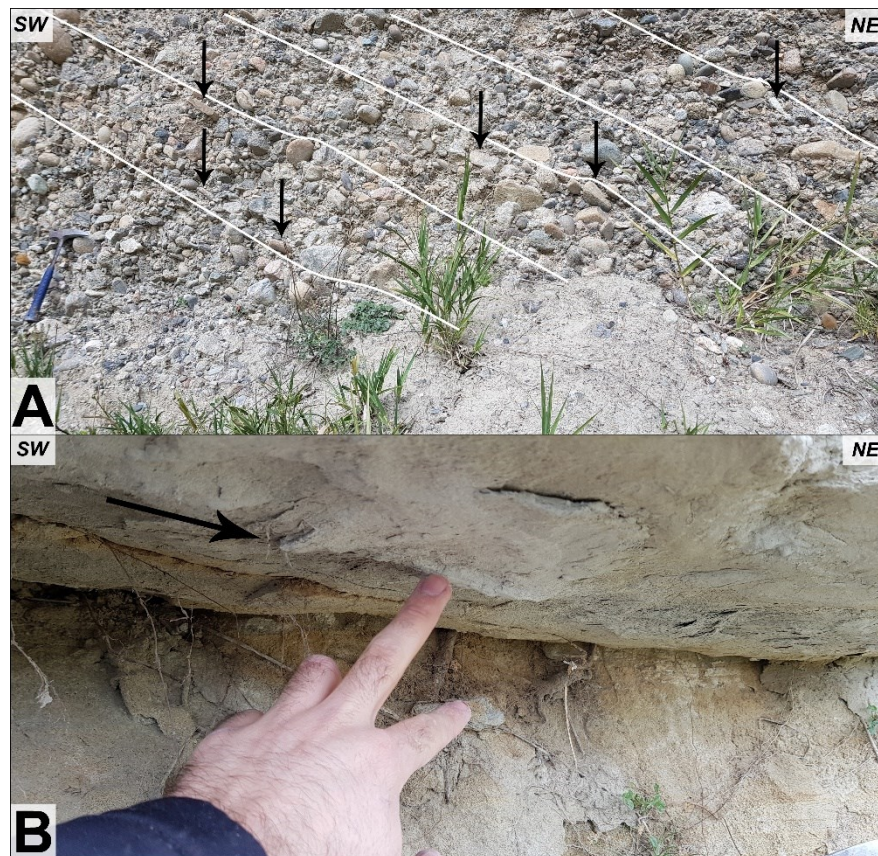


Fig. 7.4 – Esempi di *Cross bedding* e orientamento dei clasti (A) e strutture sedimentarie (*Groove casts*) (B) nei depositi affioranti nell'area 2 (area Lipuda). Nell'immagine A le frecce indicano l'orientamento di alcuni clasti; nell'immagine B la freccia indica la direzione e il verso della paleocorrente in base ai dati globali.

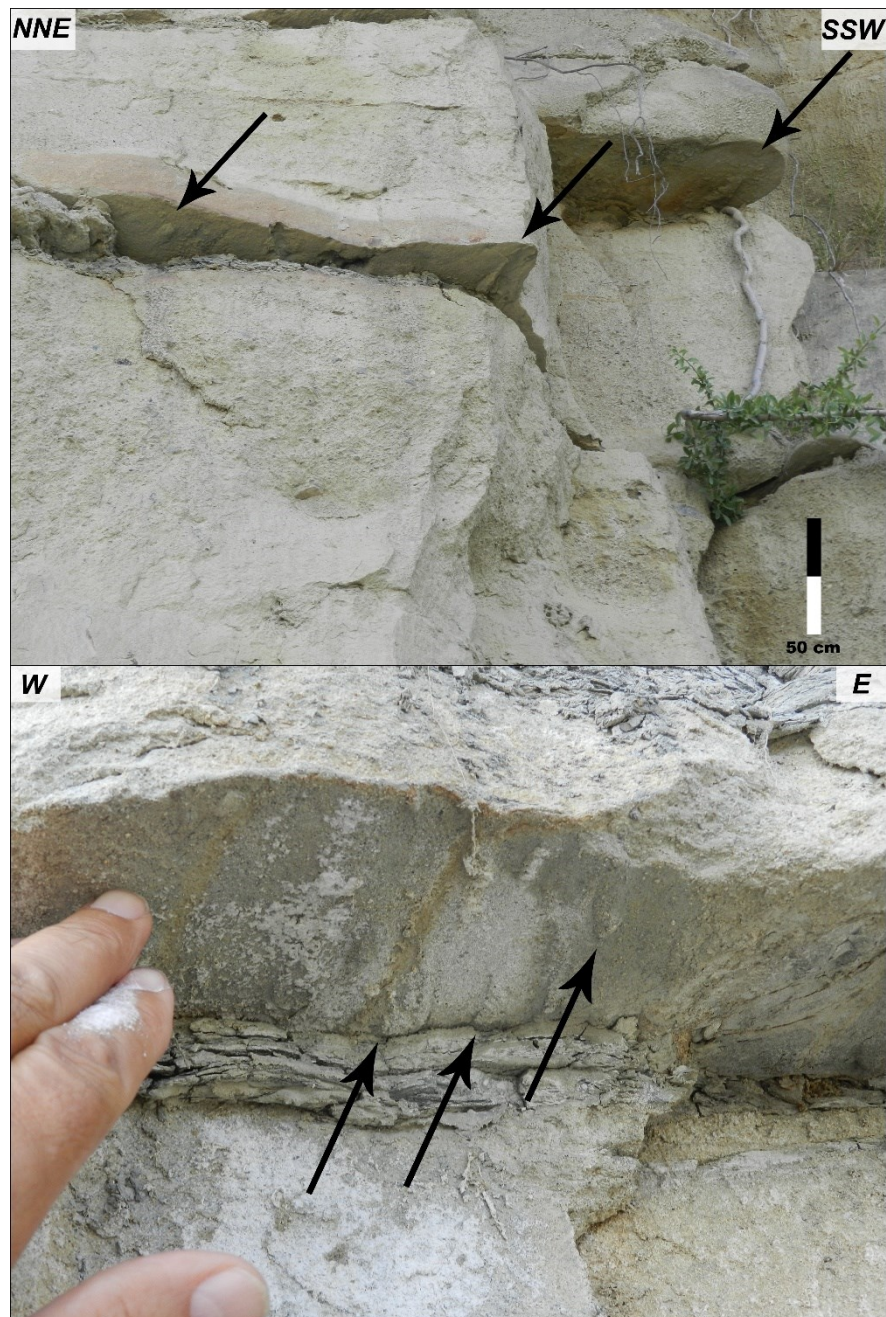


Fig. 7.5 – Esempi di strutture sedimentarie (*Groove casts*) nell'area 1 (area Nicà). Le frecce indicano la direzione e il verso della paleocorrente in base ai dati globali.

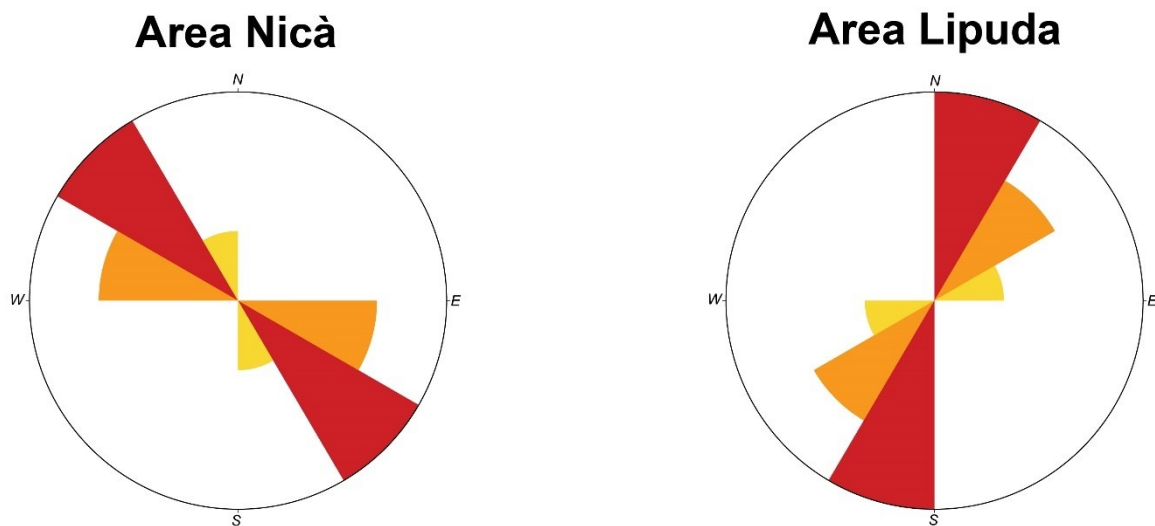


Fig. 7.6 – Diagrammi a rosa del paleoflusso nelle aree 1 (area Nicà) e 2 (area Lipuda) in cui vengono indicati gli assi delle direzioni di deposizione delle varie litologie rilevate. Dati: Rosso >20; Arancione: 10-20; Giallo <10.

