

UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DEL MOLISE

DIPARTIMENTO DI SCIENZE E
TECNOLOGIE PER L'AMBIENTE E IL TERRITORIO



Dottorato di Ricerca in Ambiente e Territorio
(XXII CICLO)

Vito Bracone

“STUDIO GEOLOGICO-STRATIGRAFICO E GEOMORFOLOGICO
NEL SETTORE COSTIERO COMPRESO TRA
IL FIUME TRIGNO ED IL FIUME FORTORE”

Tutor: prof. Carmen M. Roskopf
Co-tutor: dott. Pietro P.C. Aucelli

Coordinatore del Dottorato: prof. Fulvio Celico

Commissione:

prof. Gerardo Pappone (Presidente)
prof. Carmen Maria Roskopf
prof. Enrico Miccadei

Anno Accademico 2008/2009

...dedicata ai miei genitori

INDICE

Introduzione	pag.1
Capitolo 1: Inquadramento geologico-strutturale dell'Appennino meridionale	pag.5
1.1 Paleogeografia e assetto strutturale	pag.5
1.2 I depositi di Avanfossa e di <i>Top-thrust</i> plio-pleistocenici	pag.12
1.3 Evoluzione plio-pleistocenica del settore costiero compreso tra l'Abruzzo meridionale ed il Gargano settentrionale	pag.15
Capitolo 2: Materiali e metodi	pag.24
2.1 Ricerca bibliografica ed acquisizione materiali di lavoro	pag.24
2.2 Analisi geomorfologica	pag.25
2.3 Rilevamento geologico ed analisi stratigrafica-sedimentologica	pag.26
2.4 Analisi biostratigrafica e paleoecologica	pag.27
2.5 Analisi dei dati di sottosuolo	pag.31
Capitolo 3: Analisi geomorfologica	pag.32
3.1 Analisi del reticolo idrografico	pag.32
3.2 Analisi delle forme e delle valli dei corsi d'acqua principali	pag.38
3.3 Le paleosuperfici	pag.49
Capitolo 4: Analisi geologico - stratigrafica	pag.53
4.1 Caratterizzazione geologica dei depositi affioranti	pag.53
4.2 Le sezioni stratigrafiche	pag.62
4.2.1 Sezione "Trigno"	pag.62
4.2.2 Sezione "Colle Favaro-Petacciato"	pag.63
4.2.3 Sezione "Guglionesi"	pag.65
4.2.4 Sezione "S.Giacomo-Chiancate"	pag.69
4.2.5 Sezione "Campomarino"	pag.72
4.2.6 Sezione "Portocannone"	pag.75
4.2.7 Sezione "Ururi"	pag.76
4.2.8 Sezione "Serracapriola"	pag.77

4.2.9 Sezione “Chieti”	pag.79
4.2.10 Sezione “Termoli 1”	pag.81
4.2.11 Sezione “Termoli 2”	pag.84
4.3 Le sequenze deposizionali	pag.87
4.3.1 Sequenza Qm	pag.94
4.3.2 Sequenza Qm1	pag.95
4.3.3 Sequenza Qc1	pag.98
4.3.4 Sequenza Qc2	pag.100
4.3.5 Sequenza Qc3	pag.103
Capitolo 5: Analisi biostratigrafica e paleoecologica	pag.105
5.1 Analisi biostratigrafica	pag.105
5.1.1 Sezione “Trigno”	pag.105
5.1.2 Sezione “Ururi”	pag.106
5.1.3 Sezione “Guglionesi”	pag.107
5.1.4 Sezione “Colle Favaro-Petacciato”	pag.109
5.2 Analisi paleoecologica	pag.111
5.2.1 Risultati	pag.111
5.2.2 Relative Variation Biplots	pag.113
Discussione	pag.117
Conclusioni	pag.124
Bibliografia	pag.127
Allegato 1 (Tavola fuori testo): Schema geologico-strutturale del settore costiero compreso tra il fiume Trigno ed il fiume Fortore	

Introduzione

L'uomo e la società attuale non possono fare a meno della conoscenza dell'ambiente e del territorio, ai fini di un corretto utilizzo dello stesso, inteso sia come sfruttamento delle risorse naturali (es. acqua, minerali, idrocarburi), sia come strumento di base per la pianificazione territoriale, volta alla mitigazione del rischio associato ad alcuni fenomeni naturali (es. terremoti, alluvioni); per questo motivo la conoscenza geologica del territorio assume un ruolo fondamentale.

Le conoscenze relative alla storia geologica dell'Appennino sono ben documentate in letteratura (Vai & Martini, 2001 e riferimenti interni).

L'Appennino, da un punto di vista geologico, è una catena a pieghe e sovrascorrimenti, costituita da due grandi strutture arcuate: l'arco settentrionale e l'arco meridionale (Vai, 2001; Parotto & Praturlon, 2004). La sua strutturazione è avvenuta a partire dal Miocene superiore fino al Pleistocene inferiore, come conseguenza della collisione continentale tra la placca europea e quella apulo-africana (Vai & Martini, 2001 e riferimenti interni).

Come in tutti gli orogeni di questo tipo si distinguono tre zone: una zona interna di Catena, più elevata topograficamente ed interessata, a partire dal Pleistocene medio, da una tettonica non più compressiva ma estensionale (Boncio et al., 2000; Cinque et al., 1993; Hippolyte et al., 1995), una zona più esterna di Avanfossa ed una di Avampaese.

L'Avanfossa e l'Avampaese fanno parte di un sistema detto *Foreland basins system*, all'interno del quale si riconoscono diversi depocentri: *wedge-top*, *foredeep* (Avanfossa), *forebulge*, *back-bulge* (DeCelles & Giles, 1996).

I depositi che costituiscono il riempimento di questi depocentri hanno caratteristiche peculiari e dipendono in primo luogo dalla subsidenza flessurale, che si viene ad instaurare in un contesto tettonico convergente, e in secondo luogo dalle variazioni eustatiche del livello marino o dalle variazioni locali del livello di base, che contribuiscono all'*accomodation* dei sedimenti all'interno dei vari depocentri.

In particolare, il *wedge-top*, prossimo al *thrust* frontale dell'orogene, è caratterizzato da depositi sin-orogenici di tipo *top-thrust* o *piggy-back* oppure relativi a sistemi drenanti con estensione regionale antecedenti la deformazione e che solo successivamente vengono deformati a causa della migrazione della deformazione stessa (DeCelles & Giles, 1996 e riferimenti interni). In ambiente subaereo si tratta di depositi alluvionali, mentre in ambiente subacqueo si tratta di depositi di mare poco profondo.

La caratteristica principale delle successioni sedimentarie è la presenza di numerose *unconformity* come conseguenza della deformazione che progressivamente interessa i sedimenti; infatti la sedimentazione in questo settore è strettamente legata sia all'*uplift* regionale sia alla subsidenza da carico dei sedimenti stessi (DeCelles & Giles, 1996 e riferimenti interni).

Il *Foreland basins system* rappresenta un sistema dinamico, in cui i depositi dei vari depocentri vengono progressivamente interessati dalla deformazione e dalla subsidenza.

I depositi dell'Avanfossa appenninica, nel caso specifico, sono stati studiati a partire dagli anni '80 sia nell'arco settentrionale sia in quello meridionale della catena appenninica, grazie alla presenza di numerosi dati di pozzo e linee sismiche realizzate per la ricerca degli idrocarburi. Gli studi effettuati hanno permesso di ricostruire le caratteristiche stratigrafiche delle successioni, i rapporti geometrici profondi e di definire la migrazione nel tempo e nello spazio dell'Avanfossa (Casnedi et al., 1981; Pieri & Groppi, 1981; Balduzzi et al., 1982; Casnedi et al., 1982; Ricci Lucchi et al., 1982; Mostardini & Merlini, 1986; Ori et al., 1986; Ori et al., 1991; Cello et al., 1989, Patacca & Scandone, 2004a).

Le successioni sedimentarie plio-pleistoceniche rappresentano il colmamento finale dell'Avanfossa appenninica o bacino periadriatico, affiorano da nord a sud al margine appenninico e sono pertanto da considerarsi depositi di *wedge-top* all'interno del *Foreland basin system* della catena appenninica.

I primi studi relativi a tali successioni risalgono alla metà del secolo scorso con Ruggieri (1946) e Selli (1962a).

Successivamente, altri studi di carattere stratigrafico e sedimentologico di maggior dettaglio hanno permesso una migliore definizione del quadro stratigrafico (Ricci Lucchi et al., 1982; Cantalamessa et al., 1986; Capuano et al., 1996; Aucelli et al., 1997; Amorosi et al., 1998a, 1998b; Cantalamessa & Di Celma, 2004; Chiocchini et al., 2006).

Tuttavia, fino ad oggi un quadro stratigrafico sintetico e chiaro si ha solo per i settori emiliano-romagnolo (Amorosi et al., 1998a, 1998b) e marchigiano (Cantalamessa et al., 2004) dell'Appennino.

L'importanza di uno studio stratigrafico di dettaglio della successione sedimentaria plio-pleistocenica, rappresentata da depositi litorali e di mare poco profondo in contesti tettonici attivi, è dettata dal fatto che tali depositi sono in grado di registrare le variazioni eustatiche del livello del mare ed i tassi di *uplift* e/o di subsidenza, in quanto sensibili alle variazioni del livello di base (Clifton et al., 1988; Massari et al., 2002; Cantalamessa & Di Celma, 2004).

Queste ultime, infatti, comportano variazioni nella distribuzione delle facies e pertanto controllano la sedimentazione all'interno del bacino. Tuttavia, c'è da rimarcare come la natura di

tali variazioni è legata sia a fenomeni di tipo glacio-eustatici sia a fenomeni di natura tettonica, come sollevamenti e subsidenze.

In particolare, la deformazione ed il sollevamento che interessano i depositi di Avanfossa plio-pleistocenici, in seguito alla “disattivazione” del bacino di sedimentazione, controllano i fenomeni morfogenetici che agiscono sulla superficie terrestre (Burbank & Pinter, 1999). Importante, in questo senso, è la definizione delle sequenze morfoevolutive del paesaggio a lungo termine (Bigi et al., 1995, 1999; Aucelli et al., 1996, 1997; Currado & D'Ambrogi, 2002; Centamore & Nisio, 2003; D'Alessandro et al., 2003, 2008).

I lavori presenti in letteratura fanno riferimento per lo più alla fascia periadriatica dell'Appennino settentrionale e alla zona immediatamente a nord del promontorio del Gargano. Non ci sono, invece, informazioni sull'evoluzione sedimentaria e morfostrutturale dell'Avanfossa Appenninica della fascia costiera compresa tra il fiume Trigno ed il fiume Fortore, definita come zona di giunzione tra l'arco settentrionale e quello meridionale della catena appenninica (Patacca et al., 1992).

Il settore costiero compreso tra il fiume Trigno ed il fiume Fortore, caratterizzato in gran parte dall'area costiera molisana, risulta poco studiato. In particolare, non è disponibile un quadro stratigrafico e sedimentologico ben definito, con studi di dettaglio, e non si conoscono bene le principali fasi morfoevolutive del paesaggio a lungo termine.

Nei lavori presenti in letteratura (Balboni, 1968; Boni et al., 1969; Bergoni & Valletta, 1971; Lanzafame & Tortorici, 1976; Casnedi et al., 1981; Mostardini & Merlini, 1986; Cello et al., 1989; Patacca et al., 1992; Festa et al., 2006) vengono fatti pochi riferimenti all'evoluzione quaternaria di questo settore.

I dati a disposizione mostrano una successione sedimentaria plio-quaternaria caratterizzata da una tendenza regressiva, rappresentata da depositi di mare poco profondo passanti verso l'alto a depositi continentali di tipo alluvionale, che risulta deformata e basculata verso NE (Patacca et al., 1992; Rapisardi, 1978).

Al fine di contribuire alla riduzione delle evidenti lacune conoscitive riguardanti il settore costiero di cui sopra, l'attività di ricerca eseguita durante il Dottorato di Ricerca in Ambiente e Territorio (XXII ciclo) ha riguardato, quindi, uno studio geologico-stratigrafico e geomorfologico di un transetto del bacino periadriatico, compreso tra i fiumi Trigno e Fortore, orientato NW-SE ed avente un'estensione di circa 55 km, una larghezza mediamente di 15 km ed una superficie totale di circa 1200 km².

Gli obiettivi principali della ricerca sono stati quelli di:

1. definire in maniera dettagliata le caratteristiche stratigrafiche e sedimentologiche della successione sedimentaria quaternaria nel settore studiato, al fine di identificare gli ambienti deposizionali, l'intervallo cronostratigrafico e le principali sequenze deposizionali (*sensu* Mitchum, 1977);
2. identificare i rapporti tra la Tettonica e la Sedimentazione;
3. definire le principali fasi evolutive del paesaggio a medio-lungo termine.

Capitolo 1

Inquadramento geologico-strutturale dell'Appennino meridionale

In questo capitolo vengono presentate tutte le informazioni di carattere geologico regionale relative alla catena appenninica, con riferimento all' arco meridionale. Nello specifico, dopo aver brevemente definito i domini paleogeografici interessati dalla deformazione, verranno indicate le unità tettoniche principali che costituiscono la catena appenninica. Particolare attenzione verrà posta, poi, alle zone frontali della catena, ovvero alla zona di *wedge-top* e di *foredeep*.

1.1 Paleogeografia e assetto strutturale

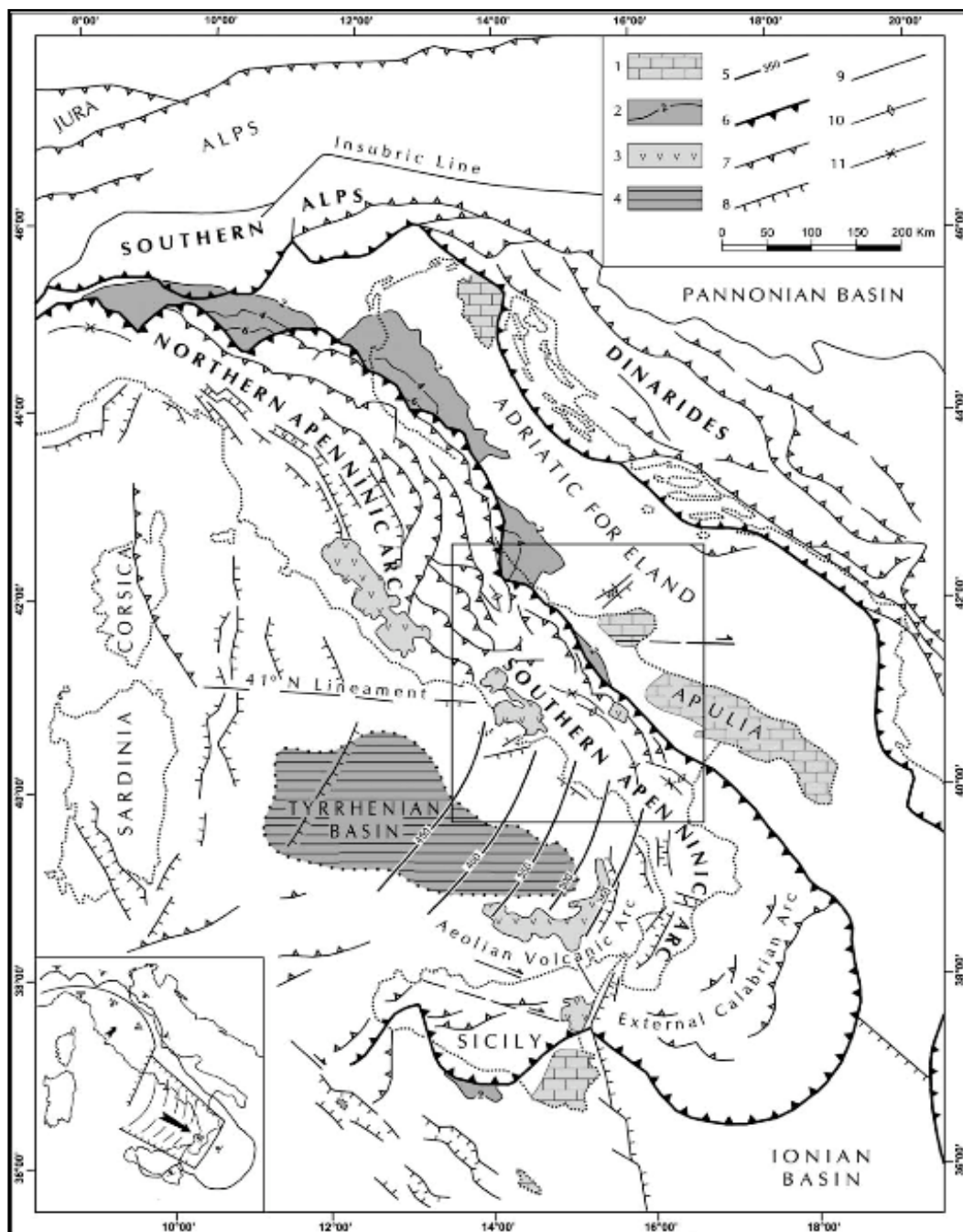
La catena appenninica è costituita da due grandi strutture arcuate: l'arco settentrionale e l'arco meridionale. Entrambe, a loro volta, sono costituite da archi minori che si differenziano per estensione e curvatura. In particolare, nell'Appennino meridionale questi archi sono caratterizzati da un trend NW-SE (Vai, 2001; Elter et al., 2003; Parotto & Pratlurion, 2004).

L'Appennino meridionale, come quello settentrionale, è una catena a pieghe e sovrascorrimenti, risultato della convergenza e la conseguente collisione continentale tra la placca europea e quella apulo-africana, avvenuta tra il Miocene ed il Pleistocene inferiore. Questo processo, insieme con il *roll back* dello *slab* in subduzione, ha determinato la migrazione della deformazione e di tutto il sistema Catena-Avanfossa-Avampaese (Malinverno & Ryan, 1986; Patacca & Scandone, 1990; Patacca & Scandone, 2004a).

Il limite tra l'arco settentrionale e quello meridionale è rappresentato da un lineamento N-S definito in letteratura con il nome di "Olevano-Antrodoco-Sibillini *line*", "Ancona-Anzio *line*" (Castellarin et al., 1978; Parotto & Pratlurion, 2004 e riferimenti interni) o "Senigallia-Antrodoco-Latina *line*" (Lavecchia, 1988). Tale lineamento ha delle evidenze profonde, come dimostrato dall'analisi delle isolinee che definiscono il limite crosta-mantello, le quali mettono in evidenza lo spostamento verso nord della radice crostale dell'arco settentrionale, differenziandolo da quello meridionale (Lavecchia, 1988 e riferimenti interni). L'importanza di questo elemento tettonico è rappresentata dal controllo sulla sedimentazione, a partire dal Giurassico fino al Miocene e Pliocene (Lavecchia et al., 1988). Un'altra importante zona di taglio che presenta la stessa direzione ed è situata nella medesima zona della "Olevano-Antrodoco-Sibillini *line*", è rappresentata dalla "Volturno-Sangro *line*" (Ghisetti & Vezzani, 1998), "Pescara-Roccamonfina *line*" (Lavecchia, 1988) o "Ortona-Roccamonfina *line*" (Patacca

et al., 1992). Questo lineamento tettonico ha controllato la sedimentazione e l'evoluzione tettonica dei due archi differenziandoli nel Plio-Pleistocene (Lavecchia et al, 1988).

Nell'arco meridionale (Fig.1.1.1), come in quello settentrionale, si distinguono quattro grandi regioni o elementi geologici (Patacca & Scandone, 2007 e riferimenti interni):



(Fig.1.1.1) Schema geologico-strutturale della catena appenninica; nel riquadro l'arco meridionale. (tratta da Patacca & Scandone, 2007)

1. Area Tirrenica caratterizzata da crosta oceanica e crosta continentale assottigliata, tipica del bacino di retroarco del sistema appenninico, formatosi a partire dal tardo Tortoniano.

2. Area di Catena caratterizzata da successioni che costituivano il paleomargine africano, distinte in successioni di piattaforma carbonatica e di bacino, deformate e coinvolte nella strutturazione dell'edificio orogenico.
3. Area di Avanfossa, caratterizzata da depositi di Avanfossa plio-pleistocenici e depositi all'interno della depressione sviluppatasi sul fronte della catena per subsidenza flessurale della litosfera della *Lower plate*.
4. Area di Avampaese Apulo, caratterizzata da una successione rappresentata da evaporiti triassiche e sovrastanti calcari meso-cenozoici di piattaforma, stratigraficamente sovrapposta al basamento cristallino.

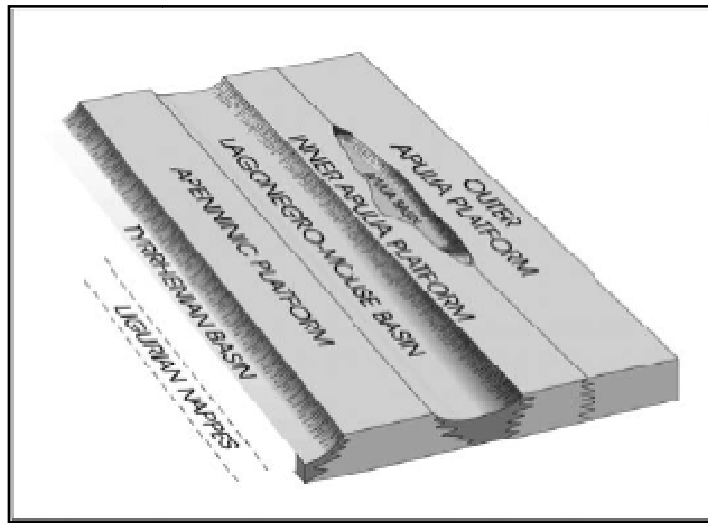
Tali elementi geologici, all'interno dell'edificio orogenico, sono organizzati in diverse unità tettono-stratigrafiche, definite da uno o da un gruppo di *thrust* caratterizzanti un'unica successione stratigrafica, riferita ad un determinato dominio paleogeografico, con determinate caratteristiche di sedimentazione e con una specifica evoluzione tettonica. Le singole unità tettono-stratigrafiche, a loro volta, sono costituite da diverse unità litostratigrafiche (Patacca & Scandone, 2007).

La strutturazione della catena ha comportato, quindi, la deformazione delle successioni che costituivano il paleomargine continentale africano, il quale è caratterizzato da una paleogeografia piuttosto articolata.

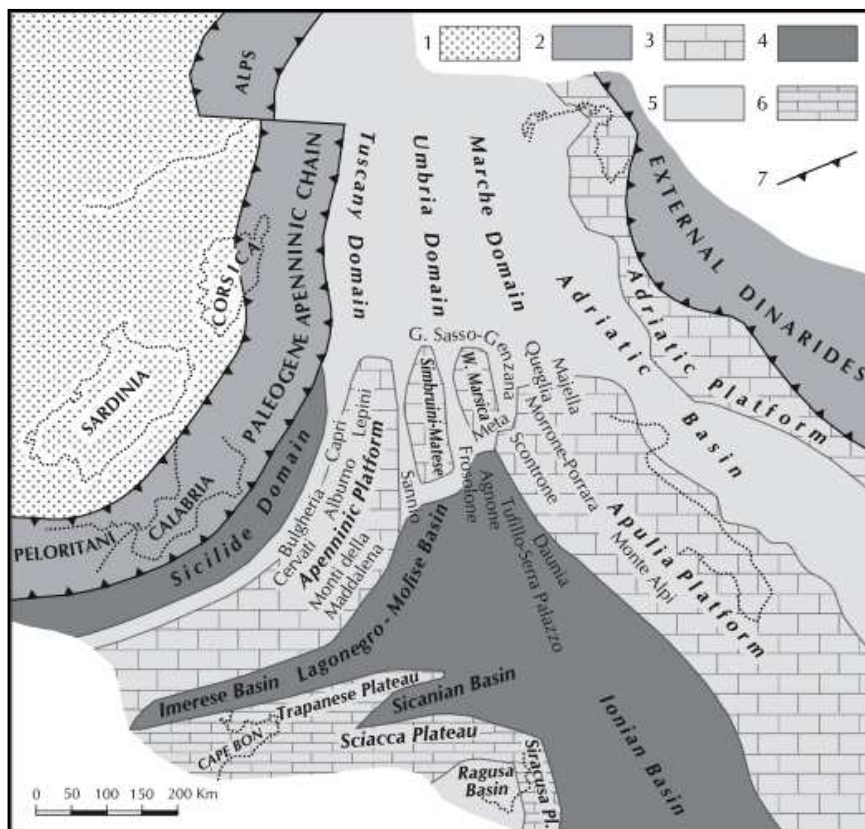
Le ricostruzioni paleogeografiche, per l'Appennino meridionale, sono state realizzate a partire dalla fine degli anni sessanta con il modello proposto da Ogniben (1969), caratterizzato dalla presenza del Bacino Tirrenico, della Piattaforma Appenninica, del Bacino Lagonegrese-Molisano e della Piattaforma Apula.

Successivamente, diversi autori hanno proposto altre ricostruzioni paleogeografiche, caratterizzata da una differenziazione in domini di piattaforma e bacino (D'Argenio et al. 1974; Ippolito et al. 1975; Sgrosso 1986, 1988; Marsella et al. 1992). Tra le ricostruzioni paleogeografiche più conosciute c'è quella proposta da Mostardini e Merlini (1986). Questo modello prevede, da ovest verso est, i seguenti domini: Bacino Tirrenico, Piattaforma Appenninica, Bacino Lagonegrese-Molisano, Piattaforma Apula Interna, Bacino Apulo e Piattaforma Apula Esterna (Fig. 1.1.2). La differenziazione della piattaforma Apula venne indicata da questi autori sulla base dei dati di sottosuolo, che evidenziano la presenza di facies di scarpata e caratteristiche di maggiore distalità dei depositi all'interno dell'Apula stessa, suggerendo quindi la presenza di un bacino intermedio.

La ricostruzione paleogeografica più recente è di Patacca & Scandone (2007). Questa ricostruzione prevede un unico bacino lagonegrese-molisano ed un'unica piattaforma carbonatica Apula (Fig. 1.1.3).

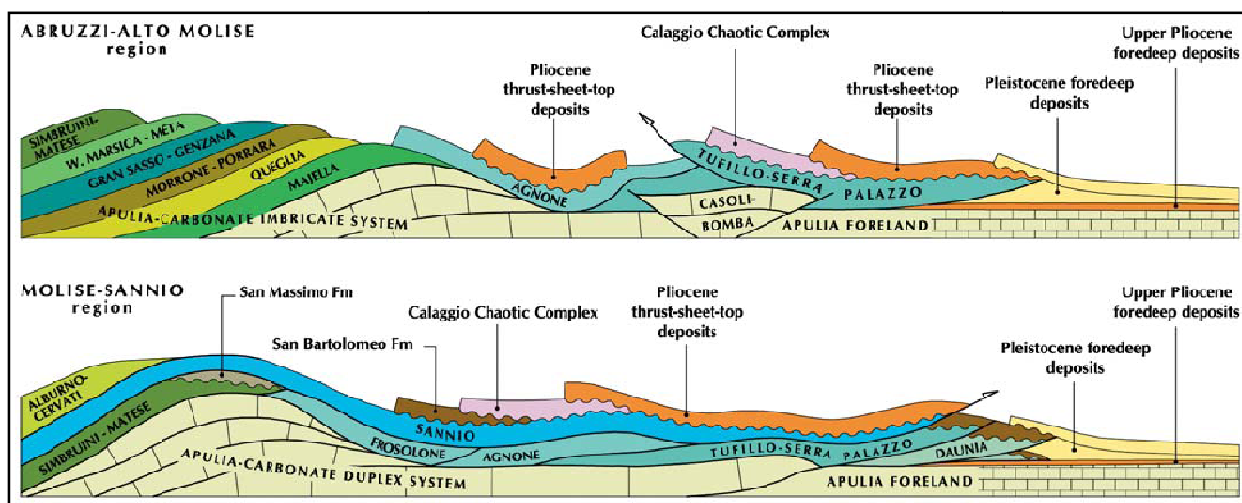


(Fig. 1.1.2) Ricostruzione paleogeografica secondo il modello di Mostardini & Merlini.



(Fig. 1.1.3) Ricostruzione paleogeografica del paleomargine continentale africano secondo Patacca & Scandone (2007). 1) Avampaese Europeo; 2) catena del Paleogene; 3-6) Avampaese africano; 4) bacini su crosta continentale assottigliata o su crosta oceanica; 5) bacini separati da alti strutturali; 7) fronti compressivi.

Le principali unità tettoniche che, secondo il modello di Patacca & Scandone (2007), costituiscono l'Appennino meridionale, sono riferibili a un dominio interno, alla piattaforma Appenninica (Campano-Lucana), al bacino lagonegrese-molisano, ai Simbruini-Matese, alla Marsica occidentale, al Gran Sasso-Genziana ed alla piattaforma Apula (Fig. 1.1.4).



(Fig. 1.1.4) Principali unità tettono-stratigrafiche e relazioni geometriche (modificata da Patacca & Scandone, 2007).

Per dominio interno si intende il dominio relativo all'area tirrenica, costituito da due unità tettono-stratigrafiche: le Liguridi e le Sicilidi. Le Liguridi (Giurassico superiore-Miocene inferiore), a loro volta, si distinguono in interne ed esterne e sono ulteriormente differenziate in sottunità; la caratteristica principale è rappresentata dal fatto che includono le Ofioliti (Ogniben, 1969), derivanti dalla chiusura della Tedita, e dal fatto che sono associate principalmente a rocce cristalline. Le Sicilidi (Cretaceo superiore-Miocene) sono distinte in tre unità: una inferiore, caratterizzata da Argille varicolori con intercalazioni di calcilutiti silicei; una intermedia, caratterizzata da arenarie calcaree e calcilutiti biancastre; una superiore costituita da Argille varicolori. Tettonicamente queste unità sono sovrapposte all'unità Alburno-Cervati, all'unità lagonegrese e all'unità del Sannio a seconda delle aree. Il contatto è per *thrusting*, i *thrusts* si presentano come *flats*, con angoli di *cutoff* caratterizzati da valori piuttosto bassi (Patacca & Scandone, 2007 e riferimenti interni).

La Piattaforma Appenninica viene distinta nelle unità tettono-stratigrafiche Capri-Bulgheria, Alburno-Cervati e Monti della Maddalena. In particolare l'unità Alburno-Cervati è caratterizzata da facies di piattaforma carbonatica interna mentre le unità Capri-Bulgheria e Monti della Maddalena da facies di scarpata. Tettonicamente queste unità si sovrappongono all'unità tettono-stratigrafica del Sannio nell'area Molise-Sannio ed alle unità lagonegresi nell'area del Cilento-Basilicata (Patacca & Scandone, 2007 e riferimenti interni).

A questo gruppo si associano quelle relative alle piattaforme carbonatiche dei Simbruini-Matese e della Marsica occidentale-Monti della Meta.

Le unità tettoniche riferibili al bacino lagonegrese-molisano, derivanti da un unico grande bacino sono: le unità Lagonegresi, le unità Molisane e l'unità del Sannio.

Le unità Lagonegresi sono costituite da due unità tettono-stratigrafiche definite da due *thrust sheet*, ovvero l'unità Lagonegrese I e l'unità Lagonegrese II. Entrambe sono rappresentate da successioni marine di bacino (Triassico medio-Cretaceo inferiore), in particolare di bacino "prossimale" e di scarpatata.

Le unità molisane sono costituite da quattro unità tettono-stratigrafiche (Patacca et al., 1992; Patacca & Scandone, 2007): Frosolone, Agnone, Tufillo-Serra Palazzo e Daunia.

Le prime due affiorano soprattutto al margine settentrionale del Matese e in corrispondenza dell'alta valle del Sangro sono individuate da due *thrust sheet* differenti.

L'unità di Frosolone è costituita da calcari cristallini e dolomitizzati di colore grigio (Triassico superiore-Giurassico), breccie risedimentate (Cretaceo inferiore), calcitorbiditi a grana fine con intercalazioni di argille (Cretaceo superiore-Eocene), scisti con intercalazioni di calcitorbiditi (Oligocene-Miocene inferiore), breccie calcaree (Serravagliano-Tortoniano), argille con intercalazioni da arenarie a grana fine ed arenarie grossolane (Tortoniano superiore).

L'unità di Agnone, al contrario di quella di Frosolone, è priva delle dolomie calcaree e presenta calcilutiti ed argille di variocolore (Cretaceo-Paleogene) (Argille Varicolori *p.p. Auct*), inoltre alcune differenze riguardano i depositi silicoclastici del Tortoniano superiore.

Le unità di Tufillo-Serra Palazzo e Daunia, invece, affiorano lungo il margine esterno dell'Appennino dall'Abruzzo alla Basilicata. La prima è costituita da: argille varicolori con intercalazioni calcitorbiditici (Argille Varicolori *p.p. Auct* Paleogene-Miocene inferiore); marne ed arenarie numidiche (Burdigagliano superiore); calcitorbiditi con intercalazioni di arenarie calcaree (Langhiano-Tortoniano), che diminuiscono da nord (formazione Tufillo in Selli, 1962b) a sud (Formazione Serra-Palazzo in Selli, 1962b); argille grigie con intercalazioni di torbiditi silicoclastiche a grana fine (formazione Olmi, Tortoniano superiore-Messiniano inferiore).

Le differenze principali tra l'unità della Daunia e le altre unità riguardano principalmente il carattere di maggior distalità dei depositi che costituiscono la successione, soprattutto per l'intervallo Tortoniano superiore-Miocene inferiore, successivamente per l'assenza di arenarie post numidiche ed infine la presenza in maniera minore delle arenarie numidiche (Patacca & Scandone, 2007 e riferimenti interni).

Le unità molisane si sovrappongono tettonicamente sia alle unità della piattaforma Apula coinvolte nella strutturazione della catena appenninica sia su quelle che costituiscono la

monoclinale di Avampaese non deformato. Superiormente, nella zona più interna tali unità molisane sono ricoperte dall'unità dei Simbruini-Matese, mentre nelle zone più esterne da quella del Sannio e dai depositi silicoclastici di bacini *piggy back* o di Avanfossa pliocenica e pleistocenica.

L'unità del Sannio, infine, affiora dall'alto Molise fino alla Basilicata meridionale. La successione stratigrafica è costituita da: Argille varicolori con intercalazioni calcitorbiditiche, selci (Argille Varicolori *p.p. Auct.*, Albiano); calcitorbiditi e subordinatamente calciruditi risedimentate in alternanza con argille verdi, rosse e grigie (Cretaceo superiore); calcitorbiditi con intercalazioni di argille e marne verdi, rosse e grigie (Paleocene-Oligocene inferiore); calcareniti di rampa carbonatica e calcilutiti, passanti superiormente a marne grigio-verdi contenenti livelli vulcanoclastici (Aquitano-Burdigaliano); arenarie numidiche (Burdigaliano superiore); marne e subordinatamente calcitoribiti silicoclastiche passanti superiormente ad arenarie (Langhiano-Serravagliano). Tale unità è il risultato di uno scollamento, in un regime compressivo, di parte dell'unità lagonegrese (Cretaceo-Miocene), per questo motivo è caratterizzata da una storia tettonica differente (Patacca & Scandone, 2007).

Nella parte settentrionale dell'Appennino meridionale l'unità del Sannio si sovrappone tettonicamente all'unità del Matese, Frosolone, Agnone e Tufillo-Serra Palazzo ed è a sua volta ricoperta dalla formazione di S. Bartolomeo; in Basilicata essa sovrascorre sulla Tufillo-Serra Palazzo ed è ricoperta dall'unità Sicilide.

La Piattaforma Apula è costituita dalle seguenti unità di piattaforma carbonatica: Morrone-Porrara, Queglia, Maiella, Casoli-Bomba e Monte Alpi.

L'unità del Morrone-Porrara è posta superiormente, da un punto di vista strutturale, all'unità della Queglia e nella terminazione meridionale su quella della Maiella. Essa deriva da un sistema di bacini e piattaforme con orientamento N-S del Giurassico-Cretaceo, caratterizzate da sedimentazione carbonatica. Al di sopra, sono presenti calcari di rampa carbonatica del Miocene e depositi silicoclastici, flyshoidi del Miocene superiore (Messiniano), testimonianti la formazione dell'Avanfossa.

L'unità della Maiella è stata identificata solo in Abruzzo mentre in Basilicata è associata all'alto strutturale presente nel sottosuolo in corrispondenza del quale è situato il campo pozzi "Monte Alpi". Tettonicamente, in Abruzzo essa è al di sotto dell'unità della Queglia a nord e delle unità molisane, in particolare Tufillo-Serra Palazzo, a sud; in Basilicata, invece si trova al di sotto delle unità lagonegresi. La successione è rappresentata da calcari caratterizzati da facies di transizione piattaforma-bacino.

L'unità Casoli-Bomba, che in Basilicata prende il nome di "Tempa rossa-Rotondella, è una delle più esterne coinvolte in catena, è presente solo nel sottosuolo, la struttura che la identifica è un *popup* e tettonicamente è al di sotto delle unità molisane. La successione è costituita da calcari di piattaforma carbonatica mesozoici-terziari e in discordanza da evaporiti messiniane. Superiormente da un punto di vista stratigrafico, i depositi di Avanfossa sono relativi al Pliocene inferiore-medio.

Infine l'unità del Monte Alpi, che non corrisponde all'omonimo campo pozzi, è l'unica espressione in affioramento di tutto l'Appennino meridionale del *Duplex* della piattaforma Apula; si tratta di una finestra tettonica. La sequenza stratigrafica è costituita da calcari di piattaforma interna del Giurassico inferiore-Cretaceo inferiore e da calcari di rampa carbonatica del Miocene. Sia i calcari mesozoici che quelli miocenici sono superiormente coperti da depositi terrigeni costituiti da conglomerati, argille e subordinatamente da calcareniti silicoclastiche (Patacca & Scandone, 2007).

1.2 I depositi di Avanfossa e di *top-thrust* plio-pleistocenici

La definizione delle età e delle facies dei depositi di Avanfossa e *top thrust* è importantissima per la definizione dell'evoluzione tettonica di un sistema Catena-Avanfossa-Avampaese. In Appennino, il diacronismo dei depositi di Avanfossa, che tendono a "ringiovanire" da W verso E, man mano che ci si sposta da un dominio più interno ad uno più esterno, evidenzia la progressiva migrazione delle Avanfosse nel tempo e la migrazione dell'intero sistema Catena-Avanfossa-Avampaese (Patacca & Scandone, 2004a).

I depositi di Avanfossa, sebbene ampiamente studiati in Appennino meridionale, sono presenti soprattutto nel sottosuolo mentre in affioramento sono presenti le successioni relative ai depositi definiti come *top thrust*. Quest'ultimi sono spesso esposti in sezioni naturali in corrispondenza del fronte esterno di tutto l'Appennino meridionale e nelle depressioni strutturali più interne (Patacca & Scandone, 2004a).

Tramite la correlazione stratigrafica tra i depositi *top thrust*, di Avanfossa e di Avampaese, si possono riconoscere diverse sequenze deposizionali controllate dalla attività tettonica. Queste sequenze deposizionali, identificate da un *thrust*, come per le unità coinvolte in catena, rappresentano il record sedimentario di un preciso ciclo (evento) tettonico. Esse vengono distinte in P₁₋₂ e Q₁₋₂, ognuna delle quali rappresentata da quattro *systems tracts* (Patacca & Scandone, 2001, 2004a). La differenza principale tra i due gruppi è rappresentata dal fatto che la P₁₋₂ (Pliocene inferiore-superiore) si è deposta all'interno del bacino di Avanfossa, caratterizzato da

una subsidenza flessurale accentuata, che ha determinato l'accomodamento per la sedimentazione, mentre la sequenza Q_{1-2} , relativa al Pleistocene inferiore-medio, si è deposta all'interno di un bacino in cui la subsidenza flessurale non era più attiva (Patacca & Scandone, 2004a) e si era instaurato un processo di *uplift* (Cinque et al., 1993).

La sequenza P_{1-2} è composta da due gruppi di depositi: i depositi silico-clastici di Avanfossa-Avampaese e i depositi di *top thrust* (Patacca & Scandone, 2004a).

I primi sono costituiti da due unità tettono-stratigrafiche, rispettivamente inferiore e superiore. La successione dell'unità inferiore è costituita da sabbie di piattaforma passanti a torbiditi arenaceo-pelitiche. Questo ciclo tettonico è compreso tra la comparsa della *Globorotalia puncticulata/Globorotalia margaritae* e la zona a *Globorotalia aemiliana*, cioè una subzona della *Globorotalia crassaformis crassaformis*. La successione dell'unità superiore, invece, è costituita da sedimenti torbiditici con un alto rapporto sabbia/argilla, definita dalla parte alta della subzona *Globorotalia crassaformis crassaformis* fino alla zona caratterizzata dalla presenza della *Globorotalia inflata*. Inoltre, nella parte meridionale dell'Appennino queste torbiditi ricoprono stratigraficamente i calcari della piattaforma Apula e formano un vero cuneo clastico progradante, caratterizzato da terminazioni ad *onlap* sulla rampa d'Avampaese. L'apporto terrigeno all'interno del bacino è dovuto alla progradazione di sistemi fan-delta, presenti al top delle falde di ricoprimento.

Per quanto riguarda i depositi di *top thrust*, invece, quelli più antichi sono costituiti da argille e sabbie di piattaforma, secondo una sequenza *shallowing upward* che drappeggia le successioni e le unità coinvolte in catena, mentre quelli più recenti formano un ciclo trasgressivo-regressivo. La porzione trasgressiva è costituita da depositi di fan delta retrogradanti, sostituiti lateralmente da sabbie bioclastiche a stratificazione incrociata, riconducibili ad un ambiente deposizionale di tipo *back barrier*. La porzione regressiva è rappresentata da depositi grossolani di fan delta che verso est passano a sabbie di spiaggia. L'ambiente di sedimentazione è di due tipologie differenti: una prevede la formazione di un bacino all'*hangingwall* del *thrust* attivo, un classico bacino *piggy back* mobile separato dall'Avanfossa per mezzo di un *ridge*; l'altra si sviluppa al *footwall* del *thrust* attivo e si apre all'interno del bacino di Avanfossa, un ambiente di piattaforma (passiva).

Come per la sequenza P_{1-2} anche quella Q_{1-2} (Pleistocene inferiore-medio p.p.) è distinta in due gruppi, ovvero di depositi strettamente di Avanfossa e quelli *top thrust* (Patacca & Scandone, 2004a). I depositi di Avanfossa non sono caratterizzati da deformazione compressiva, per questo motivo l'architettura originale del riempimento del bacino è ben preservata. In

generale, in Appennino meridionale, tali depositi sono distinguibili in cinque sequenze deposizionali riconducibili ai seguenti sistemi:

- a) Un sistema caratterizzato da un'unità condensata costituita da sottili depositi emipelagici (1.83-1.57 Ma).
- b) Un sistema di cuneo sin-rampa, rappresentato da uno spesso cuneo costituito da materiale rimaneggiato per gravità (1.57-1.50 Ma), troncato dalla rampa frontale del *thrust* attivo dell'alloctono.
- c) Un sistema di scarpata-*onlap* (1.50-1.25 Ma), caratterizzato da depositi di bacino, torbiditi sottilmente stratificate, che chiudono nella parte superiore ad *onlap* il fronte dell'alloctono, segnando la disattivazione del fronte stesso.
- d) Un sistema trasgressivo (1.25-0.92 Ma) costituito da depositi di bacino, principalmente argille di piattaforma che segnano la massima ingressione marina.
- e) Un sistema di piattaforma progradante (0.92-0.66 Ma) costituito da argille di piattaforma.

La sequenza corrispondente al sistema di piattaforma progradante è quella che in superficie è rappresentata dalle Argille subappenniniche, identificate nel sottosuolo con dei riflettori sigmoidali leggermente immergenti verso E, che indicando un ambiente deposizionale a bassa energia. L'analisi dei profili sismici e dei riflettori evidenzia, alla base della geometria *offlap*, dei riflettori concavi riconducibili alla presenza di canali longitudinali al delta, che viene in taluni casi anche inciso lungo il prodelta (Patacca & Scandone, 2004a). Il riempimento di questi canali è costituito da sabbie sottilmente stratificate. Superiormente da un punto di vista stratigrafico, le argille subappenniniche passano a depositi fluvio-deltaici, relativi ad un ambiente di sedimentazione litoraneo e continentale, dimostrazione della cessazione della subsidenza flessurale e inizio dell'*uplift* relativo al *rebound* isostatico della catena (Cinque et al., 1993).

I depositi *top thrust* Q₁₋₂ (Pleistocene inferiore-medio p.p.) sono poco conservati in Appennino meridionale ed affiorano lungo una stretta fascia in corrispondenza del fronte esterno affiorante, con l'eccezione della sinforme di S. Arcangelo in cui sono presenti con spessori maggiori. La successione più antica dei depositi *top thrust* è rappresentata da peliti di piattaforma passanti a piattaforma interna del Santerniano (Pleistocene inferiore) definiti come *Craco unit* (1.83-1.57 Ma) (Patacca & Scandone, 2004a). In tale unità sono presenti due livelli vulcanoclastici, di cui quello superiore correlabile con il livello m della sezione della Vrica in Calabria (Pasini & Colalongo, 1994). Questa successione si è deposta in un sistema sin-rampa. La successione è caratterizzata, superiormente, da sabbie bioturbate con laminazione incrociata (Sabbie di S. Arcangelo), lateralmente dalle argille sottostanti e dalle sabbie che assumono caratteri di maggiore distalità, infatti predominano nuovamente depositi argillosi che

drappeggiano il *thrust sheet* dell'alloctono, sigillandolo. Nella sinforme di S. Arcangelo i depositi *top thrust* santerniani insieme con i sottostanti del Pliocene superiore (P₁₋₂) sovrastano in discordanza una spessa pila di depositi clastici grossolani, riferibili ad un fan delta retrogradante. Questa *unconformity* è rappresentata da conglomerati alluvionali e depositi di *fan delta*, lateralmente sostituiti da sabbie di piattaforma (sabbie di Tursi), le quali lungo tutto il margine appenninico sono ricoperte dalle argille subappenniniche. Le argille subappenniniche sono divise in due membri (1.25-0.92 Ma, 0.92-0.70 Ma) separati da un livello argilloso condensato con al tetto un livello vulcanoclastico; tale livello, nella sinforme di S. Arcangelo, viene sostituito da argille di prodelta/laguna (Sintema di Sarmento) (Patacca & Scandone, 2004a). Le relazioni spazio-temporali e di facies tra il sintema di Sarmento e le sabbie di Tursi con le argille subappenniniche mostrano come il massimo dell'ingressione marina sia avvenuta 0.92 Ma fa. Nella sinforme di S. Arcangelo i depositi che costituiscono il sistema di Sarmento ed i depositi *top thrust* pleistocenici sono ricoperti da una spessa pila di conglomerati alluvionali e depositi di *fan delta* in discordanza angolare (Sintema del Sinni), i quali possono essere distinti in due porzioni: una inferiore riconducibile ad un sistema retrogradante e una superiore relativa ad un sistema progradante. Infine al di sopra del Sintema del Sinni sono presenti: conglomerati di Castronuovo, argille di S. Lorenzo e conglomerati di Serra Corneta che corrispondono ai Conglomerati di Irsina della fossa bradanica (Patacca & Scandone, 2004a).

1.3 Evoluzione plio-pleistocenica del settore costiero compreso tra l'Abruzzo meridionale ed il Gargano settentrionale

Il settore costiero compreso tra l'Abruzzo meridionale ed il promontorio del Gargano rappresenta, all'interno del sistema Catena-Avanfossa-Avampaese, parte dell'Avanfossa plio-pleistocenica della catena appenninica nell' arco meridionale e l'attuale zona di *wedge-top*. Esso si colloca ad est, ed a cavallo delle strutture compressive più esterne, di età plio-pleistocenica, che presentano generalmente un orientamento NW-SE. Il fronte esterno affiorante ed il fronte sepolto, tuttavia, mostrano localmente orientazioni differenti, passando da un trend NW-SE rispettivamente ad uno E-W e ad uno N-S (Vezzani et al., 2004).

L'evoluzione di questo settore nel Pliocene-Pleistocene è ben documentata in letteratura da studi di carattere stratigrafico (Follador, 1967, 1973; Casnedi et al., 1981, 1982; Balduzzi et al., 1982), basati soprattutto su dati di sottosuolo.

Il substrato pre-pliocenico è costituito da calcari cretacici, al di sopra dei quali segue, in trasgressione, la successione miocenica costituita da calcari micritici, dolomie e calcari

organogeni con anidridi e gessi messiniani (Crescenti, 1975; Casnedi et al., 1981). L'Avanfossa pliocenica, sulla base dei dati di sottosuolo, è caratterizzata da due depocentri, separati dall'alto strutturale di Casoli-Villalfonsina, che rispettivamente prendono il nome di bacino di Pescara, a nord, e di bacino Molisano, a sud, il quale a sua volta è separato tramite l'alto del Fortore, o di Chieuti (Pliocene medio-superiore/Pleistocene inferiore) dal bacino d'Avanfossa Pugliese (Casnedi, 1981). L'orientamento del bacino d'Avanfossa è NW-SE verso nord e NNW-SSE verso sud. La depressione settentrionale è caratterizzata da subsidenza flessurale già a partire dal Pliocene inferiore in concomitanza della strutturazione della catena, in particolare della Maiella; in queste condizioni la sedimentazione che caratterizza questo depocentro è prevalentemente di tipo torbidityco-arenaceo, i sedimenti più fini (marnoso-argillosi) si depositano nella parte meridionale della depressione. Nel Pliocene medio la flessurazione della placca apula si sposta verso SE, così anche il depocentro meridionale-molisano viene interessato dalla subsidenza e dalla sedimentazione torbidityca. La strutturazione della catena ad ovest e la subsidenza ad est comportano il richiamo gravitativo delle coltri alloctone che sovrascorrono, a nord, sul Pliocene inferiore e, a sud (a sud di Termoli-CB), sui depositi del Pliocene medio stesso (Casnedi et al., 1981).

Il colmamento della depressione molisana, come è accaduto in altre zone dell'Appennino e per il depocentro settentrionale, è avvenuto principalmente ad opera di correnti di torbida legati allo sviluppo di conoidi sottomarine (Mutti & Ricci Lucchi, 1972). Successivamente all'intervallo torbidityco, si è impostata una sedimentazione che riflette strettamente la diminuzione dell'*accomodation*, dovuta a sua volta alla diminuzione della subsidenza. Le analisi paleoecologiche sulla microfauna evidenziano una diminuzione batimetrica in accordo con la diminuzione dell'*accomodation* (Casnedi et al., 1981).

La successione pliocenica può essere distinta in tre intervalli: argilloso-marnoso basale, torbidityco medio pliocenico e argilloso-sabbioso suprapliocenico (Casnedi et al., 1981).

L'intervallo argilloso-marnoso basale (Pliocene inferiore) ha uno spessore di circa 200m ed è costituito da un rapporto sabbia/argilla pressoché nullo, infatti, si tratta di marne ed argille che dimostrano una sedimentazione in basse condizioni energetiche, caratterizzata da materiali fini. Il bacino si presenta allungato e con orientazione NW-SE, delimitato da due alti strutturali, uno a nord (alto di Casoli-Vilalfonsina) ed uno a sud.

L'intervallo torbidityco medio pliocenico è caratterizzato da una successione torbidityca, prevalentemente sabbioso-arenacea, che si deposita in un momento in cui la subsidenza assume valori più elevati e la strutturazione della catena procede verso E-SE.

L'analisi dello spessore dei corpi sabbiosi ha evidenziato che la depressione molisana nel Pliocene medio presenta all'interno diversi depocentri che controllano anche la sedimentazione (Casnedi et al., 1981). Queste depressioni sono quella di Cupello, a nord, e quella di Ururi, a sud, entrambe separate da una zona di alto definito come "sella del Trigno" (Casnedi et al., 1981). Il riempimento dei due depocentri è diacrono e il colmamento è avvenuto prima nella depressione di Cupello e successivamente in quella di Ururi, sempre ad opera di conoidi sottomarine, secondo quando esposto precedentemente. Questo comporta anche un sollevamento differenziale, che interessa prima il settore settentrionale e poi quello meridionale, come avviene tra il bacino di Pescara e quello Molisano a scala maggiore. La successione che costituisce il riempimento della depressione di Ururi mostra una distribuzione delle facies più regolare e con maggiore componente sabbiosa.

La successione argillosa suprapliocenica (Pliocene superiore) e la geometria dei corpi sedimentari evidenziano un tasso di sedimentazione maggiore rispetto a quello di subsidenza, anche se quest'ultima non si annulla completamente, ma persiste nella depressione di Ururi. Nel Pliocene superiore la sedimentazione nel depocentro di Cupello è caratterizzata da facies neritiche prevalentemente argillose mentre in quello di Ururi, nell'area a SE di Termoli è prevalentemente sabbiosa. Tuttavia anche la depressione di Ururi alla fine del Pliocene superiore viene colmata e l'intera Avanfossa molisana (Bacino Molisano) viene così quasi del tutto "disattivata" (Casnedi et al., 1981).

L'intera successione pliocenica, ad eccezione del settore settentrionale abruzzese è marcata alla base da una superficie trasgressiva (Casnedi et al., 1982).

