



UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI PADOVA
FACOLTÀ DI SCIENZE MM. FF. NN.

Dipartimento di Geoscienze
Direttore Prof. Domenico Rio

TESI DI LAUREA MAGISTRALE IN
GEOLOGIA E GEOLOGIA TECNICA

**I DEPOSITI PLIO-PLEISTOCENICI DI VALLE
INCISA DEL TORRENTE AMBRA
(TOSCANA, ITALIA):
INTERAZIONE TRA TETTONICA
E SEDIMENTAZIONE**

Relatore:
Dr. Massimiliano Ghinassi

Laureando:
Nicola Boscaini
Matr. 621528

Anno Accademico 2010/2011

INDICE

INDICE	1
CAPITOLO 1: INTRODUZIONE	3
CAPITOLO 2: GEOLOGICAL SETTING	9
2.1 <i>INQUADRAMENTO GEOGRAFICO.....</i>	<i>11</i>
2.2 <i>INQUADRAMENTO GEOLOGICO</i>	<i>13</i>
2.2.1 <i>Evoluzione dell'Appennino Settentrionale.....</i>	<i>13</i>
2.2.2 <i>Il Bacino di Siena ed il Bacino del Valdarno Superiore.....</i>	<i>17</i>
2.2.3 <i>I lineamenti antiappenninici</i>	<i>22</i>
2.2.4 <i>Il lineamento anti-appenninico dell'Arbia-Val Marecchia.....</i>	<i>22</i>
CAPITOLO 3: RISULTATI.....	27
3.1 <i>RILEVAMENTO GEOLOGICO.....</i>	<i>29</i>
3.2 <i>ANALISI SEDIMENTOLOGICHE.....</i>	<i>33</i>
3.2.1 <i>Siti esaminati.....</i>	<i>34</i>
3.2.2 <i>Analisi delle paleocorrenti.....</i>	<i>45</i>
3.3 <i>DATI DI SOTTOSUOLO</i>	<i>47</i>
3.3.1 <i>Sezioni geologiche.....</i>	<i>48</i>
3.3.2 <i>ERT: Eletrical Resistivity Tomography</i>	<i>50</i>
3.4 <i>ANALISI STRUTTURALE.....</i>	<i>61</i>
3.4.1 <i>Dati bibliografici.....</i>	<i>61</i>
3.4.2 <i>Dati raccolti</i>	<i>62</i>
3.4.3 <i>Attività della faglia.....</i>	<i>64</i>
3.5 <i>DATAZIONE.....</i>	<i>67</i>

3.5.1 <i>Analisi paleontologiche</i>	67
3.5.2 <i>Analisi paleomagnetiche</i>	69
CAPITOLO 4: DISCUSSIONE DEI DATI	79
4.1 <i>SCHEMA STRATIGRAFICO RIASSUNTIVO</i>	81
4.2 <i>STORIA DEPOSIZIONALE</i>	82
4.3 <i>IMPLICAZIONI NELL'AMBITO DELL'INTERAZIONE TRA TETTONICA E SEDIMENTAZIONE IN AMBIENTE FLUVIALE</i>	85
4.4 <i>ETÀ DEI DEPOSITI IN ESAME</i>	87
CAPITIOLO 5: CONCLUSIONI	89
BIBLIOGRAFIA	93

CAPITOLO 1: INTRODUZIONE

In passato, diversi autori (e.g. *Ouchi, 1985; Holbrook & Schumm, 1999*) hanno analizzato l'interazione tra sedimentazione fluviale e tettonica, con particolare riferimento alla risposta dei sistemi fluviali in relazione a movimenti di natura tettonica. Questi studi hanno dimostrato come le variazioni del profilo longitudinale di un fiume causate da movimenti tettonici, possano modificare il comportamento di un sistema fluviale ed indurre variazioni di stile, nonché transizioni tra fasi di aggradazione o degradazione di sedimento (Fig. 1). In particolare Holbrook e Schumm (*1999*) evidenziano come dei movimenti di natura tettonica di entità ridotta (movimenti epeirogenici) possano essere identificati proprio grazie alla studio delle variazioni nella dinamica fluviale di corso d'acqua che attraversano le aree interessate da tali movimenti. Nonostante il numero di studi inerenti l'interazione tra sedimentazione fluviale e tettonica in sedimenti attuali rimanga comunque abbastanza limitato, al contrario studi che documentino tale interazione nel record fossile sono pressoché assenti. In tale contesto, i depositi fluviali plio(?) -pleistocenici affioranti lungo le sponde dell'attuale Val d'Ambra (Foglio CAR G297-Asciano), in Toscana centro-meridionale, presentano una serie di potenzialità che li rendono adatti alla studio tra tettonica e sedimentazione applicando le considerazioni proposte dagli autori sopra citati.