Tale variazione è stata causata probabilmente dalla presenza di un alto strutturale (Falda di Cariati) posto in posizione perpendicolare rispetto alla direzione dei vari canali che trasportavano e immettevano materiale all'interno del bacino. Come accennato in precedenza, questo ha generato (dal Tortoniano in poi) una variazione della direzione originaria del paleoflusso che, da perpendicolare al margine continentale, ha subito cambiamenti durante la fase di trasporto, assumendo asse NW-SE nell'area del Fiume Nicà e NNE-SSW nell'area del Fiume Lipuda, generando delle zone di accumulo di forma allungata secondo queste direzioni. Per questo motivo bisogna considerare almeno due aree sorgenti poste lungo il margine continentale: la prima nell'area di Scala Coeli, e la seconda nell'area compresa fra Umbriatico e Melissa. In entrambe le aree si sono verificati fra il Serravalliano e il Tortoniano varie oscillazioni della linea di costa, le quali hanno generato un accumulo di sedimenti nel bacino caratterizzati da granulometrie variabili.

MODELLAZIONE

L'evoluzione paleogeografica dell'area di studio è stata quindi schematizzata in 8 fasi (A-H), ciascuna delle quali mostra le dinamiche e i fattori che hanno inciso sulla sedimentazione fra il Serravalliano e il Tortonianiano (fig. 7.7.1, 7.7.2).

Fase A

Durante la fase A (Serravalliano inf.) l'area risulta totalmente emersa. I vari corsi d'acqua trasportano e depositano il materiale proveniente dal basamento metamorfico posto a Est, caratterizzando così l'accumulo delle facies continentali afferenti alla "Formazione di Umbriatico" (fig 7.7.1A).

Fase B

La fase B è caratterizzata dall'avanzamento della linea di costa. Parte dell'area viene inondata e nelle porzioni più distali si accumulano i materiali fini afferenti alle facies marine della "Formazione del Fiume Lipuda" (Argille Marnose del Ponda) (fig 7.7.1B).

Fase C

Durante la fase C continua l'avanzamento della linea di costa, con il conseguente accumulo dei materiali fini afferenti alle "Argille Marnose del Ponda". Durante questa fase il margine continentale viene parzialmente inondato, e nelle porzioni litorali si accumulano i sedimenti afferenti alle "Calcareniti a Pecten e Clypeaster" (Serravalliano medio), parzialmente coeve alle "Argille Marnose del Ponda" (fig 7.7.1C).

Fase D

La fase D è caratterizzata dall'arretramento della linea di costa, che porta alla formazione di vari apparati deltizi in corrispondenza dei quali vengono immessi all'interno del bacino i depositi afferenti alle "Arenarie e conglomerati di Serra del Trono". Durante questa fase inizia a sollevarsi l'anticlinale che successivamente

porterà alla messa in posto dei depositi alloctoni afferenti alla “Falda di Cariati”.
Per questo motivo i paleoflussi iniziano a cambiare direzione. (fig. 7.7.1D)

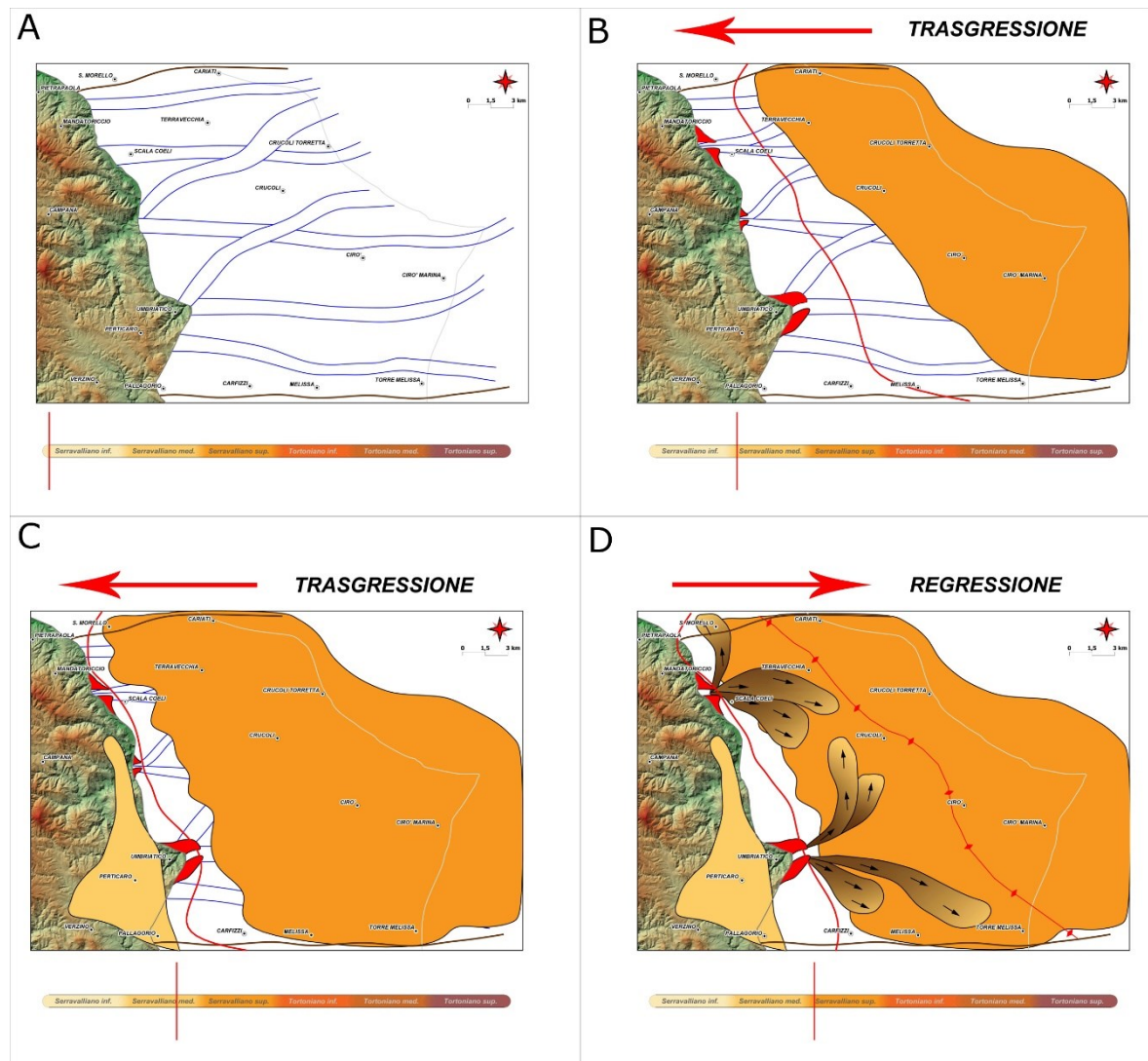


Fig. 7.7.1 – Schema paleogeografico che mostra l'evoluzione della Formazione del Fiume Lipuda durante il Serravalliano. Per la legenda dei simboli fare riferimento alla figura 7.7.2.

Fase E

Durante la fase E continua l'arretramento della linea di costa, continuano a depositarsi i vari materiali con granulometrie variabili in base alla posizione rispetto al margine (Arenarie e conglomerati di Serra del Trono). Infatti le aree prossimali sono caratterizzate da granulometrie grossolane, con l'accumulo di bancate sabbiose. Mentre nelle porzioni distali le granulometrie sono minori e

sono presenti delle alternanze di materiale fine (limo e argilla) e sabbie. Nel frattempo l'anticlinale continua a sollevarsi, costringendo i paleoflussi a cambiare direzione, assumendo asse parallelo al margine continentale (fig. 7.1.2E).

Fase F

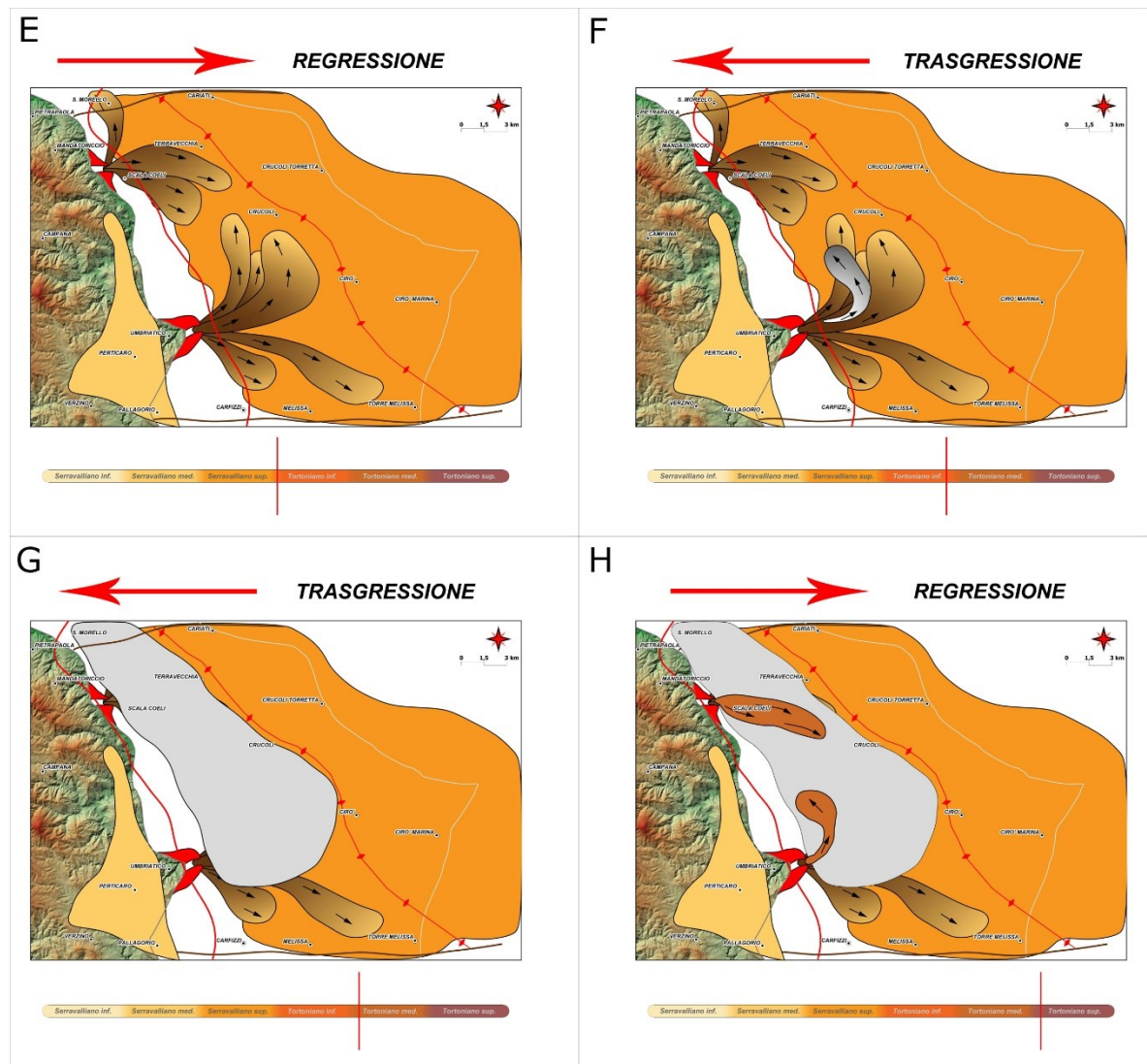
In questa fase un nuovo avanzamento della linea di costa porta alla deposizione, nelle aree prossimali, di bancate conglomeratiche afferenti al “Conglomerato di Sant'Agata”. La direzione dei flussi risulta ancora parallela al margine continentale (fig. 7.7.2F).