La tettonica pliocenica che caratterizza l'area di Avanfossa-Avampaese, a causa della progressiva migrazione di tutto il sistema Catena-Avanfossa-Avampaese, è rappresentata sia da strutture compressive in corrispondenza delle zone frontali della catena e dell'*upper plate*, sia da strutture distensive che hanno comportato la disgiunzione e la frammentazione della *lower plate*, regolando così la subsidenza e controllando la sedimentazione.

Nel Pleistocene (inferiore-medio) la subsidenza nel settore compreso tra l'Abruzzo meridionale ed il Molise si riduce notevolmente, a dimostrazione di una spinta compressiva decisamente ridotta. L'intero settore costiero viene interessato da un sollevamento, che peraltro caratterizza anche gli altri settori dell'Appennino meridionale. In corrispondenza delle aree frontali della catena, nel Pleistocene inferiore-medio i depositi di Avanfossa plio-pleistocenici vengono inglobati all'interno del *wedge-top* del *Foreland basin* Appenninico.

L'*uplift* regionale che si è venuto ad istaurare nell'arco meridionale, in particolare nelle zone frontali prospicienti l'area di Avampaese nel Pleistocene medio, presenta valori stimati di

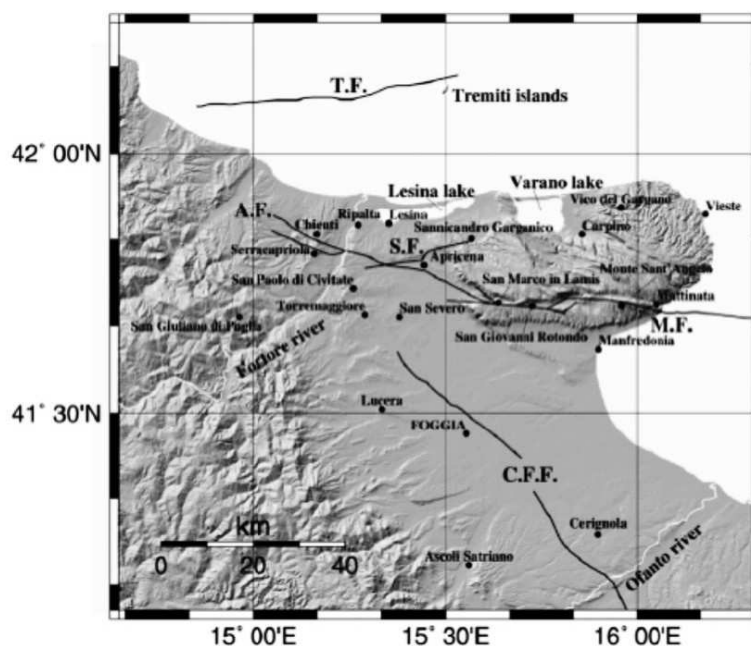
circa 0,5 mm/a (Doglioni et al., 1996; Ferranti & Oldow, 2005) che, come detto precedentemente, coincidono con la cessazione dello spostamento o della migrazione laterale dei fronti compressivi. Per l'Appennino meridionale, la migrazione laterale è stata calcolata pari a 16 mm/a a partire dal tardo Miocene fino al Pleistocene inferiore (Ferranti & Oldow, 2005).

Nel Pleistocene superiore, nelle zone frontali e più interne della catena, sia nella porzione più settentrionale abruzzese, che in quella meridionale campano-lucana, i valori di *uplift* raggiungono circa 1 mm/a (Pizzi, 2003; Amato, 2000). Nelle zone costiere tali valori, calcolati nell'area nord garganica, considerando i *marker* relativi a 125 ka (Trasgressione tirreniana) (Bordoni & Valensise, 1998; Pizzi, 2003), diminuiscono notevolmente fino a 0,18-0,20 mm/a. L'*uplift* regionale è dimostrato anche sul Gargano dalla presenza in pochi affioramenti di una decina di metri di spessore dei depositi del Pleistocene medio, al contrario di quanto non accade più a nord nella zona di Vasto (CH) in corrispondenza dell'alto strutturale "Rospo Mare" e soprattutto nella zona di Ancona; questo dimostra il sollevamento di quest'area e la conseguente rimozione per erosione di tali depositi (Doglioni et al., 1994).

Il sollevamento che caratterizza l'area di Avampaese costituisce di per sé un fenomeno anomalo, in quanto la progressiva migrazione della deformazione dovrebbe implicare subsidenza flessurale, dovuta sia al *roll back* dello *slab* in subduzione sia al carico del cuneo orogenico e dei sedimenti d'Avanfossa. Nell'arco settentrionale, infatti, l'Avampaese è caratterizzato da subsidenza, pur trovandosi all'interno di un regime compressivo (Lavecchia et al., 1994, 2004; Frepoli & Amato, 1997; Boccaletti et al., 2004; Montone et al., 2004; DISS Working Group, 2007, Boncio & Bracone, 2009).

Il Passaggio da un Avampaese subsidente ad uno caratterizzato da sollevamento avviene in corrispondenza della linea delle Tremiti (Doglioni et al., 1994; Favali et al., 1990), che individua un sistema trascorrente destro che funge da *transfer zone* e separa due blocchi litosferici con caratteristiche differenti. In particolare uno settentrionale con una litosfera meno spessa ed uno meridionale con litosfera continentale più spessa (considerando lo spessore della copertura sedimentaria presente sopra il basamento cristallino) (Doglioni et al., 1994). Secondo Doglioni et al. (1994) l'*uplift* viene spiegato con il fenomeno del *buckling* litosferico, dovuto proprio all'arrivo della deformazione compressiva e del *roll back* dello *slab* in corrispondenza dell'Avampaese Apulo più spesso, che come tale, rappresenta un vero e proprio ostacolo fisico per tutto il sistema. Questo fenomeno comporta anche la formazione di strutture compressive "fuori sequenza" nella zona più esterna della catena.

La linea delle Tremiti (*Tremiti line*) (T.F. in Fig. 1.3.1) si colloca a nord di un altro sistema di faglie caratterizzate da cinematica di tipo trascorrente (Fig. 1.3.1) e con componenti, a seconda dei casi, oblique sia di tipo traspressivo e transtensivo.



(Fig. 1.3.1) Principali strutture tettoniche dell'area garganica (modificata da Del Gaudio et al., 2007).

Tale sistema di faglie è caratterizzato da strutture sia *onshore* che *offshore*, che individuano una *shear zone* che prende il nome di Molise-Gondola *shear zone* (MGsz) (Di Bucci et al., 2006, 2007; Ridente et al, 2008). La Molise-Gondola *shear zone* (MGsz) da E verso W è costituita dalla Gondola Fault (Trincardi et al., 2008 e riferimenti interni), dalla faglia di Mattinata (Tondi et al., 2005 e riferimenti interni), dalla faglia di Apricena e Chieti (Patacca e Scandone, 2004b) e dalla struttura che ha dato origine al terremoto del Molise 2002 (Di Bucci et al., 2006).

In generale i lineamenti tettonici presenti nell'area costiera compresa tra il basso Molise ed il settore garganico possono essere raggruppati in tre famiglie principali:

a) Famiglia NW-SE, ampiamente sviluppata nella parte occidentale dell'“area sito”, costituita da faglie ad alto angolo con cinematica normale, per lo più attive tra il Pliocene superiore ed il Pleistocene inferiore (Patacca & Scandone, 2004b) e con valori di direzione dei piani di faglia compresi tra N130° e N150°.

b) Famiglia NE-SW, sviluppata soltanto in prossimità della foce del fiume Fortore in corrispondenza della terminazione meridionale dell'alto strutturale delle Tremiti. E' caratterizzata da strutture con lunghezza limitata e orientazione media N55°. La continuità dell'alto strutturale delle Tremiti di alcune decine di chilometri suggerisce l'esistenza di faglie di crescita sepolte. Queste faglie sono interpretate come faglie dirette legate alle ultime fasi di

arretramento dell'asse di flessura della piastra apula la cui attività è riconducibile al Pleistocene inferiore (Patacca & Scandone, 2004b). Esse appaiono oggi inattive in tutta l'area Basso Molise-Gargano.

c) Famiglia WNW-ESE, sviluppata in tutta la fascia compresa tra Campomarino e San Paolo di Civitate, costituita da faglie con valori di direzione dei piani di faglia intorno a $N100^{\circ}$ - $N110^{\circ}$, sia con cinematica traspressiva che normale, distinguibili in base allo stato di attività.

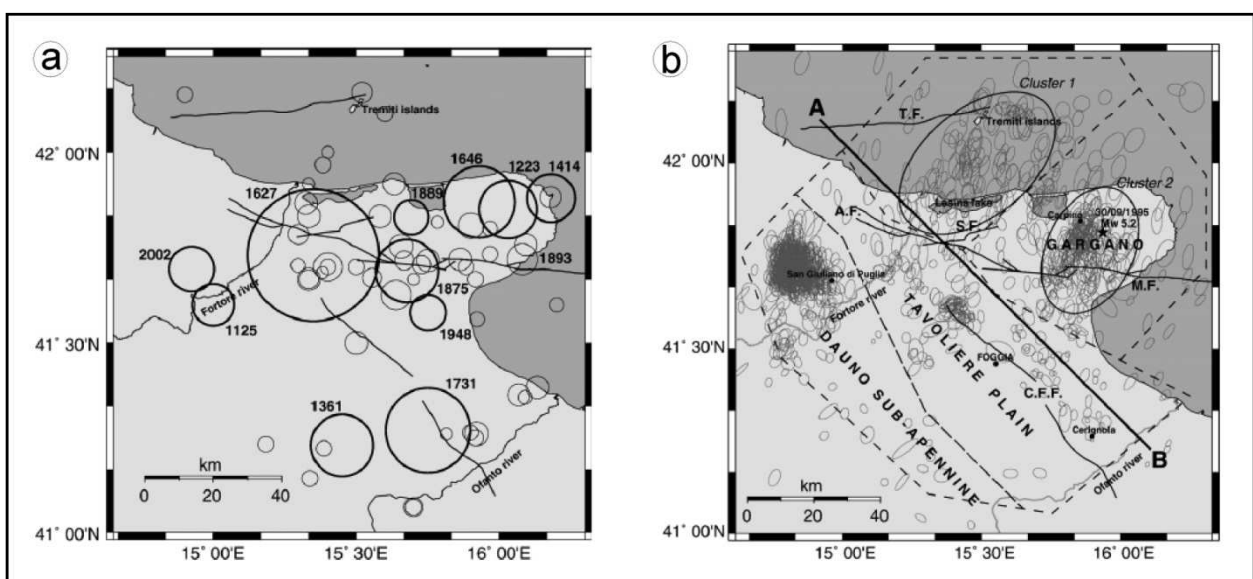
Le strutture traspressive sono state attive fino al Pleistocene inferiore mentre le strutture con cinematica normale sono distinte in due sottofamiglie, di cui una caratterizzata da attività nel Pleistocene inferiore fino alla base delle sabbie regressive, l'altra con segni di attività recente.

Le strutture principali che costituiscono l'alto di Chieti fanno parte delle WNW-ESE con cinematica traspressiva mentre la faglia di Apricena è annoverata tra le faglie normali con la medesima orientazione che sono ancora attive in quanto tutta la successione plio-pleistocenica, comprese le sabbie regressive, risulta dislocata (Patacca & Scandone, 2004b).

Anche la faglia di Mattinata fa parte della terza famiglia di faglie ed è caratterizzata da una cinematica trascorrente destra con componente obliqua.

Tuttavia, in passato tale struttura è stata interpretata diversamente da diversi autori. In particolare, ad essa è stata attribuita cinematica trascorrente sinistra dal Miocene fino al Pleistocene medio mentre dal Pleistocene medio la faglia di Mattinata è stata interpretata come una struttura riattivata con un cinematismo trascorrente destro (Tondi et al., 2005 e riferimenti interni).

L'attività recente di queste strutture o di alcune di esse è dimostrata (Fig.1.3.2) sia dai forti terremoti storici del passato (1627 D.C., 1646 D.C., 1731 D.C.) sia dalla sismicità strumentale attuale (Del Gaudio et al., 2007; CPTI Gruppo di lavoro, 2004).



(Fig. 1.3.2) a) Terremoti Storici principali dell'area garganica; b) Sismicità strumentale dell'area garganica. Le ellissi indicano il margine d'errore nella localizzazione dell'evento (modificata da Del Gaudio et al., 2007).

I meccanismi focali rappresentativi della sismicità attuale indicano una cinematica di tipo trascorrente e traspressivo destro (Del Gaudio et al., 2007 e riferimenti interni).

Il campo di stress attuale, per l'area nord garganica, calcolato sulla base dell'inversione dei meccanismi focali dei terremoti, mostra un tensore tipico di un regime trascorrente destro con componente compressiva; il σ_1 si presenta con un'orientazione NW-SE e non molto inclinato mentre il σ_3 è orientato SW-NE (Del Gaudio et al., 2007).

La cinematica trascorrente destra è dimostrata oltre che dai dati strumentali anche dai dati GPS (Ferranti & Oldow, 2005) e dal drenaggio di alcuni corsi d'acqua, i quali presentano anomalie orientate E-W, soprattutto nel settore più occidentale (Basso Molise-Gargano) (Di Bucci et al., 2006; Valensise et al., 2004).

Per quanto riguarda l'attività tettonica durante il Pleistocene, questa ha controllato la sedimentazione all'interno del bacino e deformato i depositi stessi. In particolare, il sollevamento tettonico instauratosi a partire dal Pleistocene inferiore ha comportato nel settore molisano la deformazione dei depositi di Avanfossa ed il loro basculamento verso NE (Patacca et al., 1992; Rapisardi, 1978). Inoltre, la distribuzione delle facies regressive, rappresentanti il colmamento della Avanfossa, e delle alluvioni che in esse si incastrano, è stata condizionata dalla presenza di attività tettonica disgiuntiva, definita da principali allineamenti orientati in direzione NW-SE, E-W ed altri N-S (Aucelli et al., 1997; Patacca & Scandone, 2004b).

I depositi rappresentanti il colmamento plio-pleistocenico dell'Avanfossa, caratterizzati da questa deformazione, rappresentano la porzione superiore di un sistema post-rampa progradante (Patacca & Scandone 2004a,b). I rapporti geometrici dei depositi plio-pleistocenici, in particolare le argille di piattaforma, con i depositi delle unità stratigrafiche sottostanti, presentano chiusure ad *onlap* rispetto alla rampa frontale, sigillando così le strutture compressive.

In particolare, nel settore costiero compreso tra i fiumi Trigno e Fortore, la successione sedimentaria, rappresentante il colmamento dell'Avanfossa plio-pleistocenica, è definita per la prima volta alla fine degli anni '60 nelle note illustrative dei fogli geologici (F148 "Vasto", F154 "Larino", F155 "S.Severo") con scala 1:100000 del Servizio Geologico d'Italia.

In tal senso, Balboni (1968) per primo individua nel settore nord-occidentale dell'area di studio una successione del Pliocene medio-superiore, caratterizzata da argille e marne al di sopra delle quali sono presenti Sabbie gialle di età calabriana e conglomerati dei terrazzi marini (postCalabriano).

Successivamente, nel settore centro meridionale dell'area di studio, Boni et al. (1969), effettuano una suddivisione litostratigrafica della successione, caratterizzata dal basso verso l'alto dalle Argille di Montesecco (Pliocene sup-Pleistocene inf p.p.), dalle Sabbie di Serracapriola (Calabriano) e dai Conglomerati di Campomarino (postCalabriano-Calabriano terminale). Le Argille di Montesecco sono rappresentate da argille marnose a siltoso-sabbiose, di colore grigio-azzurro, con intercalazioni sabbiose, più frequenti in chiusura. Le Sabbie di Serracapriola sono sabbie quarzose giallastre, con orizzonti arenacei ben cementati; localmente sono presenti livelli molto sottili pelitici di colore verdastro e livelletti ghiaiosi con ciottoli di piccole dimensioni, ben arrotondati e appiattiti. L'analisi granulometrica delle sabbie e le strutture sedimentarie riconoscibili in affioramento indicano come l'ambiente deposizionale quello di spiaggia sommersa e quello di battigia. Inoltre, all'interno di questa formazione, localmente sono presenti anche canali riconducibili a sistemi fluvio-deltizi. I Conglomerati di Campomarino sono costituiti da lenti e letti di ghiaie, più o meno cementate. I ciottoli hanno una natura poligenica, tuttavia prevalgono elementi calcareo-marnosi ed arenacei a dimostrazione della provenienza appenninica. Il grado di appiattimento è abbastanza pronunciato. A luoghi sono presenti sabbie a stratificazione incrociata e intercalazioni di argille verdastre (Boni et al., 1969).

Una successione contraddistinta da una tendenza regressiva viene indicata da Bergomi e Valletta (1971) nel settore settentrionale. Tale successione è costituita da argille a diverso contenuto siltoso (Q_a^c), passanti superiormente ad una alternanza di argille più o meno sabbiose (Q_{as}^c) e sabbie con livelli conglomeratici (Q_s^c)(Calabriano).

La stessa successione viene indicata recentemente da Vezzani et al. (2004) nella carta geologica del Molise e nelle relative note illustrative (Festa et al., 2006), riprendendo quanto detto da Lanzafame & Tortorici (1976). Tale successione, riferibile al Pliocene superiore-Pleistocene inferiore p.p., è caratterizzata da argille azzurre di piattaforma, passanti in modo graduale verso l'alto ai termini di chiusura del ciclo plio-pleistocenico rappresentati da sabbie, ghiaie e conglomerati con facies da marine a litorali e fluvio-deltizie.

Un primo studio stratigrafico di maggior dettaglio, basato su una dettagliata caratterizzazione delle facies, viene realizzato da Capuano et al. (1996) per l'area del fiume Fortore. Questi autori, in particolare, distinguono due unità deposizionali: una inferiore pelitico-sabbiosa e una superiore conglomeratica. L'unità inferiore è costituita da un sistema di piattaforma e da un sistema costiero, con facies di transizione interposte tra i due. Il sistema di piattaforma è caratterizzato da peliti laminate, localmente bioturbate, che passano superiormente a facies di *offshore transition*, caratterizzate da peliti bioturbate con intercalazioni sabbioso-

siltose. Il sistema costiero è rappresentato da facies di spiaggia sommersa, di battigia e di piana costiera deltizia. L'unità superiore conglomeratica, sulla base delle associazioni di facies riconosciute e delle geometrie a grande scala, è attribuibile a un sistema a canali intrecciati relativi ad una piana alluvionale di tipo *braided*. In alcuni casi, ai depositi conglomeratici sono associate intercalazioni di lenti sabbiose, caratterizzati da una laminazione incrociata. La granulometria delle sabbie è medio-grossolana. A volte i conglomerati e le sabbie sono organizzati in sequenze *fining upward*, che terminano con le presenza di peliti.

Una caratterizzazione più dettagliata dell'unità conglomeratica è stata successivamente effettuata da Aucelli et al. (1997) che, a differenza di Capuano et al. (1996), differenziano l'unità conglomeratica affiorante a Serracapriola di piana *braided*, dall'unità affiorante nei dintorni di Chieuti (cfr. Conglomerati di Chieuti). Secondo questi autori, i conglomerati di Chieuti sono ascrivibili ad un sistema di canali intrecciati all'interno di un sistema di un conoide alluvionale.

In aree limitrofe, il quadro stratigrafico mostra caratteristiche simili. In particolare, nel settore meridionale abruzzese, Coli et al. (2000), in accordo con Bergomi & Valletta (1971), definiscono una successione sedimentaria caratterizzata da una unità inferiore pelitica-sabbiosa, una unità sabbiosa ed una unità conglomeratica al tetto.

Più a nord, Chiocchini et al. (2006) individuano nel settore compreso tra Ortona e Casalbordino tre sequenze deposizionali (Qm, Qm1 e Qc) delimitate da due *unconformity* principali. La sequenza Qm è caratterizzata da depositi pelitico-sabbiosi (Pliocene superiore-Emiliano) riconducibili ad un ambiente neritico di piattaforma continentale. La sequenza Qm1 (Siciliano) è costituita prevalentemente da sabbie gialle medio-fini con lamine piane o inclinate a basso angolo; le strutture sedimentarie suggeriscono un ambiente deposizionale compreso tra la spiaggia sommersa e la battigia. Alla stessa sequenza appartengono anche i depositi conglomeratici con peliti verdi, riferibili ad un ambiente fluvio-deltizio, e quelli pelitico-sabbiosi attribuibili ad un ambiente di piattaforma e lagunare. Infine, la sequenza Qc (Pleistocene medio-superiore), costituita da ghiaie e conglomerati con intercalazioni di peliti verdi, di ambiente fluvio-deltizio.

Capitolo 2

Materiali e metodi

In questo capitolo, in breve, viene descritto l'approccio utilizzato e le principali metodologie di raccolta ed analisi dei dati che hanno contraddistinto l'attività di ricerca.

Il carattere multi-disciplinare della ricerca ha richiesto l'integrazione di varie discipline di studio e l'analisi di diverse tipologie di dati.

In particolare, le metodologie applicate sono state: ricerca bibliografica ed acquisizione dei materiali di lavoro, analisi geomorfologica, rilevamento geologico ed analisi stratigrafico-sedimentologica di campo, analisi biostratigrafica ed analisi dei dati di sottosuolo.

2.1 Ricerca bibliografica e acquisizione dei materiali di lavoro

La ricerca bibliografica è stata finalizzata al reperimento di lavori presenti in letteratura al fine di ottenere: informazioni di carattere geologico regionale relative all'evoluzione geologica della catena appenninica, informazioni geologiche relative all'area di studio e informazioni relative a metodologie di analisi applicate in contesti geologici simili.

Per quanto riguarda i materiali di lavoro, è stata acquisita la cartografia geologica e topografica relativa all'area di studio, le foto aeree e le ortofoto in formato cartaceo e digitale.

La cartografia è stata acquisita a diversa scala, in modo sia da poter fare considerazioni e rappresentazioni di dettaglio sia per avere uno strumento cartografico sul quale fare considerazioni di sintesi che per avere uno strumento di lavoro nell'ambito delle attività svolte sul terreno. In particolare, per la cartografia di dettaglio è stata utilizzata come base la Carta Tecnica della Regione Molise (CTR, scala 1:5000, 1992) e la cartografia in scala 1:5000 della Regione Puglia realizzata dalla Cassa per il Mezzogiorno.

Per la cartografia di sintesi è stata invece utilizzata la cartografia in scala 1:25000 e 1:50000 dell'Istituto Geografico Militare (IGM). Le foto aeree utilizzate sono quelle dell'I.G.M. (edizione 1954/55, scala 1:33000) mentre le ortofoto sono quelle della Regione Molise del 2002 e in scala 1:5000.

Relativamente ai dati di sottosuolo sono state recuperate 170 stratigrafie di sondaggi geognostici realizzati all'interno dell'area di studio ad opera di vari committenti; per uno di questi, in particolare, sono state recuperate le carote sulle quali è stata effettuata l'analisi

stratigrafica, sedimentologica e successivamente un campionamento per analisi di tipo biostratigrafico.

Inoltre, sono state acquisite 54 stratigrafie di pozzi presso la Divisione *Exploration & Production* dell'ENI S.p.a e il sito del Ministero dello Sviluppo Economico.

2.2 Analisi geomorfologica

L'analisi geomorfologica è stata effettuata attraverso l'analisi della cartografia acquisita, l'ausilio della foto-interpretazione, il confronto comparato delle fonti cartografiche e aerofotogrammetriche utilizzate e la verifica finale per mezzo del rilevamento di campagna.

In particolare la comparazione è stata fatta, per motivi di scala, rispettivamente tra la cartografia CTR in scala 1:5000 e le ortofoto del 2002 e 2007 e tra la cartografia I.G.M. in scala 1:25000 e le foto aeree del 1954 in scala 1:33000.

L'utilizzo della cartografia IGM e delle foto aeree è stata fondamentale soprattutto in aree oggi urbanizzate, dove la cartografia più recente è risultata avere poca risoluzione per quanto concerne l'analisi delle forme.

L'analisi geomorfologica è stata realizzata sia tramite cartografia cartacea a tavolino, che tramite cartografia digitale, utilizzando i softwares GIS (Arcview 3.2a) ed una stazione fotogrammetrica.

Lo scopo è stato quello di analizzare e quindi cartografare: il reticolo idrografico, le forme del paesaggio con particolare riferimento a quelle che ne segnano l'evoluzione a medio-lungo termine come le superfici deposizionali e di erosione ed infine gli elementi ed i lineamenti morfotettonici.

Per quanto riguarda l'analisi del reticolo idrografico, in primo luogo sono state digitalizzate e cartografate, utilizzando una base cartografica in scala 1:25000, le aste fluviali che compongono il reticolo, controllate tramite l'ausilio delle foto aeree con scala 1:33000. Successivamente, si è proceduto all'assegnazione dell'ordine gerarchico (Strahler, 1957) alle singole aste fluviali ed infine per ogni singola asta fluviale sono state calcolate le orientazioni principali.

In questo senso, è stata effettuata un'analisi statistica e la realizzazione di diagrammi a rosa al fine di verificare le classi azimutali principali, corrispondenti alle direzioni principali di deflusso. L'ampiezza delle classi azimutali prescelta è stata di 10° e la lunghezza del raggio dei cerchi concentrici, che indica la frequenza dei dati azimutali, è stata tale da esprimere valori del 25% al passaggio da un cerchio ad un altro.

Tali diagrammi sono stati realizzati sia per la totalità delle aste fluviali sia per i singoli ordini. Questo tipo di analisi statistica è stata eseguita al fine di evidenziare le anomalie del reticolo e soprattutto il controllo esercitato dalla tettonica, come è stato fatto per altre aree dell'Appennino settentrionale (D'Alessandro et al., 2008, Gioia & Schiattarella, 2008).

L'analisi del reticolo idrografico è stata affiancata dall'analisi delle forme legate alla dinamica fluviale. In particolare, sono stati cartografati i terrazzi fluviali dei principali corsi d'acqua che caratterizzano l'area di studio (rappresentati dai fiumi Biferno e Fortore e dai torrenti Sinarca e Saccione), utilizzando come base la cartografica in scala 1:25000 (I.G.M.) e le foto aeree in scala 1:33000.

Questa cartografazione è stata seguita dalla realizzazione di sezioni vallive, che hanno permesso di verificare i rapporti tra gli attuali fondi valli ed i vari ordini di superfici fluviali terrazzate. Inoltre, sulla base di questi dati, sono state fatte considerazioni sull'evoluzione delle valli dei corsi d'acqua principali.

La cartografia delle forme del paesaggio, in particolare delle superfici morfologicamente mature localizzate in posizione sommitale e sospese a varie quote sui fianchi vallivi attuali, è stata realizzata al fine di ricostruire l'evoluzione del paesaggio in rapporto alla deposizione delle successioni quaternarie.

2.3 Rilevamento geologico e analisi stratigrafica-sedimentologica

Il rilevamento geologico ha avuto un ruolo molto importante in quanto ha permesso l'acquisizione diretta sul terreno delle informazioni a carattere geologico-stratigrafico, sia per la definizione delle caratteristiche stratigrafiche e sedimentologiche dei depositi quaternari sia per l'individuazione dei rapporti geometrici presenti tra le varie unità stratigrafiche che costituiscono la successione sedimentaria che degli elementi deformativi che caratterizzano tali unità.

Il rilevamento ha riguardato l'intera area di studio. La scala alla quale è stato realizzato il rilevamento è stata 1:10000.

Il carattere multidisciplinare della ricerca e le caratteristiche della successione hanno comportato l'utilizzo, accanto alle tecniche classiche del rilevamento, di quelle proprie dell'analisi geomorfologica, stratigrafica e sedimentologica.

Le tecniche di analisi stratigrafica e sedimentologica hanno permesso, tramite le associazioni di facies riconosciute in affioramento, di risalire agli ambienti di sedimentazione e di ricostruire delle sezioni stratigrafiche tipo, rappresentative dell'assetto stratigrafico che caratterizza questo settore di Avanfossa.

In particolare, l'analisi di facies è stata effettuata in maniera dettagliata per i depositi sabbioso-conglomeratici della successione sedimentaria mentre i termini inferiori argillosi della successione sono stati caratterizzati sia tramite le associazioni di facies sia tramite le analisi paleoecologiche.

2.4 Analisi Biostratigrafica e Paleoecologica

Lo scopo dell'analisi biostratigrafica è stato quello di definire l'intervallo cronostratigrafico all'interno del quale si colloca la successione che caratterizza l'area di studio e di definire, in particolare dal punto di vista cronologico, il passaggio stratigrafico tra i termini argillosi inferiori della successione a quelli sabbiosi sovrastanti. Per giungere, inoltre, ad una migliore definizione dell'ambiente deposizionale dei depositi argillosi è stata effettuata un'analisi di tipo paleoecologico.

L'analisi biostratigrafica è stata articolata in più fasi: a) campionamento dei sedimenti sul terreno, b) preparazione dei campioni prelevati, c) analisi degli stessi campioni in laboratorio.

Il campionamento è stato effettuato in maniera tale da ricostruire delle sezioni stratigrafiche. La scelta della localizzazione delle sezioni è stata effettuata considerando in primo luogo le caratteristiche della successione e la sua continuità in affioramento ed in secondo luogo l'accessibilità degli affioramenti stessi. La frequenza o passo di campionamento è stata di 50-200 cm, a seconda delle condizioni dell'affioramento e delle caratteristiche litologiche della successione sedimentaria, ovvero delle variazioni litologiche, tessiturali e granulometriche.

In totale sono stati campionati e preparati 70 campioni, di cui rispettivamente: 38 per la sezione ricostruita a Guglionesi (CB), 17 per quella di Petacciato-Colle Favaro (CB) e 4 per quella di Ururi (CB). I restanti campioni sono relativi ad affioramenti singoli, non rappresentativi di sezioni.

La preparazione dei campioni è stata effettuata nel Laboratorio di Cartografia Tematica e GIS presso il Dipartimento di Scienze e Tecnologie per l'Ambiente e il Territorio ed è avvenuta secondo la procedura classica che prevede i seguenti passaggi: pesatura del campione asciutto, messa a bagno in H₂O₂ (25 volumi) per far decantare il sedimento, setacciatura del campione con setaccio da 63 µm, asciugatura del campione ed, infine, pesatura del campione nuovamente asciutto ed imbustato.

La terza fase, ovvero quella analitica vera e propria, è stata effettuata in collaborazione con i professori Di Donato Valentino e Ciampo Giuliano e la dott.ssa Esposito Paola del Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Napoli "Federico II".

L'analisi biostratigrafica si è basata sulle associazioni a nannofossili calcarei, foraminiferi ed ostracodi. Per i nannofossili si è fatto riferimento principalmente allo schema biostratigrafico di Rio et al. (1990) e, per i foraminiferi planctonici, allo schema biozonale di Sprovieri (1992, 1993). Per quanto riguarda foraminiferi bentonici ed ostracodi, sono stati inoltre presi in considerazione bioeventi con valenza regionale segnalati in letteratura (Sprovieri & Hasegawa, 1990; Pasini & Colalongo, 1994, Patacca & Scandone, 2004; e riferimenti interni).

Per la tassonomia dei foraminiferi bentonici si è fatto riferimento a Sgarrella e Moncharmont-Zei (1993). La classificazione del genere *Gephyrocapsa* usato in questo studio segue il criterio morfometrico di Raffi et al. (1993) in cui le *Gephyrocapsa* di media grandezza includono le Gephyrocapsidi del Pleistocene inferiore e medio, con un diametro del placolite compreso tra 4 e 5.5 µm. All'interno di questo gruppo sono distinte *Gephyrocapsa oceanica* s.l. (*sensu* Rio, 1982) e *Gephyrocapsa omega*.

L'analisi delle associazioni a foraminiferi planctonici e a nannofossili calcarei, anche in considerazione della non particolare abbondanza delle associazioni, è stata qualitativa e finalizzata all'individuazione dei principali *markers* biostratigrafici.

Per le associazioni a foraminiferi bentonici tale analisi è stata realizzata mediante analisi quantitativa. In particolare, l'analisi quantitativa delle associazioni a foraminiferi bentonici è stata condotta su 64 campioni, analizzando la frazione maggiore di 125 micron.

Per ciascun campione, se possibile, sono stati classificati non meno di 300 individui, estratti da frazioni del residuo di lavaggio.

Per ciascun campione fossilifero è stato computato l'indice di diversità di Yule-Simpson, nella forma:

$$1/S = N \left[N - 1 \left(\sum_{i=1}^p n_i \left[\frac{n_i - 1}{N} \right] \right) \right]$$

in cui N è il totale degli individui e n_i il numero di esemplari di ciascuna specie delle p specie.

I dati relativi alle associazioni a foraminiferi bentonici sono stati analizzati mediante analisi composizionale, secondo la teoria per l'analisi dei dati composizionali sintetizzata da Aitchison (1986) nella sua fondamentale monografia. L'analisi dei dati composizionali è basata fondamentalmente sui logaritmi dei rapporti tra variabili (*logratios*).

In particolare i dati sono stati analizzati per mezzo di *relative variation biplots* (Aitchison and Greenacre, 2001).

Per quanto riguarda la descrizione dettagliata del metodo e della terminologia relativa si fa riferimento al lavoro di Aitchison and Greenacre (2001). In questa sede è comunque opportuno ricordare che la tecnica è basata sulla decomposizione in valori singolari della matrice dei dati

logcentrati. La trasformazione in oggetto può essere scritta, per ciascuna composizione, come (Aitchison, 1986):

$$clr(\mathbf{x}) = \mathbf{z} \left(\ln \frac{x_1}{g(\mathbf{x})}; \ln \frac{x_2}{g(\mathbf{x})}; \dots; \ln \frac{x_d}{g(\mathbf{x})} \right) \text{ dove } g(\mathbf{x}) = \left(\prod_{i=1}^d x_i \right)^{1/d}$$

è la media geometrica della composizione. La finalità dell'analisi è quella di rappresentare il set di dati multivariati in un sistema a dimensionalità ridotta – in genere un sistema bi-dimensionale – che preservi la maggior quantità possibile di informazione iniziale. Nei biplots sono rappresentate sia le variabili (nel nostro caso i taxa) che le osservazioni. In genere viene elaborato sia un *covariance biplot*, in cui viene data priorità alla rappresentazione delle variabili (mentre le osservazioni sono “sfericizzate”), sia un *form biplot* in cui viene data priorità alla rappresentazione delle osservazioni. Nell'interpretazione dei *relative variation biplots*, in parte simile a quella di una analisi delle componenti principali, assumono molta importanza i collegamenti (*links*) tra i vettori che rappresentano le variabili, e le relazioni tra questi e le osservazioni.

In particolar modo la lunghezza di un *link* è in relazione alla deviazione standard del *logratio* tra le due variabili. In pratica un link breve indica che le due variabili tendono ad essere presenti sempre nello stesso rapporto, al contrario un *link* esteso implica una variabilità ampia nel rapporto. Per quanto riguarda le osservazioni, le proiezioni di una osservazione sul collegamento tra due variabili è in relazione al *logratio*, per quella osservazione, delle variabili in oggetto.

I biplots sono stati elaborati includendo i campioni prelevati nelle diverse sezioni, che sono poi stati differenziati mediante simboli opportuni. Per quanto riguarda la sezione di Guglionesi, costituita da un maggior numero di campioni rispetto alle altre, i campioni sono stati raggruppati mediante *constrained Cluster Analysis* (Grimm, 1987) in intervalli mantenendo l'ordine stratigrafico, e quindi rappresentati nei biplots in funzione della suddivisione ottenuta.

In accordo con Di Donato et al. (2008) la *constrained Cluster Analysis* è stata applicata ai dati logcentrati, utilizzando quindi la distanza di Aitchison (equivalente alla distanza euclidea tra dati logcentrati), come misura di similarità.

Poiché l'analisi composizionale utilizza i logaritmi delle variabili, è necessaria una sostituzione dei valori nulli presenti nei dati originali. A tal fine è stato seguito l'approccio di Daunis-i-Estadella et al. (2008) nel quale la sostituzione è effettuata sui conteggi originali, seguendo un approccio bayesiano basato sulla stima a posteriori dei parametri di una distribuzione multinomiale (Walley, 1996). Al fine di ridurre il numero di sostituzioni, sono stati presi in considerazione per l'analisi soltanto i taxa più abbondanti. Inoltre i dati originali sono stati parzialmente aggregati in unità tassonomiche informali.

Per i principali taxa e le principali unità tassonomiche sono riportate in tabella alcune

indicazioni relative alla loro valenza ecologica.

<i>Ammonia beccarii</i>	Molto diffusa in fondali sabbiosi dell'infralittorale. Nell'Adriatico raggiunge elevate frequenze in sedimenti grossolani di mare basso (Jorissen, 1987). Nell'Adriatico centrale è abbondante tra 0 e 40 m (Morigi et al., 2005)
<i>Bulimina inflata-costata</i>	Nel mediterraneo <i>Bulimina inflata</i> e <i>B. costata</i> sono comuni in fondali del circolitorale divenendo però più comuni in ambienti batiali (Blanc-Vernet, 1969; Sgarrella & Barra, 1984; Sgarrella & Moncharmont Zei, 1993). Nel Golfo di Lione mostra una correlazione con il flusso di sostanza organica.
<i>Bulimine non costate</i> (Include <i>B. aculeata</i> , <i>B. marginata</i> , <i>B. fusiformis</i> , <i>B. elongata</i> , <i>B. elegans</i> <i>marginata</i> , <i>B. etnea</i>).	<i>B. aculeata</i> e <i>B. marginata</i> , sono presenti nella zona infralittorale, tuttavia sono più abbondanti in fanghi del circolittorale e dell'epibatiale. <i>B. marginata</i> caratterizza anche associazioni profonde (Sgarrella and Moncharmont-Zei, e riferimenti inclusi). Attualmente <i>Bulimina aculeata</i> è abbondante in aree di elevata produttività (Schmiedl et al., 2000; and references therein), ed è considerata una delle specie più opportuniste nel Mediterraneo (De Rijk et al., 2000). Inoltre sembra in relazione, così come <i>Globobulimina</i> , con apporti di sostanza organica degradata nel sedimento (Schmiedl et al., 2000). Nell'Adriatico attuale <i>B. marginata</i> (insieme a <i>B. aculeata</i>) caratterizza fondali fangosi di profondità intermedie, con correlazione positiva con la percentuale di sostanza organica.
<i>Cassidulina carinata</i>	Molto comune in fanghi del circolittorale e del batiale (Sgarrella & Zei-Moncharmont, 1993). E' inclusa tra le specie infaunali superficiali o intermedie, opportuniste. Comune in ambienti da mesotrofici a eutrofici con moderato impoverimento dell'ossigeno al fondo e nelle acque di poro (Schmiedl et al., 2003). Nell'Adriatico centrale è presente a profondità >70m (Morigi et al., 2005)
<i>Cibicidoides pachyderma</i>	Nel Mar Mediterraneo è frequente a partire dalla zona epibatiale (Colom, 1974; Sgarrella & Moncharmont-Zei, 1993). Da epifaunale a infaunale poco profonda, richiede condizioni da oligo-mesotrofiche, e alte concentrazioni di ossigeno (Schmiedl et al., 2000; 2003). Secondo Abu-Zied et al. (2008) nel Mediterraneo è una delle principali specie opportuniste in ambienti eutrofici.
<i>Elphidium crispum-Elphidium macellum</i>	Molto frequenti in a fondali sabbiosi infralittorali, anche associati alla presenza di copertura vegetale (Jorissen, 1987; Sgarrella & Monchermont-Zei, e riferimenti inclusi, 1993
<i>Elphidium poyeanum</i>	Nel Mare Adriatico è associato a fondali sabbiosi dell'infralittorale (Jorissen, 1987), con una forte correlazione negativa rispetto alla batimetria. Preferisce, rispetto a <i>A. beccarii</i> , substrati a granulometria minore.
<i>Globobulimina</i> sp.	Taxa infaunali profondi, molto resistenti a condizioni di scarsa ossigenazione. Sono comuni in margini continentali eutrofici (Corliss, 1985; Mackensen & Douglas, 1989; Sen Gupta and Machain Castello, 1993; Schmiedl et al., 2000).

<i>Globocassidulina subglobosa</i>	<i>G. subglobosa</i> è frequente in fanghi circalittorali e batiali. Nel Golfo di Napoli ha il suo optimum tra 80 e 110m (Sgarrella & Zei-Moncharmont, 1993). Nel record profondo del Mar Tirreno ha il suo optimum a circa 1000m. Nell'Adriatico è presente a profondità maggiori di 60 m, con una profondità media ponderata di 200m (Morigi et al., 2005).
<i>Sphaeroidina bulloides</i>	Nel Mediterraneo è per lo più rinvenuta in fanghi circalittorali e batiali (Sgarrella & Zei-Moncharmont, 1993). E' inclusa nelle biofacies di acque profonde dell'Adriatico, risultando più abbondante nella scarpata superiore del suo settore meridionale (Jorissen, 1987).
<i>Textularia</i>	Nell'Adriatico specie del genere <i>Textularia</i> sono presenti sia in biofacies di acque poco profonde che intermedie, in particolare in ambienti intermedi (in particolare tra 60 e 100 metri) tra il <i>clay-belt</i> e la piattaforma (Jorissen, 1987). Più in generale nel Mediterraneo il genere caratterizza fondali sabbioso-detritici dell'infra-circalittorale, in qualche caso sabbie fangose di tipo VTC (fanghi terrigeni costieri) o DC (detritico costiero).
<i>Uvigerina peregrina</i>	Presente dalla zona circalittorale, molto abbondante in fanghi batiali ha una distribuzione simile a quella di <i>U. mediterranea</i> (Sgarrella & Zei-Moncharmont, 1993), che è considerata una delle specie più opportuniste nel Mediterraneo (De Rijk et al., 2000). <i>Uvigerina peregrina</i> sembra in relazione con la deposizione di sostanza organica fresca (Schmiedl et al., 2000). Specie dei generi <i>Bolivina</i> , <i>Bulimina</i> e <i>Uvigerina</i> sono spesso associate a condizioni disossiche (Sen Gupta & Machain-Castillo, 1993).
<i>Valvulineria bradyana</i>	Caratteristica dei fanghi terrigeni costieri (Blanc-Vernet, 1969). Nel Mare Adriatico è associata a substrati fangosi con alto contenuto di sostanza organica (Jorissen, 1987) e si ritrova tra 40 e 80 m di profondità, con una media intorno i 60 m (Morigi et al., 2005).

2.5 Analisi dei dati di sottosuolo

Questo tipo di analisi ha riguardato soprattutto l'interpretazione stratigrafica e la correlazione di dati relativi a sondaggi geognostici e stratigrafie di pozzi.

L'analisi e la correlazione dei sondaggi geognostici è stata fondamentale, perché ha permesso di avere a disposizione informazioni, soprattutto, all'interno dei centri abitati, ovvero là dove il numero degli affioramenti è ridotto. In un caso particolare, l'analisi di una carota, relativa ad un sondaggio geognostico effettuato in prossimità dell'abitato di Guglionesi (CB), è stata fondamentale per comprendere meglio le caratteristiche dei depositi al passaggio stratigrafico tra i depositi argillosi e quelli sabbiosi sovrastanti.

Capitolo 3

Analisi Geomorfologica

In questo capitolo vengono presentati i risultati dell'analisi geomorfologica effettuata tramite la lettura e l'interpretazione della cartografia, la fotointerpretazione ed il controllo sul terreno.

In particolare, vengono presentati i risultati delle analisi effettuate sul reticolo idrografico ed i risultati dell'analisi effettuata sulle forme delle valli che caratterizzano i corsi d'acqua principali del settore studiato.

Inoltre, vengono esposti i risultati relativi all'analisi delle paleosuperfici che contraddistinguono il settore studiato.

3.1 Analisi del reticolo idrografico

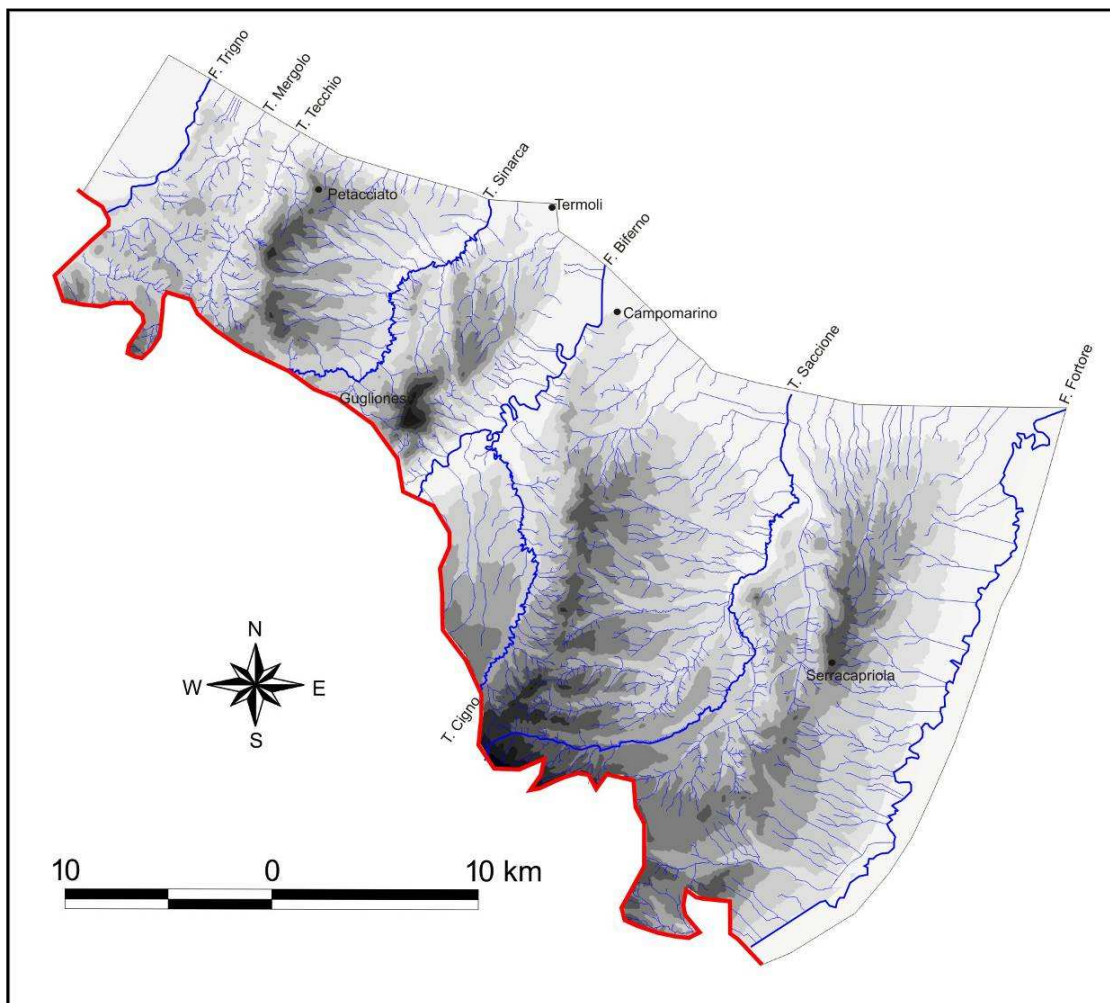
La cartografazione su base topografica 1:25000 delle aste fluviali e la successiva assegnazione dell'ordine gerarchico secondo la regola di Strahler (1957) hanno permesso la definizione e la gerarchizzazione del reticolo idrografico che caratterizza l'area di studio (Fig. 3.1.1). In particolare, è stato possibile evidenziare le caratteristiche geometriche del reticolo e le orientazioni principali delle aste fluviali al fine di individuare controlli di natura tettonica, di tipo attivo e/o passivo, sul reticolo idrografico. I risultati relativi alle orientazioni delle aste fluviali sono espressi per mezzo di *rose diagram*.

Vista la estensione del settore analizzato, si è proceduti nella suddivisione dell'intera area di studio in sottosectori, individuati sulla base delle caratteristiche geografiche-geomorfologiche e di natura geologica.

Il settore compreso tra il fiume Trigno e la superficie sulla quale si erge l'abitato di Petacciato (CB) è caratterizzato da un substrato argilloso, infatti, affiorano solo i termini inferiori della successione sedimentaria (vedi Cap. 4).

Il corso d'acqua principale è rappresentato dal fiume Trigno, il quale nel suo tratto terminale è caratterizzato da un andamento piuttosto rettilineo, con una orientazione circa N 30°. Altri corsi d'acqua, contraddistinti per lo più da un regime torrentizio, sono il torrente Mergolo ed il torrente Tecchio, ad ovest di Petacciato. In particolare il torrente Tecchio presenta un andamento rettilineo con orientazione N 30° come il fiume Trigno più a nord. In questo settore il reticolo idrografico è contraddistinto da un *pattern* sub-dentritico.

Le classi azimutali di frequenza prevalenti, relative alle aste di I e II ordine, sono comprese tra N 120° e N 130°; valori minori riguardano le classi azimutali comprese tra N 160° e N 170° e quelle comprese tra N 20° e N 50° (Fig. 3.1.2a).



(Fig. 3.1.1) Il reticolo idrografico che caratterizza il settore tra i fiumi Trigno e Fortore; in rosso il fronte esterno della catena che delimita ad Ovest l'area di studio.

Il settore compreso tra Petacciato ed il torrente Sinarca è caratterizzato da corsi d'acqua minori, ad eccezione del torrente Sinarca. Quest'ultimo, nel tratto più a monte prossimo alla catena, presenta un andamento E-W mentre nel settore centrale l'andamento è circa N-S.

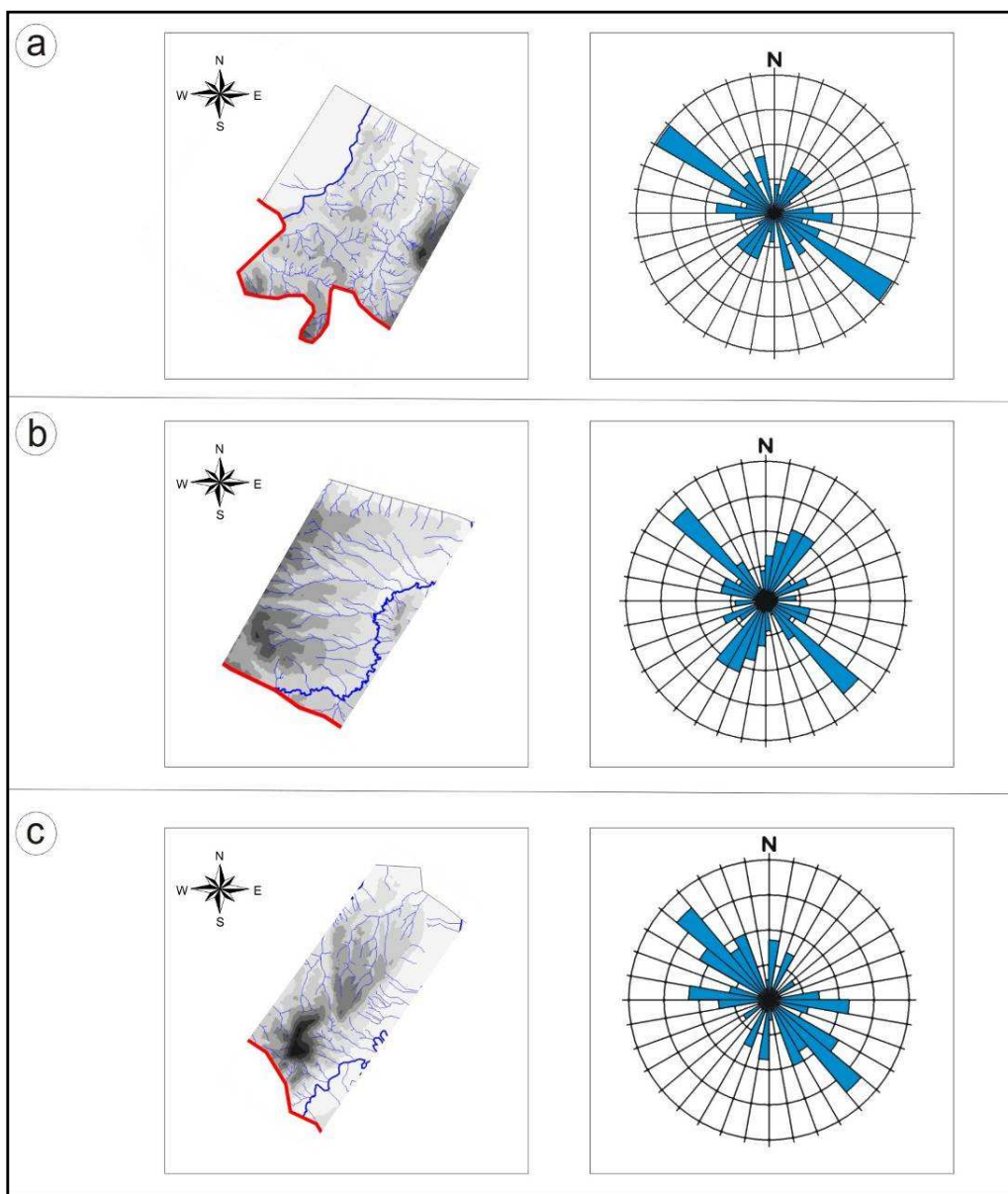
Nel tratto terminale, il torrente Sinarca è caratterizzato, dapprima per un breve tratto, da un andamento circa E-W e successivamente da un andamento con orientazione N 10° in prossimità della foce. Le classi azimutali di frequenza (Fig. 3.1.2b), relative alle aste fluviali di I e II ordine Le aste di ordine maggiore, escluso il torrente Sinarca, sono caratterizzate da andamenti con mostrano valori, per oltre il 75 % dei dati, compresi tra N 130° e N 140° e per oltre i 50 % N 20° e N 40°. Percentuali inferiori caratterizzano, invece, le altre classi.

orientazione N 120° e E - W. Il reticolo idrografico, in questo settore, è piuttosto organizzato e con un *pattern* parallelo.