I depositi della Val d'Ambra rappresentano il riempimento polifasico di una valle incisa tagliata, al tetto del Pliocene Medio, a causa di una caduta relativa del livello del mare (*Aldinucci et al., 2007*). Il riempimento della valle, avvenuto tra il Pliocene Superiore ed il Pleistocene Inferiore, non è stato controllato da variazioni del livello marino e risulta pertanto condizionato da fattori climatici e tettonici (*Aldinucci et al., 2007*). Inoltre, tale sistema di drenaggio si sviluppa trasversalmente rispetto ad una faglia normale, la cui recente attività è evidenziata da abbondanti risalite di CO₂ (*Baldi et al., 2006*) sfruttate industrialmente. Il contesto geologico della Val d'Ambra si presta pertanto ad una indagine volta a definire i rapporti tra la formazione della successione di riempimento della valle

incisa e l'attività della faglia disposta trasversalmente rispetto alla valle.

Lo scopo del presente lavoro di tesi è quello di indagare la porzione superiore della successione di riempimento della valle in relazione all'attività della faglia sviluppata trasversalmente rispetto alla valle. In particolar modo verranno analizzate le diverse tipologie di depositi accumulatisi a monte ed a valle della faglia e verrà documentata l'attività sin-sedimentaria della faglia. I risultati ottenuti verranno discussi e confrontati con i modelli presenti in letteratura. Per poter ottenere i risultati prefissati si è operato con un approccio multidisciplinare. Inizialmente è stato effettuato un rilevamento dell'area integrato con l'analisi di facies in modo da identificare i principali ambienti deposizionali. Successivamente si è proceduto a un studio tomografico (ERT: electrical resistivity tomography) per indagare la porzione di successione presente nel sottosuolo. Tale studio è stato affiancato all'analisi di alcuni sondaggi effettuati nell'area e riportati nel piano strutturale del comune di Bucine. Uno studio strutturale approfondito è stato necessario per comprendere i tempi e le modalità dell'attività tettonica relativa alla faglia precedentemente menzionata, al fine di correlarla con un più ampio contesto regionale. Infine, allo scopo di attribuire un'età più precisa alla successione studiata, sono stati raccolti e analizzati campioni per uno studio paleontologico e paleomagnetico.

CAPITOLO 2: GEOLOGICAL SETTING

2.1 INQUADRAMENTO GEOGRAFICO

L'area studiata si trova nella porzione Centro-Occidentale della Toscana, a cavallo delle provincie di Arezzo e Siena (Fig. 2A) e si estende tra il territorio del comune di Bucine (AR) a Nord-Est e il comune di Castelnuovo Berardenga (SI) a Sud-Ovest. Tale area è ubicata a cavallo della dorsale dei monti del Chianti, in corrispondenza dell'attuale spartiacque che separa bacino del Valdarno Superiore dal Bacino di Siena (Fig. 2B). La zona ricade nella porzione Nord-Est del foglio 297 Asciano della Carta Geologica d'Italia in scala 1:50.000 del progetto CARG.



Fig. 2: Ubicazione dell'area di studio. (A) Ubicazione dell'area in esame a cavallo tra la provincia di Arezzo e quella di Siena. (B) Ubicazione dell'area di studio in relazione ai bacini di Siena e del Valdarno superiore. (C) Morfologia dell'area in esame. La linea tratteggiata indica lo spartiacque tra il Bacino del Valdarno ed il Bacino di Siena.