Fase G

Nella fase G continua la trasgressione marina, la quale porta all'allagamento parziale dell'area. Nelle aree lontane dal margine continentale si deposita così la porzione fine afferente alle “Argille Marnose di Malocritazzo”. L'alto strutturale creato dall'anticlinale in crescita ad ovest, e quello della fascia compresa fra Torre Melissa e Pallagorio a sud, costringe ad un'area delimitata questi depositi (fig. 7.7.2G).

Fase H

L'ultima fase è caratterizzata da una seconda fase di regressione, grazie alla quale vengono trasportati e depositati i sedimenti afferenti alla porzione più alta della Formazione del Fiume Lipuda (Arenarie di Scala Coeli e Monte Lelo). Anche in questo caso i paleoflussi assumono direzioni quasi parallele al margine continentale, depositando i materiali più grossolani nelle aree prossimali, e quelli più fini nelle porzioni distali (fig. 7.7.2H).



LEGENDA

- Arenarie di Scala Coeli e Monte Lelo
- Argille Marnose del Ponda
- Argille Marnose di Malocritazzo
- Calcareniti a Pecten e Clypeaster
- Conglomerati di Monte Sant'Agata
- Arenarie e Conglomerati di Serra del Trono
- Linea di costa attuale
- Paleo-linea di costa
- Asse di Anticlinale
- Toponimi
- Formazione di Umbriatico
- Apparato deltizio

Fig. 7.7.2 – Schema paleogeografico che mostra l'evoluzione della Formazione del Fiume Lipuda durante il Tortoniano.

CAPITOLO 8

❖ CONCLUSIONI

Gli aspetti geologici della porzione nord-orientale della Calabria hanno sempre suscitato molto interesse fra le varie generazioni di geologi. L'area di studio in esame, infatti, ricade proprio al centro di una porzione molto complessa dal punto di vista geologico, che è compresa fra la provincia di Cosenza a nord e quella di Crotona a Sud, in particolare fra i paesi di San Morello (CS) e Strongoli (KR). L'area ricopre l'intera porzione di territorio in cui affiorano i depositi appartenenti al Bacino sedimentario di Cirò; esso è posto al centro fra il Bacino di Rossano a nord e il Bacino di Crotona a Sud e si differenzia da questi per due aspetti molto importanti: la presenza di una successione alloctona denominata "Falda di Cariati", che affiora nella porzione nord-orientale e sovrascorre sui depositi tortoniani; la totale assenza della successione messiniana, affiorante solo nei due bacini limitrofi. Il Bacino di Cirò è costituito da una base arenaceo-conglomeratica di origine fluviale datata dal Langhiano sup. al Serravalliano inf. e caratterizzata da numerose variazioni sia verticali che orizzontali. Verso l'alto si passa a depositi marini, i quali sono rappresentati per buona parte dell'area di studio dalla Formazione del Fiume Lipuda. Essa rappresenta appunto il deposito clastico più esteso, caratterizzato da elementi che hanno suscitato molto interesse. Infatti, osservando e analizzando i vari affioramenti durante il rilevamento geologico, questa formazione è stata suddivisa in cinque litofacies ben distinte, depositatesi nell'intervallo temporale che va dal Serravalliano Inf. al Tortoniano Sup. (13.8-7.2 Ma):

- "Argille Marnose del Ponda" (Serravalliano medio-inferiore): costituita da argille marnose grigie con intercalazioni di arenarie;

- “Arenarie e Conglomerati di Serra del Trono” (Serravalliano superiore-Tortoniano inferiore): costituita da una base conglomeratica, che evolve superiormente ad alternanze di strati argillosi e arenacei;
- “Conglomerati di Monte Sant’Agata” (Tortoniano medio): costituita da bancate conglomeratiche e affiorante in un’area limitata;
- “Argille Marnose di Malocritazzo” (Tortoniano medio-superiore): costituita da alternanze ritmiche di strati argilloso-marnosi e livelli arenacei.
- “Arenarie di Scala Coeli e Monte Lelo” (Tortoniano superiore): costituita da arenarie massive e ben stratificate.

La Formazione del Fiume Lipuda è stata analizzata attentamente dal punto di vista sedimentologico, al fine di capire le dinamiche che hanno contribuito alla sua deposizione; sono stati quindi acquisiti tutti i dati relativi alle direzioni dei paleoflussi nei depositi arenacei (*groove casts*, *flute casts*, *cross bedding*, embriciatura dei clasti ecc.) e sono state create delle stazioni di misura in più aree allo scopo di ottenere il maggior numero di dati possibile, permettendo così la ricostruzione di un modello evolutivo deposizionale dei depositi Serravalliano-Tortoniani. Essa deriva da una continua alternanza fra fasi di non-sedimentazione dovute alla trasgressione marina e fasi di sedimentazione sotto forma di lobi deposizionali, in cui ha contribuito la regressione marina. In tutto questo frangente ha svolto un ruolo fondamentale la tettonica, in particolare la messa in posto della Successione alloctona della Falda di Cariati. Essa infatti, a partire dal Tortoniano, ha generato un alto strutturale quasi parallelo al margine continentale, il quale ha causato la variazione della direzione iniziale dei lobi deposizionali, generando un bacino allungato con direzione NO-SE in cui si è accumulato tutto il materiale derivante dai vari litotipi posti a ovest.

RIFERIMENTI BIBLIOGRAFICI

ACQUAFREDDA, P., LORENZONI S. & Z. (1988) - *LA SEQUENZA PALEOZOICA DELL'UNITÀ DI BOCCHIGLIERO (SILA, CALABRIA)*. REND. SOC. GEOL. IT. 11, 5-22.

ACQUAFREDDA P., LORENZONI S. & ZANETTIN LORENZONI E. (1994) - *THE BOCCHIGLIERO PALEOZOIC SEQUENCE IN THE CONTEXT OF THE CALABRIAN-PELORITAN HERCYNIAN RANGE (ITALY)*. GEOL. J., 29: 45-58.

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.

ARCURI N., MUTO F., CHIARELLA D. & CRITELLI S. (2023) - *THE MIOCENE DEPOSITS OF THE CIRÒ BASIN IN THE EVOLUTION OF THE PERI-IONIAN REGION, EASTERN CALABRIA*. RENDICONTI ONLINE SOCIETÀ GEOLOGICA ITALIANA.

ATZORI P., FERLA P., PAGLIONICO A., PICCARRETA G., ROTTURA A. (1984) - *REMNANTS OF THE HERCYNIAN OROGEN ALONG THE "CALABRIAN-PELORITAN ARC", SOUTHERN ITALY: A REVIEW*. J. GEOL. SOC. LONDON, 141: 137-145.

AYUSO R.A., MESSINA A., DE VIVO B., RUSSO S., WOODRUFF L., HORAN M., SUTTER J. & BELKIN H.E. (1994) - *GEOCHEMISTRY AND ARGON THERMOCHRONOLOGY OF THE VARISCAN SILA BATHOLITH, SOUTHERN ITALY: SOURCE ROCKS AND MAGMA EVOLUTION*. CONTR. MINERALOG. PETROL., 117: 87-109.

BARONE A., FABBRI A., ROSSI S., SARTOREI R. (1982) - *EVOLUZIONE NEOGENICA DEI MARGINI CONTINENTALI DELL'ARCO CALABRO-PELORITANO*. MEM. SOC. GEO. IT.