Il settore compreso tra il torrente Sinarca ed il fiume Biferno è contraddistinto dalla presenza del fiume Biferno che è caratterizzato da un andamento meandriforme, con una orientazione circa N 30°, tranne nel tratto terminale in prossimità della foce, dove l'asta fluviale si dispone circa N-S.

Il reticolo idrografico è ben organizzato e presenta un *pattern* parallelo.

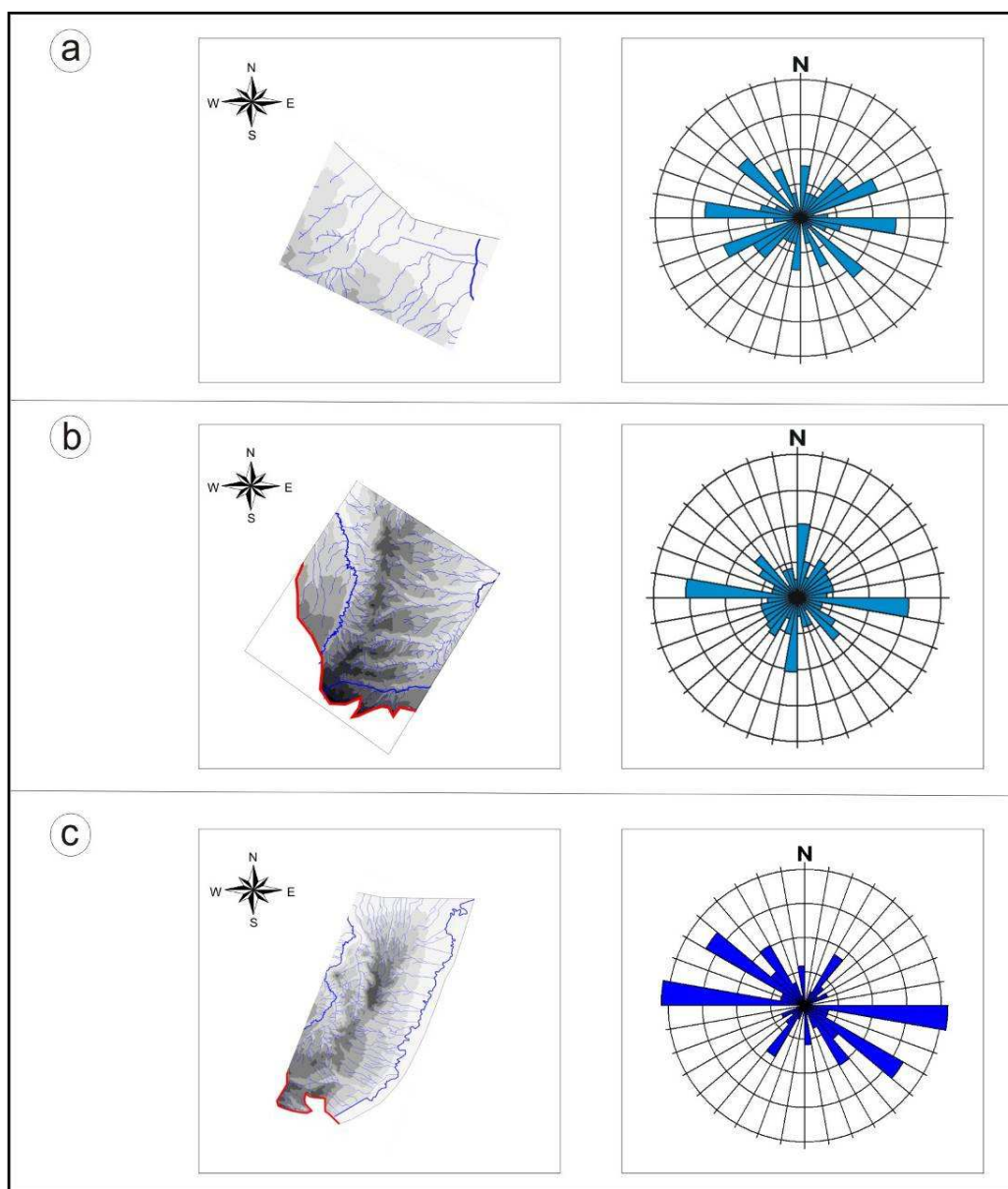
Le classi azimutali di frequenza, relative alle orientazioni principali (Fig. 3.1.2c) sono definite da orientazioni comprese tra N 130° e N 140°.



(Fig. 3.1.2) Le classi azimutali di frequenza relative alle aste di I e II ordine. a) settore compreso tra il fiume Trigno e Petacciato (CB); b) settore compreso tra Petacciato (CB) ed il torrente Sinarca; c) settore compreso tra il torrente Sinarca ed il fiume Biferno.

In percentuali inferiori si rinvencono, orientazioni caratterizzate da valori pari a N 90°- N 100°, N 120°-N 130° e quelle circa N-S. Quest'ultima classe azimutale contraddistingue le aste di III ordine, che caratterizzano le incisioni vallive comprese tra Guglionesi (CB) ed il mare.

L'area costiera compresa tra Campomarino (CB) e la foce del torrente Saccione è contraddistinta dalla presenza di corsi d'acqua di modeste dimensioni per lunghezza e portata. A differenza dei settori precedentemente analizzati e descritti non è presente una classe azimutale prevalente per le aste fluviali di I e II ordine (Fig. 3.1.3a), le classi più rappresentative sono comprese tra N 90°-N 100°, N 60°-N 70° e tra N 130° e N 140°. Il reticolo è caratterizzato da un *pattern* parallelo.



(Fig. 3.1.3) Le classi azimutali di frequenza relative alle aste di I e II ordine. a) settore compreso tra Campomarino (CB) e la foce del torrente Saccione; b) settore compreso tra il fiume Biferno ed i torrente Saccione; c) settore compreso tra il torrente Saccione ed il fiume Fortore.

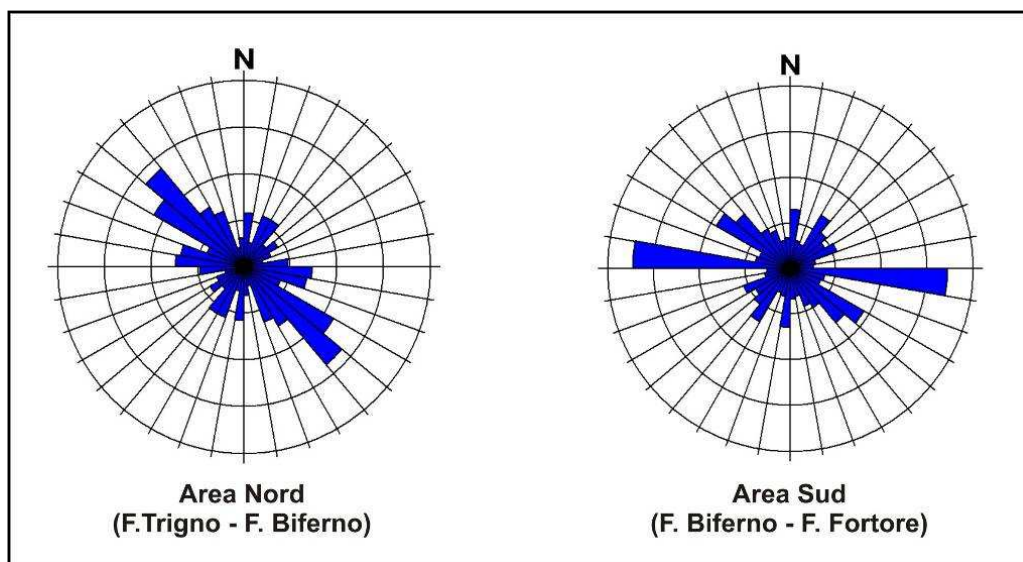
Un altro settore, più a sud, è delimitato dal torrente Cigno ed dal torrente Saccione. Il primo mostra, nel tratto analizzato, un andamento circa N-S; il secondo, invece, ha un'orientazione E-W nel tratto iniziale e N-S in quello centrale e finale. Tuttavia, c'è da rimarcare come anche nel settore centrale, il torrente Saccione presenti variazioni nell'orientazione della sua asta fluviale, disponendosi dapprima con un'orientazione N 350° e poi N 40°.

Il reticolo idrografico è caratterizzato da un *pattern* parallelo. Le classi azimutali (Fig. 3.1.3b) di frequenza principali sono due: una individua un andamento N-S, l'altra E-W.

Il settore meridionale dell'area di studio è delimitato dal torrente Saccione ed il fiume Fortore. Quest'ultimo è contraddistinto da un andamento circa N-S. Il reticolo ha un *pattern* parallelo e le classi azimutali di frequenza principali, relative all'orientazione delle aste di I e II ordine, sono contraddistinte prevalentemente da orientazioni E-W.

Un'altra classe importante è caratterizzata da orientazioni comprese tra N 120°- N 130° (Fig. 3.1.3c).

In generale, sintetizzando tutti i dati presentati, si possono individuare due aree a comportamento differente: una a nord compresa tra il fiume Trigno ed il fiume Biferno; l'altra a sud compresa tra il fiume Biferno ed il fiume Fortore (Fig. 3.1.4).

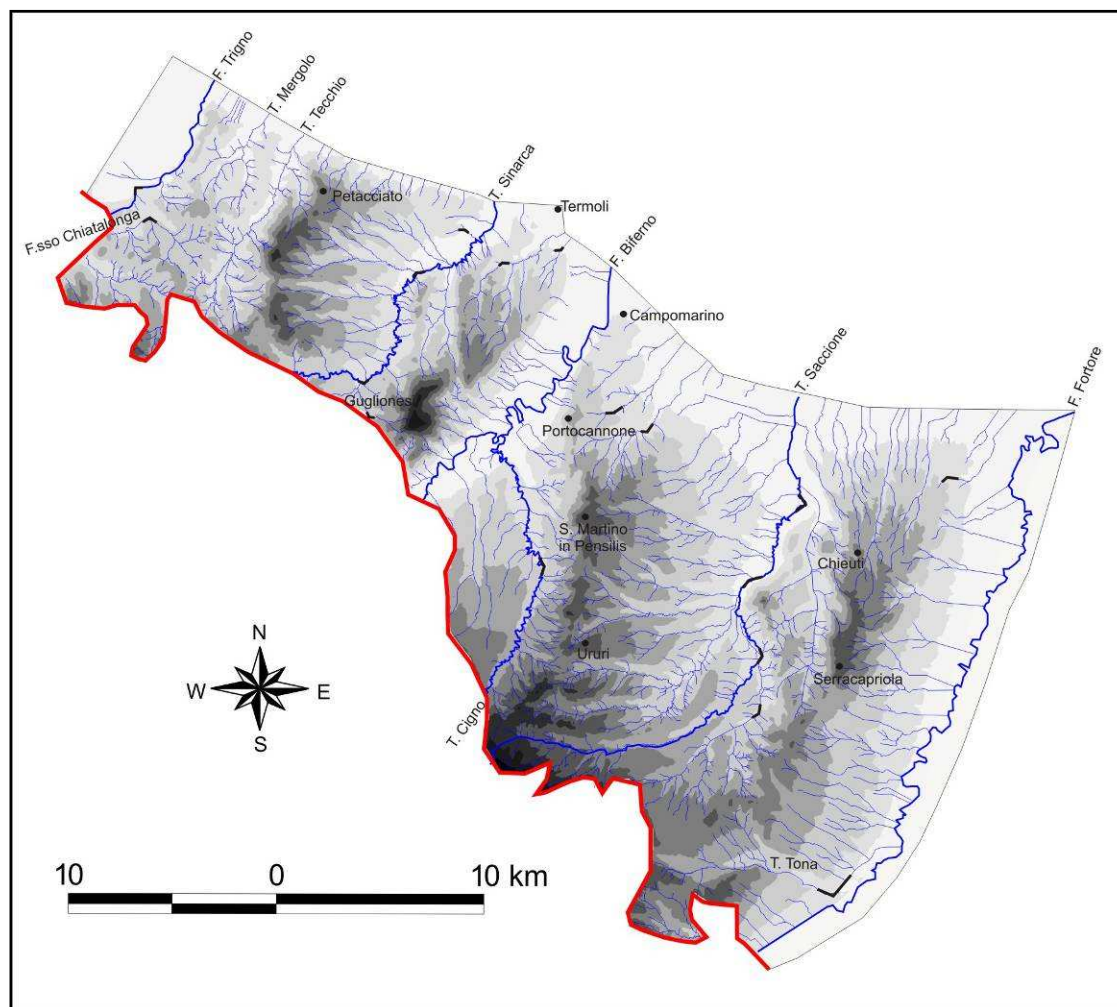


(Fig. 3.1.4) Sintesi dei risultati relativi alle classi azimutali di frequenza delle aste di I e II ordine per il settore nord e per il settore sud.

Nell'area a nord, le classi azimutali di frequenza delle aste fluviali di I e II ordine presentano valori compresi tra N 120° e N 140°.

L'area a sud è contraddistinta da una marcata prevalenza di orientazioni E-W; questa tendenza è dimostrata anche dalle aste di ordine superiore.

L'analisi del reticolo idrografico ha permesso l'individuazione di diversi gomiti fluviali che caratterizzano aste fluviali di ordine differente (Fig. 3.1.5).



(Fig. 3.1.5) L'idrografia dell'area di studio con i gomiti fluviali in colore nero.

Nel settore settentrionale due gomiti fluviali caratterizzano il fiume Trigno ed il fosso Chiatalonga. Il primo da un andamento N-S passa ad un andamento E-W mentre il secondo da un'orientazione dell'asta N 130° passa a N 250°.

Il settore centrale è contraddistinto da due gomiti fluviali che caratterizzano il torrente Sinarca e che ne comportano le differenti orientazioni della asta fluviale principale.

Altri gomiti importanti riguardano le aste fluviali presenti nei dintorni di Guglionesi e di Termoli. Più a sud, nei dintorni di Portocannone si osservano tre gomiti fluviali associati ad altrettanti aste fluviali che comportano una variazione dell'orientazione da valori di circa N 90° a N 30° e N 60°. Il torrente Cigno, nel settore analizzato presenta un gomito; in corrispondenza del

quale l'orientazione passa da N 10° a N 350°. Il torrente Saccione presenta quattro gomiti nel settore centrale del corso d'acqua nel tratto analizzato. Il primo gomito comporta una orientazione dell'asta fluviale da N 30° a N 350°, il secondo da N 350° a N80, il terzo da N 80° a circa N-S, il secondo da N 40° a N 350°.

Nel settore meridionale il torrente Tona, che presenta un andamento nel settore studiato circa E-W, in prossimità della confluenza con il fiume Fortore assume un'orientazione N 40°.

Nell'area costiera un altro gomito caratterizza un'asta fluviale di I ordine, determinandone una variazione nella sua orientazione, la quale passa da N 40° a circa E-W.

Alcuni dei gomiti fluviali che sono stati evidenziati sembrano allinearsi con altri gomiti fluviali secondo direzioni preferenziali.

I corsi d'acqua maggiori, ovvero il fiume Biferno, a nord, ed il fiume Fortore, a sud, non mostrano gomiti fluviali o comportamenti "anomali"; il loro andamento, infatti, è piuttosto rettilineo e non influenzato da altri fattori, quali fattori strutturali.

3.2 Analisi delle forme e delle valli dei corsi d'acqua principali

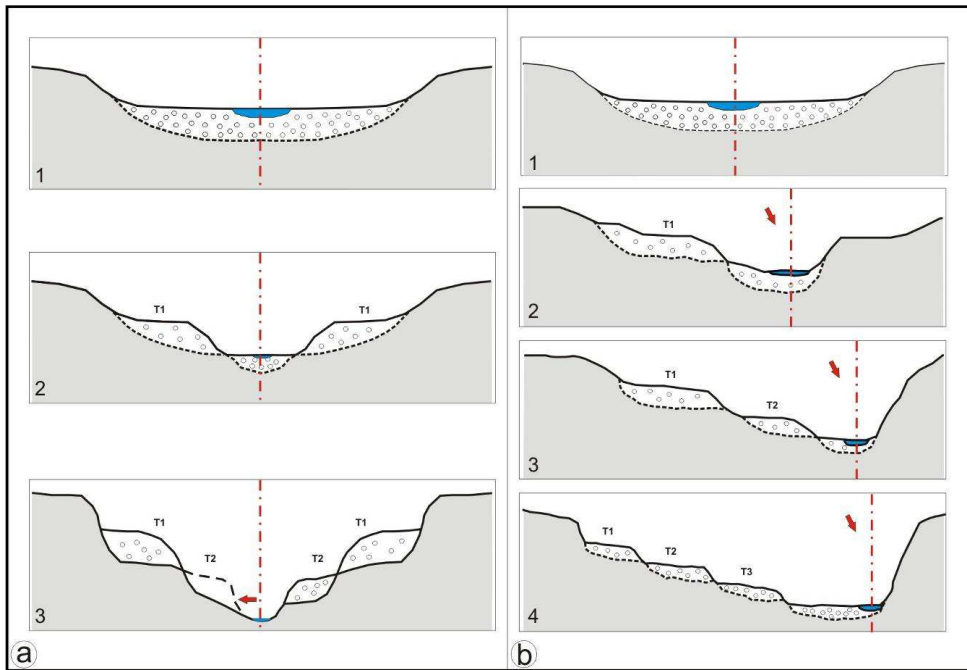
L'analisi effettuata sui profili vallivi e sulle forme che caratterizzano le valli dei corsi d'acqua principali hanno messo in luce due situazioni differenti. I fiumi Biferno e Fortore presentano caratteristiche simili, che differiscono da quelle dei corsi d'acqua minori (i torrenti Sinarca e Saccione). In particolare, le valli dei fiumi Biferno e Fortore sono caratterizzate dal solo fenomeno del *downcutting* con successiva aggradazione e planazione del corso d'acqua, mentre le valli dei torrenti Sinarca e Saccione sono caratterizzati da fenomeni di *downcutting* e *shift* laterale del corso d'acqua (Fig. 3.2.1).

La valle del Biferno si presenta con fianchi rettilinei e come una valle simmetrica, con scarpate, legate alla planazione del corso d'acqua, ben marcate e caratterizzate dai termini argillosi della successione sedimentaria. Il raccordo con il fondovalle attuale avviene per mezzo di fasce detritiche (Fig. 3.2.2). Il settore posto a SE è caratterizzato dalla presenza della conoide alluvionale del torrente Cigno, la cui confluenza con il fiume Biferno è localizzata a SW dell'abitato di Portocannone (CB). Nel settore analizzato la valle del Biferno è caratterizzata da quattro ordini di terrazzi fluviali (Fig. 3.2.3).

I terrazzi di I ordine sono posti a quote comprese tra i 115 m e 100 m (s.l.m.); essi si presentano sotto forma di lembi con dimensioni non molto estese solo in sinistra idrografica del Biferno. A SE di Guglionesi, i terrazzi di I ordine si presentano dislocati, in particolare ribassati a NE. Tale dislocazione non interessa i terrazzi di ordine maggiore posti a quote inferiori.

I terrazzi di II ordine si rinvencono sia in sinistra che in destra idrografica del fiume Biferno, in particolare, a monte della confluenza con il torrente Cigno. Tali terrazzi sono posti a quote comprese tra i 110 m ed i 75 m (s.l.m.).

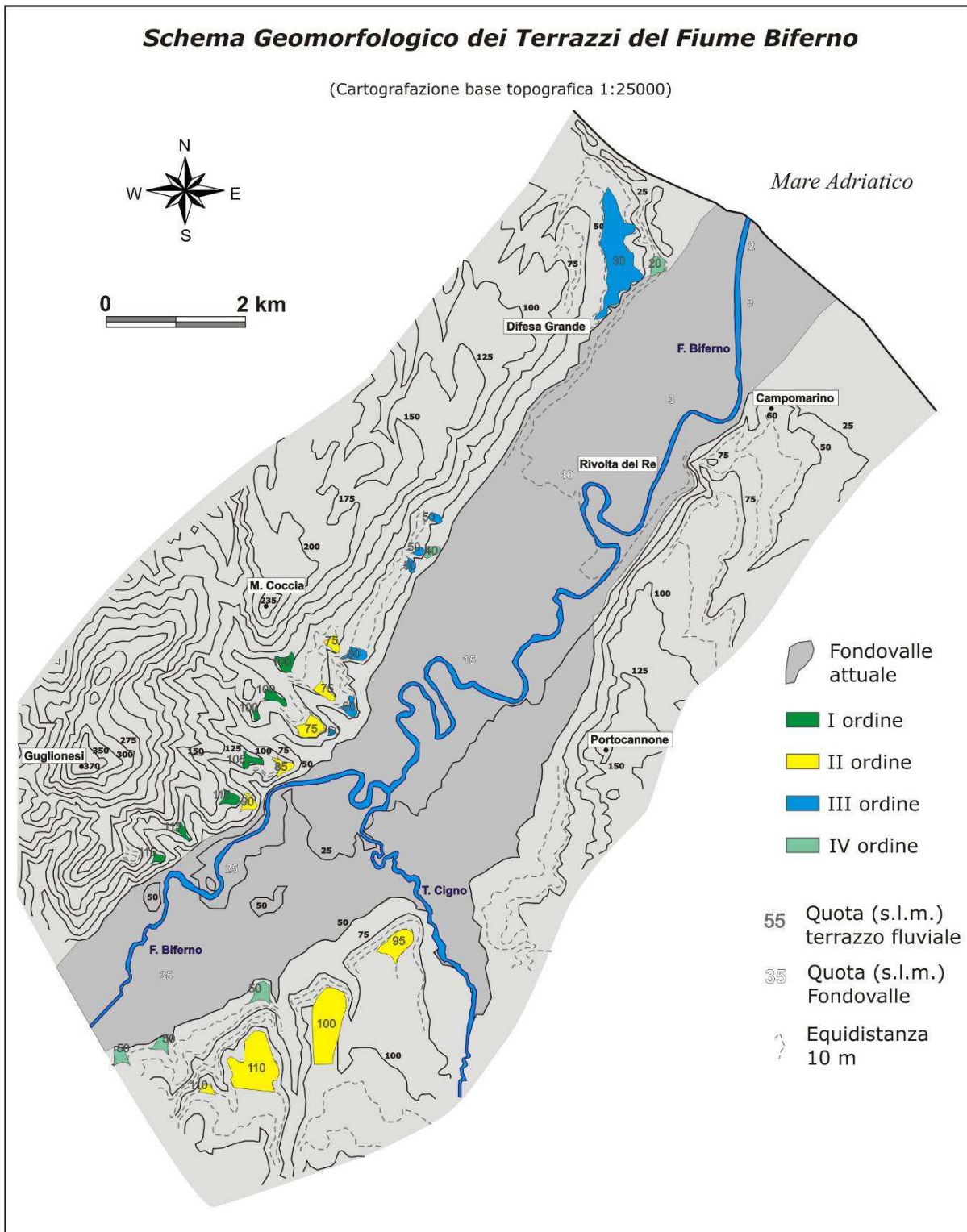
I terrazzi fluviali di III ordine, rappresentati da piccoli lembi posti tra 60 m e 50 m di quota a SE di M. Coccia e da una superficie di dimensioni maggiori, di cui non si riesce ad osservare bene la radice, a quota 30 m a SE di Termoli.



(Fig. 3.2.1) Modelli evolutivi di una valle fluviale. a) *Downcutting* con successiva aggradazione del fondovalle lungo lo stesso asse vallivo e planazione finale del corso d'acqua; b) *Downcutting* e *shift* verso destra del corso d'acqua.

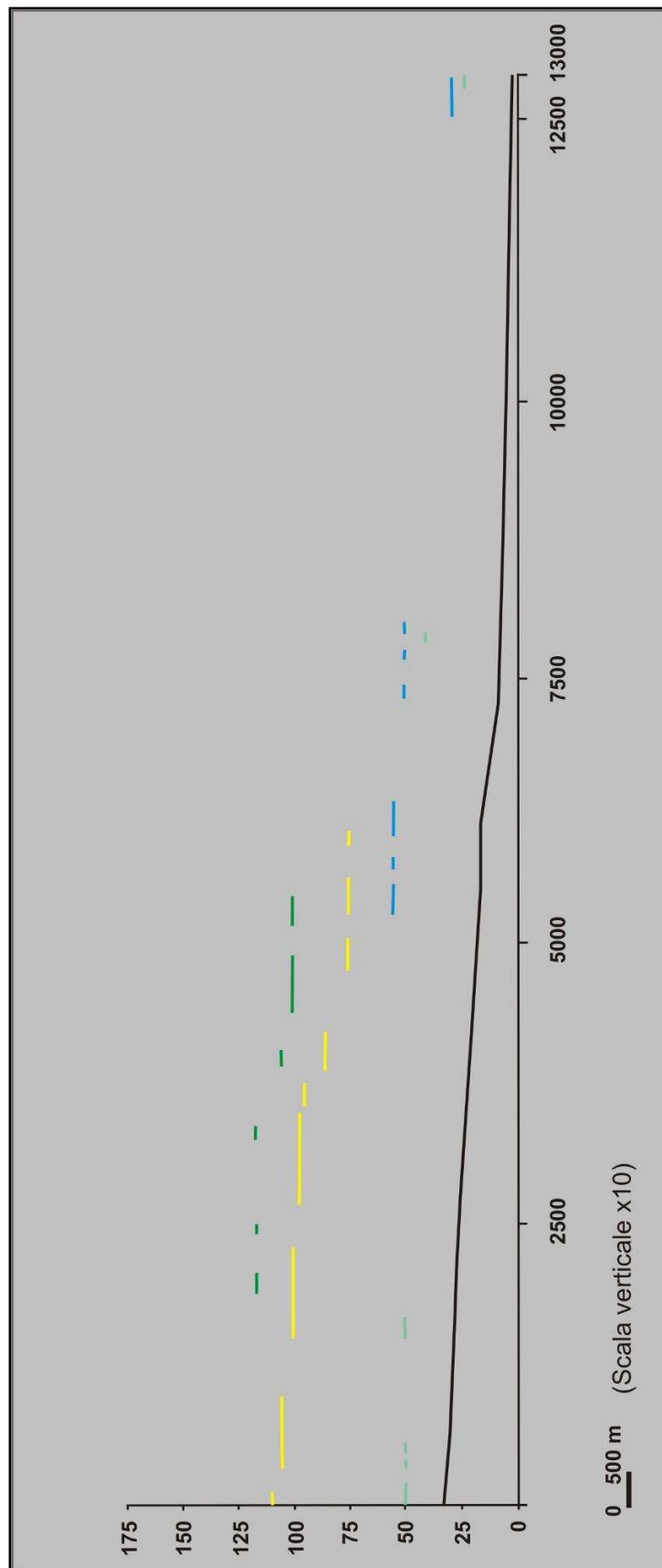


(Fig. 3.2.2) Fasce detritiche di raccordo.



(Fig. 3.2.3) I terrazzi fluviali nella valle del F. Biferno.

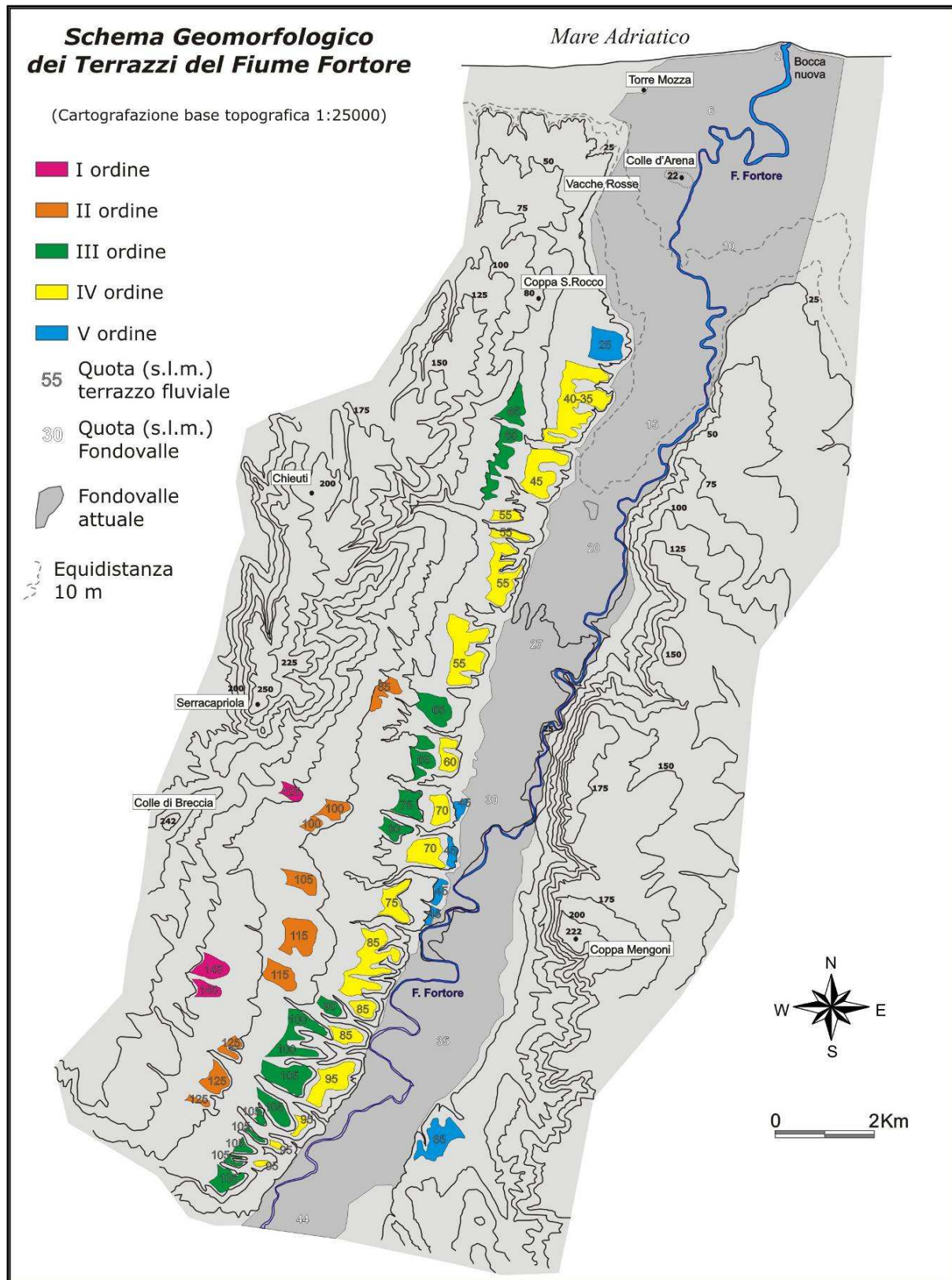
I terrazzi di ordine IV (50-20 m s.l.m.), sono quelli posti alle quote inferiori in questo settore, fatta eccezione per i terrazzi di fondovalle. I terrazzi fluviali sono di tipo *etagè* ed i raccordi sono definite da coltri colluviali. Il profilo vallivo (Fig. 3.2.4) del fiume Biferno evidenzia il fenomeno di *downcutting* su uno stesso asse vallivo. Una situazione del tutto analoga è riscontrata nel settore meridionale dell'area di studio e riguarda la valle del fiume Fortore, infatti



(Fig. 3.2.4) Profilo longitudinale della valle del F. Biferno. A tratto continuo con colore nero viene rappresentato il profilo dell' alveo attuale

le caratteristiche della successione sedimentaria che caratterizza i fianchi vallivi e l'assetto giaciturale sono pressoché identici. Le scarpate che delimitano l'attuale fondovalle sono

piuttosto verticali e contraddistinte della presenza di depositi argillosi. Il raccordo con l'attuale fondovalle anche in questo caso avviene tramite fasce detritiche. La valle si presenta simmetrica e all'interno si distinguono cinque ordini di terrazzi (Fig. 3.2.5).

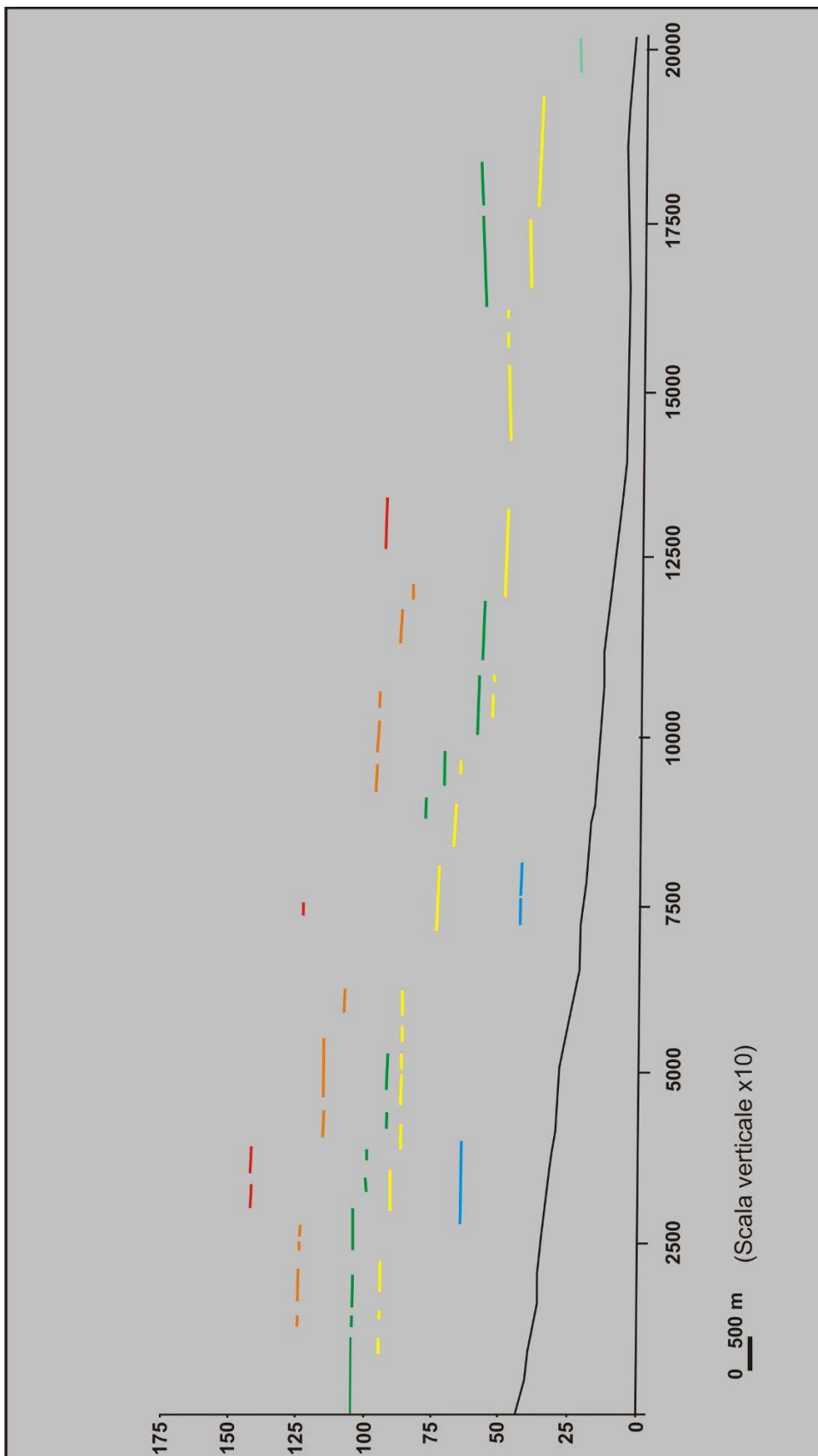


(Fig. 3.2.5) I terrazzi fluviali nella valle del fiume Fortore.

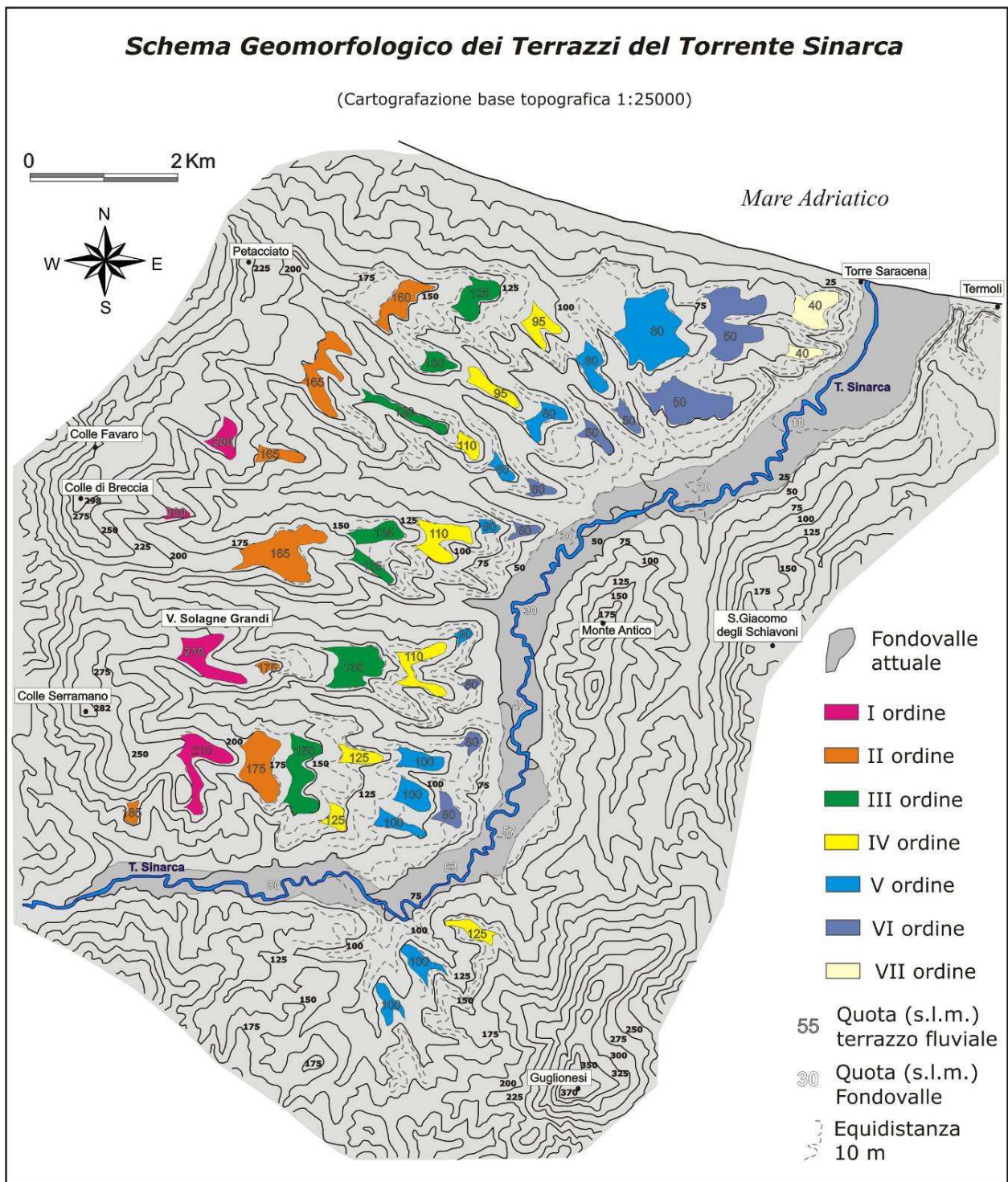
I terrazzi di I ordine sono rappresentati da superfici poste tra i 145 m ed i 125 m (s.l.m.) a sud di Serracapriola e Colle di Breccia, quelli di II ordine sono rappresentati da superfici poste a quote comprese tra i 125 m ed i 85 m (s.l.m.), quelli di III ordine sono rappresentati da superfici comprese tra i 105 m ed i 65 m di quota e sono presenti con una certa continuità lungo tutto il fianco sinistro della valle e quelli di IV ordine sono rappresentati da superfici comprese tra i 95 m ed i 35 m (s.l.m.), si rinvengono in maniera continua e sono caratterizzati da superfici piuttosto ampie. Le superfici terrazzate dal I al IV ordine sono presenti solo in sinistra idrografica del fiume Fortore e presentano segni di dislocazione verso NE. Le caratteristiche individuate indicano la presenza di una valle caratterizzata da fenomeni di progressivo *downcutting* in corrispondenza di un unico asse vallivo, come è possibile notare anche dal profilo vallivo (Fig.3.2.6).

Il torrente Sinarca, posto nel settore settentrionale dell'area di studio, è caratterizzato dalla presenza di ben sette ordini di terrazzi fluviali (Fig. 3.2.7). Tali terrazzi, nel settore analizzato, sono localizzati principalmente in sinistra idrografica del corso d'acqua, ad eccezione dei terrazzi di IV e V ordine che sono presenti anche in destra idrografica, a SW di Guglionesi. I terrazzi compresi tra il I ed il IV ordine sono dislocati sia in corrispondenza del vallone delle "Solagne Grandi" sia a SE di Petacciato mentre i terrazzi di V ordine e gli altri successivi non presentano segni di dislocazione, come evidenziato dal profilo vallivo (Fig. 3.2.8). I terrazzi di I ordine sono caratterizzati da superfici comprese tra i 210 m e 200 m (s.l.m.), quelli di II ordine si rinvengono tra i 175 m ed i 160 m di quota e sono caratterizzati da superfici sub-pianeggianti piuttosto estese, quelli di III e IV ordine sono compresi rispettivamente tra 150-125 m (s.l.m) e 125-95 m di quota, quelli di V ordine sono rappresentati da superfici comprese tra i 100 m ed i 80 m di quota e sono maggiormente estese nel settore costiero. Tra gli 80 m (s.l.m) ed i 50 m (s.l.m.) sono presenti superfici terrazzate associate ai terrazzi di VI ordine; queste nel settore più a monte sono rappresentate da piccoli lembi, mentre nel settore costiero, come per quelle di ordine superiore, sono rappresentate da superfici di maggiore estensione. I terrazzi di VII ordine sono costituiti da due superfici terrazzate localizzate in prossimità della foce del torrente Sinarca, poste a quota 40 m (s.l.m.), ad ovest di Termoli. Tali terrazzi fluviali sono sospesi rispetto all'attuale fondovalle. La presenza delle superfici terrazzate in sinistra idrografica e la forma dei fianchi vallivi indicano una valle asimmetrica, caratterizzata sia dal *downcutting* che dallo *shift* laterale, in particolare verso destra, ovvero SE, del torrente Sinarca. Questa situazione è differente rispetto a quanto visto nelle valli dei corsi d'acqua principali. Di contro la tipologia dei terrazzi rimane di tipo *etagé*. L'analisi delle forme per la valle del torrente Saccione ha permesso

di definire otto ordini di terrazzi fluviali che sono localizzati soprattutto in sinistra idrografica del corso d'acqua (Fig. 3.2.9).

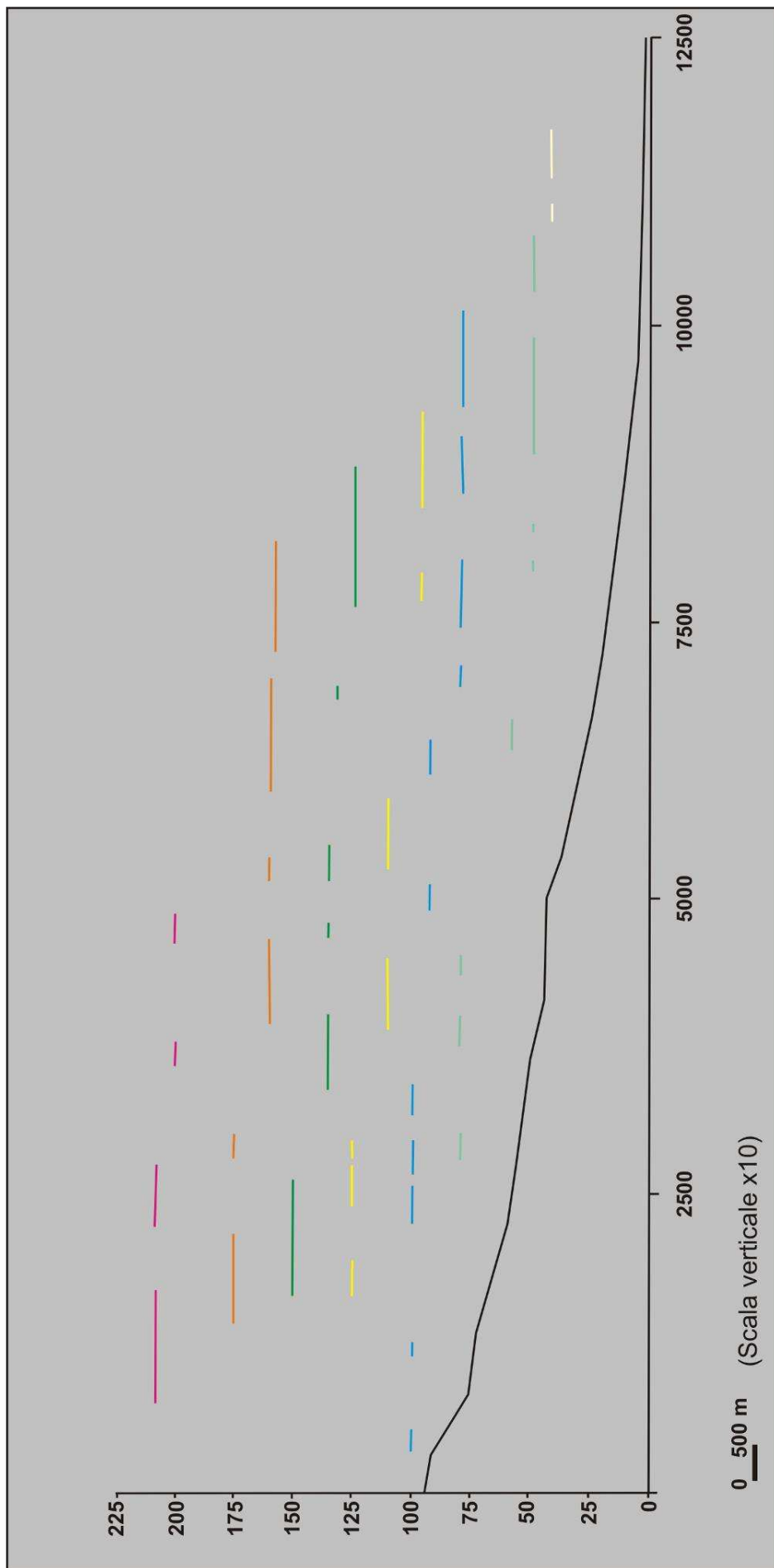


(Fig. 3.2.6) Profilo longitudinale della valle del F. Fortore. A tratto continuo con colore nero viene rappresentato il profilo dell'alveo attuale

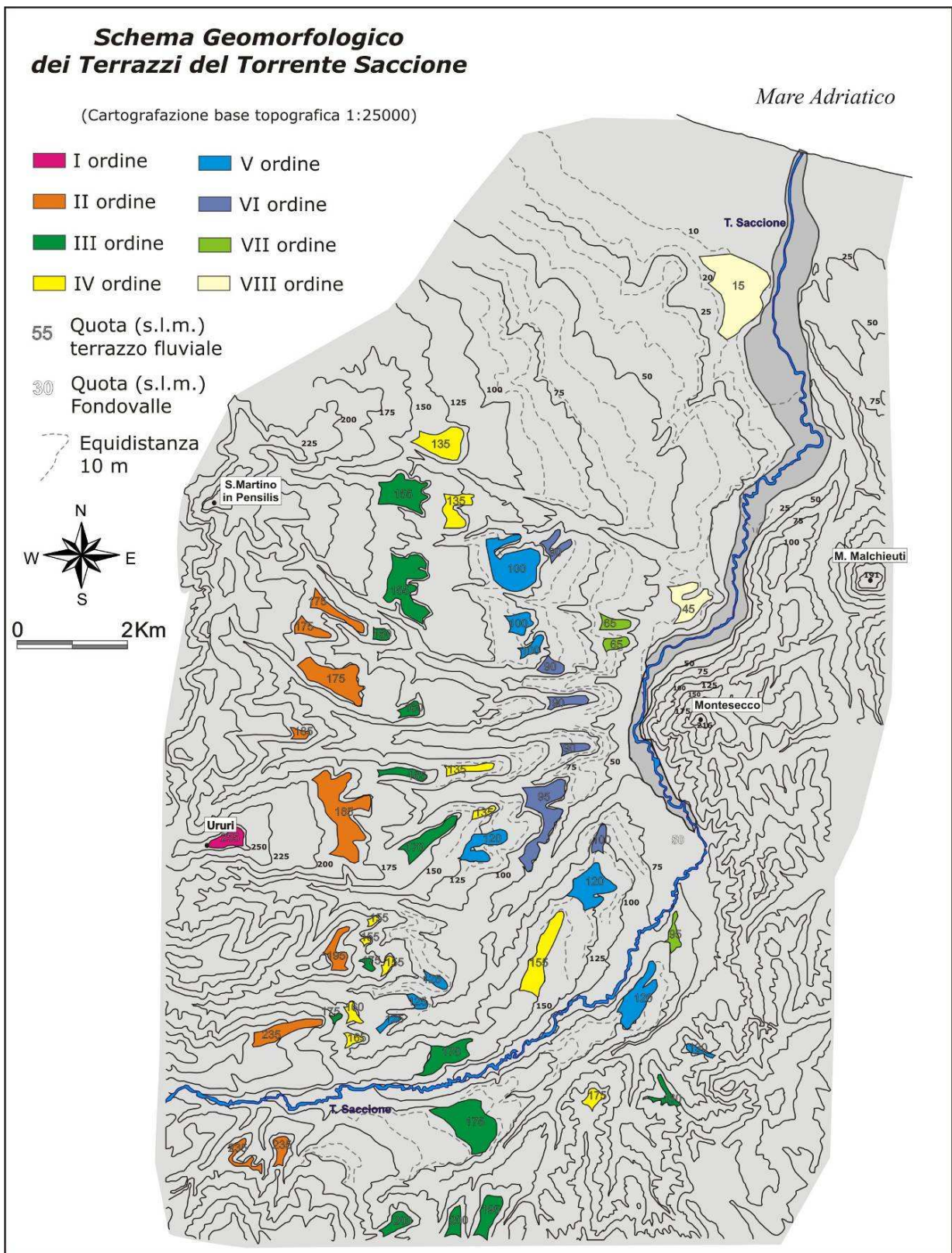


(Fig. 3.2.7) I terrazzi fluviali nella valle del T. Sinarca.

Il primo ordine è rappresentato dalla superficie sub pianeggiante, posta a 255 m (s.l.m.), sulla quale si erge l'abitato di Ururi. I terrazzi fluviali di II ordine sono rappresentate da superfici comprese tra i 235 m e 175 m di quota e si rinvengono soprattutto nella zona posta più a monte del settore analizzato. L'ordine III è contraddistinto da una maggiore estensione rispetto ai due precedenti; esso è costituito da superfici comprese tra i 200 m e 155 m (s.l.m.), presenti per lo più in sinistra idrografica.