Morfologicamente l'area in esame si presenta distinta in due porzioni ben definite e separate dallo spartiacque che divide il bacino del Valdarno Superiore dal Bacino di Siena (Fig. 2C). Il settore settentrionale è caratterizzato dalla presenza del T. Ambra che scende verso SO per compiere un'ampia curva e fluire poi verso NE. Il T. Ambra risulta incassato all'interno di una valle in alcuni tratti larga circa un kilometro e ben delineata da fianchi poco acclivi. Il settore meridionale presenta un'idrografia complessa che produce un paesaggio molto più articolato, caratterizzato dall'alternanza di colline dalla superficie pianeggiante e valli dai fianchi ripidi e incassati. Nella porzione meridionale l'elemento idrografico più importante è il T. Ombrone. In entrambe le zone le quote superano i 400 m s.l.m. solo nei punti più alti dei fianchi della valle.

2.2 INQUADRAMENTO GEOLOGICO

L'area in esame si colloca nell'Appennino Settentrionale, sistema montuoso a pieghe e sovrascorrimenti che attraversano tutta la penisola italiana da Nord a Sud per oltre 1000 km, da Genova fino alla Piana di Sibari (Cosenza), suddivisi in due tronconi, Appennino Settentrionale e Centro-Meridionale, da una faglia regionale detta Linea Ancona-Anzio.

2.2.1 Evoluzione dell'Appennino Settentrionale

L'orogenesi Appenninica è caratterizzata da un ciclo tettonico distensivo-compressivo articolato in quattro fasi principali: a) fase di apertura oceanica (Giurassico medio-sup.); b) fase di transizione (Cretaceo inf.); c) fase oceanica di convergenza (Cretaceo sup.-Eocene medio); d) fase di collisione continentale (Eocene sup.-Attuale).

Nel Trias inferiore si manifestano i primi sintomi di distensione della crosta continentale, ad Ovest del Golfo della Tetide, che portano alla formazione di un Rift in direzione NE-SO (*Boccaletti et al., 1980*). Il processo di distensione continua fino al Cretaceo inferiore e provoca già nel Giurassico inferiore un processo di oceanizzazione a causa dell'assottigliamento e della lacerazione della crosta sialica. Si forma dunque una stretta area oceanica (Oceano Ligure-Piemontese) allungata lungo l'asse del Rift che separa a NO il margine continentale europeo ed a SE quello africano, che vanno progressivamente allontanandosi (*Boccaletti et al., 1980; Debelmas, 1986*).

Nel Cretaceo Inferiore, hanno inizio fenomeni di convergenza che innescano processi di subduzione, con la progressiva chiusura del bacino oceanico.

A causa del regime compressivo prende avvio l'orogenesi, dovuta al continuo restringimento del bacino Ligure-Piemontese tra la placca Europea e il

promontorio Adria della Placca Africana (*Martini and Sagri, 1993*), nella quale si possono distinguere due stadi principali:

1° stadio: Stadio oceanico.

In questa fase la placca subdotta è interamente costituita da litosfera oceanica. In un primo momento si forma l'unità degli "Schistes lustrés", che si impostano sul blocco europeo Sardo-Corso, per subduzione della fascia piemontese su quella ligure. Questo processo termina dopo aver consumato completamente l'area oceanica piemontese.

Dal Cretaceo superiore all'Eocene medio, si assiste a una ripresa della subduzione, ma in questo caso il piano di Benioff immerge, in direzione opposta al precedente, verso Ovest (Fig. 3). La litosfera oceanica ligure va in subduzione sotto la placca europea, mentre la copertura sedimentaria sovrascorre quest'ultimo secondo il meccanismo dell'obduzione e va a formare quelle che sono le Liguridi interne.

2° stadio: Stadio ensialico.

Questo stadio interessa esclusivamente la crosta continentale e prevede la nascita e lo sviluppo della Catena appenninica.

Nell'Oligocene inferiore fino all'Oligocene superiore il margine occidentale continentale di Adria si scontra con quello europeo del blocco Sardo-Corso (*Boccaletti et al. 1980*) (Fig. 3). Lo scontro tra i due margini continentali è favorito dalla rotazione antioraria del blocco Sardo-Corso avvenuta nell'Oligocene superiore che ha prodotto: l'apertura del bacino Alghero-Provenzale e una ruga tettonica e morfologica, ancora sotto il livello del mare, che costituisce gli Appennini ancestrali.