BARONE A., FABBRI A., ROSSI S., SARTORI R. (1982b) - *GEOLOGICAL STRUCTURE AND EVOLUTION OF THE MARINE AREAS ADJACENT TO THE CALABRIAN ARC*. EARTH EVOLUTION SCIENCES, 2, 3, 207-221

BARONE M., DOMINICI R., MUTO F. & CRITELLI S. (2008) - *DETRITAL MODES IN A LATE MIOCENE WEDGETOP BASIN, NORTHEASTERN CALABRIA, ITALY: COMPOSITIONAL RECORD OF WEDGE-TOP PARTITIONING*. JOURNAL OF SEDIMENTARY RESEARCH, V. 78, 693-711.

BILLI, A., D. PRESTI, C. FACCENNA, G. NERI, AND B. ORECCHIO, (2007), *SEISMOTECTONICS OF THE NUBIA PLATE COMPRESSIVE MARGIN IN THE SOUTH TYRRHENIAN REGION, ITALY: CLUES FOR SUBDUCTION INCEPTION*, J. GEOPHYS. RES., 112, B08302.

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 SEMIQUANTITATIVE PALINOSPASTIC RESTORATION*. BOLL. SOC. GEOL. IT., 101: 259-274.

BONARDI G., CAVAZZA W., PERRONE V. & ROSSI S. (2001) - *CALABRIA-PELORITANI TERRANE AND NORTHERN IONIAN SEA*. IN: ANATOMY OF AN OROGEN: THE APENNINES AND ADJACENT MEDITERRANEAN BASINS (G.B. VAI & I.P. MARTINI, EDS.), 287-306. KLUWER ACADEMIC PUBLISHERS, DORDRECHT.

BONARDI, G., DE CAPOA, P., DI STASO, A., PERRONE., V., SONNINO., M., AND TRAMONTANA, M., (2005), *THE AGE OF THE PALUDI FORMATION: A MAJOR CONSTRAINT TO THE BEGINNING OF THE APULLA-VERGING OROGENIC TRANSPORT IN THE NORTHERN SECTOR OF THE CALABRIA-PELORITANI ARC*. TERRA NOVA, V. 17, P. 331-337.

- BONFIGLIO L. (1964a)** - *SU DI UNA COLTRE ALLOCTONA NELLA ZONA DI CARLATI (COSENZA). NOTA PRELIMINARE. ATTI SOC. PELOR. SC. FIS. MAT. NAT. MESSINA*, 10.
- BONFIGLIO L. (1964b)** - *LA COLTRE ALLOCTONA DI CARLATI. ATTI SOC. TOSCANA SC. NATUR*, S. A, 71: 200-256.
- BOUMA, A.H. (1962)** - *SEDIMENTOLOGY OF SOME FLYSCH DEPOSITS. A GRAPHIC APPROACH TO FACIES INTERPRETATION. ELSEVIER, AMSTERDAM*, 168 PP.
- BOUSQUET J.C. (1963)**. *AGE DE LA SERIE DES DIABASES-PORPHYRITES (ROCHES VERTES DU FLYSCH CALABRO-LUCANIEN: ITALIE MERIDIONALE)*, BULL. SOC. GEOLOG. FR.,4, 712-718.
- CARMINATI, E., WORTEL, M.J.R., SPAKMAN, W., SABADINI, R., (1998a)**. *THE ROLE OF SLAB DETACHMENT PROCESSES IN THE OPENING OF THE WESTERN-CENTRAL MEDITERRANEAN BASINS: SOME GEOLOGICAL AND GEOPHYSICAL EVIDENCE. EARTH AND PLANETARY SCIENCE LETTERS* 160, 651–665.
- CARMINATI, E., WORTEL, M.J.R., MEIJER, P.TH., SABADINI, R., (1998b)**. *THE TWO STAGES OPENING OF THE WESTERN-CENTRAL MEDITERRANEAN BASINS: A FORWARD MODELLING TEST TO A NEW EVOLUTIONARY MODEL. EARTH AND PLANETARY SCIENCE LETTERS* 160, 667–679.
- CASCIANO, C.I., PATACCI M., LONGHITANO S. G., TROPEANO M., MCCAFFREY W. D., (2019)** - *MULTI-SCALE ANALYSIS OF A MIGRATION SUBMARINE CHANNEL SYSTEM IN A TECTONICALLY-CONFINED BASIN: THE MIOCENE GORGOGLIONE FLYSCH FORMATION, SOUTHERN ITALY. SEDIMENTOLOGY* 66, 205-240.
- 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., TORTORICI L., TURCO E. & GUERRA I. (1981)** - *PROFILI PROFONDI IN CALABRIA SETTENTRIONALE. BOLL. SOC. GEOL. IT.*, 100: 423-431.
- CHIARABBA, C., DE GORI, P., SPERANZA, F., (2008)**. *THE SOUTHERN TYRRHENIAN SUBDUCTION ZONE: DEEP GEOMETRY, MAGMATISM AND PLIO-PLEISTOCENE EVOLUTION. EARTH AND PLANETARY SCIENCE LETTERS* 268, 408–423.
- CIVETTA L., DIETRICH D., ORSI G. & SCANNONE P. (1981)** – *EARLY MIOCENE METAMORPHYC AND TECTONIC EVOLUTION OF THE SOUTHERN APPENNINES IN NORTHERN CALABRIA.*
- COLELLA A. (1994)** - *COARSE-GRAINED DELTAS IN NEOTECTONIC STRIKE-SLIP AND EXTENSIONAL SETTINGS: TECTONIC AND SEDIMENTARY CONTROLS ON THE ARCHITECTURE OF DELTAS AND BASIN FILLS (CRATI BASIN AND MESSINA STRAIT, SOUTHERN ITALY). IN: PRE-MEETING FIELDTRIP GUIDEBOOK. INT. ASSOC. SEDIMENTOLOGISTS, 15TH REGIONAL MEETING, ISCHIA, ITALY, 245-277.*
- COSENTINO D. & GLIOZZI E. (1988)** - *CONSIDERAZIONI SULLE VELOCITÀ DI SOLLEVAMENTO DI DEPOSITI EUTIRRENIANI DELL'ITALIA MERIDIONALE E DELLA SICILIA. MEM. SOC. GEOL. IT.*, 41: 653-665.
- COTECCHIA V. (1963)** - *I TERRENI SEDIMENTARI DEI DINTORNI DI CARLATI, SCALA COELI E PIETRAPAOLO, AL MARGINE NORD-ORIENTALE DELLA SILA (CALABRIA). MEM. IST. GEOL. MIN. UNIV. PADOVA*, 24: 1-40.
- CRINITI S., BORRELLI M., FALSETTA E., CIVITELLI M., PUGLIESE E. & ARCURI N. (2023)** - *SANDSTONE PETROLOGY OF THE CROTONE BASIN, CALABRIA (ITALY) FROM WELL CORES, RENDICONTI ONLINE SOCIETÀ GEOLOGICA ITALIANA. [DOI: [HTTPS://DOI.ORG/10.3301/ROL.2023.10](https://doi.org/10.3301/ROL.2023.10)].*
- CRITELLI S. (1999)** - *THE INTERPLAY OF LITHOSPHERIC FLEXURE AND THRUST ACCOMODATION IN FORMING STRATIGRAPHIC SEQUENCES IN THE SOUTHERN APENNINES FORELAND BASIN SYSTEM, ITALY: ACCADEMIA NAZIONALE DEI LINCEI, RENDICONTI LINCEI SCIENZE FISICHE E NATURALI, SERIE IX*, 10: 257-326.