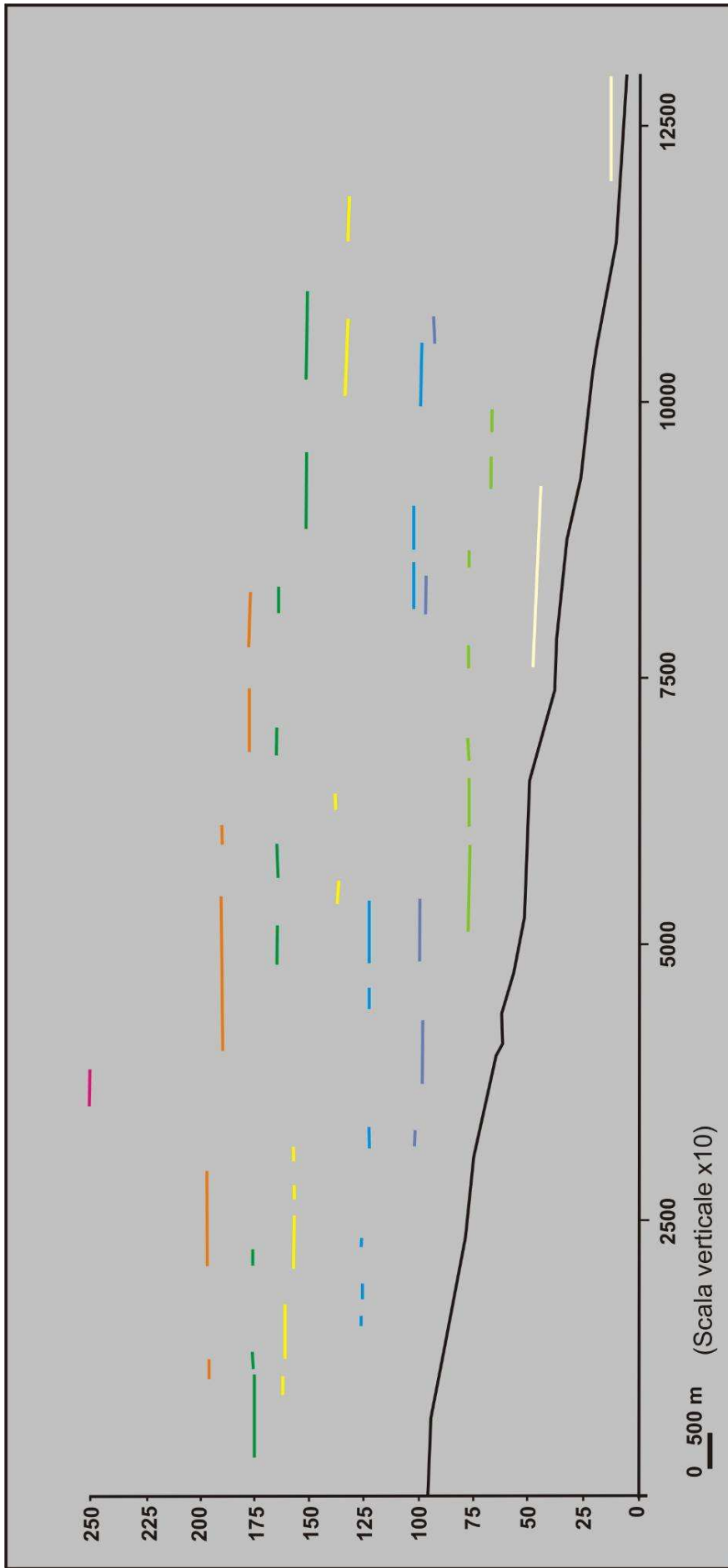


(Fig. 3.2.8) Profilo longitudinale della valle del T. Sinarca. A tratto continuo con colore nero viene rappresentato il profilo dell'alveo attuale



(Fig. 3.2.9) I terrazzi fluviali nella valle del T. Saccione.

Le quote che caratterizzano le superfici terrazzate di IV ordine sono comprese tra i 175 m ed i 135 m (s.l.m.). Gli ordini di terrazzi fluviali compresi tra il I ed il IV sono caratterizzati da dislocazioni, come mostra il profilo vallivo (Fig. 3.2.10).



(Fig. 3.2.10) Profilo longitudinale della valle del T. Saccione. A tratto continuo con colore nero viene rappresentato il profilo dell'alveo attuale

I terrazzi fluviali di ordine inferiore, invece, non appaiono interessati da importanti dislocazioni, infatti, il V (120-100 m s.l.m.) ed il VI (100-90 m s.l.m.) ordine mostrano una certa continuità. Gli ordini di terrazzi, posti a quote inferiori, sono rappresentati da pochi lembi, particolarmente esteso rispetto agli altri è quello posto a quota 15 m (s.l.m.). La valle del Saccione è contraddistinta da una marcata geometria asimmetrica, caratterizzata, come per quella del torrente Sinarca, da fenomeni di *downcutting* associati a *shift* laterale verso destra. La tipologia dei terrazzi anche in questo caso è di tipo *etagé*.

3.3 Le paleosuperfici

L'analisi della cartografia ha permesso di individuare le superfici rappresentanti i relitti del paleopaesaggio pleistocenico nel settore analizzato (Fig. 3.3.1). Queste paleosuperfici rappresentano sia superfici d'erosione sia superfici pseudo-deposizionali.

Con il termine pseudo-deposizionali, si intendono quelle superfici che hanno un carattere deposizionale ma a luoghi sono caratterizzate da processi erosivi. In altre parole, si tratta di superfici di aggradazione caratterizzate localmente da fenomeni erosivi. Tali paleosuperfici sono sospese sull'attuale fondovalle e sono caratterizzate dalla presenza di incisioni vallive ad andamento, nella maggior parte dei casi, rettilineo. L'approfondimento di tali incisioni, in seguito al sollevamento dell'area, ha contribuito al processo di fossilizzazione del paleopaesaggio pleistocenico ed alla dissezione di queste superfici.

In generale, l'analisi cartografica ha permesso di individuare diverse paleosuperfici, raggruppabili in tre ordini principali.

Tali ordini sono identificati con una numerazione crescente dall'alto verso il basso. Le caratteristiche principali sono riportate nella tabella 3.3.1.

Ordine	Quota attuale (m s.l.m.)	Litologie	Tipologia
I	370-250	<i>Argille, sabbie e conglomerati</i>	<i>Erosione</i>
II	250-75	<i>Sabbie e conglomerati</i>	<i>Pseudo-deposizionali</i>
III	75-10	<i>Sabbie e conglomerati</i>	<i>Complesse</i>

(Tab. 3.3.1) I principali ordini di paleosuperfici riconosciute nel settore costiero compreso tra il fiume Trigno ed il fiume Fortore.

Le superfici di I ordine sono le paleosuperfici sommitali che si trovano alle quote più elevate.

Queste paleosuperfici si presentano sotto forma di lembi piuttosto allungati e poco estesi lateralmente. La paleosuperficie di I ordine posta alla quota maggiore (370 m s.l.m.), sulla quale si erge l'abitato di Guglionesi, rappresenta l'unica superficie che raggiunge questi valori altimetrici. Le altre paleosuperfici di I ordine, invece, collocate tra i 275 m ed i 250 m di quota, sono maggiormente presenti in tutto il settore analizzato.

Esse sono poste in corrispondenza di Colle Serramano e Colle di Breccia, nel settore in sinistra idrografica del torrente Sinarca, mentre nel settore in destra idrografica del fiume Biferno, esse si rinvengono in lembi di dimensioni minori e contraddistinte da una forma meno allungata.

Tali paleosuperfici sono disposte secondo un allineamento con orientazione circa N-S, indicando i resti di una superficie piuttosto estesa, che dal settore più interno si estende fino a San Martino in Pensilis.

Infine, nell'area meridionale, i lembi piuttosto estesi si trovano in prossimità di Colle di Breccia e di Serracapriola. Tali superfici rappresentano superfici di erosione.

Le superfici di II ordine, poste a quote inferiori rispetto a quelle indicate precedentemente, sono superfici incastrate. Queste paleosuperfici si rinvengono in maniera piuttosto continua in tutto il settore analizzato. In particolare, quelle con estensione maggiore sono presenti nella zona di Petacciato, lungo la valle del torrente Sinarca, e nella zona di San Giacomo degli Schiavoni-Chiancate, per quanto riguarda l'area compresa tra il fiume Trigno ed il fiume Biferno.

Più a sud, nella zona compresa tra Portocannone e Campomarino, è presente un altro lembo piuttosto esteso con quote comprese tra 150 m e 75 m (s.l.m.).

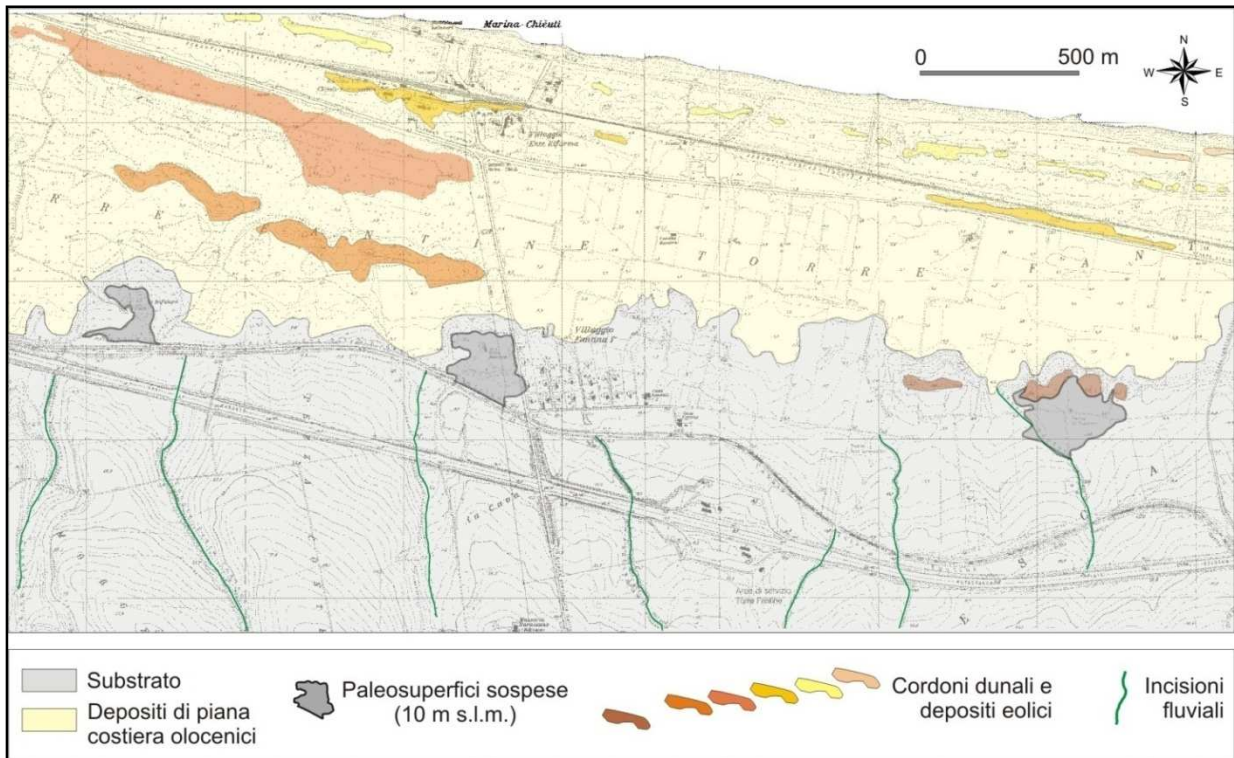
Altri esempi di superfici di II ordine, si rinvengono in sinistra idrografica del torrente Saccione. Il settore meridionale dell'area di studio è caratterizzata da un'unica paleosuperficie di II ordine che si estende da Chieuti fino al mare, interrompendosi a circa 75 m (s.l.m.).

Tale superficie, tuttavia, come pure le altre a cui si è accennato, è caratterizzata da diverse incisioni fluviali. Queste paleosuperfici sono superfici pseudo-deposizionali, polifasiche che sono impostate su litologie sabbioso-conglomeratiche.

Le paleosuperfici comprese tra i 75 m ed i 10 m di quota sul livello del mare sono le superfici di III ordine. Tali superfici si differenziano da quelle di I e II ordine, in quanto presentano una genesi più complessa, legata all'interazione con i processi marini.

Queste superfici caratterizzano soprattutto i settori costieri e sono interpretabili come terrazzi marini. In particolare, all'interno di questo ordine è possibile individuare quattro sottordini: uno compreso tra 75-50 m, uno tra 40-30 m, uno a quota 25 m ed uno con quote intorno ai 10-15 m.

Le superfici poste tra i 10 m ed i 15 m sono state individuate, particolarmente nel settore meridionale dell'area di studio (Fig.3.3.2). Tali superfici sono sospese sulla piana costiera attuale.



(Fig.3.3.2) Schema geologico-geomorfologico del settore costiero in prossimità della Marina di Chieti (FG). In particolare si evidenziano le paleo superfici comprese tra 10 m (s.l.m.).

Capitolo 4

Analisi geologico-stratigrafica

In questo capitolo vengono presentati i risultati dell'analisi geologica e stratigrafica risultante dall'attività di campo. Vengono mostrati i dati geologici ed i dati riguardanti le sezioni stratigrafiche più rappresentative del quadro stratigrafico del settore studiato, con particolare attenzione all'analisi dettagliata delle facies, che caratterizzano la successione sedimentaria plio-pleistocenica. Inoltre, verrà proposta una sintesi finale con la definizione delle principali sequenze deposizionali (*sensu* Mitchum et al., 1977), che rappresentano il quadro stratigrafico dell'area di studio.

4.1 Caratterizzazione geologica dei depositi affioranti

Il rilevamento geologico, effettuato nella costiera compresa tra il fiume Trigno ed il fiume Fortore, ha avuto come primo risultato la definizione del limite in affioramento delle successioni quaternarie, in particolare quello della successione sedimentaria d'Avanfossa plio-pleistocenica (Allegato 1, tavola fuori testo). Tale limite, in campo, è individuato dal *thrust* affiorante più esterno della catena appenninica, che delimita la fascia pedeappenninica molisana ad est dall'area di catena ad ovest. Il contatto tettonico determina il sovrascorrimento delle unità tettono-sedimentarie più antiche, già ampiamente coinvolte nella deformazione orogena, sui depositi dell'unità d'Avanfossa plio-pleistocenica. Nel settore settentrionale, dal fiume Trigno al Colle Serramano, in particolare fino al Fosso di Ionata, il limite è definito dal sovrascorrimento sulla successione plio-pleistocenica delle Argille scagliose, che appartengono all'Unità "Sicilidi", della Formazione Faeto e delle Argille e Marne varicolori dell'unità della Daunia, che appartengono alle Unità Molisane (Patacca et al., 1992; Vezzani et al., 2004). Nel settore settentrionale dell'area di studio, in particolare in prossimità dell'abitato di Montenero di Bisaccia (CB) ed nel tratto finale del Fosso della Chiatalonga a contatto con i depositi di Avanfossa plio-pleistocenici, ci sono i depositi *Top-Thrust* della successione di Palombaro-Casalguida-Larino (Vezzani et al., 2004). Il contatto tra questa unità e la successione plio-pleistocenica si rinviene anche più a sud nell'area del fiume Biferno, in particolare dal Fosso di Ionata fino alla zona di Larino (CB). Nel settore meridionale, invece, il contatto tettonico è sempre caratterizzato dalla presenza dei depositi dell'Unità della Daunia, in particolare i depositi della Formazione Faeto (Vezzani et al., 2004) che si sovrappongono all'Unità d'Avanfossa.

Nonostante in affioramento, in nessuna sezione, è stato possibile vedere il contatto tra le varie unità, le caratteristiche morfologiche (Fig. 4.1.1) che contraddistinguono i depositi della successione plio-pleistocenica mettono ben in risalto i limiti in affioramento di queste ultimi. In generale, le morfologie, definite dai depositi di Avanfossa plio-pleistocenici, sono piuttosto blande e caratterizzate da dorsali poco acclive nei terreni argillosi, culminanti con ampie aree pianeggianti là dove affiorano i depositi sabbioso-conglomeratici. Il limite tra i depositi argillosi ed i sovrastanti depositi sabbioso-conglomeratici è definito da scarpate sub verticali.



(Fig. 4.1.1) In figura la caratteristica morfologia dei depositi plio-pleistocenici d'Avanfossa.

Per quanto riguarda l'aspetto strutturale, la successione sedimentaria plio-pleistocenica risulta essere, in generale, basculata verso NE, in accordo con i dati presenti in letteratura. Tuttavia il rilevamento geologico ha permesso di dettagliare maggiormente questo aspetto e di verificare anche il tipo di deformazione che caratterizza la successione stessa.

Il settore settentrionale, tra il fiume Trigno ed il torrente Tecchio, in territorio molisano, è caratterizzato dall'affioramento delle Argille di Montesecco (Boni et al., 1969), che rappresentano i termini inferiori della successione sedimentaria. Gli affioramenti più significativi sono presenti lungo la valle del fiume Trigno, dove la dinamica fluviale ha modellato i fianchi vallivi mettendo in esposizione scarpate sub verticali caratterizzate dai termini argillosi. Altri affioramenti piuttosto significativi, nella medesima zona, si rinvengono proprio in corrispondenza dell'alveo del fiume Trigno. Qui, in prossimità della confluenza del Fosso di Blasio con il fiume Trigno, le Argille di Montesecco presentano una giacitura 040/12, seppur l'inclinazione di 12° rappresenta un valore medio, dato che localmente sono state calcolate anche inclinazioni di 20°. Inoltre, nella stessa zona i depositi argillosi, si presentano a luoghi fortemente deformati, con strutture compressive (anticlinali). In particolare una di queste (Fig. 4.1.2) è caratterizzata da un asse orientato N120° e da strutture di crescita associate, a dimostrazione di una tettonica sin-sedimentaria. Pur trattandosi di strutture presenti alla mesoscala, se si considera lo spessore dei

depositi alluvionali del Trigno per un tratto di alcune decine di metri, si può notare come risulti estremamente variabile, a dimostrazione di una deformazione che interessa un settore più ampio di quello testimoniato dai singoli affioramenti (Fig. 4.1.3).



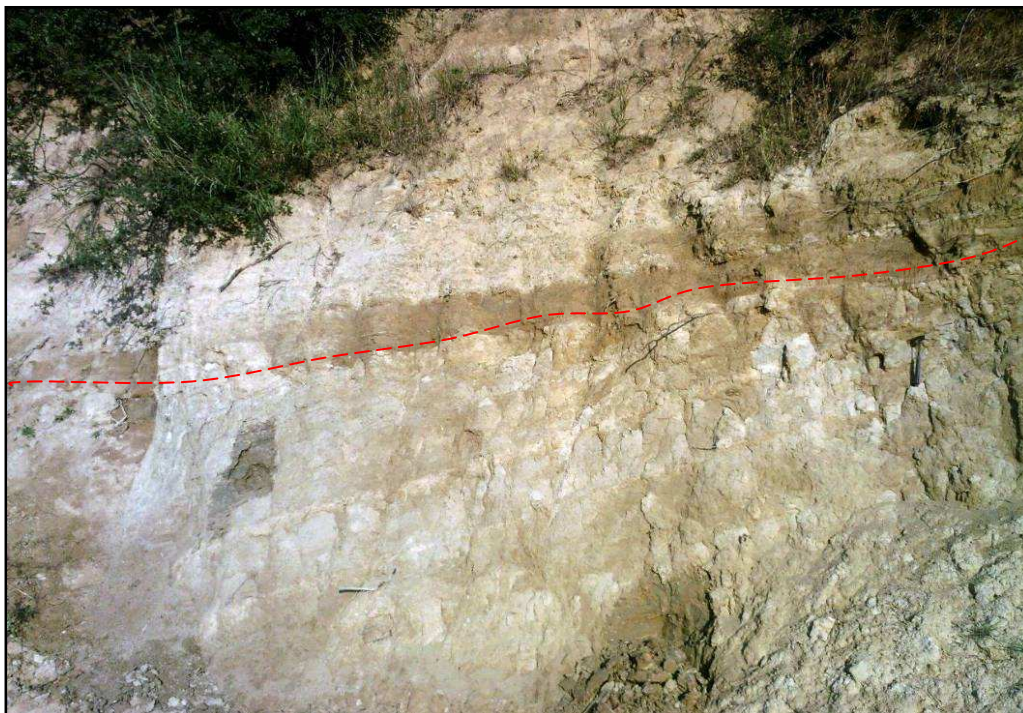
(Fig. 4.1.2) Particolare delle Argille di Montesecco in affioramento all'interno dell'alveo del fiume Trigno; si può notare la presenza, alla scala dell'affioramento, di una piega anticlinale con delle strutture di crescita sul fianco sinistro della struttura stessa.



(Fig. 4.1.3) Le Argille di Montesecco in affioramento in prossimità dell'alveo del fiume Trigno; in particolare si può notare la variazione di spessore dei depositi alluvionali, indice di un substrato deformato.

Nel settore settentrionale, nei dintorni dell'abitato di Petacciato (CB), in località "Colle Turchese", le giaciture che caratterizzano la successione argillosa mostrano valori pari a 040/10; inoltre è stata riscontrata la presenza, alla mesoscala, di faglie trascorrenti sinistre con orientazione N130° N140°. In località "Colle Favaro", sempre in agro di Petacciato lungo la strada interpodereale omonima, l'intera successione sedimentaria è in affioramento. Le Argille di Montesecco presentano una giacitura caratterizzata mediamente da valori pari a 070/20.

In questa sezione, i sovrastanti depositi sabbiosi delle Sabbie di Serracapriola (Boni et al., 1969) sono caratterizzati da giaciture 070/12. Questa è una delle poche località in cui è possibile vedere direttamente in affioramento il contatto tra tutti i termini che costituiscono la successione sedimentaria d'Avanfossa plio-pleistocenica. In particolare, il contatto tra le Argille di Montesecco e le Sabbie di Serracapriola (Fig. 4.1.4) è di tipo erosivo e caratterizzato da una

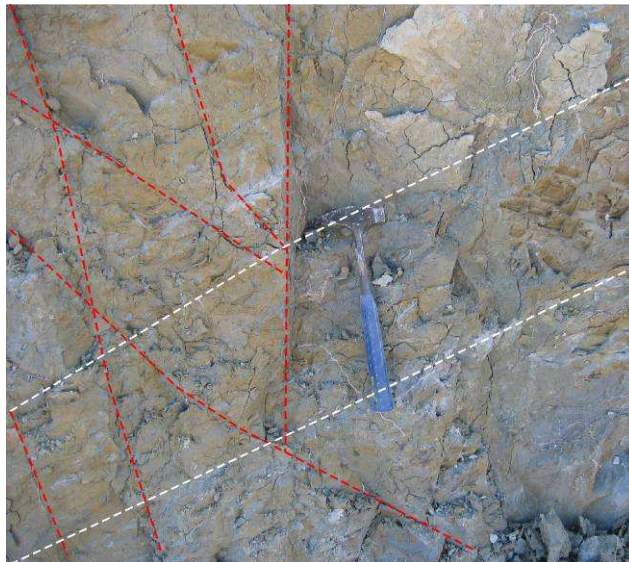


(Fig. 4.1.4) Particolare (in rosso) dell'*angular unconformity* tra le Argille di Montesecco e le sovrastanti Sabbie di Serracapriola.

angular unconformity di circa 8° , a dimostrazione della deformazione e del basculamento che hanno già subito i termini inferiori nel momento in cui comincia la deposizione dei termini superiori sabbioso-conglomeratici.

Tale *unconformity* rappresenta un elemento strutturale a valenza regionale che è stato riscontrato anche più a nord, in particolare in Abruzzo meridionale e nel settore costiero marchigiano (Cantalamessa et al., 1986; Cantalamessa & Di Celma, 2004; Chiocchini, 2006; Coli et al., 2000).

Nei dintorni di Termoli (CB), in alcuni affioramenti presenti lungo la strada statale SS16 "Adriatica", le Argille di Montesecco appaiono ben stratificate e con giaciture pari a 080/15. In questi affioramenti i depositi argillosi presentano diversi sistemi di fratture, distinti in due principali famiglie: una con orientazione N170°-N180° e un'altra con orientazioni N130°-N140° (Fig. 4.1.5).



(Fig. 4.1.5) Particolare delle Argille di Montesecco in un affioramento presso Termoli (CB). In bianco le linee che individuano la stratificazione, mentre in rosso quelle che individuano i principali sistemi di fratture.

Altri esempi di deformazione che caratterizzano i depositi argillosi sono presenti nei dintorni di Termoli, in particolare in un'area di cava (Fig. 4.1.6) ad ovest del centro adriatico.



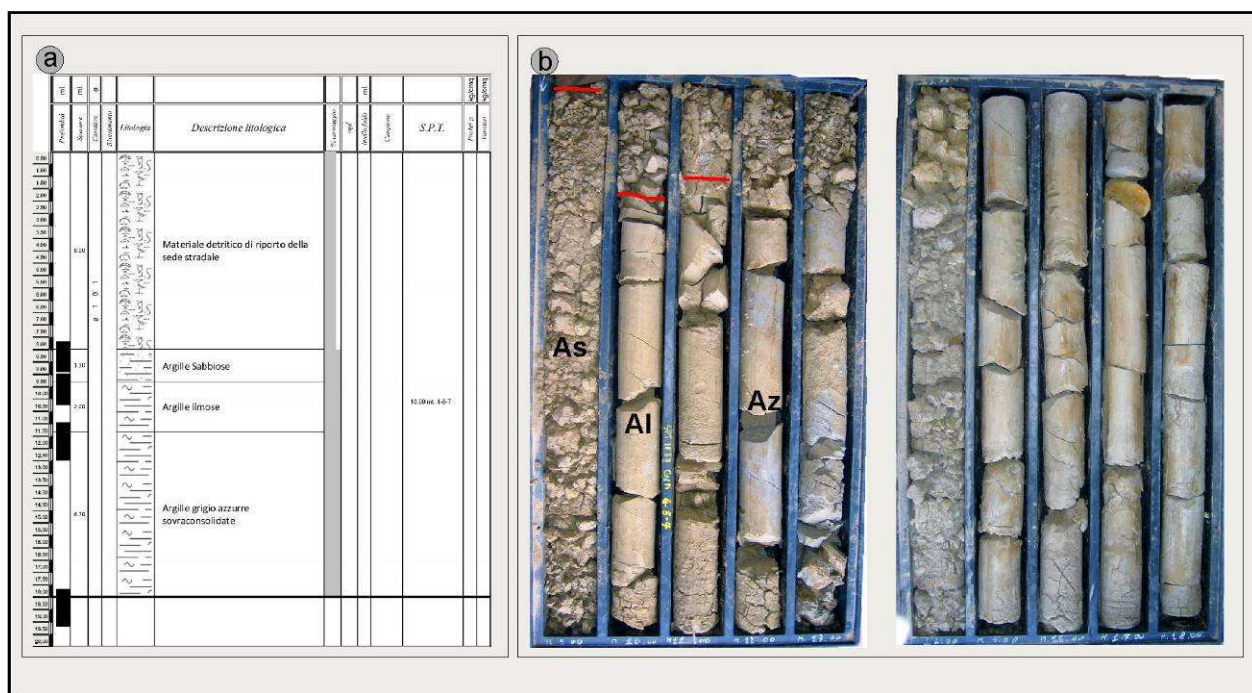
(Fig. 4.1.6) Veduta panoramica della cava con la anticlinale nei pressi di Termoli (CB). In rosso è evidenziata l'anticlinale al limite tra le Argille di Montesecco e le Sabbie di Serracapriola (veduta da NW).

Qui lungo una parete è possibile notare la presenza di un anticlinale con asse orientato N120° che caratterizza sia le Argille di Montesecco che le Sabbie di Serracapriola. Le giaciture misurate sui relativi fianchi presentano valori pari a 030/20 e 030/15, rispettivamente al fianco destro ed a quello sinistro. I depositi conglomeratici sommitali (Conglomerati di Campomarino in Boni et al., 1969), tuttavia, non presentano segni di deformazione, per questo motivo la deformazione è terminata al momento della deposizione dei conglomerati.

Le Sabbie di Serracapriola nei dintorni di Termoli, tranne in qualche punto dove l'inclinazione degli strati è di circa 10°, presentano giaciture pari a 030/05. Questi stessi valori si riscontrano anche più a monte nell'area di S. Giacomo degli Schiavoni (CB).

L'intera successione sedimentaria caratterizza i rilievi nei dintorni di Guglionesi (CB) in destra idrografica del fiume Biferno. Le Argille di Montesecco affiorano largamente lungo la valle del Biferno, dove la dinamica fluviale, come nell'area del fiume Trigno, ha determinato delle belle esposizioni. Particolarmente significativi sono gli affioramenti lungo il vallone della Mendola, dove la successione plio-pleistocenica è in contatto con la successione Palombaro-Casalguida-Larino (Vezzani et al., 2004), lungo Valle Dolfo ed in località "Pocavizio" sempre in agro del comune di Guglionesi. Il contatto tra le Argille di Montesecco e le Sabbie di Serracapriola in questo settore non è ben visibile in affioramento, tuttavia la superficie piana posta a quota 275 m (s.l.m.) in prossimità del Colle S. Pietro indica il passaggio stratigrafico tra i due termini della successione. In prossimità di Colle S. Pietro la presenza di un sondaggio geognostico (fig. 4.1.7), di cui sono state recuperate le carote, ha reso possibile l'analisi stratigrafica dei termini argillosi al contatto con le Sabbie di Serracapriola.

La successione sedimentaria è completata dalla presenza in affioramento dei Conglomerati di Campomarino, il cui contatto con le sottostanti Sabbie di Serracapriola, ben visibile in affioramento, è di tipo erosivo.



(Fig. 4.1.7) Sondaggio "Colle S.Pietro". a) Stratigrafia; b) Carote. As = Argille sabbiose, Al = Argille limose, Az = Argille grigio-azzurre. In figura non viene mostrato l'intervallo compreso tra 0-8 m costituito da materiale di riporto.

Le giaciture dei depositi argillosi, in corrispondenza degli affioramenti lungo la valle del Biferno, sono caratterizzati da valori mediamente di 030/10; localmente l'inclinazione degli strati è anche maggiore.



(Fig. 4.1.8) Particolare delle Sabbie di Serracapriola in un affioramento presso Guglionesi (CB).

Il settore costiero posto in destra idrografica del fiume Biferno è caratterizzato dalla presenza in affioramento dei termini superiori della successione sedimentaria, ovvero le Sabbie di Serracapriola ed i Conglomerati di Campomarino.

Le Sabbie di Serracapriola, mostrano inclinazioni di pochi gradi e talvolta gli strati sono piano-parallelari. Solo in un affioramento posto ad ovest di Campomarino le inclinazioni raggiungono i 10° . In generale la giacitura degli strati è coerente con quelle registrate nella zona di S. Giacomo degli Schiavoni in sinistra idrografica e risulta essere di $030/05$. Tali valori si registrano anche nella zona di Portocannone (CB), dove l'analisi stratigrafica ha messo in luce una variazione nella posizione altimetrica di un livello stratigrafico delle Sabbie di Serracapriola, giustificabile con una faglia che ha ribassato il settore di NE.

La presenza della struttura sembra essere comprovata sia dalle caratteristiche del reticolo idrografico che dalla scarpata verticale (Fig. 4.1.9) la quale sembra indicare un versante di faglia con orientazione $N120^\circ$.

Al contrario del settore costiero, l'area del torrente Cigno e nei dintorni di Ururi (CB) è caratterizzata dalla presenza in affioramento dei soli termini inferiori della successione sedimentaria plio-pleistocenica d'Avanfossa. Le giaciture che caratterizzano tali depositi mostrano valori pari a $030/08$; tuttavia c'è da rimarcare come il numero di affioramenti sia estremamente ridotto per le caratteristiche stesse dei depositi argillosi.

Il settore meridionale dell'area di studio, compreso tra il torrente Saccione ed il fiume Fortore, è caratterizzato dalla presenza di tutti i termini della successione sedimentaria. In particolare le Argille di Montesecco caratterizzano gli affioramenti della parte del bacino posta più a monte in destra idrografica del torrente Saccione, in corrispondenza dell'omonimo rilievo.



(Fig. 4.1.9) Particolare del versante di faglia che caratterizza le Sabbie di Serracapriola in un affioramento presso Portocannone (CB).

Affioramenti significativi, presenti soprattutto in corrispondenza delle incisioni vallive, si rinvengono anche nella zona di Serracapriola (FG) in sinistra e destra idrografica del fiume Fortore. Le giaciture indicano un basculamento verso NE dei depositi.

I termini superiori sabbiosi, ovvero le Sabbie di Serracapriola, caratterizzano gli affioramenti presenti nei dintorni di Serracapriola e Chieuti (FG). Le sabbie hanno una giacitura 030/05 e in taluni casi mostrano un' inclinazione maggiore tra gli 8° ed i 10°. In un affioramento posto all'ingresso a SW del centro abitato è stata rilevata una piccola faglia trascorrente con cinematica sinistra orientata N60°. Tutta l'area compresa tra Serracapriola e la linea di costa è caratterizzata dalla presenza dei Conglomerati di Campomarino, che tagliano i termini inferiori della successione sedimentaria. In particolare, mentre nell'area di Serracapriola e Chieuti, le Sabbie di Serracapriola vengono reincise, in prossimità della linea di costa e della piana costiera, tali conglomerati sono sovrapposti stratigraficamente alle Argille di Montesecco, a dimostrazione di una discordanza angolare che caratterizza i termini della successione.

Il rilevamento geologico ha permesso di individuare sia le caratteristiche stratigrafiche e sedimentologiche della successione plio-pleistocenica d'Avanfossa (di cui si parlerà in dettaglio nei paragrafi successivi), sia le caratteristiche strutturali che riguardano i termini della successione. Inoltre, sono stati individuati depositi legati sia alla dinamica fluviale che alla dinamica costiera, relativi all'evoluzione del Pleistocene medio-superiore e dell'Olocene dell'area di studio. In particolare, sono state delimitate le aree di affioramento di tali depositi ed è stata fatta una caratterizzazione in funzione dell'ambiente sedimentario a cui i depositi fanno

riferimento. In tal senso, sono stati distinti i depositi alluvionali presenti all'interno delle valli dei corsi d'acqua principali (fiumi Trigno, Biferno, Fortore e torrenti Sinarca e Saccione), riconducibili ad un contesto fluviale, da quelli che caratterizzano l'area del torrente Cigno, riferibili ad un contesto di conoide alluvionale.

Il rilevamento, inoltre, ha permesso di comprendere meglio le caratteristiche del settore costiero compreso tra Campomarino (CB) e la foce del torrente Saccione. Questo settore è risultato essere caratterizzato dalla presenza di diversi corpi di conoide alluvionale, affiancati tra loro, caratterizzati da ghiaie poligeniche, eterometriche piuttosto arrotondate, intervallate ad unità sabbiose di alcuni metri di spessore che sono osservabili in corrispondenza delle incisioni fluviali (Fig. 4.1.10).



(Fig. 4.1.10) a) Particolare del riempimento di un canale distributore in un sistema di conoide. b) Particolare dei depositi sabbiosi che si rinvengono tra i vari corpi di conoide presenti nell'area costiera tra Campomarino (CB) e la foce del torrente Saccione.

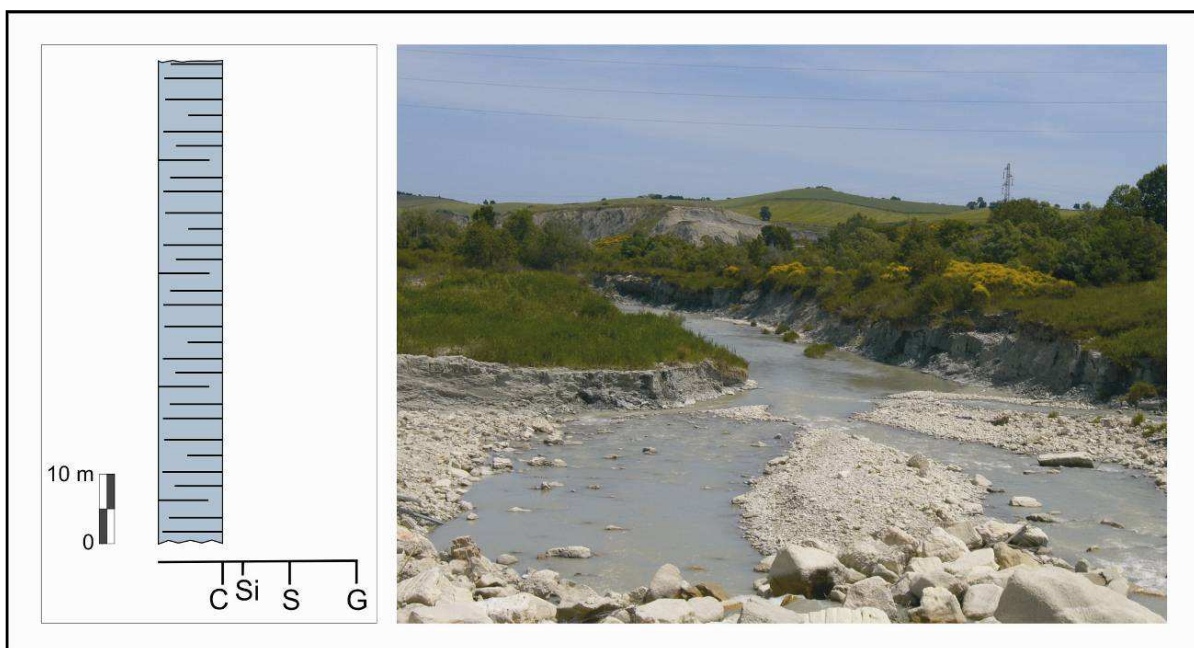
Queste conoidi hanno una natura policiclica, per questo spesso appaiono reincise; la loro forma è generalmente piuttosto allungata, ad eccezione di quelle che sfociano direttamente sulla piana costiera, connessi ad un'attività più recente. Per quanto riguarda i depositi di origine marina, non associabili alle Sabbie di Serracapriola ed interpretabili come sabbie di ambiente costiero, durante il rilevamento sono state individuate due unità più importanti e degne di nota. Un'unità caratterizza la falesia del lungomare nord di Termoli (CB), presenta uno spessore di circa 18 m e si incastra con la successione sedimentaria plio-pleistocenica. L'altra unità, invece, affiora al top della successione sedimentaria plio-pleistocenica e mostra spessori affioranti di 1 m circa. A riguardo affioramenti importanti sono presenti a Termoli a quota 30 m (s.l.m.) e nei dintorni di Campomarino a quota 50 m (s.l.m.). I risultati del rilevamento sono rappresentati nell'allegato 1 (Tavola fuori testo).

4.2 Le sezioni stratigrafiche

In questo paragrafo vengono mostrate le sezioni stratigrafiche, considerate sezioni “tipo”, cioè rappresentative del quadro stratigrafico nelle varie aree del settore studiato. Nelle zone dove la continuità o l'estensione latero-verticale degli affioramenti è limitata non sono state ricostruite sezioni stratigrafiche.

4.2.1 Sezione “Trigno”

La sezione Trigno (Fig. 4.2.1.1) è stata ricostruita in corrispondenza dell'omonimo corso d'acqua, caratterizzante il limite settentrionale dell'area di studio. Essa rappresenta gli elementi principali del quadro stratigrafico in questo settore. L'intera sezione è caratterizzata dai depositi argillosi riferibili alle Argille di Montesecco. Lo spessore affiorante di tali depositi, in quest'area, è di circa 60 m. La caratteristica di questa sezione è la presenza dei soli depositi argillosi, mancano, infatti, i termini superiori della successione sedimentaria relativi alle Sabbie di Serracapriola ed ai Conglomerati di Campomarino.



(Fig. 4.2.1.1) In figura, sulla sinistra, il log stratigrafico relativo alla sezione “Trigno”; sulla destra un particolare dell' area di affioramento delle Argille di Montesecco.

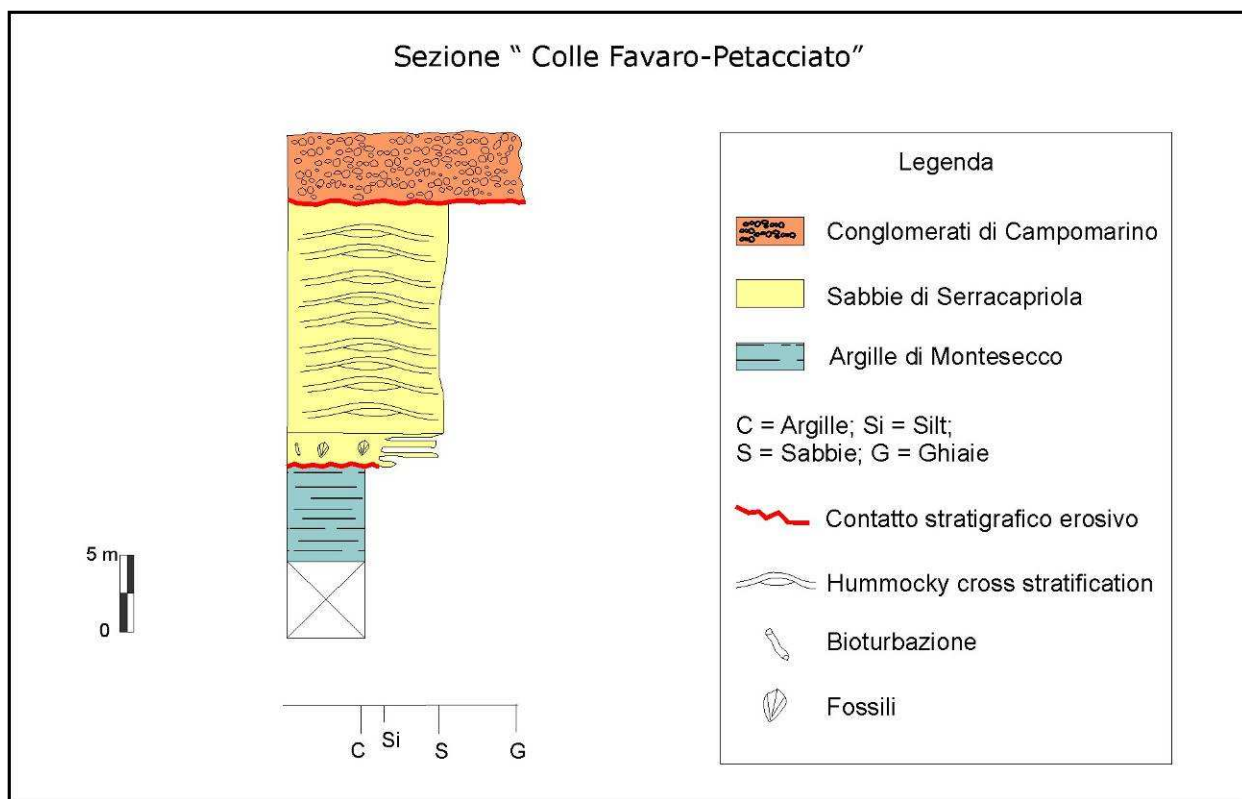
Le Argille di Montesecco si presentano con una colorazione grigio-azzurra, sono ben stratificate, con strati di spessore variabile tra i 10 ed i 20 cm. Il contenuto fossilifero,

rappresentato da Molluschi (Bivalvi e Gasteropodi), Foraminiferi, nannofossili calcarei ed ostracodi, è piuttosto ricco.

La presenza di un grado elevato di bioturbazione e la scarsa preservazione delle strutture sedimentarie è indice di un ambiente di sedimentazione, caratterizzato da condizioni energetiche non elevate, al di sotto della profondità di “chiusura” del moto ondoso. Le caratteristiche tessiturali indicano un ambiente marino di piattaforma continentale esterna.

4.2.2 Sezione “Colle Favaro-Petacciato”

La sezione stratigrafica di “Colle Favaro-Petacciato” (Fig. 4.2.2.1) è ben visibile in affioramento ed è stata ricostruita in corrispondenza dell’ omonima strada interpodereale, a pochi chilometri a nord del bivio di Montenero di Bisaccia (CB)-Petacciato (CB), in località “Colle di Breccia” in agro del comune di Petacciato (CB).

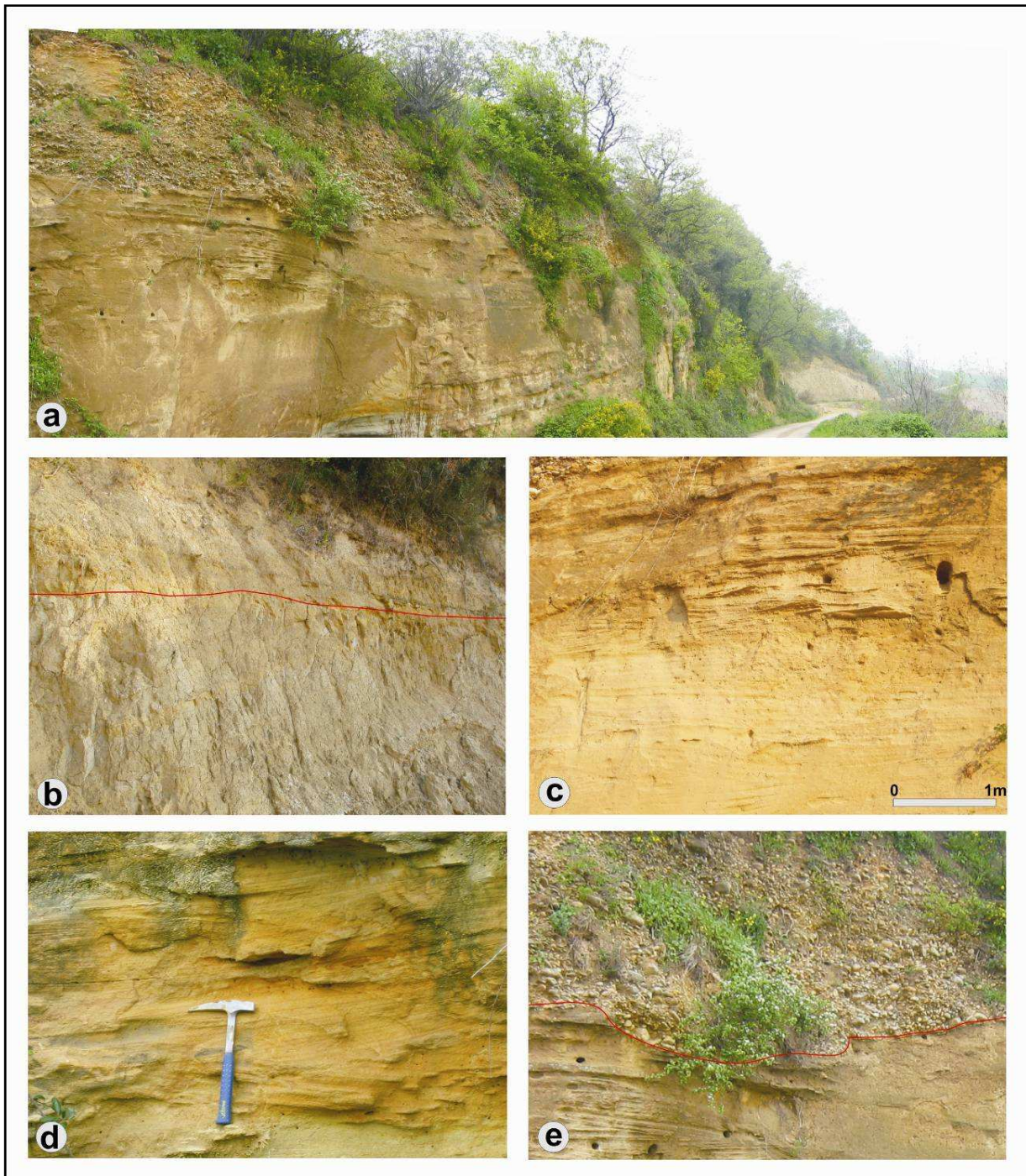


(Fig. 4.2.2.1) Log stratigrafico della sezione “Colle Favaro-Petacciato”.

L’affioramento (Fig. 4.2.2.2), posto sul lato sinistro della sede stradale, mostra con continuità l’intera successione sedimentaria ed i contatti tra le varie unità litostratigrafiche; infatti in questa sezione sono presenti tutti i termini della successione, ovvero le Argille di Montesecco, le Sabbie di Serracapriola ed i Conglomerati di Campomarino.

Le Argille di Montesecco sono grigio-azzurre e si presentano stratificate con strati il cui spessore è di circa 30-40 cm. Da un punto di vista sedimentologico non si riconoscono strutture sedimentarie primarie, al contrario sono presenti bioturbazioni. Verso il passaggio con le sovrastanti sabbie le Argille di Montesecco diventano più siltose.

Il contatto con le sovrastanti Sabbie di Serracapriola è marcato dalla presenza di una *angular unconformity*, che taglia i sottostanti depositi argillosi.



(Fig. 4.2.2.2) La sezione “Colle Favaro” Petacciato”. a) Particolare dell’intera successione in affioramento lungo la sede stradale; b) Particolare dell’*unconformity* tra le Argille di Montesecco e le Sabbie di Serracapriola; c)

Hummocky Cross Stratification indicativa della *Lower shoreface*; d) Dettaglio della *Hummocky Cross Stratification*; e) Particolare del contatto erosivo tra le Sabbie di Serracapriola ed i Conglomerati di Campomarino.

Le Sabbie di Serracapriola sono contraddistinte da due unità: una inferiore ed una superiore. La prima è costituita da sabbie limose di colore giallo, con spessore di circa 2 m.

Verso l'alto il contenuto sabbioso diventa predominante e si passa all'unità superiore costituita da sabbie gialle con granulometria fine. Lo spessore dell'unità superiore è di circa 15 m. Nonostante il cattivo stato di conservazione le strutture sedimentarie individuate sono rappresentate da *Hummocky* e la conseguente stratificazione è rappresentata da *Hummocky Cross Stratification* (HCS in Harms et al., 1975; Dott & Bourgeois, 1982).

Al tetto affiorano i Conglomerati di Campomarino, qui il contatto è definito da una superficie erosiva lievemente discordante. I conglomerati, poligenici ed eterometrici, si presentano massivi (Gmm di Miall, 1996), matrice sostenuti, con clasti di dimensioni di alcuni centimetri, poco classati e con un buon grado di arrotondamento.

Al contatto con le Sabbie Gialle sottostanti i ciottoli appaiono embriciati.

Il contatto è di tipo erosivo e ben marcato, come testimoniato dalla presenza di *scours*.

Sulla base delle considerazioni tessiturali e sedimentologiche le Argille di Montesecco sono riconducibili ad un ambiente marino di piattaforma continentale interna (*offshore*), passanti verso il contatto con le sovrastanti Sabbie di Serracapriola a *offshore transition*

I depositi sabbioso-limosi che caratterizzano l'unità stratigrafica inferiore delle Sabbie di Serracapriola sono attribuibili ad un ambiente di *offshore transition* mentre l'unità superiore è caratterizzata da associazioni di facies tipiche di una *lower shoreface*.

I depositi conglomeratici, al tetto della successione, sono riferibili invece ad un ambiente di conoide alluvionale (*alluvial fan*).

4.2.3 Sezione “Guglionesi”

La sezione ricostruita presso l'abitato di Guglionesi rappresenta la sezione più interna, relativa all'area di affioramento dei depositi plio-pleistocenici.

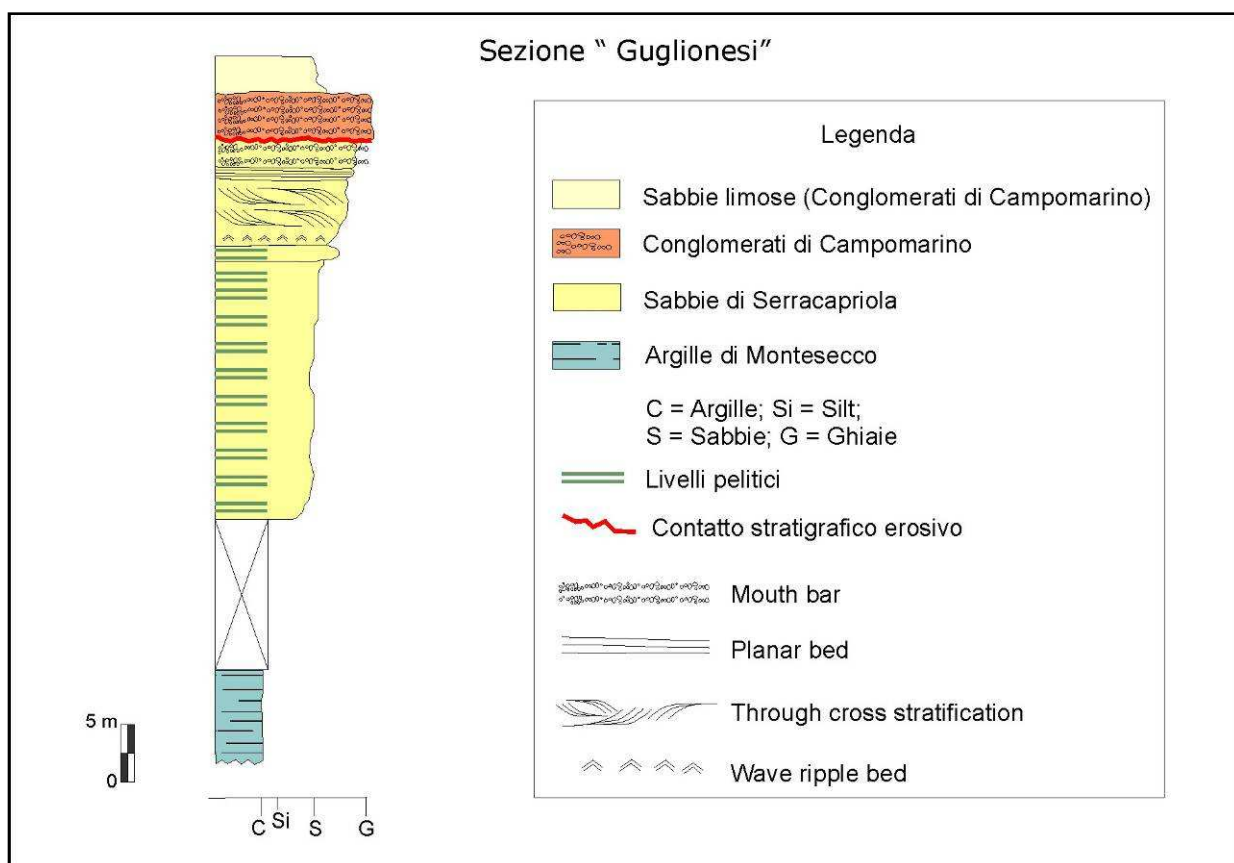
Questa sezione è caratterizzata da tutti i termini, che costituiscono la successione sedimentaria (Fig. 4.2.3.1; Fig. 4.2.3.2).