In questa fase comincia la sedimentazione del Flysch arenaceo, in particolare della Formazione del Macigno.

Nell'Oligocene Superiore avviene la messa in posto di una nuova unità tettonica: la Falda Toscana che sovrascorre le altre unità tettoniche da Est verso Ovest.

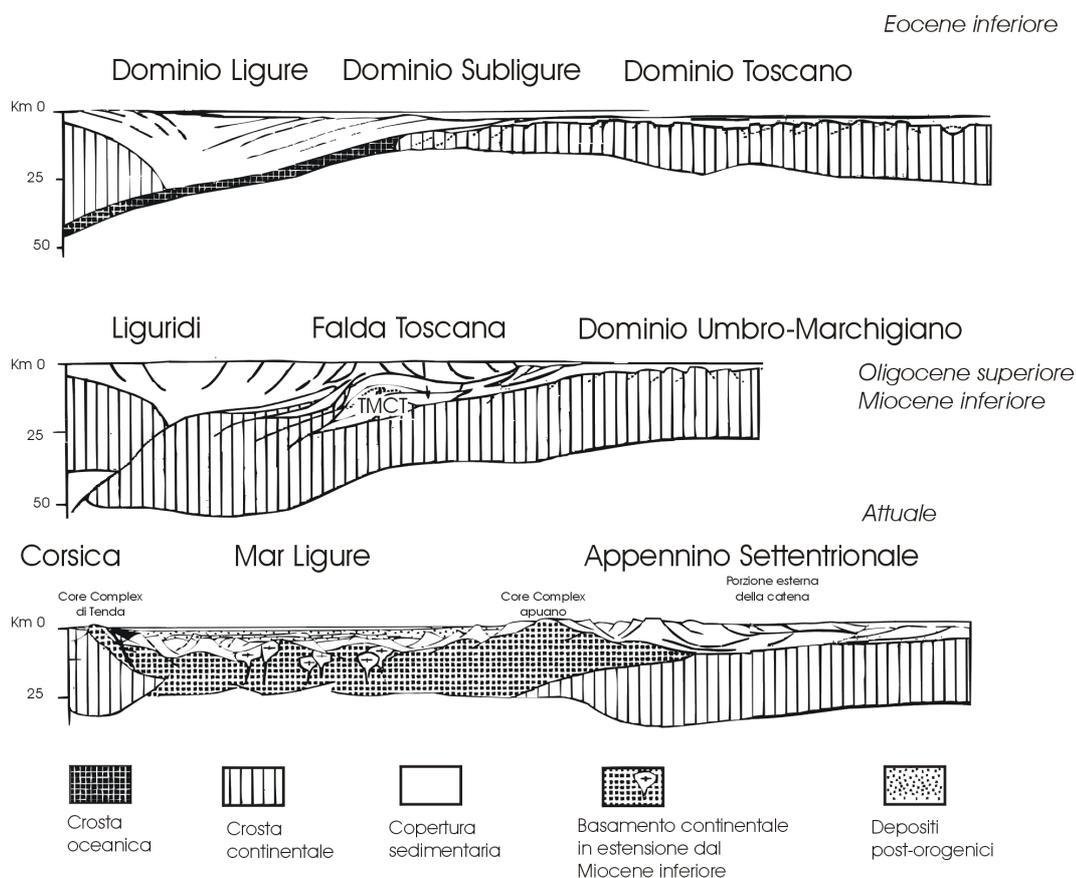


Fig. 3: Evoluzione degli Appennini Settentrionali e a partire dall'Eocene (da Carmignani et al., 2001).

Sempre nell'Oligocene Superiore la subduzione si sposta verso Ovest fra il Massiccio Sardo-Corso e la Ruga Paleoappenninica (Boccaletti et al. 1980). Il raccorciamento fa sì che le Liguridi vengano spinte verso Est impilandosi in un sistema a thrust che vanno a coprire anche le unità formate precedentemente (Falda Toscana) e fa migrare la sedimentazione del Flysch arenaceo verso Est coinvolgendo l'avampese Toscano e Umbro portando alla sedimentazione della Formazione Marnoso-Arenacea. Questa fase di raccorciamento continua fino alla prima parte del Miocene (Boccaletti and Sani, 1998) (Fig. 3).