- CRITELLI S. (2018)** - *PROVENANCE OF MESOZOIC TO CENOZOIC CIRCUM-MEDITERRANEAN SANDSTONES IN RELATION TO TECTONIC SETTING*. EARTH-SCIENCE REVIEWS, V. 185, P. 624-648.
- CRITELLI S. & LE PERA E. (1998)** - *POST-OLIGOCENE SEDIMENT-DISPERSAL SYSTEMS AND UNROOFING HISTORY OF THE CALABRIAN MICROPLATE, ITALY*. INT. GEOL. REV., 40: 609-637.
- CRITELLI S. & LE PERA E. (2003)** - *PROVENANCE RELATIONS AND MODERN SAND PETROFACIES IN AN UPLIFTED THRUST-BELT, NORTHERN CALABRIA, ITALY*. IN: A. BASU & R. VALLONI (EDS.): *QUANTITATIVE PROVENANCE STUDIES IN ITALY*. MEM. DESCR. CARTA GEOL. D'IT., 61: 25-38.
- CRITELLI S., CRINITI S. (2021)** - *SANDSTONE PETROLOGY AND PROVENANCE IN FOLD THRUST BELT AND FORELAND BASIN SYSTEM*. SEDIMENTARY PETROLOGY - IMPLICATIONS IN PETROLEUM INDUSTRY (EDITED BY ALI ISMAIL AL-JUBOURY). INTECH OPEN ACCESS PUBLISHER, JANEZA TRDINE 9, RIJEKA, CROATIA, P. 1-15.[DOI: 10.5772/INTECHOPEN.96985].
- CRITELLI S., COVA A., COTTERLE D., DOMINICI R., MUTO F., NEAGU C. R., REBESCO M., ROMANO C., ZGUR F. & W.D.G.T OGS TECHNICAL STAFF (2007)** - *MORPHOLOGY AND ARCHITECTURE OF THE WESTERN PORTIONS OF THE GULF OF TARANTO: A STUDY OF SUBMARINE INSTABILITY IN A TECTONICALLY ACTIVE MARGIN*. GEOITALIA 2007, CONGRESSO DELLA FEDERAZIONE ITALIANA DI SCIENZE DELLA TERRA, RIMINI, SETTEMBRE 2007. [ABSTRACT CON POSTER].
- CRITELLI S., MUTO F., TRIPODI V. & PERRI F. (2011)** - *RELATIONSHIPS BETWEEN LITHOSPHERIC FLEXURE, THRUST TECTONICS AND STRATIGRAPHIC SEQUENCES IN FORELAND SETTING: THE SOUTHERN APENNINES FORELAND BASIN SYSTEM, ITALY*. IN: TECTONICS 2 (ED. BY U. SCHATTNER): INTECH OPEN ACCESS PUBLISHER, 121-170.
- CRITELLI S., MUTO F., TRIPODI V. & PERRI F. (2013)** - *LINK BETWEEN THRUST TECTONICS AND SEDIMENTATION PROCESSES OF STRATIGRAPHIC SEQUENZE FROM THE SOUTHERN APENNINES FORELAND BASIN SYSTEM, ITALY*. REND. ONLINE DELLA SOC. GEOL. IT., 25, 21-42.
- CRITELLI S., MUTO F., PERRI F., TRIPODI V. (2017)** - *INTERPRETING PROVENANCE RELATIONS FROM SANDSTONE DETRITAL MODES, SOUTHERN ITALY FORELAND REGION: STRATIGRAPHIC RECORD OF THE MIOCENE TECTONIC EVOLUTION*. MAR. PET. GEOL., V. 87, P. 47-59.
- DAVIS, C.E., HAUGHTON, P.D.W., MCCAFFREY, W.D., SCOTT, E., HOGG, N., KITCHING, D. (2009)** - *CHARACTER AND DISTRIBUTION OF HYBRID SEDIMENT GRAVITY FLOW DEPOSITS FROM THE OUTER FORTIES FAN, PALAEOCENE CENTRAL NORTH SEA, UKCS*. MAR. PET. GEOL. 26, 1919-1939.
- DE CELLES, P. G. AND GILES, K. A. (1996)** - *FORELAND BASIN SYSTEMS*. BASIN RESEARCH, 8 105-123.
- DE ROEVER E.W.F. (1972)** - *LAWSONITE-ALBITE-FACIES METAMORPHISM NEAR FUSCALDO. CALABRIA (SOUTHERN ITALY), ITS SIGNIFICANCE AND PETROLOGICAL ASPECTS*. GUA PAP. GEOL. S. 1,3,171 PP.
- DE ROEVER E.W.F., PICCARRETTA G., BEUNK F.F. & KIEFT C. (1974)** - *BLUE AMPHIBOLES FROM NORTH-WESTERN AND CENTRAL CALABRIA (ITALY)*. PER. MINER., 43, 1-37.
- DIETRICH D., LORENZONI S., SCANDONE P., ZANETTIN-LORENZONIE. & DI PIERRO M. (1976)** - *CONTRIBUTION TO KNOWLEDGE OF THE TECTONIC UNITS OF CALABRIA. RELATIONSHIPS BETWEEN COMPOSITION OF K-WHITE MICAS AND METAMORPHIC EVOLUTION*. BOLL. SOC. GEOL. IT., 95 193-217.
- DOGLIONI C. (1991)** - *A PROPOSAL OF KINEMATIC MODELLING FOR W-DIPPING SUBDUCTIONS. POSSIBLE APPLICATIONS TO THE TYRRHENIAN-APENNINES SYSTEM*. TERRA NOVA, 3: 423-434.
- DOGLIONI C., HARABAGLIA P., MARTINELLI G., MONGELLI F., ZITO G., (1996)**. *A GEODYNAMIC MODEL OF THE SOUTHERN APENNINES ACCRETIONARY PRISM*. TERRA NOVA, 8: 540-547.

- DOGLIONI C., MERLINI S. & CANTARELLA G. (1999)** - FOREDEEP GEOMETRIES AT THE FRONT OF THE APENNINES IN THE IONIAN SEA (CENTRAL MEDITERRANEAN); EARTH AND PLANETARY SCIENCE LETTERS, 168: 243–254.
- DUBOIS R. (1976)** – LA SUTURE CALABRO-APPENNINIQUE CRETACEE-EOCENE ET L'OUVERTURE TYRRHENIENNE NEOGENE; ÉTUDE PETROGRAPHIQUE ET STRUCTURALE DE LA CALABRE CENTRALE. THÈSE, UNIV. P., M. CURIE PARIS, 576 PP.
- ENCYCLOPAEDIA BRITANNICA, THE EDITORS OF ENCYCLOPAEDIA** - CONTINENTAL SHELF SUMMARY. ENCYCLOPAEDIA BRITANNICA, 17 MAR. 2006, [HTTPS://WWW.BRITANNICA.COM/SUMMARY/CONTINENTAL-SHELF](https://www.britannica.com/summary/continental-shelf). ACCESSED 26 JANUARY 2023.
- FERRANTI L., SANTORO E., MAZZELLA M.E., MONACO C. & MORELLI D. (2009)** - ACTIVE TRANSPRESSION IN THE NORTHERN CALABRIA APENNINES, SOUTHERN ITALY. TECTONOPHYSICS, 476, 226-251.
- GALLOWAY W. E. & HOBDAK D. K., (1996)** - TERRIGENOUS CLASTIC DEPOSITIONAL SYSTEM: APPLICATION TO FOSSIL FUEL AND GROUND WATER RESOURCES. SPRINGER, SALT LAKE CITY UT, PP. 449.
- GHIBAUDO, G., (1992)** - SUBAQUEOUS SEDIMENT GRAVITY FLOW DEPOSITS - PRACTICAL CRITERIA FOR THEIR FIELD DESCRIPTION AND CLASSIFICATION. SEDIMENTOLOGY 39, 423-454.
- GROENENBERG, R., HODGSON, D., PRELAT, A., LUTHI, S., FLINT, S. (2010)** - FLOW-DEPOSIT INTERACTION IN SUBMARINE LOBES: INSIGHTS FROM OUTCROP OBSERVATIONS AND REALIZATIONS OF A PROCESS-BASED NUMERICAL MODEL. JOURNAL OF SEDIMENTARY RESEARCH, 80, 252-267.
- GUEGUEN E., DOGLIONI C., FERNANDEZ M., (1998)**. ON THE POST-25 MA GEODYNAMIC EVOLUTION OF THE WESTERN MEDITERRANEAN. TECTONOPHYSICS, 298: 259-269.
- 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. & GRANDJACQUET C. (1972)** - ESSAI SUR L'EVOLUTION TECTOGENETIQUE DE LA LIGURIE ALPES-APPENNINES (DE LA LIGURIE A LA CALABRE). MEM. SOC. GEOL. IT., 11: 309-341.
- HAUGHTON, P.D.W., BARKER, S.P., MCCAFFREY, W.D. (2003)** - "LINKED" DEBRITES IN SAND-RICH TURBIDITE SYSTEMS: ORIGIN AND SIGNIFICANCE. SEDIMENTOLOGY 50, 459-482.
- HAUGHTON, P.D.W., DAVIS, C.E., MCCAFFREY, W.D. (2009)** - HYBRID SEDIMENT GRAVITY FLOW DEPOSITS: CLASSIFICATION, ORIGIN AND SIGNIFICANCE. MAR. PET. GEOL. 26, 1900-1918.
- HAUGHTON, P.D.W., DAVIS, C.E., MCCAFFREY, W.D., (2010)** - REPLY TO COMMENT BY R. HIGGSON "HYBRID SEDIMENT GRAVITY FLOW DEPOSITS: CLASSIFICATION, ORIGIN AND SIGNIFICANCE". MAR. PET. GEOL. 27, 2066-2069.
- HODGSON, D.M. (2009)** - DISTRIBUTION AND ORIGIN OF HYBRID BEDS IN SAND-RICH SUBMARINE FANS OF THE TANQUA DEPOCENTRE, KAROO BASIN, SOUTH AFRICA. MAR. PET. GEOL. 26, 1940-1956.
- HOFFMAN C. (1970)** – DE GLAUKOPHANGESTERNE, TREE STAFFLICHEN AEQUIVALENTE AND UNWANDLLUNGS-PRODUKTE IN NORTH-CALABRIEN (SUD ITALIEN). CONTR. MIN. PETR., 27, 283-320.
- IBBEKEN H. & SCHLEYER R. (1991)** - SOURCE AND SEDIMENT. A CASE STUDY OF PROVENANCE AND MASS BALANCE AT AN ACTIVE PLATE MARGIN (CALABRIA, SOUTHERN ITALY). SPRINGER-VERLAG, BERLIN: 286 PP.
- KIEFER E. (1994)** - TWO-DIMENSIONAL MODELING OF EXOGENIC MASS TRANSFER AT THE CALABRIAN ACTIVE MARGIN, SOUTHERN ITALY. GEOL. RUNDSCH., 83: 334-347.