I termini inferiori della sezione, rappresentati dalle Argille di Montesecco, affiorano in maniera piuttosto continua lungo tutto il rilievo sul quale si erge l'abitato.

Le argille si presentano sottilmente stratificate alla base della sezione mentre mostrano un aspetto maggiormente massivo in prossimità del passaggio con le sabbie sovrastanti. All'interno sono presenti degli intervalli sabbioso-limosi di qualche metro di spessore privi di

strutture sedimentarie. La componente limosa aumenta progressivamente verso il contatto con le Sabbie di Serracapriola. Ricco è il contenuto fossilifero dell'intervallo argilloso, come riscontrato anche nelle sezioni precedentemente descritte.

Il contatto con le Sabbie di Serracapriola è coperto, non visibile in affioramento, pertanto non è stato possibile individuarlo all'interno di un sondaggio geognostico, localizzato in prossimità del passaggio tra i due termini della successione.



(Fig. 4.2.3.1). Log stratigrafico della sezione "Guglionesi".

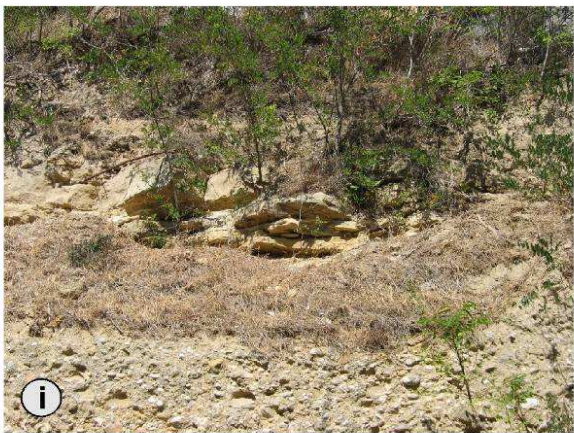
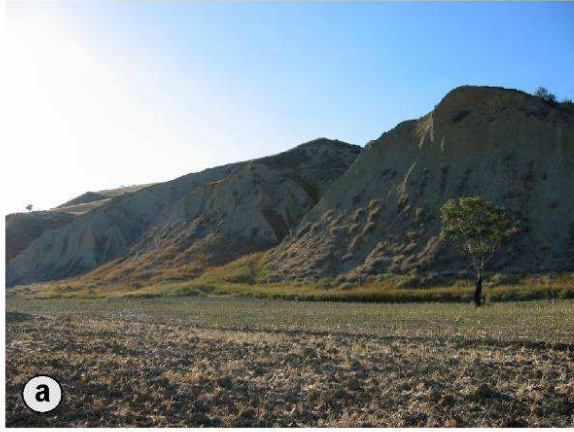
Le Sabbie, come in località "Colle Favaro", sono caratterizzate da: un' unità inferiore sabbiosa-limosa e un' unità superiore sabbiosa-arenacea.

L'unità inferiore presenta uno spessore di circa 30 m. Verso l'alto la componente limosa viene progressivamente persa e sostituita dalla componente sabbiosa.

L'unità superiore sovrastante è costituita da sabbie gialle quarzose, caratterizzate da una granulometria fine passante a grossolana verso il tetto dell'unità.

All'interno è possibile trovare frammenti o gusci di bivalvi, in genere pectinidi (*Pecten*; *Chlamys*).

Alla base si rinvencono intercalazioni di livelli pelitici di colore grigio-verde di alcuni centimetri di spessore.



(Fig. 4.2.3.2) La sezione “Guglionesi”.

a) Particolare delle Argille di Montesecco in sinistra idrografica del fiume Biferno; b) Particolare delle Argille di Montesecco in prossimità del passaggio con i termini superiori della successione; c) Particolare *shallowing upward* dell'unità superiore delle Sabbie di Serracapriola; d) Dettaglio della *Through Cross Stratification*; e) Particolare di un livello fossilifero all'interno delle Sabbie di Serracapriola; f) *Mud buried ripple*; g) Particolare dei Conglomerati di Campomarino; h) Dettaglio dei Conglomerati di Campomarino in facies Gmm (Miall, 1996); i) Dettaglio dell'unità sabbioso-limosa al tetto della successione.

Alla base dell'unità superiore sono presenti *mud buried ripple*; spostandoci verso il tetto dell'unità, tra le strutture sedimentarie presenti, troviamo *ripple* da onda intercalati a strati di circa 10 cm di spessore caratterizzati da stratificazione incrociata (*Through Cross Bed*, TCB).

Il livello stratigrafico superiore è caratterizzato da sabbie grossolane ben sortite e da laminazione piano parallela (*Planar Bed*, PB) o incrociata a basso angolo ($<5^\circ$).

Al di sopra, in alcuni affioramenti limitati, sono presenti *ripple* da onda con alla base una superficie erosiva e al top delle peliti che “sigillano” la struttura.

Al tetto delle Sabbie di Serracapriola, le intercalazioni ghiaiose aumentano progressivamente di spessore e frequenza, a dimostrazione della vicinanza del passaggio stratigrafico ai termini superiori della successione. Le ghiaie si presentano poco classate e con clasti piuttosto appiattiti.

I Conglomerati di Campomarino, posti al di sopra delle Sabbie di Serracapriola, sono caratterizzati da clasti di natura poligenica, eterometrici e sub-arrotondati.

Le litologie principali sono calcari, arenarie, selci ed in maniera minore graniti. Le dimensioni dei clasti sono variabili da alcuni cm al alcuni dm.

I conglomerati sono matrice-sostenuti e presentano un aspetto massivo (Gmm di Miall, 1996). Superiormente, dal punto di vista stratigrafico, ai Conglomerati sono presenti sabbie limose di colore beige.

Sulla base degli aspetti tessiturali e delle associazioni di facies, le Argille di Montesecco sono associabili ad un ambiente marino di piattaforma continentale (*offshore*).

Le sabbie limose sovrastanti, rappresentanti l'unità inferiore delle Sabbie di Serracapriola, sono associate ad un ambiente di transizione (*offshore transition*).

Per quanto riguarda, invece, le associazioni di facies che caratterizzano l'unità superiore, esse mostrano una tendenza *shallowing upward*.

La porzione inferiore è associabile ad una *shoreface*, in particolare *lower shoreface* e *upper shoreface*; verso l'alto si passa ad un *foreshore*, al di sopra del quale, localmente, sono presenti depositi di spiaggia emersa (*backshore*).

L'intervallo caratterizzato da frequenti intercalazioni ghiaiose è associabile ad un ambiente litoraneo ad alta energia, caratterizzato dalla presenza di apporti grossolani, associabili alla

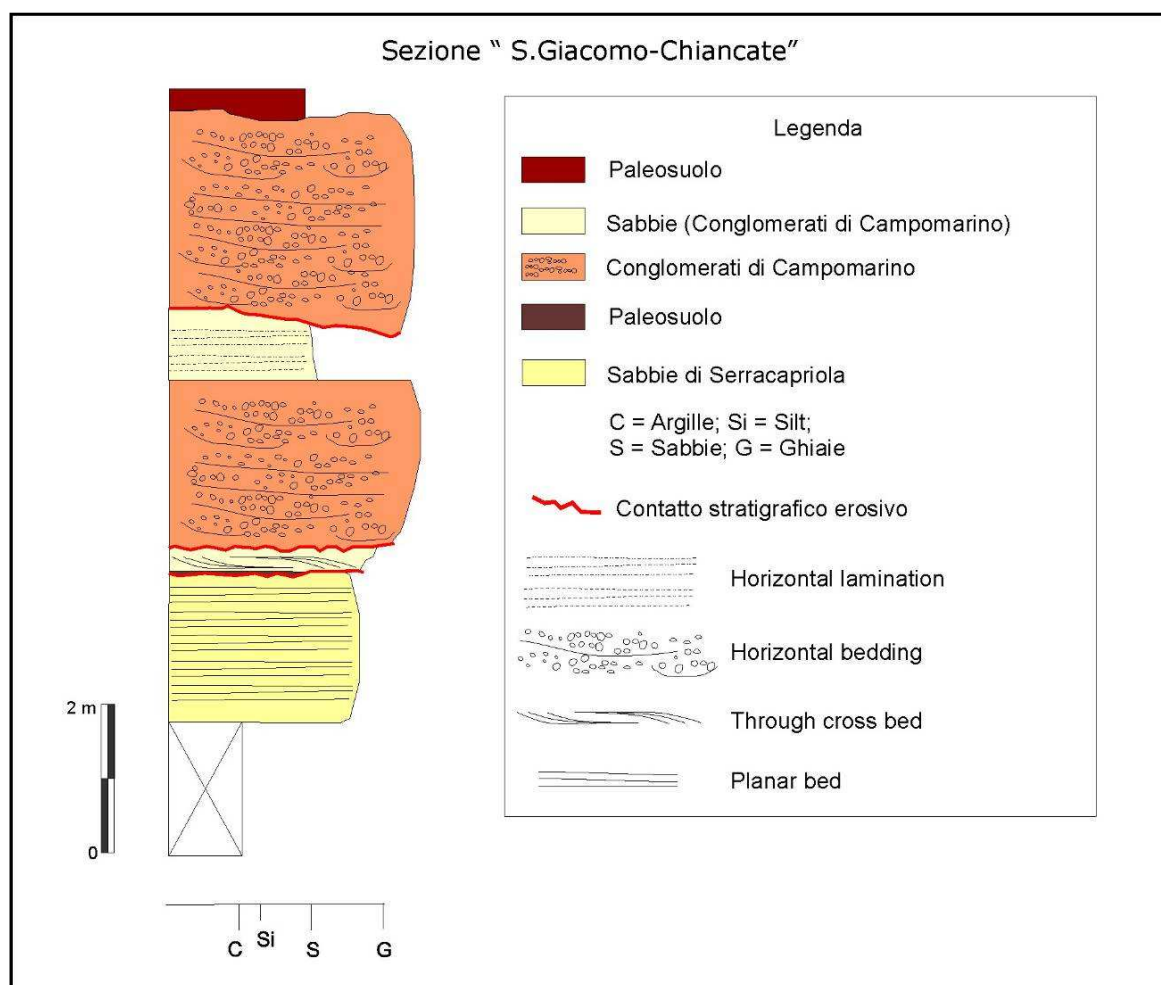
presenza di una barra di foce (*mouth bar*).

I depositi stratigraficamente superiori sono associabili ad un ambiente continentale di tipo alluvionale, le facies conglomeratiche sono attribuibili a riempimenti di canali fluviali in un contesto di conoide alluvionale mentre i depositi sabbiosi sono associabili al progressivo abbandono del flusso all'interno del canale.

4.2.4 Sezione "S.Giacomo-Chiancate"

La sezione è stata ricostruita, in località "Chiancate" tra i comuni di Guglionesi e di S. Giacomo degli Schiavoni, attraverso l'analisi stratigrafica effettuata in due cave della zona (definite in questo lavoro con il nome di "Chiancate1", "Chiancate2").

La sezione è caratterizzata dalla presenza dei termini sabbioso-conglomeratici della successione sedimentaria plio-pleistocenica (Fig. 4.2.4.1).



(Fig. 4.2.4.1). Log stratigrafico della sezione "S.Giacomo-Chiancate".

Negli affioramenti (Fig.4.2.4.2) all'interno della cava "Chiancate1", la parte basale della parete



(Fig. 4.2.4.2) La sezione “S.Giacomo-Chiancate”.

a) Particolare della successione affiorante nella cava “Chiancate1”; b) Particolare delle Sabbie di Serracapriola contraddistinte da stratificazione piano parallela o inclinata a basso angolo. Al tetto è presente un paleo suolo bruno; c) Particolare di un corpo conglomeratico lenticolare dell’unità conglomeratica inferiore e le sovrastanti sabbie, contraddistinte da stratificazione piano-parallela; d) Dettaglio dell’unità conglomeratica inferiore con le sovrastanti sabbie e l’unità conglomeratica superiore. All’interno un *mud clast*; e) Particolare dell’unità conglomeratica superiore ed il paleosuolo rosso al tetto della successione all’interno della cava “Chiancate2”.

di cava è caratterizzata dalle Sabbie di Serracapriola.

Queste sono grossolane e caratterizzate da una stratificazione piano parallela o inclinata a basso angolo. Al tetto, le sabbie sono contraddistinte da una superficie erosiva discordante, al di sopra della quale è presente un paleosuolo bruno di circa 10 cm di spessore.

Superiormente, da un punto di vista stratigrafico, sono presenti i Conglomerati di Campomarino. Questi, alla base, presentano un’unità sabbiosa, costituita da sabbie grossolane di colore grigio, caratterizzate da una stratificazione incrociata concava da corrente trattiva al di sopra delle quali sono presenti corpi lenticolari sabbiosi e conglomeratici giustapposti.

I corpi sabbiosi si interdigitano ai corpi conglomeratici. Superiormente, è presente un intervallo sabbioso-limoso caratterizzato da sabbie grossolane di colore beige, all’interno del quale si individuano *mud clast*.

Le sabbie di questo intervallo sono caratterizzate da stratificazione piano parallela. Al tetto della successione è presente un’altra unità conglomeratica.

Tale unità, come quella sottostante, è costituita da conglomerati poligenici, eterometrici ed organizzati in corpi lenticolari; sono altresì presenti lenti sabbiose.

Questi depositi, al tetto, presentano dei paleosuoli fortemente alterati con presenza di fenomeni di laterizzazione.

Sulla base delle considerazioni tessiturali e delle associazioni di facies, le Sabbie di Serracapriola sono indicative di un ambiente di battigia (*foreshore*).

I sovrastanti depositi sono attribuibili ad un ambiente continentale di tipo alluvionale, in particolare di piana braided.

Le sabbie caratterizzate da stratificazione incrociata sono relative alla facies Sp (Miall, 1996), contraddistinta da strutture trattive come *ripple* e dune asimmetriche.

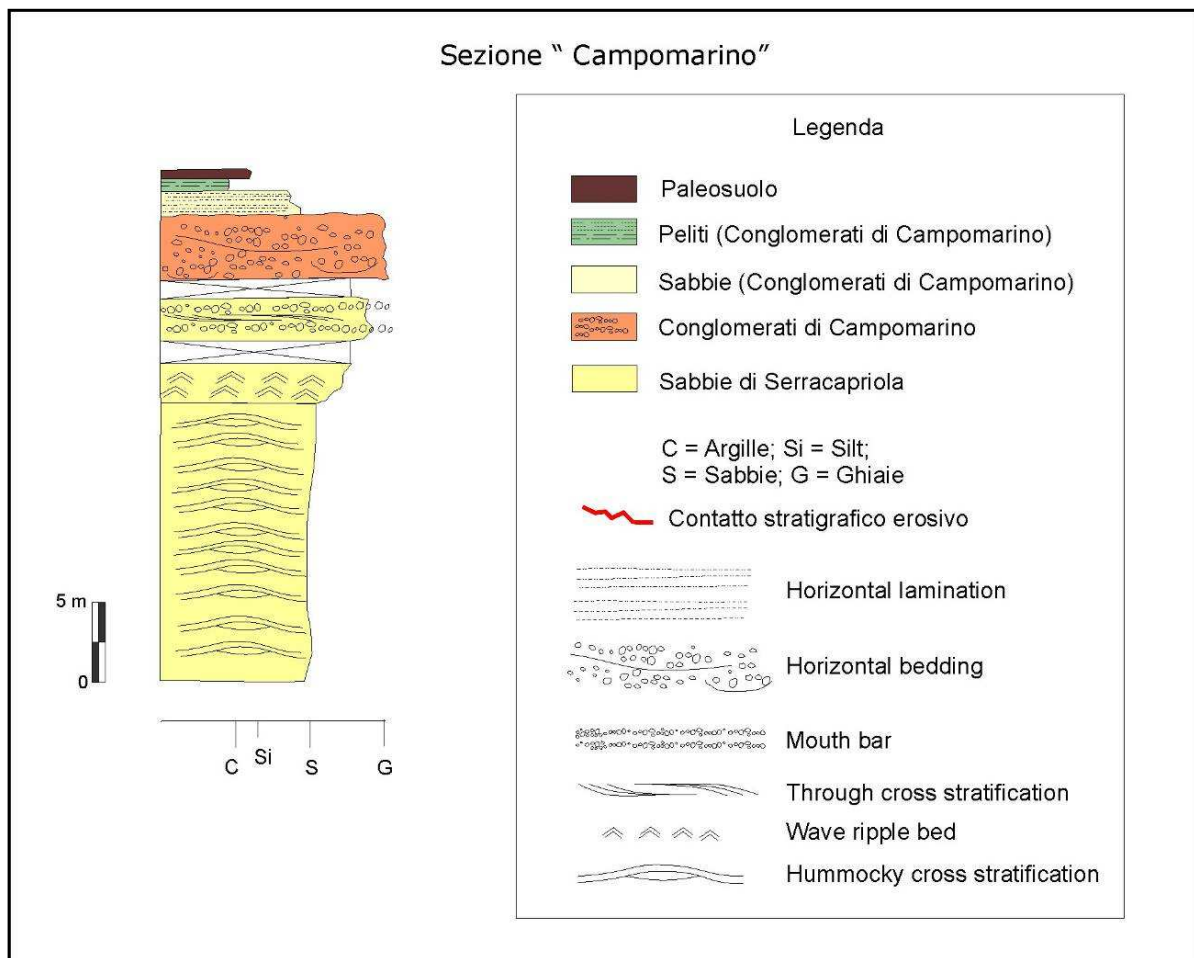
I corpi lenticolari conglomeratici sono associabili alle facies Gh (Miall, 1996), attribuiti al riempimento di canali fluviali, mentre le unità sabbiose, caratterizzate da laminazione piano parallela (Sh di Miall, 1996), indicano condizioni di flusso supercritico.

4.2.5 Sezione “Campomarino”

La sezione stratigrafica è stata ricostruita, tramite le analisi condotte su alcuni affiamenti nei dintorni dell’omonimo paese.

Essa rappresenta, insieme con quella di Termoli in sinistra idrografica del fiume Biferno, la sezione più esterna ricostruita in prossimità della attuale linea di costa.

La sezione è caratterizzata dalla presenza delle Sabbie di Serracapriola e dei Conglomerati di Campomarino (Fig. 4.2.5.1).



(Fig. 4.2.5.1). Log stratigrafico della sezione “Campomarino”. L’intervallo coperto, per motivi di rappresentazione grafica, indica uno spessore maggiore di quello individuato dalla scala grafica.

Le Sabbie di Serracapriola in affioramento presentano uno spessore di circa 25 m.

Alla base della sezione (Fig. 4.2.5.2) sono presenti sabbie gialle fini, debolmente limose, all’interno delle quali si riconoscono bioturbazioni; verso l’alto sono caratterizzate da una granulometria fine e da intercalazioni pelitiche di colore beige di pochi centimetri di spessore.

Le sabbie sono ben classate e caratterizzate dalla presenza di *Hummocky Cross Stratification* (HCS in Harms et al., 1975; Dott & Bourgeois, 1982).

Verso l'alto, la granulometria delle sabbie diventa più grossolana e le strutture sedimentarie primarie sono rappresentate da frequenti *ripple* da onda, a dimostrazione di un ambiente di sedimentazione caratterizzato da condizioni energetiche progressivamente più elevate rispetto a quelle riscontrate nella porzione inferiore della sezione.

La porzione superiore delle Sabbie di Serracapriola non si riesce ad analizzare bene per le non sempre buone condizioni in cui si trovano gli affioramenti e per le coperture presenti.

Là dove l'analisi è stata resa possibile, la granulometria delle sabbie risulta medio-grossolana ed è presente una laminazione incrociata concava alla scala dei *ripple* e dei *megaripple* e localmente soprattutto negli affioramenti presenti più in prossimità del fianco vallivo del fiume Biferno, sono presenti intervalli conglomeratici di 1 m circa di spessore.

I clasti che caratterizzano questi intervalli sono piuttosto classati.

Il contatto tra questi intervalli conglomeratici e le sabbie gialle è erosivo e lievemente discordante.

Superiormente sono presenti i Conglomerati di Campomarino organizzati in corpi conglomeratici lenticolari con base erosiva.

I clasti sono eterometrici, presentano un buon grado di arrotondamento ed appiattimento e inoltre sono di natura poligenica. I corpi conglomeratici sono clasto-sostenuti.

Le sabbie sovrastanti di colore beige sono caratterizzati da una granulometria fine.

Negli affioramenti analizzati lo spessore dell'intervallo sabbioso è di circa 1,5-2 m.

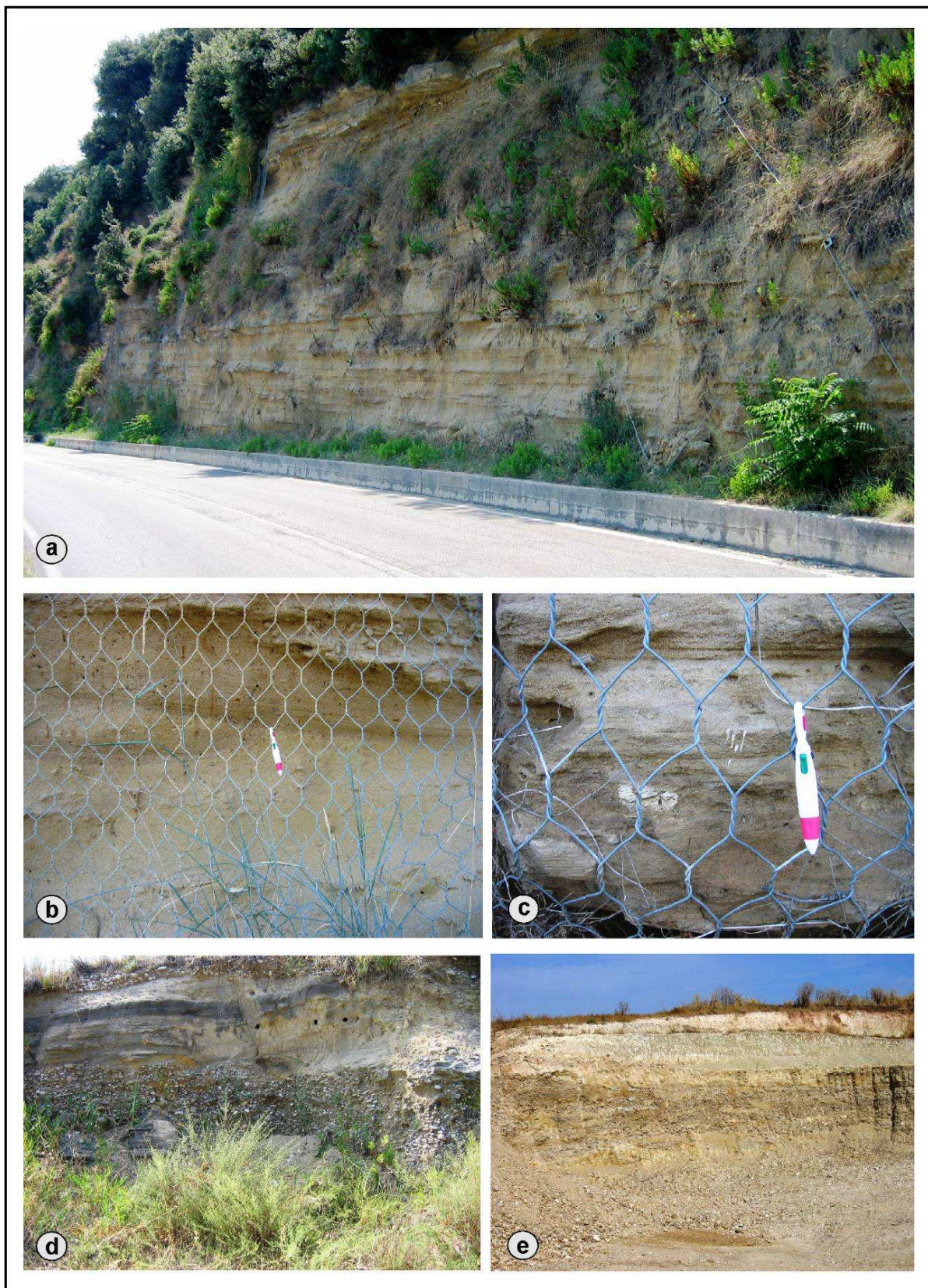
La tendenza *fining upward* è dimostrata dalla presenza di peliti di colore verde al top di tutta la successione sedimentaria.

All'interno di tali peliti si rinvengono frammenti di gasteropodi e fustoli vegetali.

Il contatto tra i Conglomerati di Campomarino e le sottostanti Sabbie di Serracapriola non è visibile in affioramento.

Sulla base degli aspetti tessiturali e delle associazioni di facies, i depositi sabbiosi della delle Sabbie di Serracapriola sono attribuibili, dalla base al top, rispettivamente ad una *lower shoreface*, un' *upper shoreface* ed una barra di foce (*mouth bar*).

Le facies che contraddistinguono i termini conglomerati superiori sono riferibili ad un ambiente continentale alluvionale di piana braided ed i depositi pelitici sono interpretabili come depositi di *flood plain*.

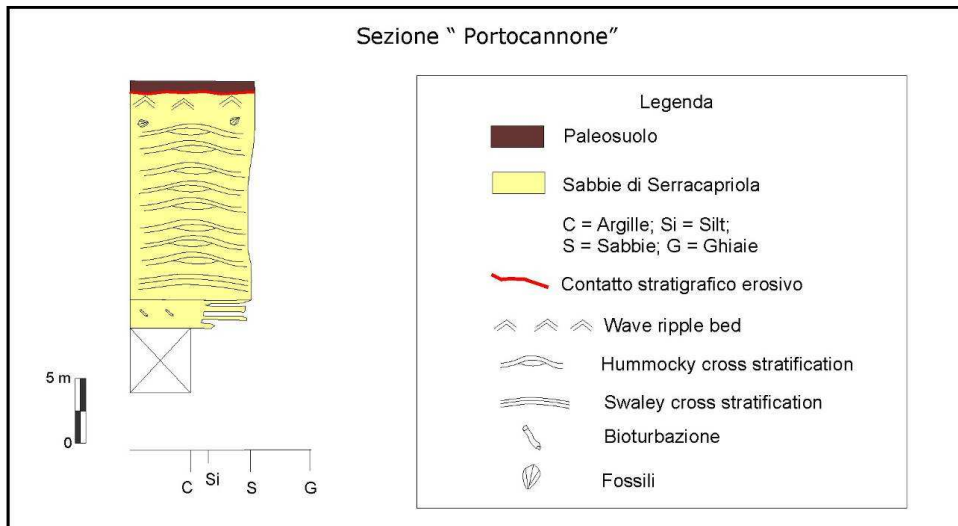


(Fig. 4.2.5.2) La sezione “Campomarino”.

a) Particolare delle Sabbie di Serracapriola in affioramento; b) Particolare relativo all’*Hummocky cross stratification* all’interno delle Sabbie di Serracapriola; c) Particolare relativo a *ripple* da onda; d) Intercalazioni conglomerati che all’interno delle Sabbie di Serracapriola; e) Sequenza *fining upward* caratterizzante i Conglomerati di Campomarino, con paleosuolo bruno al top della successione.

4.2.6 Sezione “Portocannone”

La sezione ricostruita nei pressi di Portocannone (CB) è caratterizzata dalle Sabbie di Serracapriola (Fig. 4.2.6.1). La parte basale (Fig. 4.2.6.2) della sezione è costituita da sabbie limose che si presentano bioturbate.



(Fig. 4.2.6.1). Log stratigrafico della sezione “Portocannone”.



(Fig. 4.2.6.2) La sezione “Portocannone”.

a) Particolare delle Sabbie di Serracapriola in affioramento; b) Particolare relativo all'*Hummocky cross stratification* all'interno delle Sabbie di Serracapriola; c) Particolare delle Sabbie di Serracapriola in affioramento.

La parte sommitale della sezione è costituita da sabbie gialle fini ed è caratterizzata dalla presenza di gusci e frammenti di bivalvi, in particolare pectinidi, riferibili all'unità inferiore delle Sabbie di Serracapriola.

I livelli a maggior componente sabbiosa sono caratterizzati dapprima da *Swaley Cross Stratification* e successivamente da *Hummocky Cross Stratification*. Verso l'alto si riconoscono *ripple da onda*.

Gli intervalli che caratterizzano la sezione sono riferibili ad una *offshore transition* passante superiormente ad una *lower shoreface*. La porzione superiore della sezione mostra un ambiente sedimentario localizzato al passaggio tra la *lower shoreface* e l'*upper shoreface*.

4.2.7 Sezione "Ururi"

La sezione è stata ricostruita tramite l'analisi sedimentologica e stratigrafica condotta sugli affioramenti nei dintorni di Ururi (CB).

Essa (Fig. 4.2.7.1) è costituita dalle Argille di Montesecco, grigio-azzurre, mal stratificate e caratterizzate da un aspetto per lo più massivo; non si riconoscono all'interno strutture sedimentarie primarie.

Al loro interno sono presenti gusci e frammenti di bivalvi.



(Fig. 4.2.7.1) La sezione "Ururi". Sulla sinistra il log stratigrafico mentre sulla destra un particolare delle Argille di Montesecco in affioramento.

Le associazioni di facies indicano come ambiente di sedimentazione, un ambiente marino di piattaforma continentale senza alcuna influenza da parte del moto ondoso, nemmeno in occasione di eventi di tempesta. Si tratta di un ambiente deposizionale caratterizzato da basse condizioni energetiche.

4.2.8 Sezione “Serracapriola”

La sezione di Serracapriola è stata ricostruita nell’area più interna del settore meridionale dell’area di studio (Fig. 4.2.8.1).

La porzione basale (Fig. 4.2.8.2) è contraddistinta dalle Argille di Montesecco, che affiorano soprattutto nella valle del fiume Fortore ed in corrispondenza di Montesecco.

Le argille sono mal stratificate e presentano una colorazione grigio-azzurra.

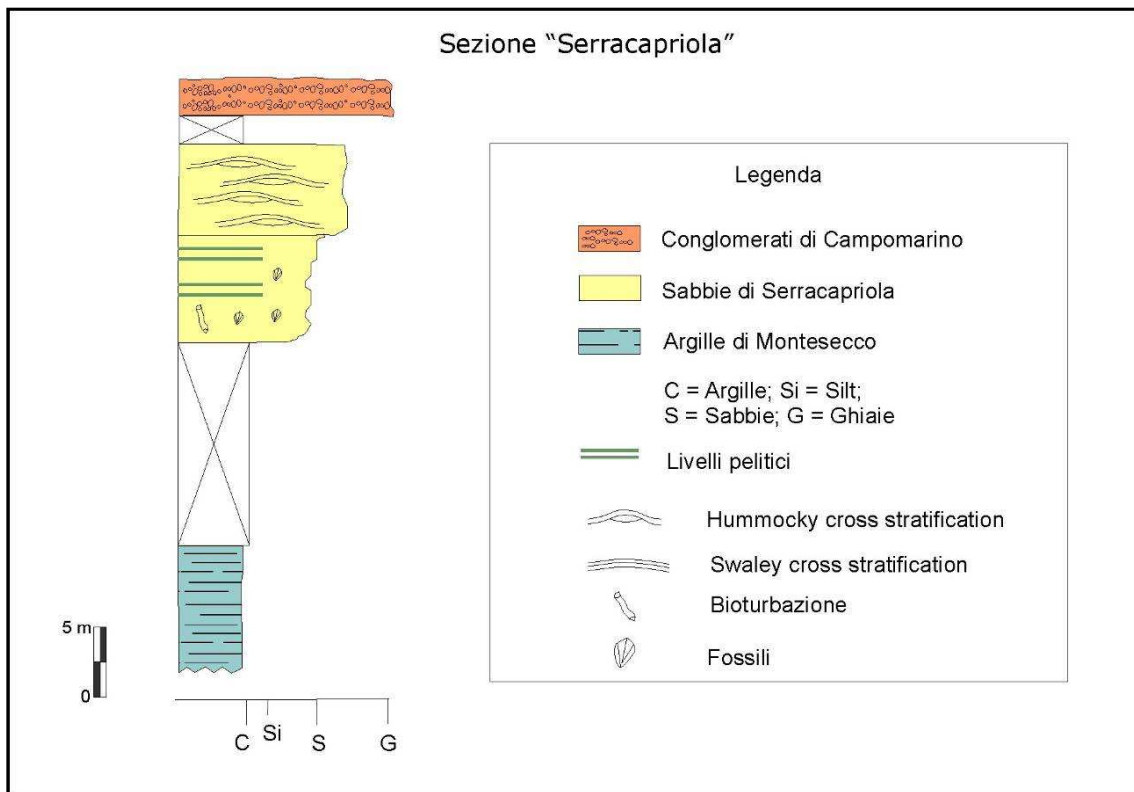
Le caratteristiche biostratigrafiche di tali depositi sono simili a quelle riscontrate nell’area più a nord nella sezione di Guglionesi, sia per quanto riguarda l’intervallo cronostratigrafico di deposizione sia per quanto riguarda i paleoambienti deposizionali. La successione sedimentaria, al tetto dei depositi argillosi, è rappresentata dalle sabbie limose di colore beige dell’unità inferiore della Sabbie di Serracapriola. In questa sezione, l’unità inferiore è ben esposta. Tale unità è caratterizzata dalla presenza di bioturbazioni, che di fatto comportano uno stato di conservazione delle strutture sedimentarie primarie decisamente basso. Tuttavia, verso l’alto, è individuabile una stratificazione di tipo *Swaley Cross Stratification* ed *Hummocky Cross Stratification*.

La comparsa di strutture sedimentarie, quali gli *Hummocky*, ci indica il passaggio all’unità stratigrafica superiore, a componente prevalentemente sabbiosa, delle Sabbie di Serracapriola. Lo spessore in affioramento dell’unità inferiore nei dintorni di Serracapriola è di circa 10 m ed all’interno si rinvencono frammenti sparsi di gusci e gusci di bivalvi, in particolare *Pinna* sp.

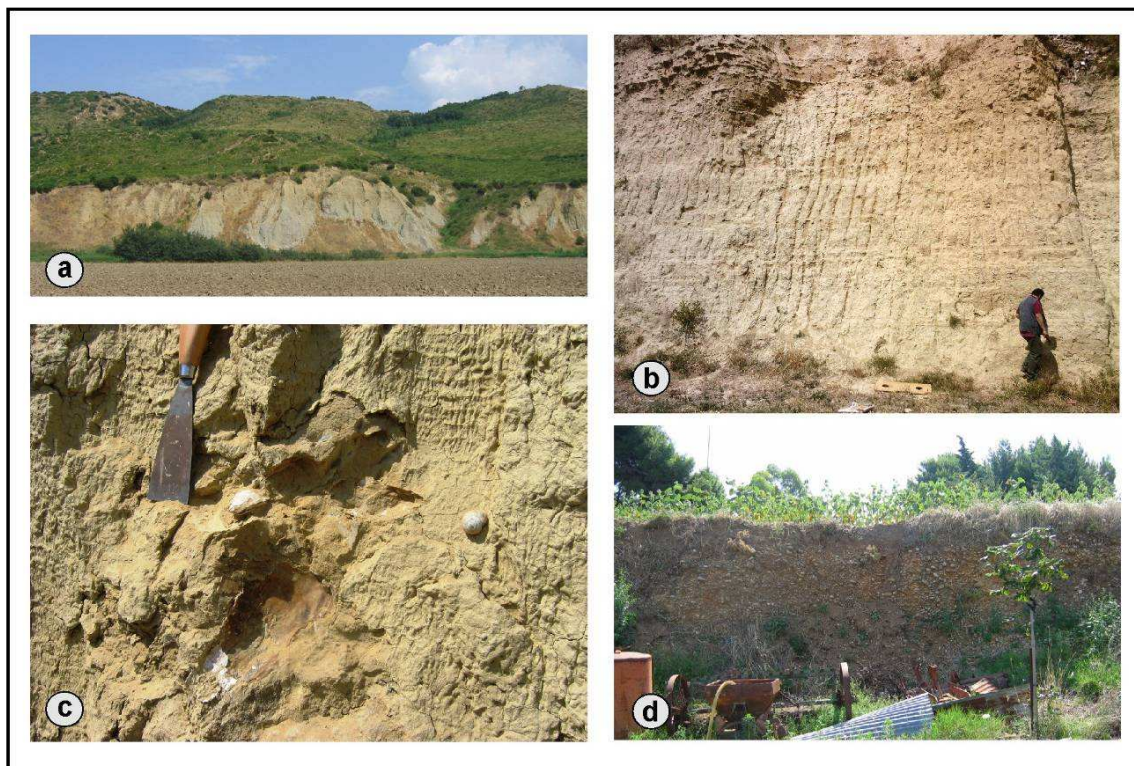
I depositi sabbiosi dell’unità superiore, affiorano in maniera piuttosto discontinua e sono caratterizzati da una granulometria grossolana.

I Conglomerati di Campomarino sono di natura poligenica. I litotipi principali sono rappresentati dai calcari (calcari micritici, calcarenti) ed in maniera minore da selci, arenarie e graniti. I clasti sono eterometrici e presentano un buon grado di arrotondamento.

I depositi conglomeratici presso Serracapriola sono matrice-sostenuti e le facies massive sono riconducibili alla Gmm di Miall (1996). Sulla base delle associazioni di facies e dei taxa presenti, i depositi argillosi della successione sono attribuibili ad un ambiente marino di piattaforma continentale, con i vari termini circolittorale ed infralittorale.



(Fig. 4.2.8.1). Log stratigrafico della sezione "Serracapriola".



(Fig. 4.2.8.2) La sezione "Serracapriola".

a) Particolare delle Argille di Montesecco in affioramento; b) Particolare relativo all'intervallo sabbioso-limoso della sezione con *Hummocky cross stratification* al tetto; c) Particolare delle Sabbie di Serracapriola con un esemplare di *Pinna* sp.; d) Particolare dei Conglomerati di Campomarino.

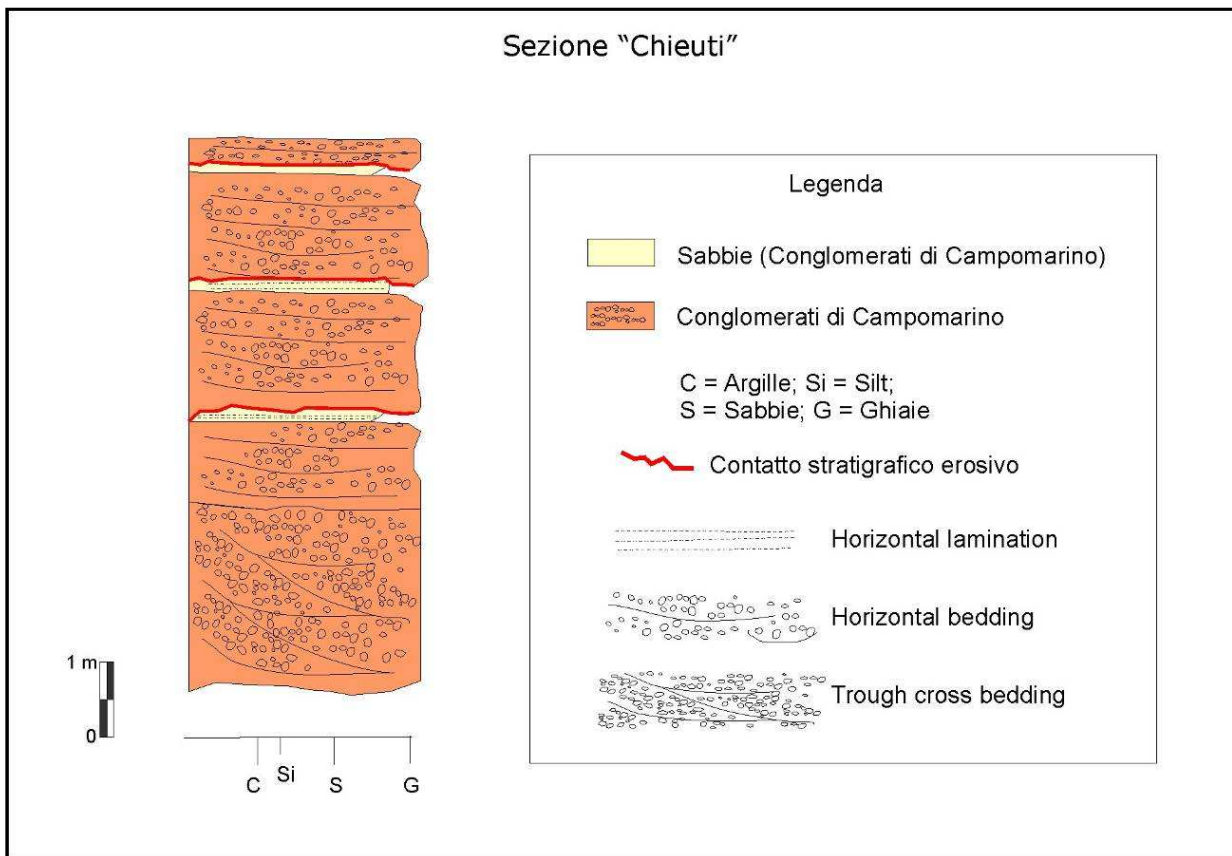
L'unità inferiore delle Sabbie di Serracapriola è di *offshore transition*, come testimoniato dalle caratteristiche tessiturali e sedimentologiche.

L'unità superiore invece è associabile a facies di *shoreface*, infatti, le caratteristiche tessiturali e soprattutto la progressiva presenza di strutture sedimentarie, corrispondenti anche ad una diminuzione delle bioturbazioni presenti, indicano il progressivo aumento delle condizioni energetiche e l'influenza del moto ondoso.

I depositi conglomeratici dell'unità inferiore affiorante a Serracapriola sono riconducibili, in funzione delle associazioni di facies, ad un contesto di conoide alluvionale (*alluvial fan*).

4.2.9 Sezione "Chieuti"

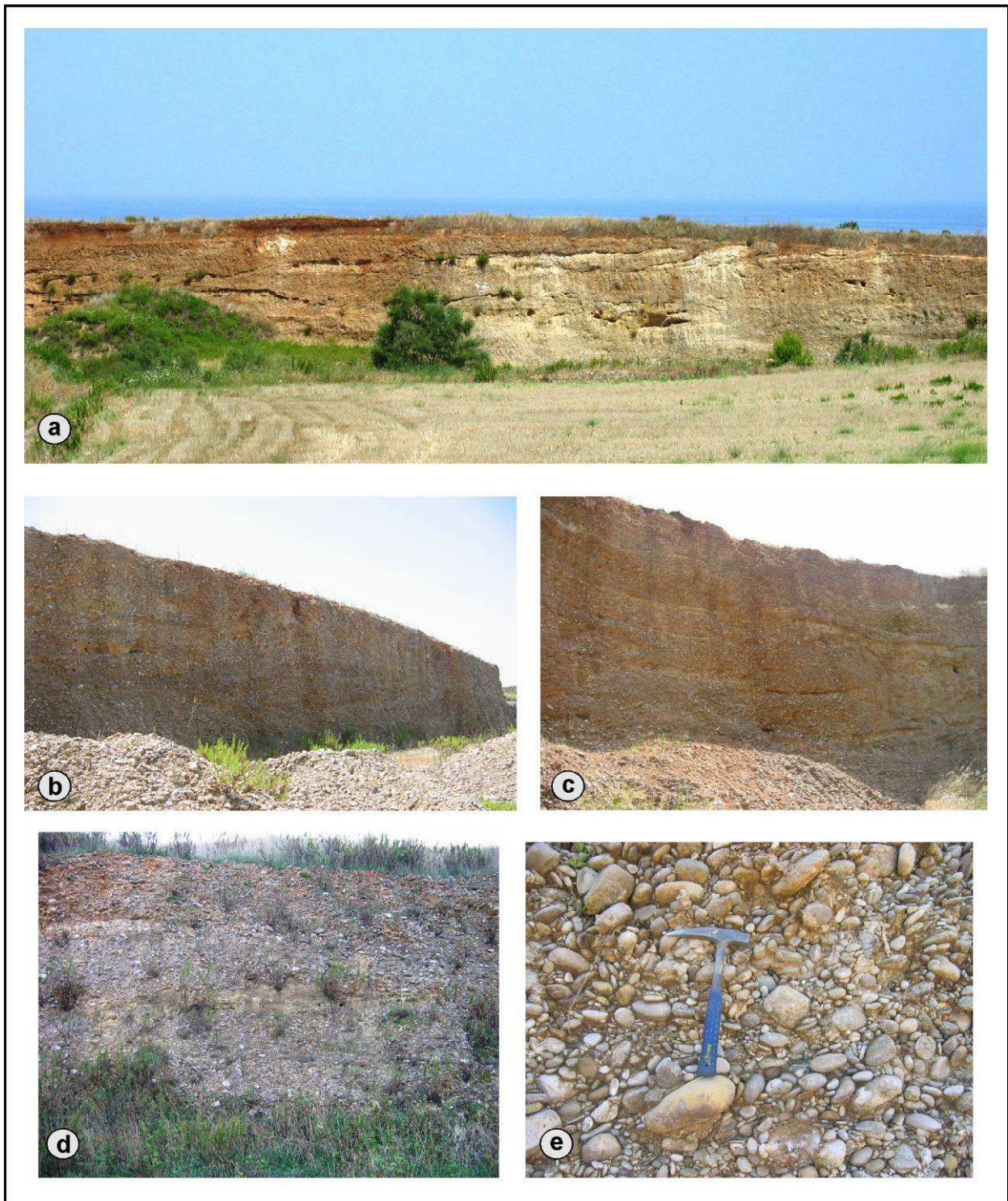
La sezione ricostruita nei dintorni di Chieuti è caratterizzata dalla presenza delle unità conglomeratiche di chiusura dell'Avanfossa plio-pleistocenica in questo settore (Fig. 4.2.9.1).



(Fig. 4.2.9.1). Log stratigrafico della sezione "Chieuti" ricostruita in corrispondenza di una parete di cava nei dintorni di Chieuti.

L'organizzazione interna dei depositi conglomeratici (fig. 4.2.9.2), tuttavia si presenta con caratteristiche differenti dalle altre zone.

In particolare, l' unità conglomeratica affiorante nei dintorni di Chieuti è caratterizzata da corpi lenticolari intrecciati di qualche metro di spessore con base erosiva.



(Fig. 4.2.9.2) La sezione "Chieuti".

a) Particolare dei Conglomerati di Campomarino in affioramento; b) Particolare della stratificazione incrociata che caratterizza il deposito; c) Particolare della stratificazione orizzontale e delle intercalazioni sabbiose dei Conglomerati di Campomarino; d) Particolare dei Conglomerati di Campomarino.

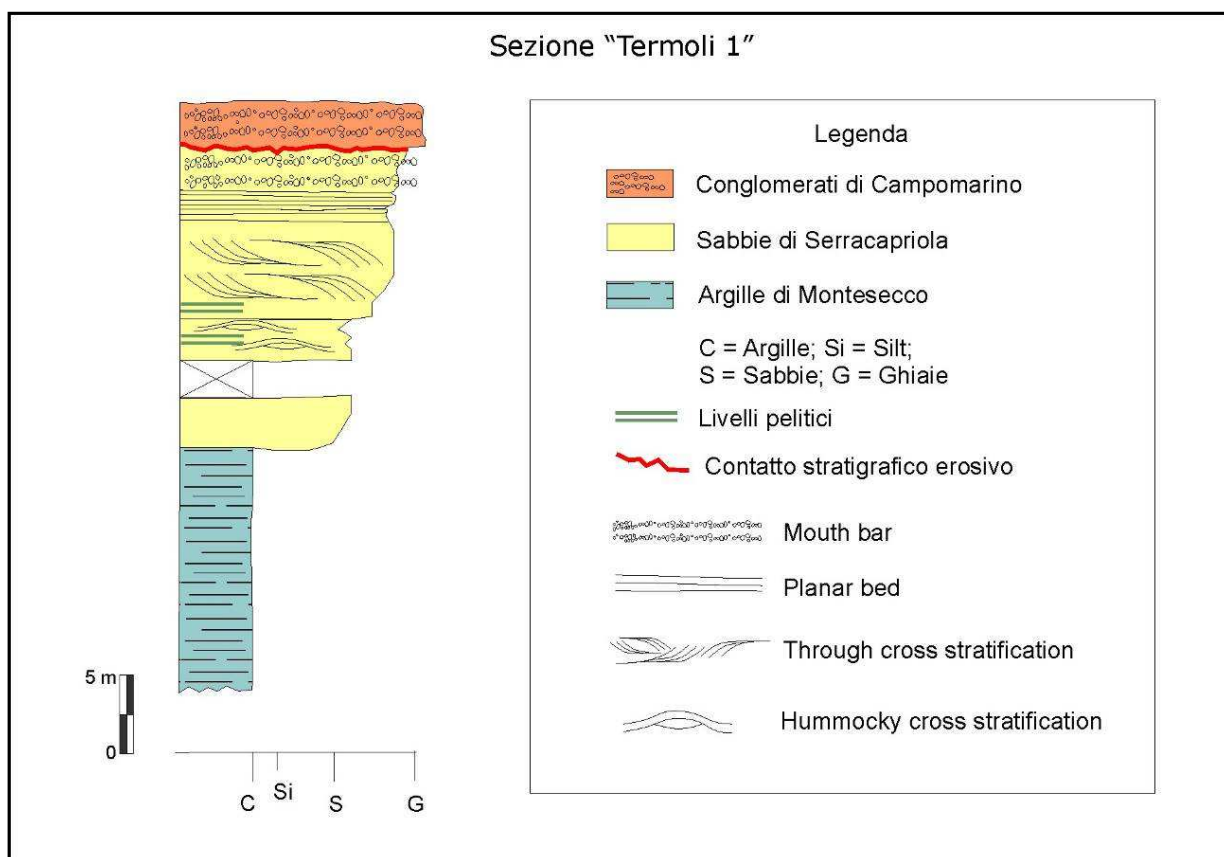
I clasti sono moderatamente classati ed in generale il deposito è clasto-sostenuto. All'interno la stratificazione a volte è orizzontale e a volte incrociata.

All'interno sono presenti lenti sabbiose di modesto spessore caratterizzate da stratificazione incrociata. Le facies conglomeratiche fanno riferimento alle facies Gt e Gh di Miall (1996); l'associazione di facies riconduce questo tipo di deposito ad un ambiente alluvionale di conoide, caratterizzato da una maggiore presenza di canali distributori intrecciati.

La mancanza di sequenze *fining up* tipiche delle piane *braided* ci fa pensare ad un deposito caratterizzato da una maggiore organizzazione interna ma che non evolve ancora in una piana *braided*.

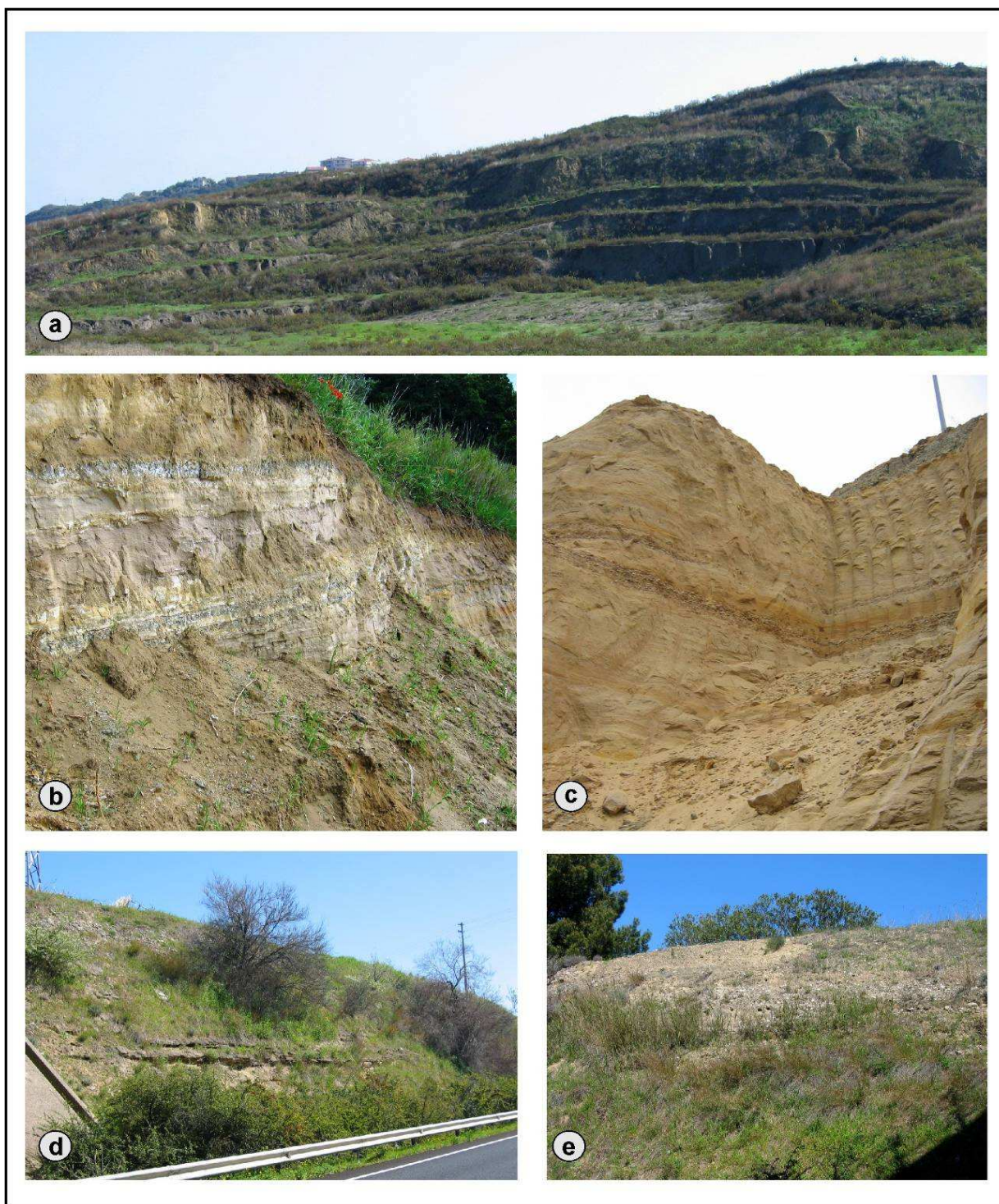
4.2.10 Sezione "Termoli 1"

La sezione stratigrafica "Termoli 1" è stata ricostruita, tramite l'analisi stratigrafica e sedimentologica condotta sugli affioramenti, a Termoli e nell'immediati dintorni (Fig. 4.2.10.1).