Nel tardo Miocene (Tortoniano) comincia ad aprirsi il Mar Tirreno facendo migrare il fronte degli Appennini verso Est (Martini and Saggi, 1993). La catena divide così due zone distinte: una a ovest di retroarco, caratterizzata da un

regime distensivo che porta alla formazione di bacini estensionali, che migrano verso Est dietro all'avanzare del fronte dei thrust; uno ad Est compressiva, dove si sviluppano bacini di piggy-back e di avampaese (Martini and Sagri, 1993; Ricci Lucchi, 1986, 1990). Nell'area di retroarco vengo a crearsi bacini episuturali allungati in direzione NO-SE in relazione al regime tettonico estensionale e molti di questi vengono interpretati come semi-graben (Fig. 4), talvolta bordati da faglie listriche nel loro margine orientale (Martini and Sagri, 1993). Questi possono essere divisi in due gruppi maggiori: quelli "centrali", più vicini all'area tirrenica, e quelli "periferici", in prossimità della catena appenninica (Martini and Sagri, 1993).

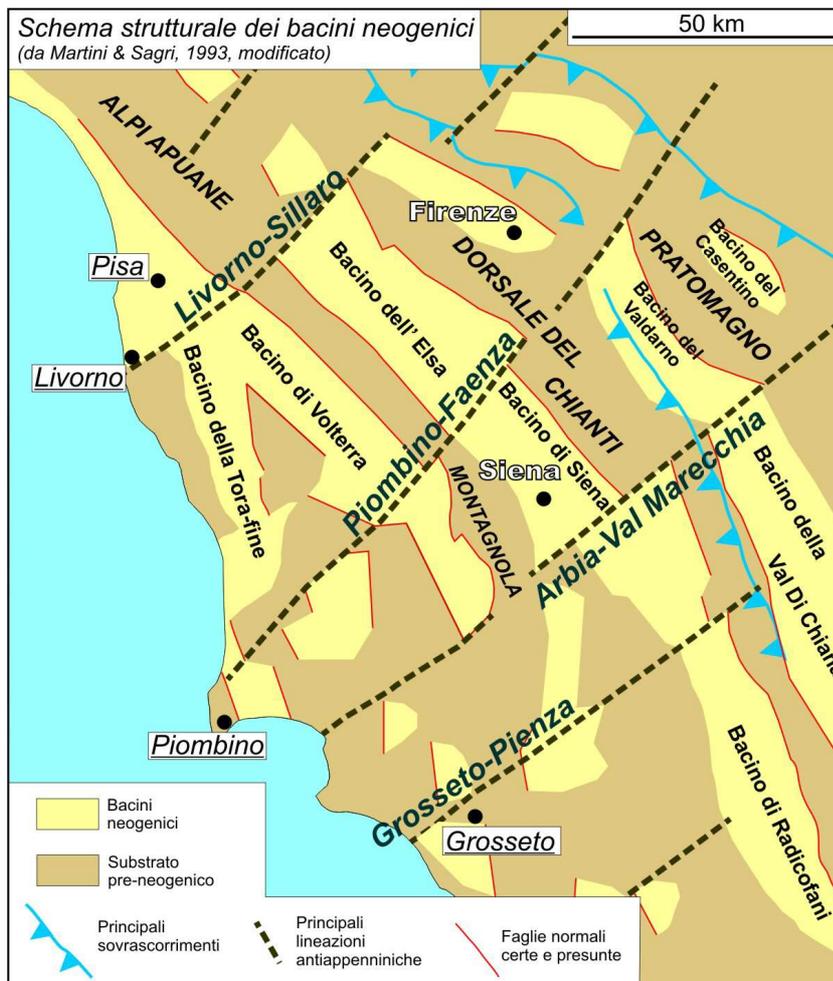


Fig. 4: Schema strutturale dei bacini neogenici e dei principali lineamenti antiappenninici nell'area toscana (da Martini e Sagri 1993, modificato)