- KUENEN, PH.H. (1957a)** - *SOLE MARKINGS OF GRADED GREYWACKE BEDS*. J. GEOL., 65, 231-258.
- LANGONE A., GODARD G., PROSSER G., CAGGIANELLI A., ROTTURA A. & TIEPOLO M. (2010)** - *P-T-t PATC OF HERCYNIAN LOW-PRESSURE ROCKS FROM THE MANDATORICCIO COMPLEX (SILA MASSIF, CALABRIA, ITALY): NEW INSIGHTS FOR CRUSTAL EVOLUTION*. J. METAMORPHIC GEOL., 28, 137-162.
- LANZAFAME G. & TORTORICI L. (1980)** - *LE SUCCESSIONI GIURASSICO-EOCENICHE DELL'AREA COMPRESA TRA BOCCHIGLIERO, LONGOBUCCO E CROPALATI (CALABRIA)*. RIV. IT. PALEONT. STRAT., 86, 31-54.
- LENTINI F., (1979)**. *LE UNITÀ SICILIDI DELLA VAL D'AGRI (APPENNINO LUCANO)*. GEOL. ROM., 18: 215-225.
- LOWE D.R., (1982)** - *SEDIMENT GRAVITY FLOWS; II, DEPOSITIONAL MODELS WITH SPECIAL REFERENCE TO THE DEPOSITS OF HIGH-DENSITY TURBIDITY CURRENTS*. JOURNAL OF SEDIMENTARY PETROLOGY 52, 279-297.
- LUGLI S., DOMINICI R., BARONE M., COSTA E. & CAVOZZI C. (2007)** - *MESSINIAN HALITE AND RESIDUAL FACIES IN THE CROTONE BASIN (CALABRIA, ITALY)*. IN: SCHREIBER B.C., LUGLI & S. BABEL M., (EDS.): *EVAPORITES THROUGH SPACE AND TIME*. GEOLOGICAL SOCIETY OF LONDON SPECIAL PUBLICATIONS 285: 169-178.
- 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.
- MASSARI F., PROSSER G., CAPRARO L., FORNACIARI E. & CONSOLARO C. (2010)** - *A REVISION OF STRATIGRAPHY AND GEOLOGY OF THE SOUTH-WESTERN PART OF THE CROTONE BASIN (SOUTH ITALY)*. ITAL. J. GEOSCI., 129, 353-384.
- MASSARI F. & PROSSER G. (2013)** - *LATE CENOZOIC TECTONO-STRATIGRAPHIC SEQUENCES OF THE CROTONE BASIN: INSIGHTS ON THE GEODYNAMIC HISTORY OF THE CALABRIAN ARC AND TYRRHENIAN SEA*. BASIN RESEARCH, 25, 26-51.
- MESSINA A., RUSSO S., BORGHINI A., COLONNA V., COMPAGNONI R., CAGGIANELLI A., FORNELLI A. & PICCARRETA G. (1994)** - *IL MASSICCIO DELLA SILA SETTORE SETTENTRIONALE DELL'ARCO CALABRO-PELORITANO*. BOLL. SOC. GEOL. IT., 113: 539-586.
- MIDDLETON, G.V. & HAMPTON, M.A. (1973)** - *SEDIMENT GRAVITY FLOWS, MECHANICS OF FLOW AND DEPOSITION*. IN MIDDLETON, G.V., BOUMA, A.H. (EDS.). *TURBIDITES AND DEEP-WATER SEDIMENTATION*. CALIFORNIA, LOS ANGELES, PP. 1-38. PACIFIC SECTION SEPM.
- MONACO C., TORTORICI L., MORTEN L., CRITELLI S. & TANSI C. (1995)** - *GEOLOGIA DEL VERSANTE NORDORIENTALE DEL MASSICCIO DEL POLLINO (CONFINI CALABRO-LUCANO)*. NOTA ILLUSTRATIVA SINTETICA DELLA CARTA GEOLOGICA ALLA Scala 1:50.000. BOLL. SOC. GEOL. IT., 114, 277-292.
- MONACO C. & TORTORICI L. (2000)** - *ACTIVE FAULTING IN THE CALABRIAN ARC AND EASTERN SICILY*. J. GEODYNAMICS, 29, 407- 424.
- MORETTI I. & ROYDEN L., (1988)** - *DEFLECTION, GRAVITY ANOMALIES AND TECTONICS OF DOUBLY SUBDUCTED CONTINENTAL LITHOSPHERE: ADRIATIC AND IONIAN SEAS*. TECTONICS, 7, NO. 4: 875-893
- MULDER, T., ALEXANDER, J., (2001)** - *THE PHYSICAL CHARACTER OF SUBAQUEOUS SEDIMENTARY DENSITY FLOWS AND THEIR DEPOSITS*. SEDIMENTOLOGY 48, 269-299.
- MUTO F. & PERRI E. (2002)** - *EVOLUZIONE TETTONO-SEDIMENTARIA DEL BACINO DI AMANTEA, CALABRIA OCCIDENTALE*. BOLL. SOC. GEOL. IT., 121, 391-409.
- MUTO F., CRITELLI S., DOMINICI R., NEAGU C.R., REBESCO M., GELETTI R., COVA A. & ZGUR F. (2007B)** - *STRUCTURAL AND BASINAL ARCHITECTURE OF THE WESTERN PORTIONS OF THE GULF OF*

TARANTO, CALABRIA. GEOITALIA 2007, CONGRESSO DELLA FEDERAZIONE ITALIANA DI SCIENZE DELLA TERRA, RIMINI, SETTEMBRE 2007 [ABSTRACT CON POSTER].

MUTO F., CRITELLI S. & TRIPODI V. (2012) - *TECTONO-STRATIGRAPHIC RELATIONS ALONG A TRANSECT BETWEEN THE NEOGENE IONIAN FORELAND AND TYRRHENIAN BACK-ARC BASINS (NORTHERN CALABRIA)*. *REND. ONLINE SOC. GEOL. IT.*, 21, 98-100, ISSN: 2035-8008.

MUTO F., SPINA V., TRIPODI V., CRITELLI S. & RODA C. (2014) - *NEOGENE TECTONO-STRATIGRAPHIC EVOLUTION OF ALLOCHTHONOUS TERRANES IN THE EASTERN CALABRIAN FORELAND (SOUTHERN ITALY)*. *ITAL. J. GEOSCI.*, 133, 455-473.

MUTO F., CRITELLI S., ROBUSTELLI G., TRIPODI V., ZECCHIN M., FABBRICATORE D. & PERRI F. (2015) - *A NEOGENE - QUATERNARY GEOTRAVERSE WITHIN THE NORTHERN CALABRIAN ARC FROM THE FORELAND PERI-IONIAN MARGIN TO THE BACK-ARC TYRRHENIAN MARGIN*. *GEOLOGICAL FIELD TRIPS*, 66 P.

MUTO F., TRIPODI V., CHIARELLA D., LUCA' F. & CRITELLI S. (2017) - *TECTONO-STRATIGRAPHIC ARCHITECTURE OF THE IONIAN PIEDMONT BETWEEN THE ARSO STREAM AND NICA' RIVER CATCHMENTS (CALABRIA, SOUTHERN ITALY)*. *JOURNAL OF MAPS*, 13:2, 332-341.

MUTTI, E., (1992) - *TURBIDITE SANDSTONES*. AGIP, 275 PP.

MUTTI, E., D. BERNOULLI, F. RICCI LUCCHI, AND R. TINTERRI, (2009) - *TURBIDITES AND TURBIDITY CURRENTS FROM ALPINE "FLYSCH" TO THE EXPLORATION OF CONTINENTAL MARGINS IN J.A. MCKENZIE, D. BERNOULLI, AND M.B. CITA, (EDS.), SYMPOSIUM ON MAJOR DISCOVERIES IN SEDIMENTARY GEOLOGY IN THE MEDITERRANEAN REALM FROM A HISTORICAL PERSPECTIVE TO NEW DEVELOPMENT*. *SEDIMENTOLOGY*, V. 56/1, P. 267-318.

NEMEC, W., (1990) - *ASPECTS OF SEDIMENT MOVEMENT ON STEEP DELTA SLOPES*. IN: *COLELLA, A., PRIOR, D.B. (EDS.), COARSE-GRAINED DELTAS*. SPECIAL PUBLICATION OF THE INTERNATIONAL ASSOCIATION OF SEDIMENTOLOGISTS, VOL. 10, PP. 29-73.

OGNIBEN L. (1955) - *LE ARGILLE SCAGLIOSE DEL CROTONESE*. *MEM. NOTE IST. GEOL. APPL. NAPOLI*, 6 (2) , 72 P.

OGNIBEN L. (1962) - *LE ARGILLE SCAGLIOSE E I SEDIMENTI MESSINIANI A SINISTRA DEL TRIONTO (ROSSANO, COSENZA)*. *GEOL. ROM.*, 1: 255-282.

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. ROM.*, 12: 243-585.

PAGLIONICO A. & PICCARRETA G. (1978) - *HISTORY AND PETROLOGY OF A FRAGMENT OF THE DEEP CRUST IN THE SERRA (CALABRIA, SOUTHERN ITALY)*. *N. JB. MINER. MH.*, 9, 385-396.

PASINI G. & COLALONGO M.L. (1994) - *PROPOSAL FOR THE ERECTION OF THE SANTERNIAN/EMILIAN BOUNDARY-STRATOTYPE (LOWER PLEISTOCENE) AND NEW DATA ON THE PLIOCENE/PLEISTOCENE BOUNDARY STRATOTYPE*. *BOLL. SOC. PALEONT. IT.*, 33(1): 101-120.

PATACCA, E., SARTORI, R., SCANDONE, P., (1990). *TYRRHENIAN BASIN AND APENNINIC ARCS: KINEMATIC RELATIONS SINCE LATE TORTONIAN TIMES*. *MEMORIE DELLA SOCIETÀ GEOLOGICA ITALIANA*, 45, 425-451.

PATACCI, M., HAUGHTON, P.D.W., MCCAFFREY, W.D. (2014) - *RHEOLOGICAL COMPLEXITY IN SEDIMENT GRAVITY FLOWS FORCED TO DECELERATE AGAINST A CONFINING SLOPE, BRAUX, SE FRANCE*. *J. SEDIMENT. RES.* 84, 270277.