(Fig. 4.2.10.1). Log stratigrafico della sezione "Termoli 1".

I termini inferiori sono rappresentati dalle Argille di Montesecco, che affiorano in una cava all'ingresso del centro abitato (Fig. 4.2.10.2).



(Fig. 4.2.10.2) La sezione "Termoli 1".

- a) Particolare dei termini inferiori della sezione in affioramento all'interno di una cava;
- b) Particolare delle Sabbie di Serracapriola in ambiente di *lower shoreface*;
- c) Particolare delle Sabbie di Serracapriola in ambiente di *upper shoreface*;
- d) Particolare delle Sabbie di Serracapriola in ambiente di *foreshore*;
- e) Dettaglio delle intercalazioni conglomeratiche all'interno delle Sabbie di Serracapriola, intercalazioni tipiche di una barra di foce (*mouth bar*).

Le argille si presentano con una colorazione grigio azzurra e stratificate. Le scarse condizioni in

cui si rinviene l'affioramento non permettono l'osservazione e l'individuazione di strutture sedimentarie; il contatto con le sovrastanti Sabbie di Serracapriola è discordante.

Il livello stratigrafico superiore è caratterizzato dall'unità superiore delle Sabbie di Serracapriola.

Le sabbie di questa unità sono caratterizzate da una granulometria da fine a grossolana.

In particolare, i livelli stratigrafici inferiori dell'unità superiore sono caratterizzati da sabbie gialle e beige, fini con intercalazioni pelitiche di colore grigio, il cui spessore può raggiungere in alcuni casi anche i 20-30 cm.

Nei livelli inferiori, troviamo strutture ad *Hummocky* e la stratificazione è rappresentata da *Hummocky Cross Stratification*.

I livelli stratigrafici superiori mostrano invece sabbie con una granulometria grossolana.

Le strutture sedimentarie sono rappresentate da *Ripple* da onda; la stratificazione è incrociata concava alla scala media.

La porzione superiore dell'unità è costituita da sabbie gialle grossolane caratterizzate da stratificazione piano-parallela; sono altresì presenti sottili intercalazioni ghiaiose.

Al tetto della successione sabbiosa sono presenti depositi conglomeratici organizzati in corpi lenticolari, che tagliano i sottostanti depositi sabbiosi, per mezzo di una superficie erosiva discordante. I clasti sono di natura poligenica, eterometrici e ben arrotondati, tuttavia mostrano un certo grado di organizzazione, ovvero sono presenti livelli differentemente classati ed embriciati in modo bidirezionale.

I depositi che chiudono la successione sedimentaria sono caratterizzati da conglomerati, poligenici, eterometrici e sabbie riconducibili ai Conglomerati di Campomarino.

L'interpretazione sulla base delle associazioni di facies, indica un ambiente marino di piattaforma continentale interna per i depositi argillosi.

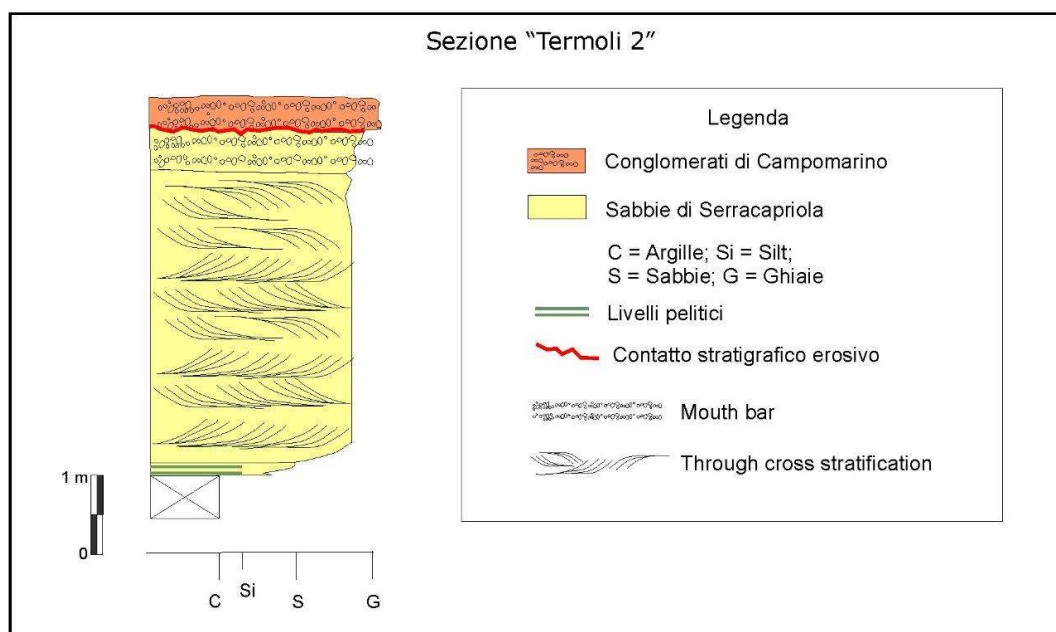
Le sovrastanti sabbie sono invece attribuibili ad un ambiente caratterizzato da condizioni energetiche maggiori, tipico di una *shoreface*.

I livelli inferiori, caratterizzati dalla presenza di *Hummocky Cross Stratification*, sono attribuibili, considerando anche le caratteristiche tessiturali del sedimento, ad una *lower shoreface*; i livelli superiori con stratificazione incrociata sono tipici di una *upper shoreface*, mentre quelli caratterizzati da Stratificazione piano-parallela ad un *Foreshore*. I depositi conglomeratici che tagliano o che si intercalano ai depositi sabbiosi sono ancora attribuibili alle Sabbie di Serracapriola e sono da interpretare come depositi di barra di foce. Superiormente, i depositi di chiusura dell'emiciclo regressivo, ovvero i conglomerati, sono attribuibili ad un ambiente di tipo continentale alluvionale, tuttavia la mancanza di affioramenti e soprattutto

la limitata estensione degli stessi non permette più precise considerazioni a riguardo.

4.2.11 Sezione “Termoli 2”

La sezione “Termoli 2” è stata ricostruita da tramite l’analisi stratigrafica e sedimentologica della falesia del lungomare nord della cittadina adriatica (Fig. 4.2.11.1).



(Fig. 4.2.11.1). Log stratigrafico della sezione “Termoli 2”.

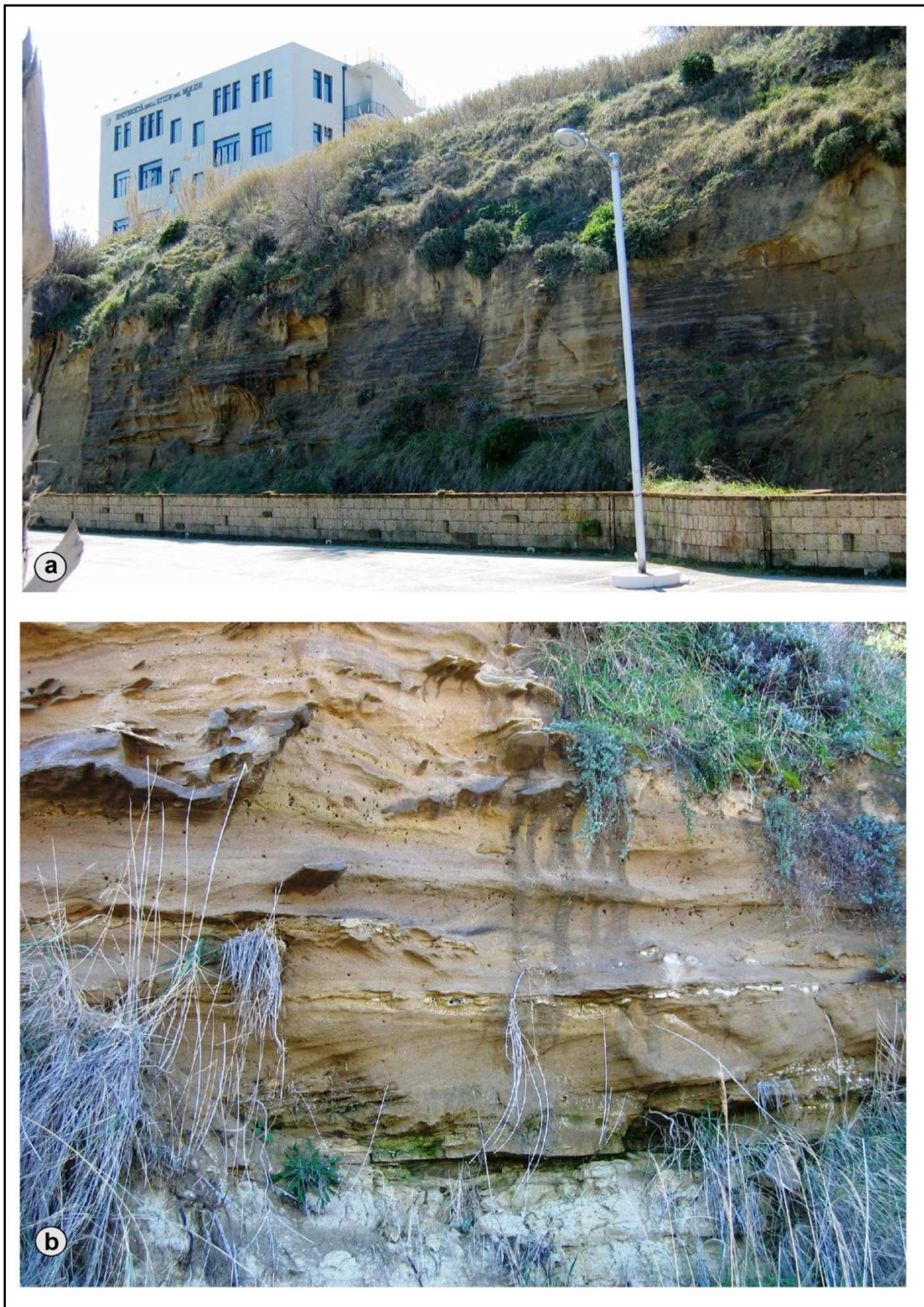
La sezione (Fig.4.2.11.2) è rappresentata da depositi sabbiosi di colore giallo-bruno, caratterizzati alla base della parete da una granulometria fine. Alla base, inoltre, sono presenti livelli pelitici di colore verde e beige di alcuni centimetri di spessore. Passando ai livelli stratigrafici superiori si osserva un aumento della granulometria delle sabbie.

Le strutture sedimentarie sono ben evidenti lungo tutta la parete, in particolare è presente una stratificazione incrociata concava alla scala dei *megaripple*.

La paleocorrente mostra una direzione parallela all’attuale linea di riva. All’interno non sono stati rinvenuti gusci di bivalvi.

La parte superiore della parete non si presenta in buone condizioni e non si riescono ad identificare bene le strutture sedimentarie. Al tetto, le sabbie presentano livelli ghiaiosi e superiormente è presente un deposito conglomeratico di qualche metro di spessore.

L’interpretazione sulla base delle associazioni di facies presenti, indica la presenza di un ambiente litoraneo di *shoreface*; in particolare la parte basale e mediana dell’affioramento



(Fig. 4.2.11.2a,b) La sezione “Termoli 2”.

a) Particolare del deposito sabbioso sul lungomare nord di Termoli;

b) Particolare della stratificazione incrociata.



(Fig. 4.2.11.2c) La sezione “Termoli 2”.

c) Particolare porzione sommitale del deposito sabbioso sul lungomare nord di Termoli;

caratterizzata dalla presenza della stratificazione incrociata concava è associabile ad una *upper shoreface* e la birezionalità presente è associabile a *long shore drift*, cioè correnti litoranee lungocosta.

Peraltro il verso predominante è compatibile con la circolazione attuale in Adriatico, che risulta essere antioraria, da nord verso sud.

I depositi conglomeratici della parte sommitale che tagliano le sottostanti sabbie sono associabili ad un ambiente continentale alluvionale.

4.3 Le sequenze deposizionali

Le unità litostratigrafiche identificate da Boni et al. (1969) nel settore centro-meridionale dell'area di studio sono state individuate in tutte le sezioni ricostruite tra il fiume Trigno ed il fiume Fortore e sono state considerate, quindi, rappresentative del quadro stratigrafico dell'intero settore analizzato. Partendo dalle unità litostratigrafiche di Boni e coautori (1969), per ogni unità è stata effettuata un'analisi di maggior dettaglio in termini stratigrafici e di analisi di facies.

Al fine di sintetizzare tutte le informazioni relative al quadro stratigrafico, di effettuare eventuali correlazioni con la stratigrafia di sottosuolo basata sulla sismica a riflessione e per una migliore correlazione con i dati relativi al quadro stratigrafico e paleogeografico dell'Appennino centro-settentrionale, la successione sedimentaria descritta da Boni et al. (1969) è stata distinta in sequenze deposizionali *sensu* Mitchum et al. (1977).

Mitchum e coautori (1977) considerano con il termine di sequenza deposizionale l'insieme di pacchi di strati concordanti, separati da superfici di discontinuità e dalle correlative superfici di concordanza là dove la sedimentazione è continua.

In questa ottica sono state identificate le seguenti sequenze deposizionali: Qm (I Ciclo Quaternario Marino), Qm1 (II Ciclo Quaternario Marino), Qc1 (I Ciclo Quaternario Continentale) e Qc2 (II Ciclo Quaternario Continentale). I depositi continentali di età successiva a quella che caratterizzano le sottostanti sequenze deposizionali, che non costituiscono la successione sedimentaria plio-pleistocenica d'Avanfossa, vengono, qui, attribuiti ad un unico ciclo deposizionale Qc3. Tuttavia, c'è da rimarcare come questa sia una semplificazione, in quanto al suo interno ci sono cicli di ordine minore ad alta frequenza non sempre identificabili e soprattutto di difficile correlazione tra loro. Similmente vale per i depositi marini, di ambiente costiero o di spiaggia, di spessore modesto, presenti nell'area costiera.

Il concetto di ciclo sedimentario è inteso in chiave deposizionale, i limiti sono definiti in funzione dei profili deposizionali, delle litofacies, dei *marker* litologici e geometrici sincroni, quindi sulla base di eventi deposizionali (Mitchum et al., 1977; Ricci Lucchi et al., 1982; Cantalamessa et al., 1986).

L'analisi di facies effettuata sui depositi delle sequenze deposizionali ha portato all'identificazione delle seguenti associazioni di facies:

Offshore (outer-inner shelf) (Piattaforma continentale esterna-interna)

Questa associazione di facies è caratterizzata da Argille grigio-azzurre laminate o bioturbate. Là dove è presente la bioturbazione, le argille assumono un aspetto massivo.

All'interno sono presenti sottili intercalazioni siltose, che verso il top della sequenza diventano sabbiose di spessore dm. Tali Argille sono caratterizzate da un ricco contenuto fossilifero rappresentato da molluschi (bivalvi e gasteropodi), foraminiferi, ostracodi e nannofossili calcarei (vedi Cap.5).

La mancanza di strutture sedimentarie e l'alto grado di bioturbazione, indica un ambiente marino di bassa energia, ovvero di piattaforma continentale nei suoi termini da esterna ad interna.

Offshore transition (Transizione Piattaforma-Spiaggia sommersa)

Questa associazione di facies è contraddistinta da un'alternanza di sabbie e limi con progressivo aumento della componente sabbiosa verso l'alto. Lo spessore degli strati sabbiosi è di 5-20 cm. Frequente è la bioturbazione soprattutto all'interno dei livelli limosi e scarso è il grado di preservazione delle strutture sedimentarie. Verso il tetto dell'unità, nei livelli sabbiosi si osserva una laminazione piano parallela passante a *Hummocky Cross-Stratification* (HCS di Harms et al., 1975; Dott & Bourgeois, 1982). Si rinvencono (vedi Cap.5) foraminiferi, ostracodi e molluschi, in particolare bivalvi (*Pinna s.p.*).

Il contenuto fossilifero, la bioturbazione, le caratteristiche tessiturali e sedimentologiche indicano un ambiente deposizionale marino; la presenza di *Hummocky Cross-Stratification* ci permette di associarlo al passaggio tra la piattaforma continentale (*offshore*) e la spiaggia sommersa (*shoreface*), là dove l'influenza del moto ondoso è presente durante gli eventi di tempesta.

Lower shoreface (Spiaggia sommersa inferiore)

Questa associazione di facies è caratterizzata dalla presenza di sabbie gialle medio-fini, caratterizzate da *Hummocky Cross-Stratification*. I singoli *Hummocky* hanno dimensioni variabili tra il dm e 2-4 m. Sono presenti lenti (< 5 cm di spessore) e livelli pelitici (5-20 cm di spessore) di colore grigio-verde. Presenti lamine da piane ad ondulate di *ripple* da onda. Localmente si rinviene un singolo livello di ghiaie con clasti di piccole dimensioni all'interno di geometrie concave verso l'alto. Il grado di bioturbazione dei depositi è piuttosto basso ed inferiore rispetto alla facies precedente. Sono presenti molluschi, in particolare bivalvi (*Cardium s.p.*).

Le strutture sedimentarie all'interno dei depositi costieri sono tipiche di un ambiente deposizionale sopra la profondità di chiusura del moto ondoso dove si combina il moto oscillatorio con quello unidirezionale (verso mare). La presenza di *Hummocky Cross-Stratification* e di *ripple* da onda indica una profondità al di sopra di quella di chiusura.

Upper shoreface (Spiaggia sommersa superiore)

Questa associazione di facies è contraddistinta da sabbie gialle da medie a grossolane, caratterizzate da stratificazione incrociata ad alto angolo a piccola e media scala (*Through Cross-Stratification*). Intervalli di circa 10 cm di spessore contraddistinti da *ripple* da onda sono intercalati all'interno dei set della stratificazione incrociata e sepolti da sottili livelli pelitici. Si osservano comunemente strutture a *chevron* che drappeggiano e si diramano dalle lamine. Assenza di bioturbazione. Presenza di macrofauna costituita da lamellibranchi e bivalvi, in particolare pectinidi e *Chlamys*.

L'assenza di *Hummocky Cross-Stratification*, la presenza di *ripple* da onda e la *Through Cross-Stratification* sono indicative di un ambiente ad alta energia, caratterizzato dalla normale presenza del moto ondoso e caratterizzato dallo *swash* e dal *drift* litoraneo.

Foreshore (Battigia)

Questa associazione di facies rappresenta la transizione verso l'alto della spiaggia sommersa sottostante. Essa è caratterizzata da Sabbie gialle da medie a grossolane ben classate. La stratificazione è piano parallela o a basso angolo ($< 5^\circ$) e l'immersione è verso mare. Possono essere presenti livelli ghiaiosi, che aumentano di frequenza e spessore spostandosi verso i maggiori assi fluviali, allineati secondo superfici inclinate a basso angolo, sempre con immersione verso mare. Le caratteristiche tessiturali delle sabbie e la stratificazione presente sono riferibili ad un ambiente costiero di battigia con condizioni del flusso sopracritiche.

Backshore (Spiaggia emersa)

Questa associazione di facies è presente superiormente o adiacente alle precedenti associazioni di facies (*Upper shoreface-Foreshore*). Tuttavia, volumetricamente è scarsamente rappresentata. Essa è costituita da sottili livelli di sabbie grossolane, caratterizzati da una superficie erosiva basale e *ripple* da onda al top. I *ripple* mostrano un basso *index ripple* (lunghezza/altezza). Livelli sabbiosi si alternano a livelli pelitici.

La presenza di livelli pelitici e sabbie, con *ripple* da onda suggerisce una deposizione in un ambiente costiero, caratterizzato da basse condizioni energetiche, compensate in maniera episodica da eventi di tempesta che producono le forme trattive. In tali ambienti queste condizioni si ritrovano in corrispondenza della spiaggia emersa.

Mouth bar (Barra di Foce)

Questa associazione di facies è rappresentata da frequenti alternanze di sabbie gialle e ghiaie con spessore variabile dai 10 ai 30 cm, poco organizzate. I clasti sono poco classati e si presentano con una forma sub arrotondata. Le sabbie sono caratterizzate da laminazione piano parallela e d incrociata. Le frequenti intercalazioni ghiaiose all'interno dei depositi costieri indicano la vicinanza ad una foce fluviale in un contesto costiero.

Alluvial fan (Conoide alluvionale)

I conglomerati sono costituiti da ghiaie poco classate. Si tratta di una facies massiva, priva di organizzazione interna; non si riconosce, infatti, una stratificazione o una laminazione interna. Si registra la presenza, anche se minore, di sabbie grossolane. La matrice è sabbiosa. Si tratta di conglomerati matrice-sostenuti. Le litologie principali sono quelle calcaree, tuttavia abbondanti sono anche le arenarie e le selci, mentre in maniera minore i graniti, a testimonianza della provenienza appenninica del materiale.

Le caratteristiche del deposito, l'organizzazione interna suggeriscono una deposizione massiva associabile alla Gmm di Miall (1996) ed indicano un ambiente di deposizione di conoide alluvionale.

Braided plain (Piana alluvionale di tipo *Braided*)

Questa associazione di facies è contraddistinta dalla presenza di corpi lenticolari il cui riempimento è costituito da ghiaie clasto-sostenute, che mostrano localmente embriciatura dei ciottoli. I clasti sono moderatamente classati. All'interno la stratificazione a volte è orizzontale, a volte incrociata. La superficie basale dei corpi lenticolari è erosiva. Intercalati ai corpi conglomeratici sono presenti corpi sabbiosi, caratterizzati da sabbie grossolane e da una peculiare stratificazione da piano parallela a incrociata. Al tetto dei conglomerati sono presenti depositi sabbioso-limosi, che localmente inglobano *mud clast*.

La presenza di canali intrecciati (corpi lenticolari) e di barre sabbiose associate, attribuibili alle facies Gh, Gt e Sp di Miall (1996) indicano una deposizione all'interno di un contesto continentale alluvionale di tipo *braided*. Le sabbie sovrastanti sono caratterizzate localmente da facies Sh (Miall, 1996) con laminazione e stratificazione piano parallela, connessi ad un flusso supercritico. I depositi sabbioso-limosi sono da attribuire all'abbandono del canale.

Flood plain (Piana inondabile)

Questa associazione di facies è sviluppata al top dei depositi fluviali, è caratterizzata dalla presenza di limi ed argille di colore grigio-verde. Lo spessore massimo è di 3 m. Frequente è la

bioturbazione, rappresentata da radici e tracce che interrompono la laminazione piano parallela. Frequenti resti di piante ed ossidi di Fe e Mn. Abbondanza di gasteropodi continentali.

La sedimentazione argillosa-limosa è interpretabile come rappresentativa di un deposito di *overbank* in un contesto di piana inondabile.

Alluvial fan (conoide alluvionale con canali intrecciati, Cloppen & Steel, 1981; Nilsen, 1982)

Questa associazione di facies è contraddistinta dalla presenza di corpi lenticolari di qualche metro di spessore. Il riempimento è costituito da ghiaie clasto-sostenuta. I clasti sono moderatamente classati. All'interno la stratificazione a volte è orizzontale e a volte incrociata. La superficie basale dei corpi lenticolari è erosiva. Intercalate ai corpi conglomeratici sono presenti corpi sabbiosi, caratterizzati da sabbie grossolane e da una peculiare stratificazione da piano parallela a incrociata. La presenza di canali e barre con queste caratteristiche geometriche, associabili alle facies Gh, Gt di Miall (1996) e l'assenza di depositi sommitali costituiti da sabbie e limi è indicativo di un sistema di canali intrecciati all'interno di una conoide alluvionale (Cloppen & Steel, 1981; Nilsen, 1982).

Le associazioni di facies precedentemente descritte sono sintetizzate nella seguente tabella 4.3.1

Sigla	Descrizione	Interpretazione
Az	Argille grigio-azzurre laminate o bioturbate con ricco contenuto fossilifero.	<i>Offshore (outer-inner shelf)</i>
Sl	Sabbie limose fortemente bioturbate con ricco contenuto fossilifero.	<i>Offshore transition</i>
Sf	Sabbie fini caratterizzate da <i>Hummocky Cross Stratification</i> (HCS).	<i>Lower shoreface</i>
Sg	Sabbie da medie a grossolane caratterizzate da <i>Through Cross-Stratification</i> .	<i>Upper shoreface</i>
St	Sabbie da medie a grossolane ben classate a laminazione piano-parallela o incrociata a basso angolo.	<i>Foreshore</i>
Sb	Sottili livelli sabbiosi grossolani intervallati a livelli pelitici con <i>ripple</i> da onda.	<i>Backshore</i>
Mb	Alternanze di sabbie e ghiaie poco organizzate.	<i>Mouth bar</i>
Gm	Ghiaia massiva.	<i>Alluvial fan</i>
Pb	Corpi lenticolari ghiaiosi e barre sabbiose intercalate caratterizzate rispettivamente da Gh, Gt e Sp di Miall (1996). Sabbie limose al top.	<i>Braided plain</i>
Fl	Peliti verdi bioturbate o con laminazione piano-parallela.	<i>Flood plain</i>

Cb	Corpi lenticolari ghiaiosi e barre sabbiose intercalate caratterizzate rispettivamente da Gh, Gt e Sp di Miall (1996).	<i>Alluvial fan</i>
-----------	--	---------------------

(Tab. 4.3.1) Associazioni facies caratterizzanti i depositi delle sequenze deposizionali Qm, Qm1, Qc1, Qc2 e Qc3.

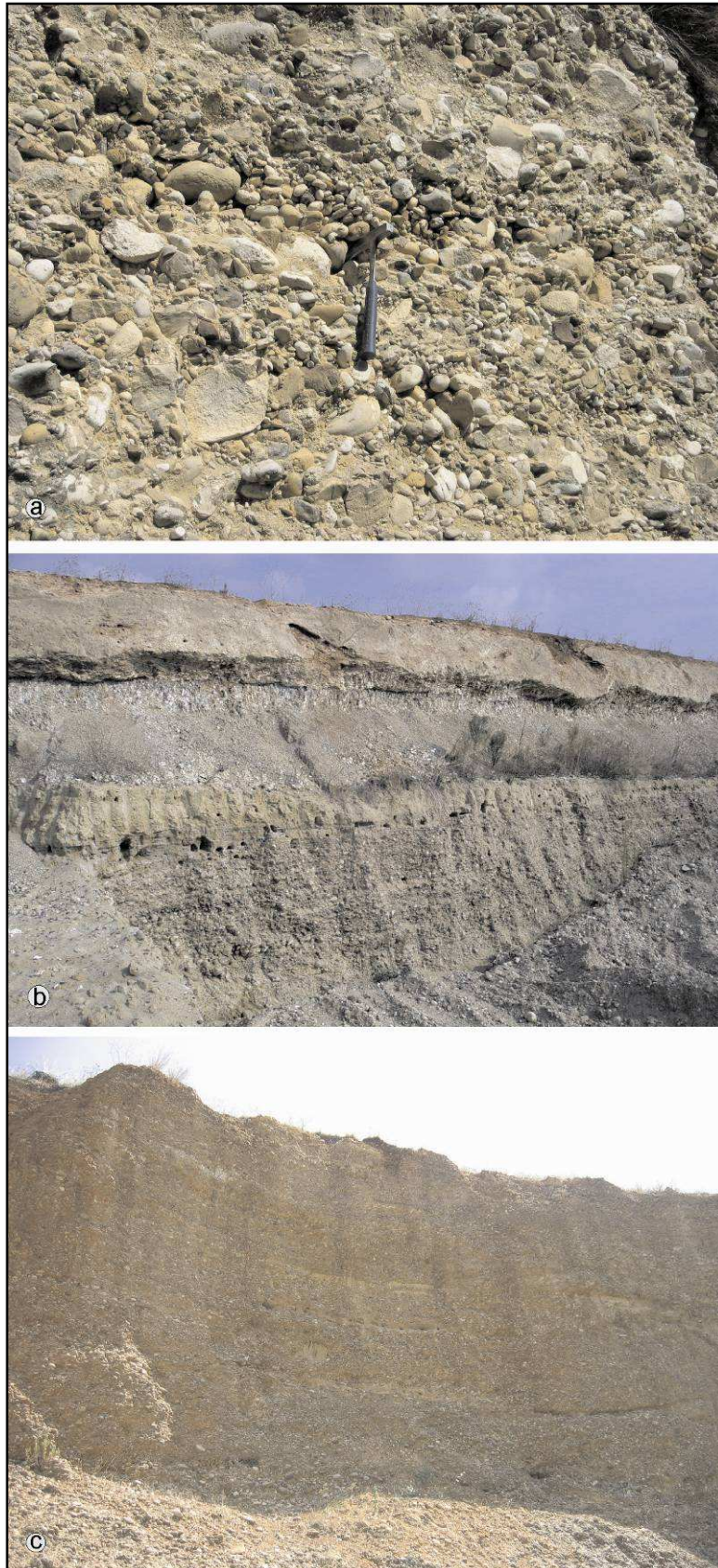
Le associazioni di facies che contraddistinguono il Qm1 sono Sl,Sf,Sg,St,Sb, e Mb, (Fig. 4.3.1) riconducibili ad un ambiente deposizionale costiero.

Infine, le associazioni di facies Gm, Pb ed Fl caratterizzano la sequenza Qc1 mentre la sequenza Qc2 è contraddistinta dalle associazioni Pb, Fl e Cb (Fig. 4.3.2).



(Fig. 4.3.1) Particolare delle singole associazioni di facies che contraddistinguono la sequenza Qm1.

- a) *Lower shoreface* con *Hummocky Cross-Stratification*;
- b) *Upper shoreface* con *ripple* da onda e laminazione incrociata ad alto angolo;
- c) *Upper shoreface* con *Through Cross-Stratification*;
- d) *Foreshore* sabbioso con stratificazione incrociata a basso angolo;
- e) alternanza di sabbie e livelli pelitici in *Backshore*;
- f) *Mouth bar* facies association.



(Fig. 4.3.2) Particolare delle singole associazioni di facies che contraddistinguono le sequenze Qc1e Qc2.

a) Corpi ghiaiosi massivi e privi di organizzazione interna relativi alla facies Gm; b) Sequenza *Fining upward* di canale, con paleosuolo ben sviluppato al top, tipica di una piana *braided*; c) Corpi ghiaiosi lenticolari, con intercalazioni sabbiose relativi alla facies Cb.

4.3.1 Sequenza Qm

La sequenza Qm è rappresentata dalle Argille di Montesecco. Esse presentano una colorazione grigio-azzurra, con sottili intercalazioni sabbiose (1-3 cm), più frequenti verso il tetto della formazione. Generalmente si presentano stratificate con strati di spessore variabile tra i 10 e 30 cm, tuttavia, in alcuni casi assumono un aspetto massivo.

Al loro interno non si riconoscono strutture sedimentarie, ad eccezione di alcuni casi in cui è presente una laminazione piano parallela. Le argille sono caratterizzate da un buon grado di bioturbazione.

L'associazione di facies Az (Tab. 4.3.1) contraddistingue la sequenza Qm.

Il contenuto fossilifero è ricco ed è rappresentato da molluschi (bivalvi e gasteropodi), concentrati in lenti o livelli sottili, foraminiferi, nannofossili calcarei ed ostracodi (vedi Cap.5).

Le associazioni a foraminiferi nei livelli stratigrafici inferiori sono caratterizzati dalla presenza di *Globorotalia bononiensis-inflata*, *Globorotalia crassaformis*, *Bulimina marginata* e *Parrelloides bradyi*. La porzione superiore dei depositi che costituiscono la sequenza è contraddistinta dalla presenza di *Globorotalia inflata*, *Bulimina elegans marginata* e *Bulimina etnea*, per quanto riguarda i foraminiferi, e dalla presenza tra i nannofossili calcarei della *Gephyrocapsa oceanica s.l. sensu* Rio (1982).

Nella porzione inferiore, la sequenza (area Ururi) è caratterizzata dall'abbondanza di *Cibicidoides pachyderma*, *Sphaeroidina bulloides*, *Uvigerina peregrina* and *Globocassidulina* spp.. Tra gli ostracodi è presente il *Cytheropteron* spp., *Krythe* spp., *Paijenborchella cymbula*, and *Parahemingwayella tetrapterion*.

Nei livelli stratigrafici sovrastanti affioranti nell'area del fiume Trigno risulta relativamente abbondante la *Cassidulina carinata* mentre i foraminiferi bentonici, come l' *Ammonia beccarii* e la *Valvulineria bradyana*, si rinvengono in percentuali minori. Tra gli ostracodi si osservano l' *Henryhowella sarsi* e *Cytheropteron* spp.

La porzione superiore della sequenza Qm, che affiora nell'area di Guglionesi, Petacciato-Colle Favaro e Termoli, è caratterizzata dall'abbondanza dell' *Ammonia beccarii*, e in maniera minore della *A. perlucida* e *A. tepida*, con un decremento in percentuale della *Cassidulina carinata*. Gli ostracodi presenti sono il *Leptocythere* spp. e la *Loxoconcha turbida*.

Il contatto stratigrafico con i sovrastanti depositi della sequenza Qm1, risulta generalmente coperto, tuttavia quando affiora mostra un' *angular unconformity* (fig. 4.3.1.1).

Le caratteristiche sedimentologiche, l'assenza di strutture sedimentarie, l'alto grado di bioturbazione e soprattutto i dati paleoecologici, indicano un ambiente deposizionale marino di

piattaforma continentale, non interessato dal moto ondoso. Condizioni di mare relativamente più profondo caratterizzano i depositi nella zona di Ururi, dove si riscontrano depositi batiali mentre nell'area del fiume Trigno si registra il passaggio tra il batiale ed il circalittorale inferiore,



(Fig. 4.3.1.1) L' *angular unconformity* le Argille della sequenza Qm e le Sabbie della sovrastante sequenza Qm1.

compatibile con una piattaforma esterna (*outer shelf*). I livelli stratigrafici superiori, invece, sono riconducibili ad un ambiente di piattaforma continentale interna (*inner shelf*), ovvero circalittorale superiore-infralittorale.

4.3.2 Sequenza Qm1

La sequenza Qm1 è rappresentata dalle Sabbie di Serracapriola in Boni. Essa è contraddistinta da due unità litostratigrafiche principali: una inferiore ed una superiore.

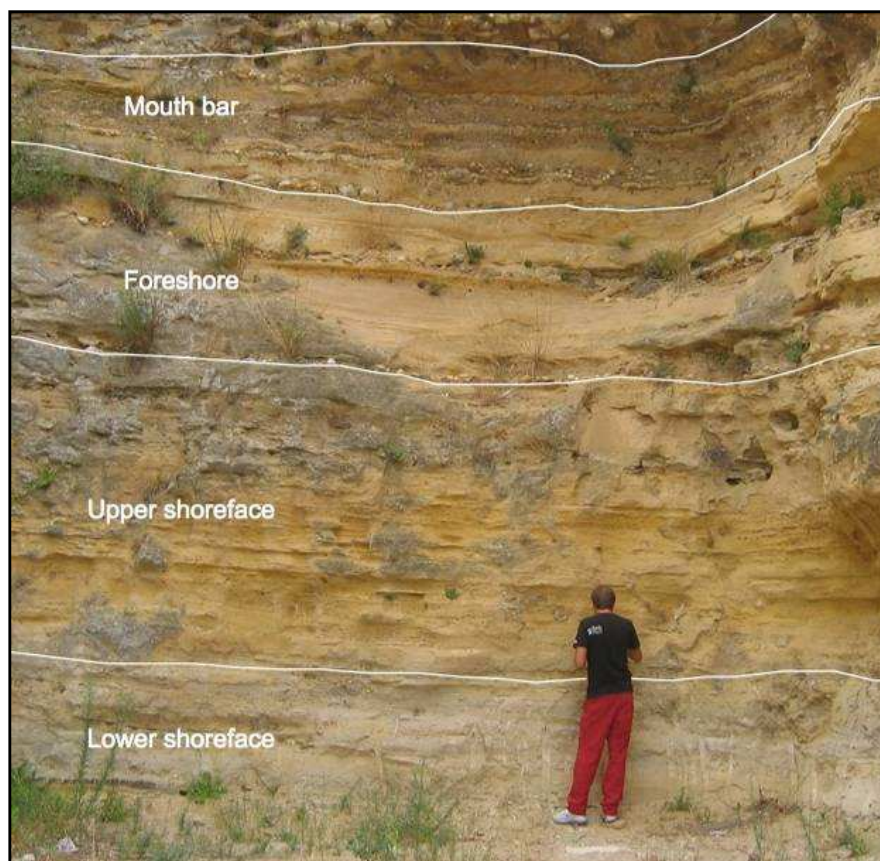
L'unità inferiore (Fig. 4.3.2.1) è contraddistinta da associazioni di facies di *offshore transition* (S1 in Tab. 4.3.1), è ben rappresentata a Portocannone ed a Serracapriola, rispettivamente localizzate nel settore centrale e meridionale dell'area di studio.

Nel settore settentrionale, invece, compreso tra i fiumi Trigno e Biferno, tale intervallo è identificato in località "Colle Favaro" ed a Guglionesi. In quest'ultimo caso le condizioni dell'affioramento non ne permettono una chiara esposizione.

Lo spessore massimo in affioramento di tale intervallo è di 20 m. Essa è costituita da sabbie limose con intercalazioni sabbiose di alcuni centimetri di spessore (5-20 cm) più frequenti verso l'alto.



(Fig. 4.3.2.1) Associazione di Facies "Sl" che contraddistingue le porzione inferiore della sequenza Qm1.



(Fig. 4.3.2.2) Successione *shallowing upward* della sequenza Qm1. Le facies rappresentate sono la Sf, Sg, St, Mb.

Nei livelli stratigrafici inferiori, l'alto grado di bioturbazione rende non riconoscibili le strutture sedimentarie.

I livelli stratigrafici superiori, a maggior componente sabbiosa sono caratterizzati da una laminazione piano parallela e *Hummocky Cross Stratification* (HCS). Il contenuto fossilifero è rappresentato da gusci e frammenti di gusci di bivalvi, in particolare nella sezione di Serracapriola si rinvennero esemplari di *Pinna* s.p.; nelle sezioni di Colle Favaro le analisi paleoecologiche mostrano la presenza di associazioni a *Ammonia beccarii* (subordinatamente *A.perlucida* e *A.tepida*) e *Cassidulina carinata*, ed *Elphidium*, per quanto riguarda i foraminiferi bentonici. L'unità superiore (Fig. 4.3.2.2), che affiora largamente in tutto il settore analizzato ad eccezione dell'area del fiume Trigno e nei dintorni di Ururi, ha uno spessore variabile tra i 15 ed i 30 m. Tale unità è costituita da sabbie gialle poco cementate e locali intercalazioni di corpi ghiaiosi. La granulometria delle sabbie mostra una tendenza interna all'unità di tipo *coarsening upward*.

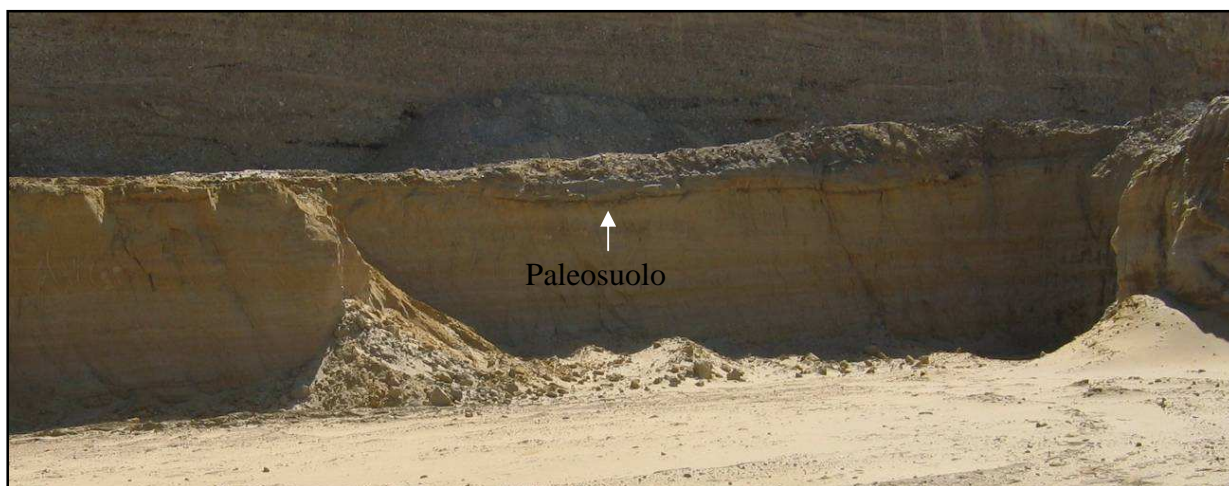
In affioramento, anche se di rado, nei corpi sabbiosi dell'unità sono presenti livelli fossiliferi, caratterizzati da *Cardium* e pectinidi, che si rinvennero anche in posizione di vita. Tra le associazioni di microfossili non si rinvennero esemplari significativi e generalmente i campioni risultano sterili. Questo è determinato soprattutto dalle condizioni energetiche ambientali, come confermato dalle associazioni di facies riconducibili ad una *shoreface* (Sf, Sg, St in Tab. 4.3.1) e transizionali (Mb in Tab. 4.3.1).

Il contatto con i sovrastanti depositi della sequenza deposizionale Qc1 è rappresentato da una superficie erosiva lievemente discordante (Fig. 4.3.2.3).



(Fig. 4.3.2.3) Particolare del contatto erosivo tra i depositi di shoreface della sequenza Qm1 ed i depositi continentali della sequenza Qc1.

In particolare, in località Chiancate (CB) nel settore centrale nell'area di studio, in una esposizione lungo un fronte di cava, tale contatto discordante è contraddistinto, al top, da un paleosuolo sabbioso-limoso di colore bruno con spessore di alcuni centimetri (5-10 cm) (Fig. 4.3.2.4).



(Fig. 4.3.2.4) Particolare del contatto erosivo ed il paleosuolo bruno presente tra le sabbie di Foreshore della sequenza Qm1 ed i depositi della sequenza Qc1 in una cava in loc. Chiancate (CB).

4.3.3 Sequenza Qc1

La sequenza Qc1 è costituita principalmente da un'unità conglomeratica e subordinatamente da un'unità caratterizzata da depositi sabbioso-limosi.

La sequenza è contraddistinta da un ciclo *fining upward*, con alla base l'unità conglomeratica, superiormente l'unità sabbiosa e al top le peliti.

L'unità conglomeratica è caratterizzata, a seconda delle zone di affioramento, sia da facies massive (Gm in tab. 4.3.1, ovvero la Gmm di Miall, 1996) sia da facies con maggiore organizzazione interna (Pb in Tab. 4.3.1, ovvero Gh, Gt, Sp di Miall, 1996).

In particolare le facies conglomeratiche massive (Fig. 4.3.3.1), caratterizzano le aree di affioramento più interne, infatti si rinvengono a Colle Favaro-Petacciato, Guglionesi e Serracapriola.

Al contrario, le facies più organizzate riconducibili ad un ambiente deposizionale di piana alluvionale *braided* (Fig. 4.3.3.2) affiorano in aree più distali rispetto al limite con la retrostante catena. Indipendentemente dalle facies, la natura litologica dei clasti suggerisce una provenienza appenninica; inoltre i clasti sono eterometrici e presentano un buon grado di arrotondamento. L'unità sovrastante sabbiosa è costituita da sabbie limose beige e localmente sono presenti anche *mud clast* di colore verdastro.



(Fig. 4.3.3.1) Particolare dell'unità conglomeratica della sequenza Qc1 in facies Gm (Gmm di Miall, 1996) presso Guglionesi (CB).



(Fig. 4.3.3.2) a) Sezione caratterizzata dall'unità conglomeratica di piana *braided* con le sabbie limose e le peliti al top della sequenza Qc1; in particolare nelle sabbie sovrastanti l'unità sabbiosa è presente un *mud clast*. b) Particolare dell'unità conglomeratica con le intercalazioni sabbiose in facies Sp (Miall, 1996) ed i conglomerati in facies Gh (Miall, 1996).

Al top dei depositi conglomeratici e sabbiosi, là dove i depositi sono di *piana braided*, sono presenti peliti verdi con fustoli vegetali e resti di bivalvi e gasteropodi di ambiente

continentale associabili alla facies Fl di Miall (1996) che contraddistingue i depositi di *flood plain* (Fig. 4.3.3.3).



(Fig. 4.3.3.3) Particolare dell'unità pelitica di *flood plain* della sequenza Qc1.

Inoltre, il top della sequenza Qc1 è contraddistinto, la dove è preservato, da un paleosuolo di colore bruno ben sviluppato la cui formazione è associabile condizioni climatiche fredde, quindi a fasi glaciali (Fig. 4.3.3.4).



(Fig. 4.3.3.4) Particolare, all'angolo sinistro della foto, relativo al paleosuolo bruno al top della sequenza Qc1.

4.3.4 Sequenza Qc2

La sequenza Qc2 è posta stratigraficamente al sopra della sequenza deposizionale Qc1.

Il contatto tra i depositi della sottostante sequenza deposizionale Qc1 è segnato da una superficie erosiva discordante che taglia parte dei depositi della sequenza Qc1, più precisamente i depositi sabbiosi-limosi (Fig.4.3.4.1).

Le caratteristiche litologiche e tessiturali che caratterizzano i depositi sono identiche a quelle riscontrate nella sequenza stratigrafica inferiore.

Le associazioni di facies riconosciute sono la Pb, la Fl e la Cb (vedi Tab. 4.3.1). In particolare, nel settore centro settentrionale dell'area di studio, compreso tra il fiume Trigno ed il torrente Saccione, le associazioni di facies presenti sono la Pb e la Fl e indicano una sequenza



(Fig. 4.3.4.1) Rapporti stratigrafici tra la sequenza Qc1 e la sovrastante sequenza Qc2.

fining upward. L'ambiente deposizionale è alluvionale di piana *braided* (Fig. 4.3.4.2), come accade per i depositi nelle zone distali della sottostante sequenza Qc1.



(Fig. 4.3.4.2) Particolare relativo ai depositi di piana *braided* della sequenza Qc2.

Nel settore meridionale compreso tra il torrente Saccione ed il fiume Fortore, invece, la associazione di facies è rappresentata dalla Cb. Infatti, la mancanza dei depositi sabbiosi e dei depositi pelitici, che determinavano le sequenze *fining upward*, indica un ambiente di conoide alluvionale, caratterizzata dalla presenza di numerosi canali distributori (Fig. 4.3.4.3).



(Fig. 4.3.4.3) Particolare relativo alla associazione di facies Cb della sequenza Qc2.

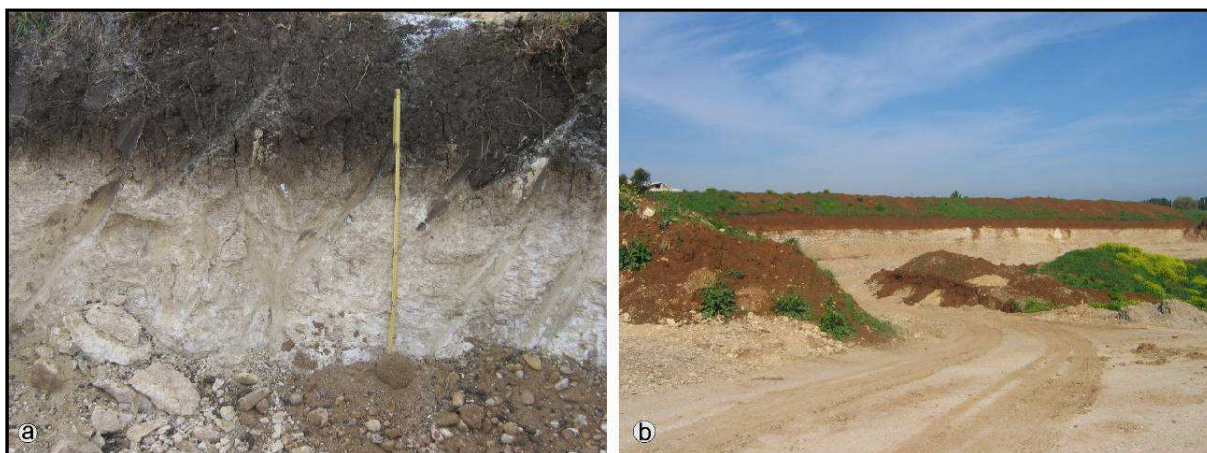
A top dei depositi continentali della sequenza Qc2 sono presenti paleosuoli ben sviluppati (Fig. 4.3.4.4). Tali paleosuoli si distinguono in due tipologie: paleosuoli di natura calcica (*Caliche*) e paleosuoli caratterizzati dalla presenza di ossidi di ferro di colore rosso.

I suoli calcici, generalmente, sono caratterizzati da 2-3 m di spessore e si sviluppano in climi aridi-semiaridi. In tali contesti vi è dapprima la lisciviazione verso il basso degli ioni solubili per mezzo dell'acqua piovana, successivamente per capillarità ed evaporazione si ha lo spostamento di tali ioni verso la superficie. Il risultato è la formazione di un cemento carbonatico di colore biancastro.

In particolare i paleosuoli calcici si sviluppano dall'alterazione delle unità conglomeratiche, caratterizzate prevalentemente da litologie calcaree.

I suoli di colore rossastro presentano un grado di maturità maggiore e sono ricchi di ossidi di ferro. Essi sono interessati da fenomeni di laterizzazione che implicano condizioni climatiche caratterizzate da climi caldo umidi. Questi paleosuoli di colore rossastro si trovano al top

dell'intera successione sedimentaria plio-pleistocenica e si sviluppano soprattutto per alterazione dei depositi sabbioso-limosi e pelitici associabili rispettivamente a facies di abbandono del canale o di piana inondabile.



(Fig. 4.3.4.4) a) Particolare relativo ad un paleosuolo di natura calcarea (*caliche*); b) Paleosuoli rossastri al top della successione in località Chiancate (CB).

Affioramenti particolarmente significativi sono presenti in località Chiancate (CB), nei dintorni di Termoli (CB) e nei dintorni di Chieti (FG) ed in generale dove sono in affioramento i depositi alluvionali.

4.3.5 Sequenza Qc3

La sequenza deposizionale Qc3 è costituita dai depositi continentali che non fanno parte delle sequenze Qc1 e Qc2 e che sono più recenti. In questo gruppo rientrano tutti i depositi terrazzati sugli attuali fondovalle ed incastrati rispetto alla successione sedimentaria rappresentata dalle sequenze Qm, Qm1, Qc1 e Qc2. Questa sequenza è costituita da diversi cicli costituiti da Conglomerati, Sabbie e limi associabili ad un ambiente sedimentario di tipo alluvionale. L'associazione di facies principale è rappresentata dalla Gm (vedi Tab. 4.3.1). Ad essa appartengono i depositi conglomeratici alluvionali che affiorano al porto di Termoli (CB) (Fig. 4.3.5.1) ed i depositi di conoide alluvionale che caratterizzano l'area compresa tra Campomarino (CB) e la foce del torrente Saccione (Fig. 4.3.5.2).

Tuttavia c'è da rimarcare come all'interno di questa sequenza deposizionale, caratterizzata da depositi principalmente di natura continentale, siano presenti, seppur localmente ed in affioramenti non molto estesi, depositi costieri di spiaggia (facies Sg e St in Tab. 4.3.1). Questi ultimi affiorano a quote comprese tra l'attuale livello del mare e circa 50 m di quota

(s.l.m.), inoltre, tali depositi costieri affiorano sia al top, sia incastrati rispetto alle sottostanti sequenze deposizionali. In questa sequenza rientrano i depositi sabbiosi che caratterizzano la falesia sul lungomare nord di Termoli.