I bacini centrali si sviluppano a partire dal tardo Miocene e sono caratterizzati da un ridotto spessore crostale, un alto flusso di calore, da un magmatismo superficiale progressivamente più giovane verso Est e da un vulcanismo acido (Monte Amiata). Solitamente questi bacini contengono depositi molto spessi (oltre 1000 m), sia continentali che marini. I bacini periferici sono più recenti (Plio-Quaternario) e presentano uno spessore crostale più elevato, un flusso di calore intermedio e non sono stati interessati da magmatismo superficiale (*Martini and Saggi, 1993*). Le successioni di riempimento sono in gran parte continentali e relativamente poco spesse (circa 600 m). La zona ubicata ad Est della catena è costituita dai depositi di avampaese Tosco-Umbri ricoperti dalle unità Liguri e dai depositi marini pleistocenici. L'area è caratterizzata da una serie di thrust vergenti verso l'Adriatico disposti a "piggy-back", che nel loro avanzare verso Est, hanno coinvolto anche i depositi marini del Miocene-Pliocene. Anche in questo caso le riattivazioni compressive hanno prodotto una geometria dei thrust di tipo "out-of-sequence" spesso associati a pieghe.

2.2.2 Il Bacino di Siena ed il Bacino del Valdarno Superiore

Il bacino di Siena e quello del Valdarno Superiore rappresentano rispettivamente due classici esempi di bacini centrali e periferici (sensu *Martini e Saggi, 1993*).

Il Bacino di Siena (Fig. 4) è una lunga depressione tettonica che si estende per oltre 200 km in direzione NO-SE da Nord di Lucca fino al lago di Bolsena. Alcuni alti strutturali trasversali suddividono la depressione in bacini minori: in particolare il Bacino di Siena è delimitato a Nord dall'alto di Monteriggioni, a Est dai Monti del Chianti, a Sud dall'alto di Pienza, a Ovest dalla Montagnola Senese. Il Bacino di Siena è considerato come un semi-graben la cui faglia principale risiede nel margine orientale il cui rigetto arriva massimo a 2000 m (*Costantini et al., 1982*); sul fianco occidentale sono presenti faglie di minore entità. La

sedimentazione del Bacino di Siena comincia nel Tortoniano (Miocene) con un ambiente fluvio-lacustre che persiste durante tutto il Messiniano, fino alla trasgressione marina del Pliocene basale (*Aldinucci et al., 2007*). Durante il Pliocene si possono riconoscere due successioni deposizionali distinte. La prima successione (Pliocene basale) comprende, nel margine del bacino, sabbie e ghiaie alluvionali e di transizione che, spostandosi verso il bacino interno, passano ad argille neritiche. La seconda (tardo Pliocene basale- basso Pliocene medio) è rappresentata da sabbie marine costiere e conglomerati con associate argille neritiche e sabbie torbiditiche nell'area più profonda (*Gandin and Sandrelli, 1992*). Questi depositi sono sigillati da sedimenti sabbiosi di mare poco profondo, dovuti alla regressione marina avvenuta durante il Pliocene medio, che ha causato l'emersione dei bacini dell'Appennino Settentrionale (*Bossio et al. 1993*). L'evoluzione della rete idrografica e il locale sollevamento del margine orientale del bacino ha dato origine a depositi alluvionali poco spessi e discontinui che si chiudono in modo non uniforme su i sedimenti Pliocenici marini (*Magi, 1992*).