- PERRI F., MUTO F. & BELVISO C. (2011b)** - *LINKS BETWEEN COMPOSITION AND PROVENANCE OF MESOZOIC SILICICLASTIC SEDIMENTS FROM WESTERN CALABRIA (SOUTHERN ITALY)*. ITAL. J. GEOSCI., 130, 318-329.
- PERRI F., CRITELLI S., DOMINICI R., MUTO F., TRIPODI V., CERAMICOLA S. (2012)** - *PROVENANCE AND ACCOMMODATION PATHWAYS OF LATE QUATERNARY SEDIMENTS IN THE DEEP-WATER NORTHERN JONIAN BASIN, SOUTHERN ITALY*. SEDIMENTARY GEOLOGY, 280: 244-259.
- PICKERING, K.T., HISCOTT, R.N., HEIN, F.J., (1989)** - *DEEP MARINE ENVIRONMENTS: CLASTIC SEDIMENTATION AND TECTONICS*. UNWIN HYMAN LTD, LONDON, 416 PP.
- PRÉLAT, A., HODGSON, D.M., FLINT, S.S. (2009)** - *EVOLUTION, ARCHITECTURE AND HIERARCHY OF DISTRIBUTARY DEEP-WATER DEPOSITS: A HIGH-RESOLUTION OUTCROP INVESTIGATION FROM THE PERMIAN KAROO BASIN, SOUTH AFRICA*. SEDIMENTOLOGY, 56, 2132-2154.
- RICCI LUCCHI F., (1980)** - *AMBIENTI SEDIMENTARI E FACIES*. SEDIMENTOLOGIA VOL. 3, CLUEB, BOLOGNA, PP. 212.
- RODA C. (1964)** - *IL MEMBRO DI BARRETTA DELLA MOLASSA DI SCANDALE (PLIOCENE MEDIO-SUPERIORE DEL BACINO CROTONESE)*. BOLL. SOC. GEOL. IT., 83: 335-347.
- RODA C. (1964a)** - *DISTRIBUZIONE E FACIES DEI SEDIMENTI NEOGENICI NEL BACINO CROTONESE*. GEOLOGICA ROMANA, 3: 319-366.
- RODA C. (1965a)** - *GEOLOGIA DELLA TAVOLETTA BELVEDERE DI SPINELLO (PROV. DI CATANZARO, F. 237 ISE)*. BOLL. SOC. GEOL. IT., 84: 159-285.
- RODA C. (1967)** - *I SEDIMENTI NEOGENICI AUTOCTONI ED ALLOCTONI DELLA ZONA DI CIRÒ-CARLIATI (CATANZARO E COSENZA)*. MEM. SOC. GEOL. IT., 6: 137-149.
- RODA, C., (1967a)** - *I SEDIMENTI DEL CICLO PLIO-PLEISTOCENICO NEL VERSANTE IONICO DELLA SILA, TRA ROSSANO E BOTRICELLO*. ATTI ACC. GIOENIA SC. NATUR. CATANIA, SC. GEOL. N. 1 S. 6, 18, SUPPL., 237-245.
- ROMAGNOLI C. & GABBIANELLI G. (1990)** - *LATE QUATERNARY SEDIMENTATION AND SOFT-SEDIMENT DEFORMATION FEATURES IN THE CORIGLIANO BASIN, NORTH IONIAN SEA (MEDITERRANEAN)*. GIOR. GEOLOGIA, 52: 33-53.
- ROSSETTI F., GOFFÈ B., MONIÈ P., FACCENNA C. & VIGNAROLI G. (2004)** - *ALPINE OROGENIC P-T-T DEFORMATION HISTORY OF THE CATENA COSTIERA AREA AND SURROUNDING REGIONS (CALABRIAN ARC, SOUTHERN ITALY): THE NAPPE EDIFICE OF NORTHERN CALABRIA REVISED WITH INSIGHTS ON THE TYRRHENIAN-APENNINE SYSTEM FORMATION*. TECTONICS, 23, TC 6011.
- ROVERI M., BERNASCONI A., ROSSI M.E. & VISENTIN C. (1992)** - *SEDIMENTARY EVOLUTION OF THE LUNA FIELD AREA, CALABRIA, SOUTHERN ITALY*. IN: A.M. SPENCER (ED.), *GENERATION, ACCUMULATION AND PRODUCTION OF EUROPE'S HYDROCARBONS II*. SPECIAL PUBLICATION OF THE EUROPEAN ASSOCIATION OF PETROLEUM GEOSCIENTISTS 2: 217-224. BERLIN, SPRINGER-VERLAG.
- SAHOO, H., GANI, M.R., GANI, N.D., HAMPSON, G.J., HOWELL, J.A., STORMS, J.E.A., MARTINIUS, A.W., BUCKLEY, S.J. (2020)** - *PREDICTABLE PATTERNS IN STACKING AND DISTRIBUTION OF CHANNELIZED FLUVIAL SAND BODIES LINKED TO CHANNEL MOBILITY AND AVULSION PROCESSES*. GEOLOGY, 48 (9), 903-907.
- SANTANTONIO M. & TEALE C.T. (1987)** - *AN EXAMPLE OF THE USE OF DETRITAL EPISODES IN ELUCIDATING COMPLEX BASIN HISTORIES: THE CALOVETO AND LONGOBUCCO GROUPS OF NE CALABRIA, S. ITALY*. IN: J.K. LEGGETT, G.G. ZUFFA (EDS.), *DEEP-MARINE CLASTIC SEDIMENTOLOGY. CONCEPTS AND CASE STUDIES*: 62-74. LONDON, GRAHAM AND TROTMAN.

- SANTANTONIO M. & FABBI S. (2020)** - *ANATOMY AND JURASSIC EVOLUTION OF A HERCYNIAN BASEMENT HIGH (CALOVETO HIGH - CALABRIA, SOUTHERN ITALY)*. ITAL. J. OF GEOSCI., 139, 30-53.
- SARTORI R. (1982)** - *L'ARCO CALABRO-PELORITANO: ASPETTI DI GEOLOGIA MARINA*. REND. SOC. IT. MIN. E PETR., 38: 941-950.
- SARTORI R., (1990)** - *THE MAIN RESULTS OF OPD LEG 107 IN THE FRAME OF NEOGENE TO RECENT GEOLOGY OF PERI-TYRRHENIAN AREAS*. IN: KASTENS, K.A., MASCLE, J., ET AL. (EDS), *PROCEEDINGS OF THE OCEAN DRILLING PROGRAM. SCIENTIFIC RESULT VOL. 107*. OCEAN DRILLING PROGRAM, COLLEGE STATION, TEXAS, PP. 715-730.
- SCANDONE P. (1971)** - *MESOZOICO TRASGRESSIVO NELLA CATENA COSTIERA DELLA CALABRIA*. ATTI ACC. PONTANIANA, NAPOLI, 20, 387-396.
- SCANDONE P., GIUNTA G., & LIGUORI V. (1974)** - *THE CONNECTION BETWEEN THE APULLA AND SAHARA CONTINENTAL MARGINS IN THE SOUTHERN APENNINES AND IN SICILY*. 24 CONGRES CIESM, MONTECARLO, 4-6 DICEMBRE 1974.
- 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 CALABRIAN ARC*. EARTH-EVOLUTION SC., 3: 172-180.
- SCARCIGLIA F., LE PERA E. & CRITELLI S. (2007)** - *THE ONSET OF SEDIMENTARY CYCLE IN A MID-LATITUDE UPLAND ENVIRONMENT: WEATHERING, PEDOGENESIS AND GEOMORPHIC PROCESSES ON PLUTONIC ROCKS (SILA MASSIF, CALABRIA)*. IN: ARRIBAS J., CRITELLI S. & JOHNSSON M. (EDS), *SEDIMENTARY PROVENANCE: PETROGRAPHIC AND GEOCHEMICAL PERSPECTIVES*. GEOLOGICAL SOCIETY OF AMERICA, SPECIAL PAPER 420: 149-166.
- SCHIATTARELLA M. (1998)** - *QUATERNARY TECTONICS OF THE POLLINO RIDGE, CALABRIA-LUCANIA BOUNDARY, SOUTHERN ITALY*. IN: HOLDSWORTH R.E., STRACHAN R.A. & DEWEY, J.F. (EDS), *CONTINENTAL TRANSPRESSIONAL AND TRANSTENSIONAL TECTONICS*. GEOLOGICAL SOCIETY, LONDON, SPEC. PUB. 135: 341-354.
- SERPELLONI, E., VANNUCCI, G., PONDRELLI, S., ARGNANI, A., CASULA, G., ANZIDEI, M., BALDI, P., GASPERINI, P., (2007)**, *KINEMATICS OF THE WESTERN AFRICA-EURASIA PLATE BOUNDARY FROM FOCAL MECHANISMS AND GPS DATA*, GEOPHYS.
- SPADEA P. & TORTORICI L. & LANZAFAME G. (1976)** - *SERIE OFIOLITIFERE NELL'AREA COMPRESA TRA TARSIE SPEZZANO ALBANESE (CALABRIA): STARTIGRAFLA, PETROGRAFLA, RAPPORTI STRUTTURALI*. MEM. SOC. GEOL. IT., 17, 135-174.
- SPADEA P. (1976)** - *I CARBONATI DELLE ROCCE META-CALCAREE DELLA FORMAZIONE DEL FRIDO DELLA LUCANIA*. OFIOLITI, 1, 431-465.
- SPINA V., TONDI E. & MAZZOLI S. (2011)** - *COMPLEX BASIN DEVELOPMENT IN A WRENCH-DOMINATED BACK-ARC AREA: TECTONIC EVOLUTION OF THE CRATI BASIN, CALABRIA, ITALY*. JOURNAL OF GEODYNAMICS, 51, 90-109. STRUCTURAL GEOLOGY, 20, 617-638.
- STOW, D.V., JOHANSSON, M., (2000)** - *DEEP-WATER MASSIVE SANDS: NATURE, ORIGIN AND HYDROCARBON IMPLICATIONS*. MAR. PET. GEOL. 17, 145-174.
- TALLING, P.J., MALGESINI, G., FELLETTI, F., (2013)** - *CAN LIQUEFIED DEBRIS FLOWS DEPOSIT CLEAN SAND OVER LARGE AREAS OF SEA FLOOR? FIELD EVIDENCE FROM THE MARNOSO-ARENACEA FORMATION, ITALIAN APENNINES*. SEDIMENTOLOGY 60, 720-762.
- TANSI C., MUTO F., CRITELLI S. & IOVINE G. (2007)** - *NEOGENE-QUATERNARY STRIKE-SLIP TECTONICS IN THE CENTRAL CALABRIAN ARC (SOUTHERN ITALY)*. JOURNAL OF GEODYNAMICS, 43 (1-3): 393-414.