(Fig. 4.3.5.1) Particolare dei conglomerati affioranti al porto di Termoli (CB).



(Fig. 4.3.5.2) Particolare dei depositi alluvionali associati ad una conoide alluvionale in un affioramento in corrispondenza del vallone Due Miglia nei dintorni di Campomarino (CB).

Capitolo 5

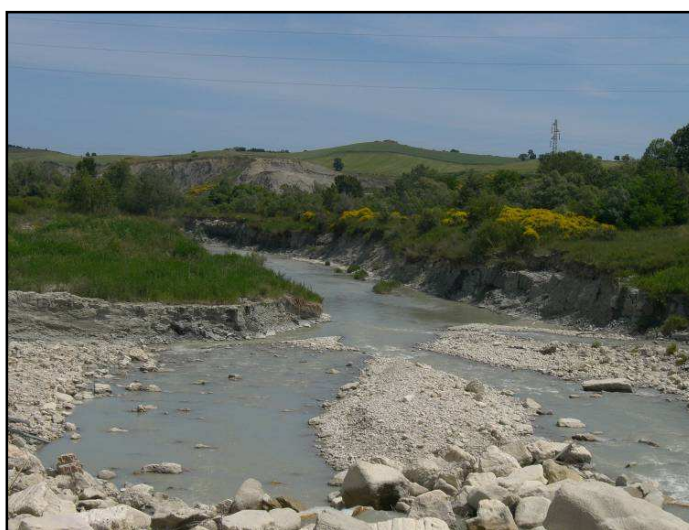
Analisi biostratigrafica e paleoecologica

In questo capitolo, vengono presentati i risultati delle analisi biostratigrafiche e paleoecologiche effettuate sui depositi argillosi relativi alle Argille di Montesecco (Boni et al., 1969). Le analisi, invece, effettuate sui campioni prelevati nei depositi sabbiosi, sia all'interno delle Sabbie di Serracapirola (Boni et al., 1969) che nei livelli pelitici presenti al loro interno, non ha portato risultati significativi e nella maggior parte dei casi tali campioni sono risultati del tutto sterili. I risultati qui di seguito riportati fanno riferimento a 70 campioni prelevati nelle varie zone all'interno dell'area di studio. Di questi campioni: 38 fanno riferimento alla sezione biostratigrafica ricostruita a Guglionesi (CB), 17 a quella di Colle Favaro-Petacciato (CB), 4 a quella di Ururi (CB) e 4 alla sezione ricostruita nei pressi del fiume Trigno. I restanti campioni sono stati analizzati singolarmente ed hanno confermato i dati derivanti dalle analisi delle sezioni biostratigrafiche.

5.1 Analisi biostratigrafica

5.1.1 Sezione “Trigno”

La sezione “Trigno” è stata ricostruita nei dintorni del fiume Trigno, nel settore settentrionale dell'area di studio caratterizzato dall'affioramento, al di là dei depositi alluvionali olocenici, dei soli depositi argillosi, riconducibili alle Argille di Montesecco (Boni et al., 1969).



(Fig. 5.1.1.1) Le Argille di Montesecco in affioramento nei pressi del fiume Trigno.

In questo settore affiorano i termini stratigraficamente inferiori della successione, ovvero le Argille di Montesecco.

I campioni sono stati prelevati (Fig. 5.1.1.1) lungo l'alveo del fiume e sui top dei rilievi della medesima zona, in agro del comune di Montenero di Bisaccia (CB).

I 4 campioni prelevati sono caratterizzati, tra i foraminiferi planctonici, dalla presenza di *Globorotalia bononiensis* e di morfotipi transizionali tra *Globorotalia bononiensis* e *Globorotalia inflata*. Tra i foraminiferi bentonici è invece presente *Bulimina marginata*.

La *first common occurrence* (FCO) di *Bulimina marginata* è segnalata nell'ambito della subzona MPI5a, intorno 2.63 Ma (Patacca & Scandone, 2004a). La *last occurrence* (LO) di *Globorotalia bononiensis* intorno 2.45 Ma (Sprovieri, 1993) marca invece il limite tra le biozone MPI5a e MPI5b. L'associazione pare quindi riferibile alla parte alta della biozona MPI5a, in un intervallo compreso tra il Piacenziano superiore e Gelasiano inferiore. È da notare tuttavia che nelle associazioni ad ostracodi è presente *Cytheropteron testudo*, segnalato sinora solo a partire dalla parte alta della biozona MPI5. Tale rinvenimento necessita tuttavia di ulteriori approfondimenti.

La nannoflora presente è caratterizzata da una associazione molto ricca, ben diversificata e in buono stato di conservazione. È presente *Pseudoemiliana lacunosa* in associazione con abbondanti *Discoaster* tra cui più frequente *D. pentaradiatus*, segue *D. quinqueramus*, *D. variabilis*. Sono inoltre presenti *Helicosphaera selli*, *H. carteri*, *Rhabdosphaera claviger*, *R. procera*, *Umbilicosphaera sibogae*, *Siracosphaera pulchra*, *Pontosphaera multipora*, *P. japonica*, *Reticulofenestra pseudoumbilicus* e abbondanti Reticulofenestridi.

La presenza di *P. lacunosa* consente di attribuire al campione un'età non più antica della Biozona MNN 14-15 (Zona a *Reticulofenestra pseudoumbilicus*), parte alta dello Zancleano. Un'analisi qualitativa del campione rivela che tra i *Discoaster* il più abbondante è *D. pentaradiatus*. Raffi et al. (2006) riportano la HO (highest occurrence) di *D. pentaradiatus* alla base del Gelasiano (CN12c- CN12d di Okada & Bukry, 1980). I risultati sono quindi coerenti con quelli ottenuti dall'analisi dei foraminiferi.

5.1.2 Sezione “Ururi”

La sezione “Ururi” è stata ricostruita nei dintorni dell'omonimo centro abitato, e in particolare, in corrispondenza di un affioramento che si trova all'ingresso del paese (Fig. 5.1.2.1). L'obiettivo di questo campionamento e di questa analisi sta nel definire l'intervallo cronostratigrafico dei depositi argillosi in corrispondenza del top del rilievo. I campioni prelevati e successivamente analizzati sono quattro.



(Fig. 5.1.2.1) In figura viene mostrato un affioramento delle Argille di Montesecco nei pressi di Ururi (CB). Nel riquadro il punto in cui è stato eseguito il campionamento.

Associazioni nel complesso assimilabili alla sezione “Trigno” caratterizzano i campioni prelevati nei dintorni di Ururi, in cui sono presenti, tra i foraminiferi planctonici, *Globorotalia bononiensis-inflata* e *Globorotalia crassaformis* e tra i foraminiferi bentonici, *Bulimina marginata* e *Parrelloides bradyi*. *Parrelloides bradyi* scompare, nel record profondo del Mar Tirreno, nella zona MPI6 (Sprovieri & Hasegawa, 1990). Poiché l'intervallo corrispondente alla biozona MPI5b è caratterizzato dall'assenza del gruppo tassonomico di *Globorotalia inflata* (Sprovieri et al., 1998), anche questa sezione è da riferirsi alla biozona MPI5a.

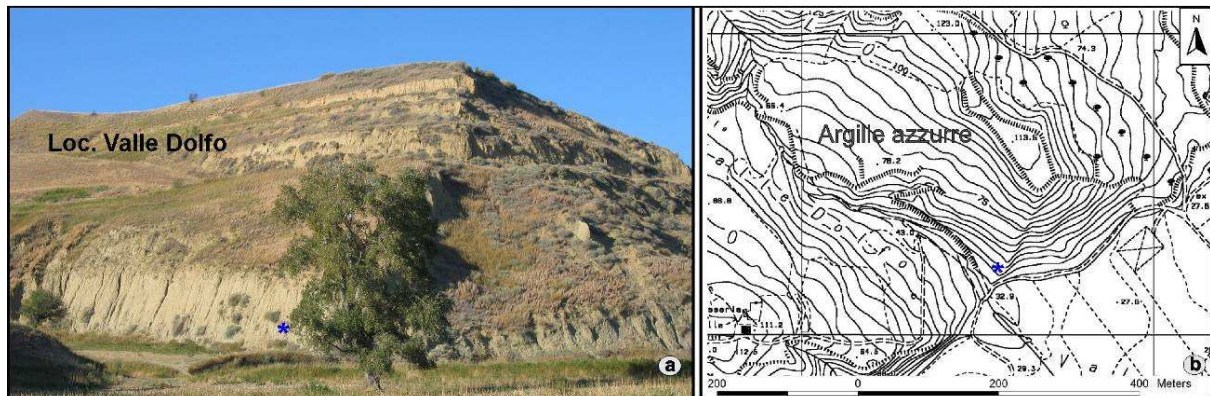
5.1.3 Sezione “Guglionesi”

La sezione “Guglionesi” è stata ricostruita nei dintorni dell’omonimo centro abitato ed è caratterizzata da una marcata continuità degli affioramenti. I depositi plio-pleistocenici, infatti, affiorano alla base del rilievo (Fig. 5.1.3.1a,b), in corrispondenza della valle del fiume Biferno e lungo tutti i versanti della collina stessa (Fig. 5.1.3.2a,b). I Campionamenti sono stati effettuati in più punti e ci si è avvalsi anche di un sondaggio geognostico realizzato in prossimità del passaggio stratigrafico tra le Argille di Montesecco e le Sabbie di Serracapriola (Boni et al., 1969).

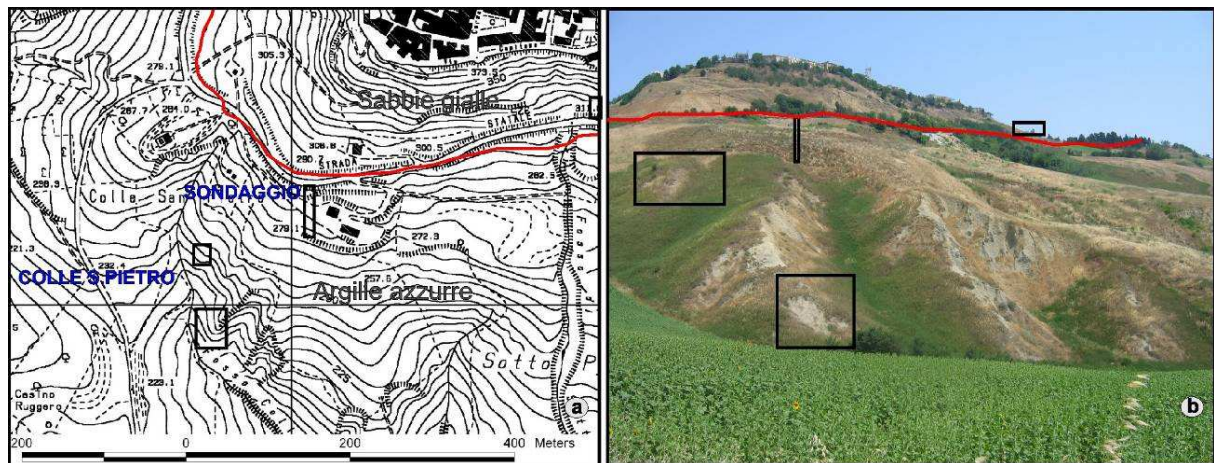
La sezione di Guglionesi è caratterizzata, sin dalla base, dalla presenza tra i foraminiferi bentonici, di *Bulimina elegans marginata*.

Nella parte bassa della sezione è anche presente *Bulimina etnea*. Nella sezione stratotipica della Vrica (Pasini & Colalongo, 1994), la comparsa di queste specie approssima il limite Gelasiano-Calabriano.

La comparsa di *Bulimina elegans marginata* avviene a 1.84 Ma (Pasini & Colalongo, 1994) approssimando molto da vicino il limite Gelasiano-Calabriano.



(Fig. 5.1.3.1a,b) a) In figura vengono mostrate le Argille di Montesecco in affioramento e con l'asterisco il punto campionato; b) In figura viene mostrato sempre il punto di campionamento su base topografica.



(Fig. 5.1.3.2a,b) a) In figura vengono mostrate le Argille di Montesecco in affioramento ed i punti di campionamento su base topografica; b) I punti di campionamento in pianta; in rosso il contatto tra le Argille di Montesecco e le Sabbie di Serracapriola.

La comparsa di *Bulimina etnea* è invece riportata a circa 1.65 Ma, nell'ambito del Calabriano. Nel complesso la parte bassa della sezione pare quindi riferibile al Calabriano inferiore (Santerniano). La restante parte della sezione non è caratterizzata da altri bioeventi. La parte alta della sezione è caratterizzata da un marcato trend regressivo e la porzione francamente sabbiosa della sezione è risultata sterile. In particolare in nessun campione è stata rinvenuta *Hyalinea baltica*. La prima comparsa (FO) regionale di questa specie è segnalata (Pasini & Colalongo, 1994) intorno 1.5 Ma e marca il limite Santerniano-Emiliano. Nel Mediterraneo attuale questa specie caratterizza soprattutto fanghi del circolittorale e del epibatiale, pur potendosi rinvenire localmente a minori profondità (Sgarrella & Moncharmont-Zei, 1994, e

riferimenti inclusi). Nell'Adriatico attuale Jorissen (1987) indica per questa specie un limite batimetrico superiore di 80 m. Pur non potendo quindi escludere che il mancato rinvenimento di questa specie nella parte alta della successione di Guglionesi possa essere in relazione con condizioni paleoecologiche sfavorevoli, sulla base dei dati disponibili l'intera sezione andrebbe quindi riferita al Santerniano.

I risultati dell'analisi biostratigrafica condotta sulle associazioni a nannofossili calcarei hanno fornito risultati coerenti con quelli delle associazioni a foraminiferi. La nannoflora presente nei campioni analizzati della sezione si presenta pressoché senza alcuna variazione dalla base al top. E' caratterizzata dalla presenza costante di un rimaneggiamento molto spinto con la presenza di specie anche del Paleocene e in generale da un cattivo stato di conservazione.

Nel complesso le associazioni a nannofossili analizzate sembrano caratterizzare un ambiente prossimale, testimoniato dall'abbondanza dei generi come *Helicosphaera* e *Pontosphaera*. Più raro è invece il genere *Gephyrocapsa* che predilige ambienti più distali. Lungo tutta la sezione è sempre molto abbondante *Pseudoemiliana lacunosa*. In alcuni campioni alla base della sezione, si segnala la presenza di *Gephyrocapsa oceanica* s.l. sensu Rio (1982), con diametro del placolite compreso tra 4 e 5.5 µm e con un'aria centrale aperta.

La FAD di *Gephyrocapsa oceanica* s.l è posta alla base della Biozona MNN 19b (Zona *C. macintyreii*) di Rio et al. (1990), quindi l'età dei campioni basali della sezione è attribuibile al Pleistocene inferiore. La presenza, dalla base fino al top della sezione, di *H. sellii* che scompare a 1.250 MA (Rio et al., 1990), 1.256 MA nel Mediterraneo Orientale (Raffi et al., 2006), potrebbe chiudere la sezione in un intervallo temporale che va da 1.81 fino al massimo a 1.250 MA. In questo caso l'assenza di *Gephyrocapsa* ≥ 5.5 µm, la cui FAD è posizionata a 1.6 MA, sarebbe legata a fattori ecologici.

5.1.4 Sezione “Colle Favaro-Petacciato”

La sezione “Colle Favaro-Petacciato” è stata ricostruita nei dintorni di Petacciato (CB), sfruttando la presenza di una cava in località “Colle Turchese” e soprattutto in alcuni affioramenti lungo la strada interpodereale “Colle Favaro”, dove l'intera successione sedimentaria plio-pleistocenica è in affioramento (Fig.5.1.4.1a,b).

La sezione di Colle Favaro-Petacciato ha restituito associazioni analoghe a quella della sezione di Guglionesi. In questa sezione *Bulimina elegans marginata* e *Bulimina etnea* sono presenti sin dalla base, seppur rappresentate da pochi individui. Tra gli ostracodi è inoltre presente sin dalla base *Loxoconcha turbida*, confermando l'età pleistocenica. Il ritrovamento poi

di *Carinivalva testudo* limita l'età verso l'alto come non più recente del Siciliano. Anche in questa sezione non è presente *Hyalinea baltica*.

Nell'insieme i dati biostratigrafici consentono di correlare la sezione di Colle Favaro-Petacciato con quella di Guglionesi. Considerazioni analoghe possono essere fatte per la sezione Termoli, che non presenta caratteri distintivi, da un punto di vista biostratigrafico rispetto alle precedenti, e che pure ha restituito, per quanto riguarda i livelli a granulometria maggiore, campioni sterili.



(Fig. 5.1.1.1a,b) a) In figura vengono mostrate le Argille di Montesecco in affioramento e nel riquadro l'area di campionamento in località "Colle Turchese" nei pressi di Petacciato (CB); b) In figura vengono mostrate le Argille di Montesecco e in rosso il contatto con le sovrastanti Sabbie di Serracapriola lungo la strada interpodereale "Colle Favaro".

La nannoflora analizzata nella sezione si presenta con associazioni spesso rimaneggiate e in cattivo stato di conservazione. Come per la sezione Guglionesi, molto abbondanti sono il genere *Helicosphaera* e *Pontosphaera*. Raro il Genere *Gephyrocapsa*. In particolare, nei livelli basali (Colle Turchese) l'associazione è più ricca e diversificata. Si segnala la presenza di *Pseudoemiliana lacunosa* in associazione con abbondanti *Helicosphaera* (*H. carteri*, *H. sellii*), *Pontosphaera* (*P. japonica*, *P. multipora*), *Discoaster* (tra cui *D. surculus*, *D. tamalis*, *D. variabilis*). Tra le medium *Gephyrocapsa* sono presenti solo small *Gephyrocapsa*. Nei livelli stratigraficamente più alti (Colle Favaro) l'associazione non varia anche se nel complesso diventa più rimaneggiata e peggiora lo stato di conservazione. Rimane frequente, fino al top della sezione, *Pseudoemiliana lacunosa* in associazione con small *Gephyrocapsa* (rare) e con abbondanti *Helicosphaera carteri*, *H. sellii*, *Calcidiscus leptoporus*, *Pontosphaera japonica*, *P. multipora*. Sono inoltre presenti forme di passaggio tra *Reticulofenestra* e *Pseudoemiliana* e *Reticulofenestra* sp. (*sensu* Maiorano & Marino, 2004). Solo nell'ultimo livello (C13 - Colle

Favaro) si osserva un'associazione a nannofossili molto più ricca e in buono stato di conservazione. In questa sezione non è mai presente *Gephyrocapsa oceanica* s.l.

5.2 Analisi paleoecologica

5.2.1 Risultati

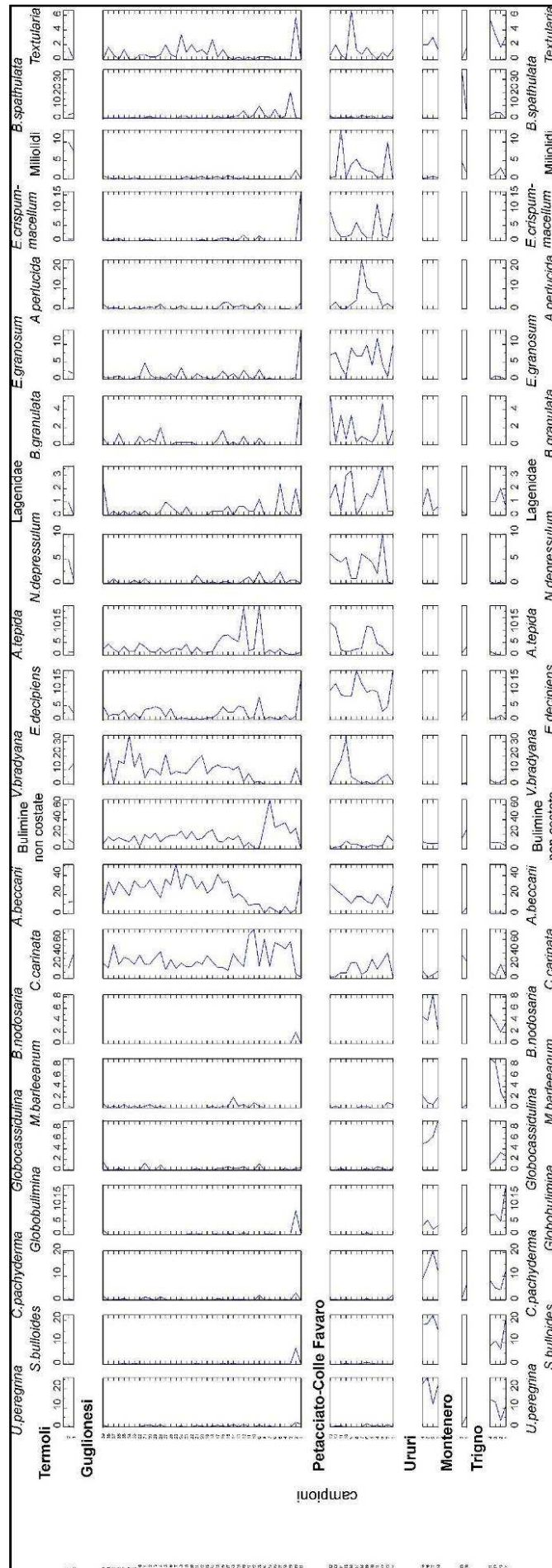
I risultati delle analisi effettuate sulle associazioni a foraminiferi bentonici sono sintetizzate in figura 5.2.1.1. In particolare, in figura sono presenti i risultati di tutte le analisi effettuate su tutti i campioni prelevati, ad eccezione di quelli relativi alle Sabbie di Serracapriola. I valori dell'indice di Simpson più elevati caratterizzano la sezione di Trigno mentre valori relativamente più bassi, legati alla predominanza nell'associazione di pochi taxa, caratterizzano la parte medio-alta della sezione “Guglionesi”.

I campioni della sezione “Trigno” sono caratterizzati da percentuali relativamente elevate di *Cassidulina carinata*, *Cibicidoides pachyderma*, *Sphaeroidina bulloides*, *Uvigerina peregrina*. Sulla base della valenza ecologica dei taxa riportati in tabella le associazioni paiono riferibili ad un ambiente compreso tra il circolittorale esterno o al più ad un batiale superiore. L'abbondanza di *C. carinata* e *C. pachyderma* suggerisce condizioni di relativamente elevato flusso organico al fondo, pur in condizioni di ventilazione sufficiente del fondo. La stima paleobatimetrica è confermata dall'abbondanza, tra gli ostracodi, di *Henryhowella sarsi* e *Cytheropteron* spp..

L'abbondanza di *Cibicidoides pachyderma*, *Sphaeroidina bulloides*, *Uvigerina peregrina* è ancora più elevata nei campioni della sezione “Ururi”, in cui è anche abbondante *Globocassidulina* spp.. Sono invece praticamente assenti *Valvulineria bradyana*, che nella sezione di Trigno è invece presente con percentuali inferiori al 5% e *Ammonia beccarii*. Nel complesso le associazioni paiono riferibili, in comparazione con quelle della sezione di Trigno, ad un ambiente relativamente più profondo, francamente epibatiale. Ciò è confermato dall'abbondanza, tra gli ostracodi, di *Cytheropteron* spp., *Krythe* spp., *Paijenborchella cymbula*, *Parahemingwayella tetrapterion*.

La sezione “Colle Favaro-Petacciato” è caratterizzata dall'abbondanza di *Ammonia beccarii* (subordinatamente *A.perlucida* e *A.tepida*) e *Cassidulina carinata*, che mostra tuttavia una chiara diminuzione verso l'alto. Sono inoltre molto elevate le percentuali cumulate delle specie del genere *Elphidium*.

Le associazioni ad ostracodi sono caratterizzate, nella porzione inferiore dall'abbondanza di *Leptocythere* spp. e *Loxoconcha turbida*, riferibili di un ambiente infralittorale. Nella porzione



(Fig. 5.2.1.1) Distribuzione dei foraminiferi bentonici nelle sezioni analizzate. Il primo grafico riporta i valori dell'indice di diversità di Simpson (1/S), i seguenti le percentuali dei taxa più rappresentativi.

medio alta della sezione si osserva una diminuzione di questi taxa e la comparsa di specie quali *Macharina tenuissima*, *Cytheropteron ruggieri*, *Eucythere curta*, indicando nell'insieme un leggero approfondimento fino al limite infra-circalittorale, peraltro confermato dall'incremento di *Valvulineria bradyana* tra i foraminiferi bentonici.

La porzione superiore è nuovamente caratterizzata dall'abbondanza di *Leptocythere* spp. (in particolare *L. bacescoi*), *Loxoconcha turbida* e *L. ovulata*. L'abbondanza di *Leptocythere* spp. e limitatamente alla parte bassa della sezione di *Ilyocypris gibba*, indicano valori di salinità lievemente inferiori al normale, indicativi della presenza di apporti acquadulcicoli.

La concomitanza di elevate percentuali, soprattutto nella porzione inferiore della sezione, di *Ammonia beccarii* e *Cassidulina carinata*, alcuni problemi interpretativi a causa della diversa ripartizione batimetrica attuale di questi taxa. Associazioni nel complesso assimilabili sono state segnalate nei depositi pliocenici affioranti nei dintorni di Benevento (Ciarcia et al., 2006). La diminuzione verso l'alto di *Cassidulina carinata* è comunque coerente con una tendenza verso un ambiente infralittorale, pur non potendosi escludere un lieve rimaneggiamento di *Ammonia* e *Elphidium*. Una chiave interpretativa può anche derivare dalla maggiore abbondanza di *Cassidulina carinata* (= *Cassidulina laevigata*) nelle tanatocenosi rispetto alle associazioni viventi segnalata da De Stigter et al. (1999).

La sezione "Guglionesi" è caratterizzata nella parte bassa da alte percentuali di *C. carinata* e Bulimine non costate. Verso l'alto la sezione evidenzia la diminuzione di questi taxa e l'incremento di *V. bradyana* e *A. beccarii*. Rispetto alla sezione di "Colle Favaro-Petacciato" rimangono invece limitate le percentuali di *Elphidium* spp.. Sulla base della attuale distribuzione di questi taxa, la porzione inferiore della sezione può essere riferita ad un ambiente circalittorale inferiore, con una tendenza verso l'alto verso un circalittorale superiore.

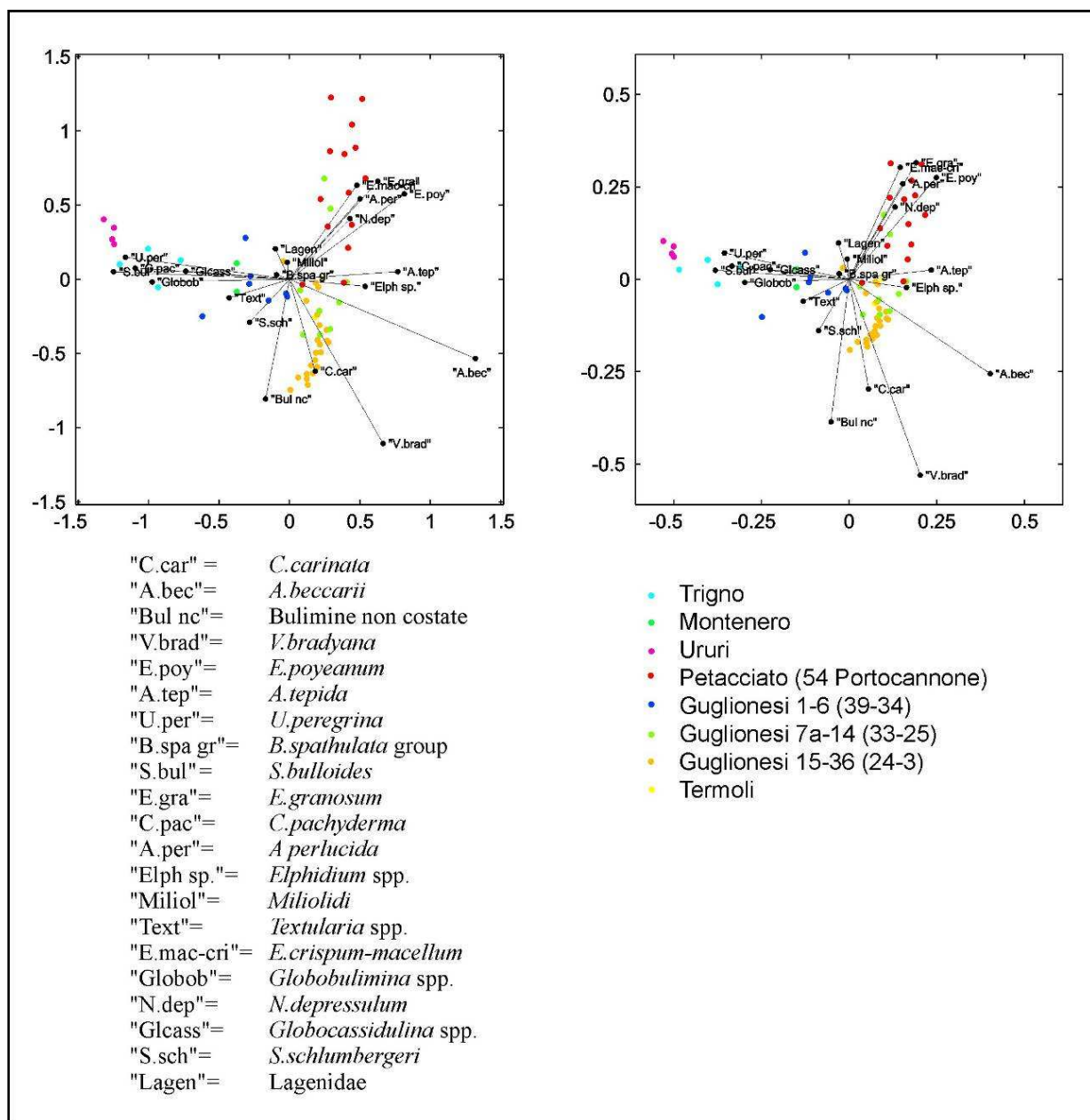
5.2.2 Relative Variation Biplots

I primi due assi dei biplots (Fig. 5.2.2.1) tengono in conto il 60.2% di variabilità totale.

Il primo asse, che tiene in conto il 42.8% di variabilità, contrappone due gruppi di variabili: sul lato negativo sono collocate *Cibicidoides pachyderma*, *Sphaeroidina bulloides*, *Uvigerina peregrina*, *Globocassidulina* sp., *Globobulimina* sp., sul lato positivo sono collocate le variabili riconducibili ai generi *Ammonia* ed *Elphidium*, *Nonion depressulum*, *Valvulineria bradyana*.

La lunghezza dei *links* tra le variabili collocate dai lati opposti dell'asse 1 indica un'elevata deviazione standard nei *logratios* corrispondenti. Se si tiene conto della valenza ecologica di questi taxa, si può in prima istanza ricondurre questa contrapposizione alla diversa

paleobatimetria dei campioni relativi alle diverse sezioni, anche se va comunque tenuto in conto che diversi studi hanno messo in evidenza come la paleobatimetria possa essere un fattore difficilmente ricostruibile nel dettaglio, potendo la composizione delle associazioni variare, per una stessa profondità, in relazione ad altri fattori, quali ad esempio il flusso di sostanza organica al fondo, l'ossigenazione e il tipo di substrato (De Rijk et al., 1999).



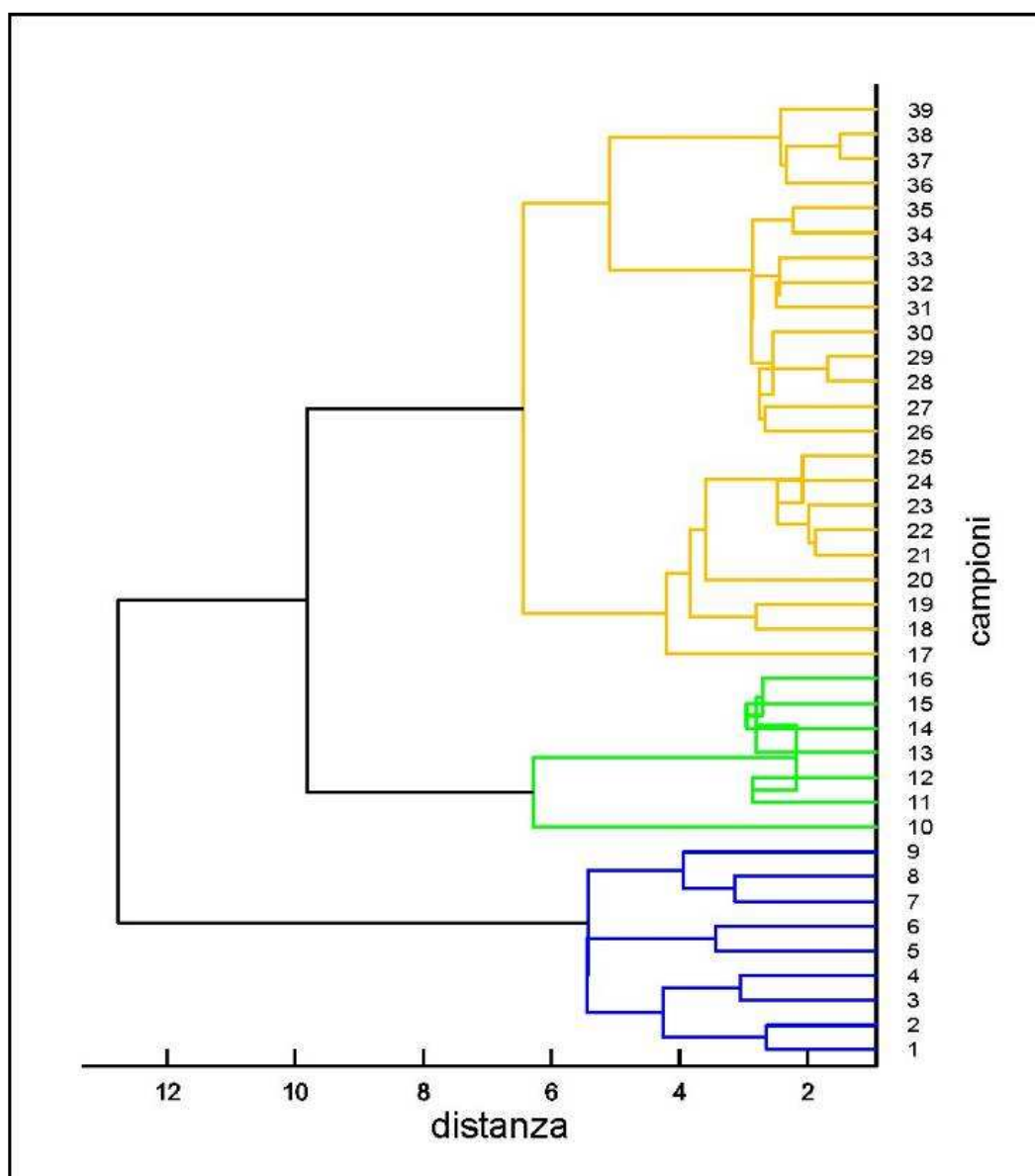
(Fig.5.2.2.1) *Relative variation biplot* elaborati per le associazioni a foraminiferi bentonici delle sezioni analizzate. La diversa colorazione dei campioni è utilizzata per distinguere i campioni delle diverse sezioni. La sezione di Guglionesi è stata suddivisa (vedi Fig. 5.2.2.2) in tre intervalli.

In ogni caso i campioni della sezione "Ururi" sono collocati all'estremo negativo dell'asse, con modulo lievemente maggiore rispetto a quello della sezione "Trigno", coerentemente con quanto

dedotto dall'analisi descrittiva delle associazioni.

Per contro i campioni della sezione “Colle Favaro-Petacciato” sono ubicati sul lato positivo del primo asse, in prossimità dei vettori corrispondenti a *Ammonia perlucida*, *Ephidium granosum*, *Elphidium decipiens-poyeanum*, *Elphidium crispum-macellum*, *Nonion depressulum*.

I campioni della sezione “Guglionesi”, pure riferita al Pleistocene inferiore, sono stati suddivisi, mediante la *cluster analysis* vincolata in tre intervalli (Fig. 5.2.2.2). I campioni dell'intervallo inferiore (campioni 1-9), sono ubicati in prossimità dell'origine degli assi, in posizione intermedia.



(Fig. 5.2.2.2) *Constrained cluster analysis* relativa alle associazioni a foraminiferi bentonici della sezione “Guglionesi”. Gli intervalli in cui la sezione è stata suddivisa sono stati utilizzati per la rappresentazione dei campioni nei *relative variation biplots* (vedi Fig. 5.2.2.1).

Quelli dell'intervallo successivo (campioni 10-16) risultano invece traslati verso il lato positivo del primo asse, in parte sovrapposti a quelli della sezione "Colle Favaro-Petacciato". Rispetto a questi ultimi, i campioni del 3° intervallo risultano leggermente spostati lungo il secondo asse (che tiene in conto il 17.4% di variabilità totale), verso i vettori di corrispondenti a *Ammonia beccarii*, *Cassidulina carinata*, *Valvulineria bradyana*. In generale quindi il primo asse sintetizza le importanti variazioni composizionali registrate tra Pliocene e Calabriano, che si esplicano principalmente con una importante diminuzione di paleobatimetria.

Lungo l'asse 2, è da notare la contrapposizione di *Ammonia perlucida*, diversi taxa del genere *Elphidium*, *Nonion depressulum*, rispetto a *Valvulineria bradyana* e, subordinatamente, *Cassidulina carinata* e Bulimine non costate. In questo caso l'elevata deviazione standard dei *logratios* corrispondenti mette in luce una variabilità, registrata nelle successioni attribuite al Calabriano, da mettere in relazione in parte con variazioni paleobatimetriche di minore entità, in parte con la natura del substrato; in particolare i campioni collocati in prossimità di *V. bradyana* dovrebbero corrispondere a fondali assimilabili agli attuali fanghi terrigeni costieri.

Discussione

L'analisi geologico-stratigrafica e geomorfologica, effettuata nel settore costiero compreso tra il fiume Trigno ed il fiume Fortore, ha reso possibile la definizione di un quadro stratigrafico omogeneo e l'individuazione delle principali fasi morfoevolutive del paesaggio per l'intera area analizzata.

La successione sedimentaria plio-pleistocenica, indicata da Boni et al. (1969) per il settore centro meridionale dell'area di studio, viste le simili caratteristiche litostratigrafiche di tutti i depositi affioranti nell'area costiera compresa tra il fiume Trigno ed il fiume Fortore, è considerata rappresentativa di tutto il settore analizzato.

La dettagliata analisi stratigrafica e di facies, effettuata sulle unità litostratigrafiche definite da Boni et al. (1969), ha permesso di identificare l'evoluzione sedimentaria di questo settore.

La tendenza che contraddistingue la successione sedimentaria plio-pleistocenica è di tipo regressivo; la sovrapposizione verticale delle associazioni di facies riconosciute (*offshore*, *offshore transition*, *lower shoreface*, *upper shoreface*, *foreshore*, *backshore*, *mouth bar*, *alluvial fan*, *braided plain* e *flood plain*) ne è la testimonianza. Tale tendenza regressiva è definita, quindi, dalla transizione, verso l'alto, dalle argille marine di piattaforma continentale ai depositi costieri e continentali.

Una sintesi ed una migliore correlazione con il quadro stratigrafico regionale del bacino periadriatico è stata possibile tramite l'interpretazione delle suddette unità litostratigrafiche in chiave sequenziale.

Le sequenze deposizionali (*sensu* Mitchum et al., 1977) identificate, sono l'espressione della storia deposizionale che caratterizza il settore analizzato. Tali sequenze sono in accordo con la divisione in sequenze (Qm, Qc), effettuata da Ricci Lucchi et al. (1982) per il settore periadriatico compreso tra l'Emilia e le Marche. In particolare, forti sono le similitudini con i coevi depositi, affioranti al margine appenninico dall'Emilia Romagna fino all'Abruzzo.

La sequenza Qm è l'equivalente laterale del ciclo inferiore Qm (Ricci Lucchi et al., 1982) o Qm1 (Amorosi et al., 1998 a,b) e del Qm (Cantalamesa et al., 1986) o Qmb (Cantalamesa & Di Celma, 2004), rappresentati dalla formazione delle "Argille Azzurre". In termini formazionali, quindi, le Argille di Montesecco (Boni et al., 1969) sono ritenute le equivalenti laterali delle "Argille Azzurre". Analogamente, la sequenza Qm1 sembra essere l'equivalente laterale delle "Sabbie gialle", ovvero "Sabbie di Imola" del ciclo superiore Qm (Ricci Lucchi et al., 1982), o del Qm3 (Amorosi et al., 1998 a,b) e del Qm1 (Cantalamesa et al., 1986) o Qmc (Cantalamesa & Di Celma, 2004). Le Sabbie di Serracapriola, in tal caso potrebbero essere interpretate come

equivalenti delle Sabbie di Imola (Amorosi et al., 1998b). La sedimentazione continentale, invece, definita rispettivamente dalle sequenze Qc1, Qc2 e Qc3 è comparabile con quella rappresentata dalle sequenze Qc (Ricci Lucchi et al., 1982) e soprattutto con le sequenze Qc1 e Qc2 di Cantalamessa et al. (1986). Rispetto a quanto fatto dagli autori sopra citati per l'Appennino centro-settentrionale, in questo lavoro è stata identificata una terza sequenza deposizionale continentale. La sequenza Qc3 è rappresentativa della sedimentazione avvenuta tra la sequenza Qc2 e l'attuale. Tale sequenza, a differenza delle altre, è costituita da più cicli sedimentari di difficile correlazione tra di loro.

I dati biostratigrafici, relativi ai depositi della sequenza Qm (Argille di Montesecco in Boni et al., 1969) indicano una sedimentazione compresa nell'intervallo Piacenziano superiore - Santerniano, quindi tra il Pliocene superiore ed il Pleistocene inferiore *p.p.* In particolare la presenza di *Globorotalia bononiensis*, *Globorotalia bononiensis-inflata*, *Globorotalia crassaformis* e *Bulimina Marginata* permettono di attribuire la porzione inferiore affiorante (sezioni "Trigno" e "Ururi") della sequenza Qm alla Biozona MP15a (Sprovieri, 1992, 1993) con età riferita al passaggio Piacenziano superiore-Gelasiano inferiore.

La presenza, tra i nannofossili calcarei, della *Gephyrocapsa oceanica s.l. sensu* Rio (1982), nella porzione superiore della sequenza (Guglionesi, Colle Favaro e Termoli) ci permette di riferire i depositi alla Biozona MNN19b di Rio et al. (1990) al Santerniano.

Questo dato è confermato dalla presenza di foraminiferi bentonici quali la *Bulimina elegans marginata* e la *Bulimina etnea* (Pasini & Colalongo, 1994). L'assenza della *Hyalinea Baltica*, invece, può essere dovuta ad avverse condizioni paleoecologiche, se così fosse il top della sequenza Qm potrebbe essere riferito anche all'Emiliano, tuttavia, sulla base dei dati in possesso, possiamo sicuramente assegnargli un'età santerniana.

Questo dato cronostratigrafico è in accordo con quelli relativi alle sequenze deposizionali identificate da Ricci Lucchi et al. (1982), Amorosi et al. (1998 a,b), Cantalamessa et al. (1986) e Cantalamessa & Di Celma (2004).

Invece, l'assenza di dati biostratigrafici a disposizione per i depositi della sequenza Qm1, dovuta alla sterilità dei campioni analizzati, non ci permette di vincolare bene l'età dei depositi sabbiosi di questa sequenza. Tuttavia, c'è da rimarcare come l'età delle "Sabbie Gialle" è controversa anche in aree dove il quadro stratigrafico è più dettagliato come il settore emiliano-romagnolo (Amorosi et al., 1998b). Ciò nonostante, nel settore marchigiano, Cantalamessa et al. (1986) e successivamente Cantalamessa & Di Celma (2004) assegnano i depositi della sequenza Qm1 o Qmc al Siciliano.

Nel settore abruzzese meridionale, sulla base di dati biostratigrafici e di datazioni assolute ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) Chiocchini et al. (2006) confermano l'età siciliana dei depositi sabbiosi della sequenza Qm1. Sulla base di questo dato, considerando la vicinanza del settore abruzzese, riteniamo possibile ipotizzare un'età siciliana per la sequenza Qm1 anche nel settore costiero compreso tra il fiume Trigno ed il fiume Fortore. Ne consegue che la sedimentazione continentale della successione sedimentaria plio-pleistocenica, rappresentata principalmente dalle sequenze Qc1 e Qc2, è post siciliana, quindi relativa al tardo Pleistocene inferiore - Pleistocene medio. Questo dato concorderebbe ancora con i dati di Ricci Lucchi et al. (1982) e Cantalamessa et al. (1986).

Considerando, inoltre, la tipologia di sedimento che caratterizza le due sequenze, non è inopportuno pensare che la sedimentazione avvenisse in condizioni di clima freddo, quindi di resistasia, con forte produzione di materiale detritico proveniente dall'erosione e dai processi fluvio-denudazionali che interessavano i rilievi.

Condizioni persistenti di un clima arido e piuttosto freddo sono testimoniate anche dalla presenza di paleosuoli di colore bruno al top della sequenza Qc1.

Tali condizioni climatiche si registrano nel Pleistocene medio (Pleistocene "Glaciale" in Cantalamessa et al., 1986), come dimostrato dalla curva paleoclimatica OIS $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ (Shackleton & Opdyke, 1973).

La definizione cronologica di tutti gli eventi deposizionali che costituiscono la sequenza Qc3 è di difficile realizzazione, vista la complessità ed il numero di cicli sedimentari che costituiscono la sequenza. Tuttavia, si ritiene che l'ultimo ciclo sedimentario marino di una certa importanza, ovvero quello rappresentato dai depositi costieri affioranti sul lungomare di Termoli, si sia depositato successivamente alla deposizione dei depositi continentali della stessa sequenza affioranti al porto di Termoli.

Il limite tra la sequenza Qm e la sequenza Qm1 è definito da una *unconformity* d'età emiliana, nota a scala regionale, corrispondente alla relativa fase tettonica, che ha prodotto un importante sollevamento, anche se con tassi differenti, all'interno del bacino periadriatico.

Considerando il carattere regionale di questo dato, considerando la superficie erosiva che caratterizza la *unconformity* e l'età santerniana dei depositi al top della sequenza Qm nel settore analizzato, è evidente la presenza di una lacuna stratigrafica.

Tale lacuna si può interpretare sia come uno *hiatus* deposizionale, sia come il risultato di una fase erosiva che ha interessato i depositi emiliani, qualora presenti, all'interno del bacino. Il contatto tra le sequenze Qm1 e Qc1 e quello tra la Qc1 e la Qc2 è definito da una superficie erosiva lievemente discordante. Invece, non sempre identificabile è quello tra la sequenza

Qc3 e le restanti sequenze deposizionali.

La fase tettonica identificata dalla discordanza angolare tra la sequenza Qm e Qm1 è solo una delle fasi tettoniche che si ritiene abbiano deformato la successione e controllato la sedimentazione nel settore analizzato, come possibile notare nella figura 1.

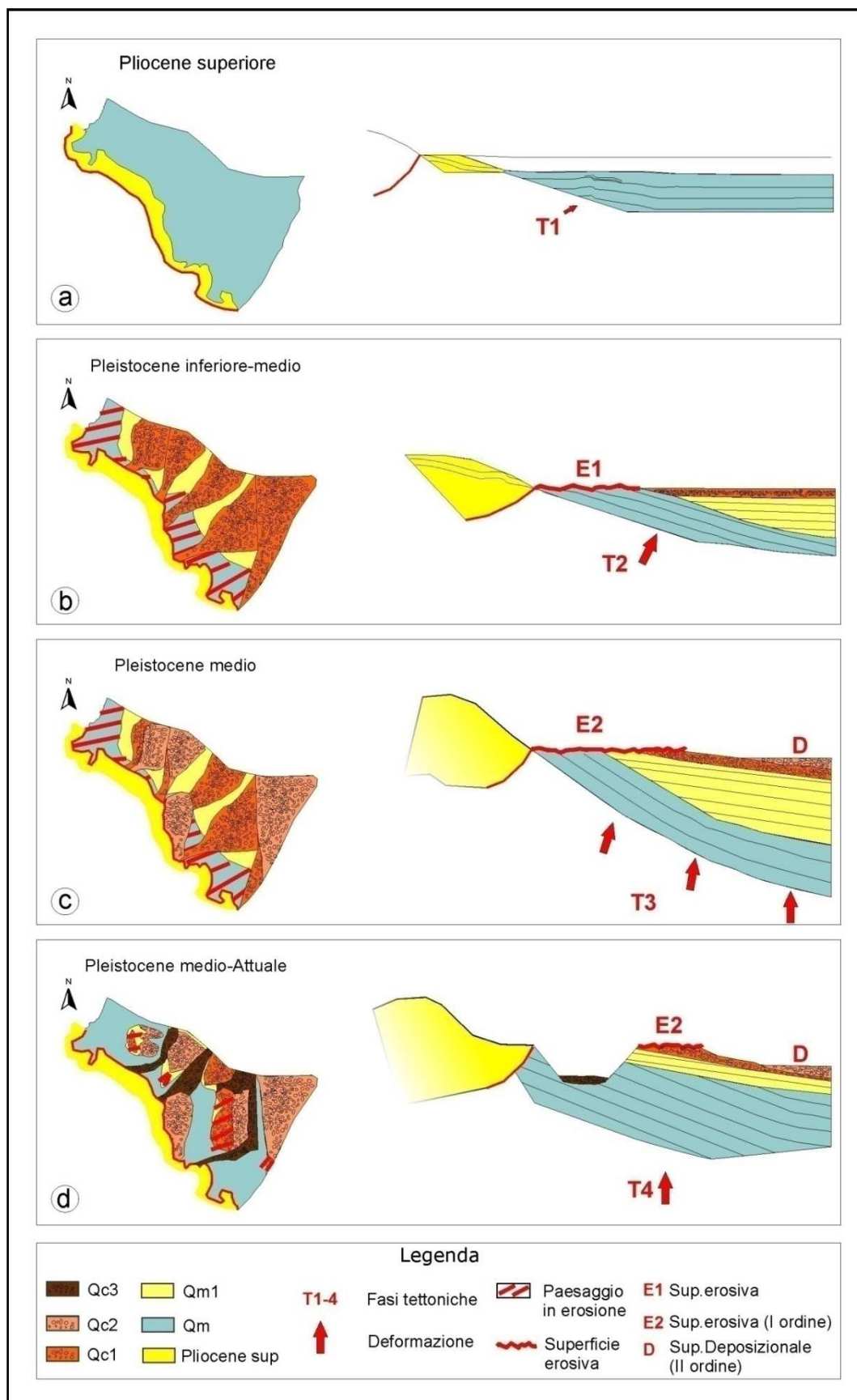
Il rilevamento geologico, sebbene reso difficoltoso dalla limitata estensione e presenza degli affioramenti ha permesso di identificare l'assetto giaciturale e gli elementi deformativi dei depositi che costituiscono la successione, quindi delle sequenze deposizionali.

Le giaciture mostrano un basculamento della successione verso E e verso NE. In particolare, per quando riguarda i depositi della sequenza Qm, essi appaiono fortemente deformati.

Le defomazioni, presenti sia alla mesoscala che a scala maggiore, sono definite da: faglie con orientazione (N 120-N 140° e E-W), joint e strutture plicative, in particolare pieghe anticlinaliche. La presenza di faglie sembrerebbe suggerita anche dalle orientazioni principali delle aste di I e II ordine che caratterizzano il reticolo idrografico, nonché dai gomiti fluviali individuati. Le anticlinali mostrano un asse di piega orientato N 120°. La presenza di strutture di crescita, come possibile notare nell'area del fiume Trigno, induce a pensare, sulla base dell'età dei depositi caratterizzati dalla deformazione, ad una tettonica sin-sedimentaria riconducibile al Pliocene superiore (Fig. 1a).

A questa prima fase tettonica (T1), segue la fase tettonica emiliana (T2). La tettonica emiliana determina il sollevamento ed il basculamento generalizzato dei depositi della sequenza Qm, i quali vengono basculati di circa 15°-20°. La totale assenza dei depositi delle sequenze Qm1 e Qc1, dalla catena fino al mare, nell'area del fiume Trigno, si potrebbe spiegare con l'emersione precoce di questo settore probabilmente connessa alla tettonica emiliana. In questo momento si delineano i primi paesaggi di erosione, di cui però non ne abbiamo testimonianza, in quanto essi sono impostati sui termini argillosi della successione sedimentaria, contraddistinti da un basso grado di conservatività morfologica. Successivamente (Fig. 1b), dopo la fase tettonica emiliana, avviene la deposizione dei corpi progradanti di spiaggia (Qm1) e della sequenza Qc1, a dimostrazione di una fase di relativa stasi tettonica.

La terza fase tettonica (T3) è post-deposizione delle sequenze Qm1 e Qc1; per questo motivo, si colloca all'inizio del Pleistocene medio. Le evidenze di questa fase tettonica (Fig. 1c) sono rappresentate dal basculamento dei depositi delle sequenze Qm, Qm1 e Qc1. Gli effetti prodotti da questo ulteriore sollevamento, relativo alla fase T3, sono rappresentati dai paleopaesaggi di erosione più antichi di cui abbiamo testimonianza (Superfici d'erosione E1 o paleosuperfici di I ordine). Ai processi erosivi, che interessano maggiormente le aree più interne e rilevate, si contrappone una sedimentazione nelle aree più depresse (Superfici deposizionali



(Fig.1) L'evoluzione tettono-sedimentaria del settore compreso tra il fiume Trigno, a nord, ed il fiume Fortore a sud.
a) Schema paleogeografico del Pliocene superiore, deposizione della sequenza Qm e tettonica sin-sedimentaria (T1).
b) Paleogeografia del Pleistocene inferiore-medio, post tettonica emiliana (T2). Sui depositi deformati e basculati

della sequenza Qm, caratterizzati dalle prime superfici d'erosione E1, si ha la deposizione delle sequenze Qm1 e Qc1. c) Paleogeografia del Pleistocene medio. Fase tettonica (T3) che bascula e solleva i depositi delle sequenze Qm, Qm1 e Qc1, si formano le superfici d'erosione E2 e comincia la deposizione della sequenza Qc2. In questa fase si delineano anche le valli asimmetriche con la formazione dei primi terrazzi fluviali. d) Evoluzione finale del paesaggio pleistocenico. L'ultima fase tettonica T4 che si esplica tramite sollevamenti e dislocazioni; in questo intervallo temporale avviene la deposizione della sequenza Qc3.

D o paleosuperfici di II ordine) . In questi termini va interpretata la deposizione della sequenza Qc2.

La fase tettonica T4 (Fig. 1d) è post-deposizione della sequenza Qc2. Purtroppo, in questo senso, la mancanza di vincoli ben precisi, non permette la definizione di un'intervallo temporale più ristretto. La T4 è l'ultima importante fase tettonica che determina un ulteriore sollevamento di tutta l'area. Tale sollevamento è giustificato dalle quote altimetriche che contraddistinguono i depositi della sequenza Qc2, i quali vengono sollevati fino a 215 m (s.l.m.).

In questa fase si ha la formazione delle valli asimmetriche con la formazione dei primi terrazzi fluviali. Le valli, quindi, assumono una conformazione simile a quella attuale.

La formazione delle valli si ritiene che avvenga anche attraverso una tettonica disgiuntiva che produce dislocazioni, come testimoniato dalle dislocazioni che interessano i terrazzi fluviali e dalla forma stessa delle valli.

L'attività di tali dislocazioni è provata almeno fino alla formazione dei terrazzi di IV-V ordine, infatti, i terrazzi fluviali più recenti non presentano segni di dislocazione.

Allo stato attuale delle conoscenze le prime fasi tettoniche, ad eccezione dell'ultima, appaiono piuttosto vincolate sia dalle deformazioni sia dai dati stratigrafici a disposizione.

Sulla base delle considerazioni fatte fino ad ora, le paleosuperfici sommitali di I ordine (370-250 m s.l.m.) rappresentano i paleopaesaggi di erosione più antichi di cui abbiamo testimonianza, riferibili al Pleistocene medio iniziale. Le paleosuperfici di II ordine sono paleosuperfici di aggradazione, con una natura polifasica. Infine, le superfici poste a quote comprese tra i 75 m ed i 10 m, nelle zone costiere, sono associabili a terrazzi d'erosione marina, come dimostrato dalla presenza di depositi costieri al top di tali superfici. A queste superfici si raccordano anche i gli ordini inferiori dei terrazzi fluviali dei principali corsi d'acqua.

Sulla base della distribuzione delle facies e dell'età su base biostratigrafica, i tassi di *uplift* calcolati in alcune aree del settore studiato, mostrano valori compresi tra 0.1 mm/a e 0,25 mm/a. Nella tabella 1 vengono mostrati più in dettaglio i valori per le singole aree analizzate.

I tassi di sollevamento calcolati per il settore analizzato rappresentano delle stime e fanno riferimento ad intervalli temporali di diversa ampiezza (Gelasiano-attuale; Emiliano-attuale).

I valori di sollevamento, calcolati, sono ritenuti validi almeno per tutto il Pleistocene medio. In realtà, la presenza di superfici poste a circa 10-15 m s.l.m., interpretabili come superfici d'erosione marina, se fossero relative ad un livello del mare tirreniano (MIS 5.5), potrebbero indicare il perdurare del sollevamento dell'area anche nel Pleistocene superiore.

Infatti, se così fosse, i tassi di sollevamento sarebbero circa 0.1 mm/a (0.072 mm/a). Questo dato risulterebbe inferiore rispetto a quelli calcolati nell'area più interna ma confrontabile con essi se consideriamo la localizzazione, in prossimità della costa, di tali superfici.

Area	Facies	Profondità (teorica) ambiente deposizionale	Quota attuale (m s.l.m.)	età depositi	Uplift (m)	Tassi di Uplift (mm/a)
<i>Trigno</i>	<i>ciralittorale esterno (outer offshore)</i>	<i>-200</i>	<i>23</i>	<i>2.56 Ma</i> <i>(Piacenziano sup.- Gelasiano)</i>	<i>223</i>	<i>0,09</i>
<i>Colle Favaro</i>	<i>infralittorale/ciralittorale</i>	<i>-40</i>	<i>245</i>	<i>1.5 Ma</i> <i>(Santerniano- Emiliano)</i>	<i>285</i>	<i>0,19</i>
<i>Guglionesi</i>	<i>ciralittorale esterno/interno (outer/inner offshore)</i>	<i>-100</i>	<i>280</i>	<i>1.5 Ma</i> <i>(Santerniano- Emiliano)</i>	<i>380</i>	<i>0,25</i>
<i>Ururi</i>	<i>ciralittorale esterno/batiale (outer offshore)</i>	<i>-200</i>	<i>223</i>	<i>2.56 Ma</i> <i>(Piacenziano sup.- Gelasiano)</i>	<i>423</i>	<i>0,17</i>
<i>Serracapriola</i>	<i>Infralittorale (offshore transition)</i>	<i>-20</i>	<i>245</i>	<i>1.5 Ma</i> <i>(Santerniano- Emiliano)</i>	<i>265</i>	<i>0,18</i>

(Tab.1) I tassi di *Uplift* stimati.

Conclusioni

L'analisi geologico-stratigrafica e geomorfologica, effettuata nel settore costiero compreso tra il fiume Trigno ed il fiume Fortore, ha reso possibile la definizione del quadro evolutivo in chiave stratigrafica-sedimentologica e morfoevolutiva di questo settore dell'Appennino, migliorando le precedenti conoscenze.

In particolare, lo studio ha permesso di definire: il quadro stratigrafico di tutto il settore analizzato, identificando i principali cicli sedimentari (sequenze deposizionali) ed i relativi ambienti deposizionali attraverso un'analisi dettagliata di facies e paleoecologica; l'intervallo cronostratigrafico all'interno del quale avviene la deposizione dei termini inferiori della successione sedimentaria tramite l'analisi biostratigrafica; l'evoluzione tettono-sedimentaria e le principali sequenze morfoevolutive del paesaggio.

L'analisi di facies effettuata sui depositi, che costituiscono il riempimento finale dell'Avanfossa, ha permesso l'individuazione di una successione sedimentaria caratterizzata da una tendenza regressiva. Tale tendenza regressiva è testimoniata dalla sovrapposizione verticale delle seguenti associazioni di facies: *offshore*, *offshore transition*, *lower shoreface*, *upper shoreface*, *foreshore*, *backshore*, *mouth bar*, *alluvial fan*, *braided plain* e *flood plain*. Tali associazioni, infatti, indicano una transizione verticale da depositi marini di piattaforma continentale a depositi costieri di spiaggia e depositi continentali di ambiente alluvionale, secondo un classico trend regressivo.

I dati paleoecologici, ottenuti dall'analisi dei campioni rappresentativi dei termini inferiori della successione sedimentaria, hanno confermato le indicazioni paleoambientali fatte su base sedimentologica, evidenziando in maniera più dettagliata la generale tendenza regressiva, testimoniata dalla transizione da un ambiente circalittorale esterno/batiale (Ururi) all'infralittorale (Colle Favaro e Termoli).

Lo studio stratigrafico in chiave sequenziale delle unità litostratigrafiche, che costituiscono la successione, ha permesso l'identificazione, per la prima volta in questo settore, come fatto per altre aree dell'Appennino settentrionale (Ricci Lucchi et al., 1982; Cantalamessa et al., 1986; Amorosi et al., 1998a,b; Cantalamessa & Di Celma, 2004; Chiocchini et al., 2006), di sequenze deposizionali (*sensu* Mitchum et al., 1977). I depositi marini di piattaforma continentale (*offshore*) sono rappresentativi della sequenza Qm di età piacentiana-santerniana. Il contatto di tale sequenza con quella stratigraficamente superiore Qm1 è definito da una *unconformity*, riconosciuta a livello regionale, di età emiliana. I depositi di transizione e costieri (*offshore transition*, *lower shoreface*, *upper shoreface*, *foreshore*, *backshore*, *mouth bar*) rappresentano un

corpo progradante di spiaggia, sono definiti con la sigla Qm1. La sedimentazione continentale è rappresentata da tre differenti sequenze deposizionali: Qc1, Qc2 e Qc3. Il contatto tra le sequenze Qm1 e Qc1 è definito da una lieve discordanza angolare; allo stesso modo una discordanza angolare è presente anche tra la sequenza Qc1 e quella Qc2. I rapporti tra i depositi della sequenza Qc3 e quelli delle altre sequenze non sono ben definibili.

L'analisi biostratigrafica ha permesso una miglior definizione del quadro cronostratigrafico, in particolare per quanto riguarda la sedimentazione marina. Tale sedimentazione avviene tra il Piacenziano superiore ed i Santerniano, quindi è relativa al Pliocene superiore-Pleistocene inferiore. La sedimentazione dei depositi costieri, sulla base dei dati in aree adiacenti del settore abruzzese, è associabile al Siciliano. I depositi continentali, che costituiscono la successione di chiusura dell'Avanfossa plio-pleistocenica in questo settore, sono indice di una sedimentazione iniziata nel tardo Pleistocene inferiore e che perdura nel Pleistocene medio.

Le sequenze deposizionali individuate, sulla base dei dati cronostratigrafici e sulle base delle caratteristiche litostratigrafiche, sono correlabili con le sequenze riconosciute in altre aree dell'Appennino centro-settentrionale. In particolare, la sequenza Qm è l'equivalente laterale della sequenza Qm (ciclo inferiore in Ricci Lucchi et al., 1982) o Qm1 (Amorosi et al., 1998a,b) e Qm (Cantalamesa et al., 1986) o Qmb (Cantalamesa & Di Celma, 2004). La sequenza Qm1 è interpretata come l'equivalente laterale del ciclo superiore Qm (Ricci Lucchi et al., 1982) o del Qm3 (Amorosi et al., 1998 a,b) e del Qm1 (Cantalamesa et al., 1986) o Qmc (Cantalamesa & Di Celma, 2004). Le sequenze Qc1 e Qc2 sono comparabili alla sequenza Qc (Ricci Lucchi et al., 1982) e soprattutto con le sequenze Qc1 e Qc2 di Cantalamessa et al. (1986). Inoltre, è stata identificata un'altra sequenza continentale (Qc3), quale espressione della sedimentazione avvenuta tra la sequenza Qc2 e l'attuale.

Le fasi tettoniche riconosciute sono quattro: T1; T2; T3 e T4. La fase tettonica T1 è relativa al Pliocene superiore e controlla la sedimentazione dei depositi della sequenza Qm. La fase tettonica T2 corrisponde alla fase tettonica emiliana; essa determina un primo forte sollevamento e basculamento della sequenza Qm, determinando sia uno *hiatus* deposizionale sia erosione a seconda della posizione all'interno del bacino. La fase tettonica T3 (Pleistocene inferiore finale-Pleistocene medio) segue una fase di relativa stasi tettonica, corrispondente alla deposizione delle sequenze Qm1 e Qc1. La fase tettonica T3 determina il sollevamento ed il basculamento dei depositi delle sequenze Qm, Qm1 e Qc1, con la formazione delle prime superfici di erosione conservate (paleosuperfici di I ordine). A seguito della fase tettonica T3 si ha la deposizione della sequenza Qc2 e la formazione delle valli asimmetriche con i primi ordini di terrazzi fluviali. L'ultima fase tettonica (T4), probabilmente sempre relativa al Pleistocene

medio, determina il sollevamento finale di tutta la successione e l'attuale conformazione, o qualcosa di molto prossimo ad esso, delle valli secondo l'assetto attuale. Questo avviene anche per mezzo di una tettonica di tipo disgiuntivo come testimoniato dalle dislocazioni che interessano i terrazzi fluviali. In questa fase comincia anche la deposizione e l'incastro dei depositi della sequenza Qc3.

Le superfici sommitali, di cui abbiamo testimonianza, che rappresentano il paleopaesaggio quaternario più antico, sono quelle di I ordine (370-250 m s.l.m.). Tali superfici sono superfici di erosione, che si formano dopo la fase tettonica T3. Le paleosuperfici comprese tra i 200 m ed i 75 m di quota sono interpretabili come resti di un'unica superficie pseudo-depositiva diacronica. Infine le superfici comprese tra i 75 m ed i 15 m di quota sono associabili a superfici d'erosione marina.

La distribuzione altimetrica delle facies, l'età dei depositi ha permesso la stima dei tassi di *uplift* che risultano compresi tra 0.1 mm/a e 0.25 mm/a. Questi valori sono considerati validi almeno per tutto il Pleistocene medio.

Bibliografia

- Abu-Zied, R.H., Rohling, E.J., Jorissen, F.J., Fontanier, C., Casford, J.S.L., Cooke, S. (2008) Benthic foraminiferal response to changes in bottom-water oxygenation and organic carbon flux in the eastern Mediterranean during LGM to Recent times. *Marine Micropaleontology*, **67**, 46-68.
- Amato, A. (2000) Estimating Pleistocene tectonic uplift rates in the Southeastern Apennines (Italy) from erosional land surfaces and marine terraces. In: *Geomorphology, human activity and global environmental change*. (ed. O. Slaymaker), Wiley, Chichester, 67-87.
- Amorosi, A., Barbieri, M., Castorina, F., Colalongo, M.L., Pasini, G., Vaiani, S. (1998a) Sedimentology, micropaleontology, and Strontium-isotope dating of a Lower-Middle Pleistocene marine succession ("Argille Azzurre") in the Romagna Apennines, Northern Italy. *Bolettino della Società Geologica Italiana*, **117**, 789-806.
- Amorosi, A., Caporale, L., Cibir, U., Colalongo, M.L., Pasini, G., Ricci Lucchi, F., Severi, P., Vaiani, S.C. (1998b) The Pleistocene littoral deposits (Imola Sands) of the northern Apennines foothills. *Giornale di Geologia*, **60**, 83-118.
- Aucelli, P.P.C., Cavinato, G.P., Cinque, A. (1996) Indizi geomorfologici di tettonica plioquaternaria sul piedimonte adriatico dell' Appennino abruzzese. *Il Quaternario*, **9**, 299-302.
- Aucelli, P.P.C., Cinque, A., Robustelli, G. (1997) Evoluzione quaternaria del tratto di Avanfossa Appenninica compresa tra Larino (Campobasso) e Apricena (Foggia). Dati preliminari. *Il Quaternario*, **10**, 453-460.
- Balboni, A. (1968) Note illustrative della carta geologica d'Italia alla scala 1:100.000, Foglio 154 "Larino". *Servizio Geologico d'Italia*.
- Balduzzi, A., Casnedi, R., Crescenti, U., Tonna M. (1982) Il Plio-Pleistocene nel sottosuolo del bacino pugliese (Avanfossa Appenninica). *Geologica Romana*, **21**, 1-28.

Bergomi, C. & Valletta, M. (1971) Note illustrative della carta geologica d'Italia alla scala 1:100.000, Foglio 148 "Vasto". *Servizio Geologico d'Italia*.

Bigi, S., Cantalamessa, G., Centamore, E., Didaskalou, P., Dramis, F., Farbollini, P., Gentili, B., Invernizzi, C., Micarelli, A., Nisio, S., Pambianchi, G., Potetti, M. (1995) La fascia periadriatica marchigiano – abruzzese dal Pliocene medio ai tempi attuali: evoluzione tettonico – sedimentaria e geomorfologia. *Studi Geologici Camerti*, volume speciale., **1995/1**, 37-49.

Blanc-Vernet, L. (1969) Contribution à l'étude des foraminifères de Méditerranée. PhD Thesis, Travaux de la Station Marine d'Endoume, Marseille, France.

Boccaletti, M., Bonini, M., Corti, G., Gasperini, P., Martelli, L., Piccardi, L., Severi, P., Vannucci, G. (2004) Carta Sismotettonica della Regione Emilia-Romagna, scala 1:250.000, Note Illustrative. Regione Emilia-Romagna, SGSS — CNR-IGG, sezione di Firenze. S.EL.CA, Firenze, 60.

Boncio, P., Brozzetti, F., Lavecchia, G. (2000) Architecture and seismotectonics of a regional low-angle normal fault zone in central Italy. *Tectonics*, **19**, 1038-1055.

Boncio, P. & Bracone, V. (2009) Active stress from earthquake focal mechanisms along the Padan-Adriatic side of the Northern Apennines (Italy), with considerations on stress magnitudes and pore-fluid pressures. *Tectonophysics*, **476**, 180-194.

Boni, A., Casnedi, R., Centamore, E., Colantoni, P., Cremonini, P., Elmi, C., Monesi, A., Selli, R., Valletta, M. (1969) Note illustrative della carta geologica d'Italia alla scala 1:100.000, Foglio 155 "S. Severo". *Servizio Geologico d'Italia*.

Bordoni, P. & Valensise, G. (1998) Deformation of the 125 ka marine terrace in Italy: tectonic implications. In: *Coastal Tectonics*. (ed. I. Stewart & C. Vita-Finzi) Geological Society of London Special Publication, **146**, 71-110.

Burbank, D.W. & Pinter, N. (1999) Landscape evolution: the interactions of tectonics and surface processes. *Basin Research*, **11**, 1-6.

Cantalamessa, G., Centamore, E., Colalongo, M.L., Micarelli, A., Nanni, T., Pasini, G., Potetti, M., Ricci Lucchi, F. con la collaborazione di Cristallini, C. & Di Lorito, L. (1986) Il Plio-Pleistocene delle Marche. In: *La Geologia delle Marche* (ed. Centamore, E. & Deiana, G.) Studi Geologici Camerti, Volume Speciale, 61-81.

Cantalamessa, G. & Di Celma, C. (2004) Sequence response to syndepositional regional uplift: insights from high-resolution sequence stratigraphy of late Early Pleistocene strata, Periadriatic Basin, central Italy. *Sedimentary Geology*, **164**, 283-309.

Capuano, N., Pappafico, G., Augelli, G. (1996) Ricostruzione dei sistemi deposizionali plio-pleistocenici al margine settentrionale dell'Avanfossa pugliese. *Memorie della Società Geologica Italiana*, **51**, 273-292.

Casnedi, R., Crescenti, U., D'Amato, C., Mostardini, F., Rossi, U. (1981) Il Plio-Pleistocene nel sottosuolo molisano. *Geologica Romana*, **20**, 1-42.

Casnedi, R., Crescenti, U., Tonna, M. (1982) Evoluzione dell'Avanfossa adriatica meridionale nel Plio-Pleistocene sulla base di dati di sottosuolo. *Memorie della Società Geologica Italiana*, **24**, 243-260.

Castellarin, A., Colacicchi, R., Praturlon, A. (1978) Fasi distensive, trascorrenze e sovrascorrimenti lungo la "linea Ancona-Anzio", dal Lias medio al Pliocene. *Geologica Romana*, **17**, 161-189.

Cello, G., Martini, N., Paltrinieri, W., Tortorici L. (1989) Structural styles in the frontal zones of the southern Apennines, Italy: an example from the Molise district. *Tectonics*, **8**, 753-768.

Centamore, E. & Nisio, S. (2003) Effects of uplift and tilting in the central- northern Apennines (Italy). *Quaternary International*, **101-102**, 93-101.

Chiocchini, U., Barbieri, M., Madonna, S., Di Stefano, A., Potetti, M. (2006) I depositi del Pleistocene tra Ortona e la stazione ferroviaria di Casalbordino (provincia di Chieti). *Rendiconti della Società Geologica Italiana* **2**, nuova serie, 3-14.

Ciarcia, S., Di Donato, V., Mitrano, T., Torre, M. (2006) I depositi del bacino di Benevento (Pliocene inferiore, Appennino meridionale): nuovi vincoli stratigrafici e paleoambientali. *Bollettino della Società Geologica Italiana*, **125**, 147-162.

Cinque, A., Patacca, E., Scandone, P., Tozzi, M. (1993) Quaternary kinematic evolution of the Southern Apennines. Relationship between surface geological features and lithospheric structures. *Annali di Geofisica*, **36**, 249-260.

Clifton, H.E., Hunter, R.E., Gardner, J.V. (1988) Analysis of eustatic, tectonic and sedimentologic influences on transgressive and regressive cycles in the Upper Cenozoic Merced Formation, San Francisco, California. In: *New Perspectives in Basin Analysis* (ed. K.L. Kleinspehn & C. Paola) Springer-Verlag, New York, 109-128.

Coli, M., Modugno, C., Marchese, F., Montaini T. (2000) Discordanza intracalabriana nella zona di Vasto (CH). *Bollettino della Società Geologica Italiana*, **119**, 15-20.

Crescenti, U. (1975) Sul substrato pre-pliocenico dell'avanfossa appenninica dalle Marche allo Ionio. *Bollettino della Società Geologica Italiana*, **94**, 583-634.

Currado, C. & D'Ambrogio, C. (2002) Plio-Pleistocene morphostructural evolution of Chieti sector in the Periadriatic Basin: an example of integrated analysis. *Memorie della Società Geologica Italiana*, **57**, 501-508.

D'Alessandro, L., Miccadei, E., Piacentini, T. (2003) Morphostructural elements of central-eastern Abruzzi: contributions to the study of the role of tectonics on the morphogenesis of the Apennine chain. *Quaternary International*, **101-102**, 115-124.

D'Alessandro, L., Miccadei, E., Piacentini, T. (2008) Morphotectonic study of the lower Sangro River valley (Abruzzi, Central Italy). *Geomorphology*, **102**, 1, 145-158.

D'Argenio, B. (1974) Le piattaforme carbonatiche periadriatiche. Una rassegna di problemi nel quadro geodinamico mesozoico dell'area mediterranea. *Memorie della Società Geologica Italiana*, **13**, 137-159.

Daunis-i-Estadella, J., Martín-Fernández, J.A., Palarea-Albaladejo, J. (2008) Bayesian tools for count zeros in compositional data sets. In: *Proceedings of CODAWORK'08*. (ed. J. Daunis-i-Estadella & J.A. Martín-Fernández) The 3rd Compositional Data Analysis Workshop, May 27-30, University of Girona, Girona (Spain), CD-ROM (ISBN: 978-84-8458-272-4).

DeCelles, P.G. & Giles, K.A. (1996) Foreland basin systems. *Basin Research*, **8**, 105-123.

Del Gaudio, V., Pierri, P., Frepoli, A., Calcagnile, G., Venisti, N., Cimini, G.B. (2007) A critical revision of the seismicity of Northern Apulia (Adriatic microplate – Southern Italy) and implications for the identification of seismogenic structures. *Tectonophysics*, **436**, 9-15.

De Raaf, J.F.M., Boersma, J.R., Van Gelder, A. (1977) Wave-generated structures and sequences from a shallow marine succession, Lower carboniferous, County Cork, Ireland. *Sedimentology*, **24**, 451-484.

De Rijk, S., Jorissen, F.J., Rohling, E.J., Troelstra, S.R. (1999) Organic flux control on bathymetric zonation of Mediterranean benthic foraminifera. *Marine Micropaleontology*, **40**, 151-166.

De Rijk, S., Jorissen, F.J., Rohling, E.J., Troelstra, S.R. (2000) Organic flux control on bathymetric zonation of Mediterranean benthic foraminifera. *Marine Micropaleontology*, **400**, 151-166.

De Stigter, H.C., van der Zwaan, G.J., Langone, L. (1999) Differential rates of benthic foraminiferal test production in surface and subsurface sediment habitats in the southern Adriatic Sea. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **149**, 67-88.

Di Bucci, D., Ravaglia, A., Seno, S., Toscani, G., Fracassi, U., Valensise, G. (2006) Seismotectonics of the Southern Apennines and Adriatic foreland: insights on active regional E–W shear zones from analogue modeling. *Tectonics*, **25**, TC4015. [doi:10.1029/2005TC001898](https://doi.org/10.1029/2005TC001898)

Di Bucci, D., Ravaglia, A., Seno, S., Toscani, G., Fracassi, U., Valensise, G. (2007) Modes of fault reactivation from analogue modeling experiments: Implications for the seismotectonics of the Southern Adriatic foreland (Italy). *Quaternary International*, **171–172**, 2-13.

Di Donato, V., Esposito, P., Russo-Ermolli, E., Scarano, A., Cheddadi, R. (2008) Coupled atmospheric and marine palaeoclimatic reconstruction for the last 35 kyr in the Sele Plain-Gulf of Salerno area (southern Italy). *Quaternary International*, **190**: 146-157.

DISS Working Group (2007) Database of Individual Seismogenic Sources (DISS), Version 3.0.4: A Compilation of Potential Sources for Earthquakes Larger than M 5.5 in Italy and Surrounding Areas. Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia. <http://www.ingv.it/DISS/>, © INGV 2007.

Doglioni, C., Mongelli, F., Pieri, P. (1994) The Puglia uplift (SE Italy): an anomaly in the foreland of the Apenninic subduction due to buckling of a thick continental lithosphere. *Tectonics*, **13**, 1309-1321.

Doglioni, C., Tropeano, M., Mongelli, F., Pieri, P. (1996) Middle-Late Pleistocene uplift of Puglia: an “anomaly” in the Apenninic foreland. *Memorie della Società Geologica Italiana*, **51**, 101-117.

Dott, R.H. & Bourgeois, J. (1982) Hummocky stratification: Significance of its variable bedding sequences. *Bulletin of Geological Society of America*, **93**, 663-680.

Elter, P., Grasso, M., Parotto, M., Vezzani, L. (2003) Structural setting of the Apennine-Maghrebian thrust belt. *Episodes*, **26**, 3, 205-211.

Ferranti, L. & Oldow, J.S. (2005) Latest Miocene to Quaternary horizontal and vertical displacement rates during simultaneous contraction and extension in the Southern Apennines orogen, Italy. *Terra Nova*, **17**, 209-214.

Favali, P., Mele, G., Mattiotti, G. (1990). Contribution to the study of Apulian micropalaeogeodynamics. *Memorie della Società Geologica Italiana*, **44**, 71-80.

Festa, A., Vezzani, L., Ghisetti, F. (2006) Note illustrative della Carta Geologica del Molise. Scala 1:100.000.

Frepoli, A. & Amato, A. (1997) Contemporaneous extension and compression in the Northern Apennines from earthquake fault-plane solutions. *Geophysical Journal International*, **129**, 368-388.

Frepoli, A. & Amato, A. (2000) Spatial variations in stresses in peninsular Italy and Sicily from background seismicity. *Tectonophysics*, **317**, 109-124.

Follador, U. (1967) Il Pliocene ed il Pleistocene dell'Italia centro-meridionale, versante adriatico. *Bollettino della Società Geologica Italiana*, **86**, 3, 565-584.

Follador, U. (1973) Paleogeografia del Pliocene e del Pleistocene dell'Italia centro-meridionale, versante adriatico. *Bollettino della Società Geologica Italiana*, **92**, 3, 141-159.

Ghisetti, F. & Vezzani, L. (1998) Segmentation of the Abruzzi-Molise thrust belt (central Apennines, Italy). *Annales Tectonicae*, **12**, 1-2, 97-112.

Gioia, D. & Schiattarella, M. (2008) L'influenza della tettonica sugli elementi del paesaggio e sul reticolo idrografico: i casi del bacino di Auletta e del Vallo dei Prestieri (Appennino meridionale). In : *Studi di base sull'interazione tra clima, tettonica e morfologia in Italia meridionale durante il quaternario* (ed. F. Boenzi, D. Capolongo, S.I. Giano, M. Schiattarella) Di Buono Edizioni, Villa D'Agri, Potenza, 84-95.

Grimm, E. (1987) CONISS: A Fortran 77 Program for Stratigraphically Constrained Cluster Analysis by the Method of Incremental Sum of Squares. *Computer and Geosciences*, **13**, 13-35.

Harms, J.C., Southard, J.B., Spearing, D.R., Walker, R.G. (1975) Depositional environments as interpreted from primary sedimentary structures and stratification sequences. *S.E.P.M. Short Course. 2, Lecture Notes*, Dallas, 162.

Hippolyte, J.C., Angelier, J., Barrier, E. (1995) Compressional and extensional tectonics in an arc system: example of the Southern Apennines. *Journal of Structural Geology*, **17**, 2, 1725-1740.

Jorissen, F.J. (1999) Benthic foraminiferal successions across Late Quaternary Mediterranean

sapropels. *Marine Geology*, **153**, 91-101.

Jorissen F.J. (1987) The distribution of benthic foraminifera in the Adriatic Sea. *Marine Micropaleontology*, **12**, 21–48.

Ippolito, F., D'Argenio, B., Pescatore, T., Scandone, P. (1975) Structural-stratigraphic units and tectonic framework of Southern Apennines. In *Geology of Italy* (ed. Squyres C.) Earth Science Society Lybian Arab Republic, 317-328.

Lanzafame, G. & Tortorici, L. (1976) Osservazioni geologiche sul medio e basso bacino del F. Biferno (Molise, Italia centro-meridionale). *Geologica Romana*, **15**, 199-222.

Lavecchia, G. (1988) The Tyrrhenian-Apennines system; structural setting and seismotectonogenesis. *Tectonophysics*, **147**, 263-296.

Lavecchia, G., Brozzetti, F., Barchi, M., Menichetti, M., Keller, J.V.A. (1994) Seismotectonic zoning in east-central Italy deduced from an analysis of the Neogene to present deformations and related stress fields. *Bulletin of Geological Society of America*, **106**, 1107-1120.

Lavecchia, G., Boncio, P., Creati, N., Brozzetti, F. (2004) Stile strutturale, stato termomeccanico e significato sismogenetico del Thrust Adriatico: dati e spunti da una revisione del profilo CROP 03 integrata con l'analisi di dati sismologici. *Bollettino della Società Geologica Italiana*, **123**, 111-125.

Maiorano, P., Marino, M. (2004) Calcareous nannofossil bioevents and environmental control on temporal and spatial patterns at the early-middle Pleistocene. *Marine Micropaleontology*, **53**, 405-422.

Malinverno, A. & Ryan, 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., Rio, D., Sgavetti, M., Prosser, G., D'Alessandro, A., Asioli, A., Capraro, L., Fornaciari, E., Tateo, F., (2002) Interplay between tectonics and glacio-eustasy: Pleistocene succession of the Crotona basin, Calabria (southern Italy). *Bulletin of Geological Society of America*, **114**, 1183- 1209.

Marsella, E., Pappone, G., D'Argenio, B., Cippitelli, G., Bally, A.W. (1992) L'origine interna dei terreni lagonegresi e l'assetto tettonico dell'Appennino meridionale. *Rendiconti dell'Accademia di Scienze Fisiche e Matematiche Soc. Naz. Sci. Lett. Arti Napoli*, s. 4, **59**, 131, 73-101.

Mercone, D., Thomson, J., Abu-Zied, R.H., Croudace, I.W., Rohling, E.J. (2001) High-resolution geochemical and micropalaeontological profiling of the most recent eastern Mediterranean sapropel. *Marine Geology*, **177**, 25-44.

Miall, A. D. (1996) *The geology of fluvial deposits: sedimentary facies, basin analysis, and petroleum geology*. Springer.

Mitchum, R.M., Vail, P.R., Thompson, S. (1977) The depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis. In: *Seismic Stratigraphy Application to Hydrocarbon Exploration*. (ed. C.E. Payton) American Association of Petroleum Geology Mem., **26**, 53-62.

Montone, P., Mariucci, M.T., Pondrelli, S., Amato, A. (2004) An improved stress map for Italy and surrounding regions (central Mediterranean). *Journal of Geophysical Research*, **109**. doi:10.1029/2003JB002703.

Morigi, C., Jorissen, F.J., Fraticelli, S., Horton, B.P., Principi, M., Sabbatini, A., Capotondi, L., Curzi, P.V., Negri, A. (2005) Benthic foraminiferal evidence for the formation of the Holocene mud-belt and bathymetrical evolution in the central Adriatic Sea. *Marine Micropaleontology*, **57**, 25-49.

Mostardini, F. & Merlini, S. (1986) Appennino centro-meridionale: sezioni geologiche e proposta di modello strutturale. *Memorie della Società Geologica Italiana*, **35**, 177-202.

Mutti, E. & Ricci Lucchi, F. (1972) Le torbiditi dell'Appennino settentrionale: introduzione all'analisi di facies. *Memorie della Società Geologica Italiana*, 11, 161-199.

Ogniben, L. (1969) Schema introduttivo alla geologia del confine calabro-lucano. *Memorie della Società Geologica Italiana*, 8, 453-763.

Ori, G.G., Roveri, M., Vannoni, F. (1986) Plio-Pleistocene sedimentation in the Apenninic foredeep (central Adriatic Sea, Italy). In: *Foreland Basins*. (ed. P.A. Allen & P. Homewood) International Association of Sedimentology Special Publication, 8, 183-198.

Ori, G.G., Serafini, G., Visentin, C., Ricci Lucchi, F., Casnedi, R., Colalongo, M.L., Mosna, S. (1991) The Plio-Pleistocene Adriatic foredeep (Marche and Abruzzo, Italy): an integrated approach to surface and subsurface geology. *Third Conference of European Association of Petroleum Geology. Adriatic Foredeep Field Trip Guidebook*, Florence, Italy. Agip S.p.A., Milano, 85.

Parotto, M. & Praturlon, A. (2004) The southern Apenninic arc. In: *Geology of Italy* (ed. U. Crescenti, S. D'Offizi, S. Merlino, L. Sacchi) Special Volume of the Italian Geological Society for the IGC 32 Florence-2004, 33-58.

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. *Bollettino della Società Paleontologica Italiana*, 33, 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.

Patacca, E., Scandone, P., Bellatalla, L., Perilli, N., Santini, U. (1992) La zona di giunzione tra l'arco appenninico settentrionale e l'arco appenninico meridionale nell'Abruzzo e nel Molise. *Studi Geologici Camerti* volume speciale 1991/2, CROP 11, 417-441.

Patacca, E. & Scandone, P. (2001) Late thrust propagation and sedimentary response in the thrust belt-foredeep system of the Southern Apennines (Pliocene-Pleistocene). In: *Anatomy of an*

Orogen: The Apennines and Adjacent Mediterranean Basins (ed. G.B. Vai & Martini I.P.) Kluwer Academic Publication, 401-440.

Patacca, E. & Scandone, P. (2004a) The Plio-Pleistocene thrust belt-foredeep system in the southern Apennines and Sicily. In: *Geology of Italy* (ed. U. Crescenti, S. D'Offizi, S. Merlino, L. Sacchi) Special Volume of the Italian Geological Society for the IGC 32 Florence-2004, 93-129.

Patacca, E. & Scandone, P. (2004b) The 1627 Gargano earthquake (Southern Italy): Identification and characterization of the causative fault. *Journal of Seismology*, **8**, 259-273.

Patacca, E. & Scandone, P. (2007) Geology of the Southern Apennines. *Bollettino della Società Geologica Italiana*, Special Issue **7**, 75-119.

Pieri, M., Groppi, G., 1981. Subsurface Geological Structure of the Po Plain, Italy. Progetto Finalizzato Geodinamica Pubblicazione, **414**. C.N.R. Roma, 1-23.

Pizzi, A. (2003) Plio-Quaternary uplift rates in the outer zone of the central Apennines fold-and-thrust belt, Italy. *Quaternary International*, **101–102**, 229-237.

Raffi, I., Backman, J., Fornaciari, E., Pälðike, H., Rio, D., Lourens, L., Hilgen, F. (2006) A review of calcareous nannofossil astrobiochronology encompassing the past 25 million years. *Quaternary Science Review*, **25**, 3113-3137.

Rapisardi, L. (1978) Tratti di neotettonica al confine molisano-abruzzese. *Geologia Applicata e Idrogeologia*, **8**, 223-232.

Ricci Lucchi, F., Colalongo, M.L., Cremonini, G., Gasperi, G., Iaccarino, S., Papani, G., Raffi, I., Rio, D. (1982) Evoluzione sedimentaria e paleogeografica del margine appenninico. In: (ed. G. Cremonini & F. Ricci Lucchi) *Guida alla geologia del margine appenninico-padano*. Guide Geologiche Regionali Società Geologica Italiana, 17-46.

Ridente, D., Fracassi, U., Di Bucci, D., Trincardi, F., Valensise, G. (2008) Middle Pleistocene to Holocene activity of the Gondola Fault Zone (Southern Adriatic Foreland): Deformation of a regional shear zone and seismotectonic implications. *Tectonophysics*, **453**, 110-121.

Rio, D. (1982) The fossil distribution of coccolithophore genus *Gephyrocapsa* Kamptner and related Plio–Pleistocene chronostratigraphic problems. In: *Initial Report of Deep Sea Drilling Project* (ed. W.L. Prell, J.V. Gardner et al) Government Printing Office, Washington, DC, U.S. **68**, 325-343.

Rio, D., Raffi, I., Villa, G. (1990) Pliocene-Pleistocene calcareous nannofossil distribution patterns in the western Mediterranean. In: *Proceedings of the ODP, Scientific Results* (ed. K.A. Kastens, J. Mascle et al.) Ocean Drilling Program, College Station, TX, **107**, 513-533.

Rohling, E.J., Jorissen, F.J., De Stigter, H.C. (1997) 200 year interruption of Holocene sapropel formation in the Adriatic sea. *Journal of Micropaleontology*, **16**, 97-108.

Ruggieri, G. (1946) Il Calabriano e il Siciliano nella Valle del Santerno (Imola). *Giornale di Geologia*, **17**, 95-113.

Schmiedl, G., de Bovée, F., Buscail, R., Charrière, B., Hemleben, C., Medernach, L., Picon, P. (2000) Trophic control of benthic foraminiferal abundance and microhabitat in the bathyal Gulf of Lions, western Mediterranean Sea. *Marine Micropaleontology*, **40**, 167-188.

Schmiedl, G., Mitsuiche, A., Beck, S., Emeis, K-C., Hemleben, C., Schulz, H., Sperling, M., Weldeab, S. (2003) Benthic foraminiferal record of ecosystem variability in the eastern Mediterranean Sea during times of sapropel S₅ and S₆ deposition. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **190**, 139-164.

Selli, R. (1962a) Le Quaternaire marin du versant Adriatique-Ionien de la péninsule Italienne. *Quaternaria*, **6**, 391-413.

Selli, R. (1962b) Il Paleogene nel quadro della geologia dell'Italia Meridionale. *Memorie della Società Geologica Italiana*, **3**, 733-789

Sen Gupta, B.K. & Machain Castello, M.L. (1993) Benthic foraminifera in an oxygen-poor habitats. *Marine Micropaleontology*, **20**, 183-201.

Sgarrella, F. & Barra, D. (1984) Distribuzione dei foraminiferi bentonici nel Golfo di Salerno (Basso Tirreno, Italia). *Bollettino della Società dei Naturalisti in Napoli*, **93**, 1-58.

Sgrosso, I. (1986) Criteri ed elementi per una ricostruzione paleogeografica delle zone esterne dell'Appennino centro-meridionale. *Memorie Società Geologica Italiana*, **35**, 203-228.

Sgrosso, I. (1988) Nuovi elementi per un più articolato modello paleogeografico nell'Appennino centro meridionale. *Memorie Società Geologica Italiana*, **41**, 225-242.

Shackleton, N.J. & Opdyke, N.D. (1973) Oxygen Isotope and Palaeomagnetic Stratigraphy of Equatorial Pacific Core V28-238: Oxygen Isotope Temperatures and Ice Volumes on a 105 Year and 106 Year Scale. *Quaternary Research*, **3**, 39-55.

Sprovieri, R. (1992) Mediterranean Pliocene biochronology: a high resolution record based on quantitative planktonic foraminifera distribution. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, **98**, 61-100.

Sprovieri, R. (1993) Pliocene-Early Pleistocene astronomically forced planktonic foraminifera abundance fluctuations and chronology of Mediterranean calcareous plankton bio-events. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, **99**, 371-414.

Sprovieri, R., Di Stefano, E., Howell, M., Sakamoto, T., Di Stefano, A., Marino, M. (1998) Integrated calcareous plankton biostratigraphy and cyclostratigraphy at site 964. In: *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, (ed. A.H.F. Robertson, K.C. Emeis, C. Richter, A. Camerlenghi) **160**, 155-165.

Sprovieri R. & Hasegawa S. (1990) Plio-pleistocene benthic foraminifer stratigraphic distribution in the deep-sea record of the tyrrhenian sea (odp leg 107). In: *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results 1990* (ed. K. A. Kastens, J. Mascle et al.) **107**, 429-459.

Strahler, A.N. (1957) Quantitative analysis of watershed geomorphology. In: *Drainage Basin Morphology* (ed. S.A. Schumm) American Geophysical Union Transactions, **38**, 913-920.

Tondi, E., Piccardi, L., Cacon, S., Kontny, B., Cello, G. (2005) Structural and time constraints for dextral shear along the seismogenic Mattinata fault (Gargano, southern Italy). *Journal of Geodynamic*, **40**, 134-152.

Vai, G.B. & Martini P. (2001) *Anatomy of an Orogen: the Apennines and Adjacent Mediterranean Basins*. Kluwer Academic Publisher, Dordrecht, 1-632.

Valensise, G., Pantosti, D., Basili, R. (2004) Seismology and tectonic setting of the Molise earthquake sequence of October 31–November 1, 2002. *Earthquake Spectra*, **20**, (1), 23-37.

Vannoli, P., Basili, R., Valensise, G. (2004) New geomorphic evidence for anticlinal growth driven by blind-thrust faulting along the northern Marche coastal belt (central Italy). *Journal of Seismology*, **8**, 297-312.

Vezzani, L., Ghisetti, F., & Festa, A. (2004) Carta geologica del Molise, scala 1:100.000. S.EL.CA, Firenze.

Walley, P. (1996) Inferences from Multinomial Data: Learning about a Bag of Marbles. *Journal of the Royal Statistical Society. Series B (Methodological)*, **58**, 1, 3-57.

Working Group CPTI (2004) Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani, versione 2004 (CPTI04). INGV, Bologna. <http://emidius.mi.ingv.it/CPTI04/>.

Schema geologico-strutturale del settore costiero compreso tra il fiume Trigno ed il fiume Fortore

Vito Bracone

Studio geologico-stratigrafico e geomorfologico nel settore costiero compreso tra il fiume Trigno ed il fiume Fortore. Tesi di Dottorato in Ambiente e Territorio XXII ciclo



Università degli Studi del Molise
Dipartimento di Scienze e Tecnologie per l'Ambiente e il Territorio

LEGENDA

- Fronte esterno affiorante dell'Appennino (Pliocene superiore-Pleistocene inferiore p.p.)
- Fronte esterno sepolto dell'Appennino (Pleistocene inferiore p.p.)
- Asse di piega (Anticlinale)
- Faglia presunta
- Giacitura
- Conoide alluvionale

Depositi di piana costiera
Si tratta di sabbie di spiaggia o di duna, localizzate in prossimità della linea di costa o nelle piane costiere retrostanti. Sono altresì presenti depositi limosi di ambiente di retro duna. *Holocene*

Depositi eluvio-colluviali Sono caratterizzati da materiale ghiaioso-sabbioso, dovuto al rimaneggiamento dei depositi alluvionali terrazzati presenti sulle superfici sub-pianeggianti e/o sui crinali. *Olocene*.

Depositi alluvionali Sono costituiti da ghiaie eterogenee ed eterometriche, da sub-arrotondate ad arrotondate, a luoghi ben selezionate, talora caratterizzate da livelli sabbioso-siltosi. I depositi alluvionali caratterizzano gli attuali fondovalle. *Olocene*.

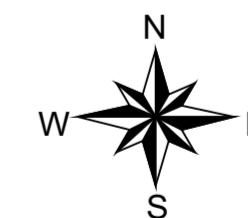
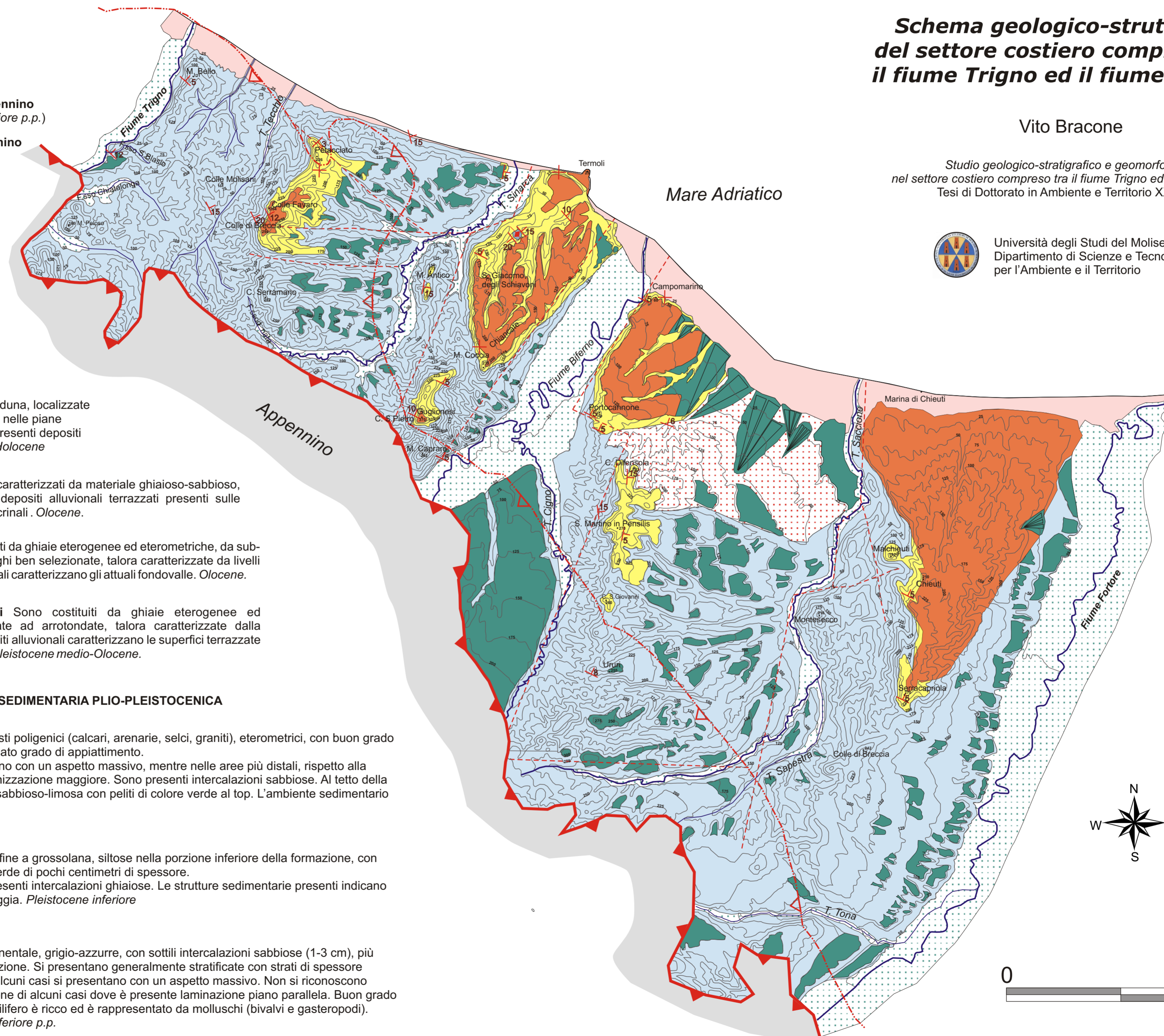
Depositi alluvionali terrazzati Sono costituiti da ghiaie eterogenee ed eterometriche, da sub-arrotondate ad arrotondate, talora caratterizzate dalla presenza di livelli sabbiosi. I depositi alluvionali caratterizzano le superfici terrazzate sospese sugli attuali fondovalle. *Pleistocene medio-Olocene*.

SUCCESSIONE SEDIMENTARIA PLIO-PLEISTOCENICA

Conglomerati di Campomarino
Conglomerati caratterizzati da clasti poligenici (calcarei, arenarie, selci, graniti), eterometrici, con buon grado di arrotondamento e ben pronunciato grado di appiattimento. Nelle zone più interne si presentano con un aspetto massivo, mentre nelle aree più distali, rispetto alla catena, assumo un grado di organizzazione maggiore. Sono presenti intercalazioni sabbiose. Al tetto della formazione è presente una unità sabbioso-limosa con peliti di colore verde al top. L'ambiente sedimentario è alluvionale. *Pleistocene medio*

Sabbie di Serracapriola
Sabbie gialle, a granulometria da fine a grossolana, siltose nella porzione inferiore della formazione, con intercalazioni pelitiche di colore verde di pochi centimetri di spessore. Al tetto della formazione, sono presenti intercalazioni ghiaiose. Le strutture sedimentarie presenti indicano un ambiente sedimentario di spiaggia. *Pleistocene inferiore*

Argille di Montesecco
Argille marine di piattaforma continentale, grigio-azzurre, con sottili intercalazioni sabbiose (1-3 cm), più frequenti verso il tetto della formazione. Si presentano generalmente stratificate con strati di spessore variabile tra i 10 cm e 30 cm. In alcuni casi si presentano con un aspetto massivo. Non si riconoscono strutture sedimentarie, ad eccezione di alcuni casi dove è presente laminazione piano parallela. Buon grado di bioturbazione. Il contenuto fossilifero è ricco ed è rappresentato da molluschi (bivalvi e gasteropodi). *Pliocene superiore-Pleistocene inferiore p.p.*



Ringraziamenti

Al termine del Dottorato di Ricerca e delle attività svolte in questo ambito, in queste righe voglio esprimere la mia più sincera gratitudine alle persone che mi sono state vicine sia a livello personale che professionale.

In primo luogo, un ringraziamento affettuoso e di cuore va alla mia famiglia, in particolare ai miei genitori ed a Marielda, che mi sono stati vicini, soprattutto nei momenti difficili, dandomi sostegno ed incoraggiandomi nel lavoro.

Un ringraziamento sincero va, poi, alla prof.ssa Carmen Roskopf ed al dott. Pietro Aucelli che mi hanno dato l'opportunità di realizzare questo progetto di ricerca, facendomi così appassionare ai temi della Geologia del Quaternario e fornendomi un sostegno costante a livello professionale ed umano.

In questo elenco non può mancare il ringraziamento ad un grande professionista e soprattutto ad una persona che stimo molto, cioè al prof. Alessandro Amorosi, il quale ha fornito un contributo importante sia nella iniziale attività di formazione effettuata dal sottoscritto, sia e soprattutto per i consigli costruttivi e la revisione dei dati in chiave stratigrafica e sedimentologica nelle successive fasi della ricerca.

Un sentito e doveroso ringraziamento va al prof. Valentino Di Donato, al prof. Giuliano Ciampo ed alla dott.ssa Paola Esposito del Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università "Federico II" di Napoli, che hanno effettuato le analisi biostratigrafiche e le analisi paleoecologiche, fornendo un importante contributo alla ricerca.

Un caro ringraziamento va, poi, alla prof.ssa Alessandra Ascione, per i consigli ed i commenti costruttivi sul terreno.

Inoltre, voglio esprimere la mia gratitudine al prof. W. Cavazza, che mi ha dato l'opportunità di fare formazione seguendo i suoi corsi presso l'Università di Bologna.

Un ringraziamento ai responsabili della Divisione *Exploration & Production* dell' ENI S.p.A. che cortesemente hanno fornito i dati di sottosuolo.

Un ringraziamento sentito al dott. Massimo Cesarano per i suoi utili consigli.

Ringrazio di cuore il dott. Carmine D'Amico (Lab. Cart&GIS) per aver condiviso con me diversi momenti dell'attività di ricerca, in particolare quelli di rilevamento sul terreno, nonché per avermi insegnato a preparare i campioni per le analisi biostratigrafiche.

Infine, non mi posso dimenticare di ringraziare quelle persone, che hanno condiviso con me idee, spazi ed altre attività di ricerca, che hanno costituito e costituiscono l'anima ed il personale del laboratorio di Cartografia Tematica & GIS, presso il Dipartimento di Scienze e Tecnologie per l'Ambiente e il Territorio dell'Università del Molise; in particolare un

ringraziamento va al dott. Vincenzo Amato, al dott. Gianluigi Di Paola, al dott. Giulio Cimino, alla dott.ssa Vittoria Scorpio, al dott. Andrea Di Rollo, alla dott.ssa Emanuela Iannantuono ed al dott. Angelo De Angelis.