- THOMAS, M.F.H. & BODIN, S. (2013)** - ARCHITECTURE AND EVOLUTION OF THE FINALE CHANNEL SYSTEM, THE NUMIDLAN FLYSCH FORMATION OF SICILY; INSIGHTS FROM A HIERARCHICAL APPROACH. MAR. PET. GEOL., 41, 163–185.
- THOMSON S.N. (1994)** - FISSION TRACK ANALYSIS OF THE CRYSTALLINE BASEMENT ROCKS OF THE CALABRIAN ARC, SOUTHERN ITALY: EVIDENCE OF OLIGO-MIOCENE LATE-OROGENIC EXTENSION AND EROSION. TECTONOPHYSICS, 238: 331-352.
- THOMSON S.N. (1998)** - ASSESSING THE NATURE OF TECTONIC CONTACTS USING FISSION-TRACK THERMOCHRONOLOGY: AN EXAMPLE FROM THE CALABRIAN ARC, SOUTHERN ITALY. TERRA NOVA, 10: 32-36.
- TORTORICI L., MONACO C., TANSI C. & COCINA O. (1995)** - RECENT AND ACTIVE TECTONICS IN THE CALABRIAN ARC (SOUTHERN ITALY). TECTONOPHYSICS, 243: 37-55.
- TRIPODI V. (2008)** - GEOLOGIA E STILE STRUTTURALE DELLA FALDA DI CARIATI E DELLA STRETTA DI SIDERNO AL MARGINE PEDEMONTANO PERI-IONICO, CALABRIA CENTRALE E MERIDIONALE: IMPLICAZIONI SULL'EVOLUZIONE PALEOGEOGRAFICA E PALEOTETTONICA. TESI DI DOTTORATO, XXI CICLO, 2005-2008.
- TRIPODI V., MUTO F. & CRITELLI S. (2013)** - STRUCTURAL STYLE AND TECTONOSTRATIGRAPHIC EVOLUTION OF THE NEOGENE-QUATERNARY SIDERNO BASIN, SOUTHERN CALABRIAN ARC, ITALY. INTERNATIONAL GEOLOGY REVIEW, 4, 468-481.
- VAN DIJK J. P. (1990)** - SEQUENCE STRATIGRAPHY, KINEMATICS AND DYNAMIC GEOHISTORY OF THE CROTONE BASIN (CALABRIA ARC, CENTRAL MEDITERRANEAN): AN INTEGRATED APPROACH. MEM. SOC. GEOL. IT., 44: 259-285.
- VAN DIJK J. P. & OKKES M. (1991)** - NEOGENE TECTONOSTRATIGRAPHY AND KINEMATICS OF CALABRIAN BASIN; IMPLICATIONS FOR THE GEODYNAMICS OF THE CENTRAL MEDITERRANEAN). TECTONOPHYSICS, 196: 23-60.
- VAN DIJK J. P. (1994)** - LATE NEOGENE KINEMATICS OF INTRA-ARC OBLIQUE SHEAR ZONES: THE PETILLA-RIZZUTO FAULT ZONE (CALABRIAN ARC, CENTRAL MEDITERRANEAN). TECTONICS, 13: 1201-1230.
- VAN DIJK J.P. & SCHEEPERS, P.J.J. (1995)** - NEOTECTONIC ROTATIONS IN THE CALABRIAN ARC; IMPLICATIONS FOR A PLIOCENE-RECENT GEODYNAMIC SCENARIO FOR THE CENTRAL MEDITERRANEAN. EARTH-SCIENCE REVIEWS, 39: 207-246.
- VAN DIJK J.P., BELLO M., BRANCALEONI G.P., CANTARELLA G., COSTA V., FRIXA A., GOLFETTO F., MERLINI S., RIVA, M., TORRICELLI S., TOSCANO C. & ZERILLI A., (2000)** - A REGIONAL STRUCTURAL MODEL FOR THE NORTHERN SECTOR OF THE CALABRIAN ARC (SOUTHERN ITALY). TECTONOPHYSICS, 324: 267-320.
- VEZZANI L. (1968)** - I TERRENI PLIO-PLEISTOCENICI DEL BASSO CRATI (COSENZA). ATTI ACC. GIOENIA DI CATANIA SC. NATUR. CATANIA, S. 6, 20: 28-84.
- VIGNAROLI G., MINELLI L., ROSSETTI F., BALESTRIERI M.L. & FACCENNA C. (2012)** - MIOCENE THRUSTING IN THE EASTERN SILA MASSIF: IMPLICATION FOR THE EVOLUTION OF THE CALABRIA-PELORITANI OROGENIC WEDGE (SOUTHERN ITALY). TECTONOPHYSICS, 538-540, 105-119.
- WALKER, R.G. & MUTTI, E. (1973)** - TURBIDITE FACIES AND FACIES ASSOCIATIONS. IN TURBIDITES AND DEEP-WATER SEDIMENTATION (EDS G.V. MIDDLETON AND A.H. BOUMA). SEPM PACIFIC SECTION, SHORT COURSE ANAHEIM PP. 119-157, PACIFIC SECTION SEPM, LOS ANGELES.
- WALKER, R.G. (1973)** - MAPPING UP THE TURBIDITE MESS. IN EVOLVING CONCEPTS IN SEDIMENTOLOGY. (ED. R.N. GINSBURG), PP. 1-37. THE JOHNS HOPKINS UNIVERSITY PRESS, BALTIMORE, MD.

ZECCHIN M., CAFFAU M., CIVILE D., CRITELLI S., DI STEFANO A., MANISCALCO R., MUTO F., STURIALE G. & RODA C. (2012) - *THE PLIO-PLEISTOCENE EVOLUTION OF THE CROTONE BASIN (SOUTHERN ITALY): AN INTERPLAY BETWEEN SEDIMENTATION, TECTONICS AND EUSTASY IN THE FRAME OF CALABRIAN ARC MIGRATION*. EARTH-SCIENCE REWIEWS, 115, 273-303.

ZECCHIN M., CIVILE D., CAFFAU M., MUTO F., DI STEFANO A., MANISCALCO M. & CRITELLI S. (2013a) - *THE MESSINIAN SUCCESSION OF THE CROTONE BASIN (SOUTHERN ITALY) I. STRATIGRAPHIC ARCHITECTURE RECONSTRUCTED BY SEISMIC AND WELL DATA*: MAR. PET. GEOL., 48: 455-473.

ZECCHIN M., CAFFAU M., DI STEFANO A., MANISCALCO M., LENAZ D., CIVILE D., MUTO F. & CRITELLI S. (2013b) - *THE MESSINIAN SUCCESSION OF THE CROTONE BASIN (SOUTHERN ITALY) II. FACIES ARCHITECTURE AND STRATAL SURFACES ACROSS THE MIOCENE-PLIOCENE BOUNDARY*: MAR. PET. GEOL., 48: 474-492.

ZECCHIN M., PRAEG D., CERAMICOLA M., MUTO F., (2015). *ONSHORE TO OFFSHORE CORRELATION OF REGIONAL UNCONFORMITIES IN THE PLIO-PLEISTOCENE SEDIMENTARY SUCCESSIONS OF THE CALABRIAN ARC (CENTRAL MEDITERRANEAN)*. EARTH-SCIENCE REWIEWS, 142: 60 -78.

ZECCHIN, M., CIVILE D., CAFFAU M., CRITELLI S., MUTO F., MANGANO G. & CERAMICOLA S. (2020) - *SEDIMENTARY EVOLUTION OF THE NEOGENE-QUATERNARY CROTONE BASIN (SOUTHERN ITALY) AND RELATIONSHIPS WITH LARGE-SCALE TECTONICS: A SEQUENCE STRATIGRAPHIC APPROACH*. MAR. PET. GEOL., 117, 104381.

ZUFFA G.G., GAUDIO W. & ROVITO S. (1980) - *DETRITAL MODE EVOLUTION OF THE RIFTED CONTINENTAL-MARGIN LONGOBUCCO SEQUENCE (JURASSIC), CALABRIAN ARC*. J. SEDIM. PETR., 50: 51-61