Il Bacino del Valdarno (Fig.4) è allocato circa 35 km a SE di Firenze e si estende tra i Monti del Chianti e il crinale di Pratomagno. In accordo con Martini e Sagri (*1993*) è considerato un semi-graben allungato in direzione NO-SE largo circa 15 km e lungo 35 km. Il margine orientale è bordato da una faglia normale che immerge verso Sud-Ovest e che accumula un rigetto massimo di 1500 m (*Abbate et al., 1991*). Nel margine occidentale sono presenti faglie normali sintetiche e antitetiche. Il riempimento sedimentario del bacino consiste in oltre 550 m di depositi palustri, lacustri e alluvionali (*Sagri et al., 1994*). La successione deposizionale può essere divisa in tre principali unità stratigrafiche a limiti inconformi (sintemi), accumulate a partire dal Pliocene Medio fino al Pleistocene Medio, che registrano i tre maggiori episodi tettonico-sedimentari avvenuti durante lo svilupparsi del bacino. Tali unità sono rappresentate, dal basso verso l'alto dal Sintema di Castelnuovo, Sintema di Montevarchi e Sintema di Monticello-Ciuffenna. Il Sistema di Castelnuovo (Pliocene Medio) consiste in depositi basali ciottolosi e sabbiosi di ambiente fluviale deltizio; i quali verso

l'alto sfumano in argille lacustri con intercalazioni di lignite a loro volta sovrastate da sabbie fluvio-deltizie (Ghinassi et al., 2004). Il Sistema di Montevarchi (Pliocene Superiore – Pleistocene Inferiore) è costituito da depositi fluvio eolici sovrastati da sedimenti fluvio-palustri nella porzione centrale, e da conoidi alluvionali e fan-delta nelle porzioni marginali del bacino (Ghinassi et al., 2004). Il Sintema Monticello-Ciuffenna (Pleistocene Medio) comprende ghiaie e sabbie fluviali depositate dal fiume Arno nella porzione centrale del bacino, e ghiaie e sabbie grossolane massive e poco stratificate di conoide alluvionale che si sviluppano ai margini.

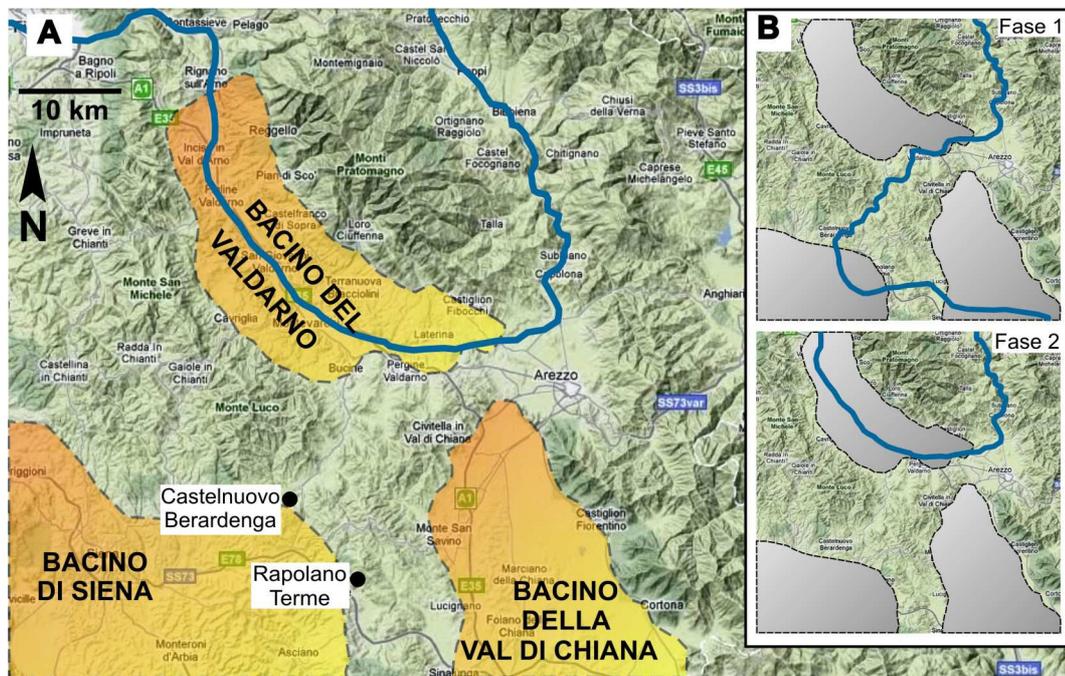


Fig. 5: (A) Attuale corso del F. Arno in relazione ai bacini del Valdarno, di Siena e della Val di Chiana. (B) Evoluzione del percorso fluviale dell'Arno: fase 1 (Pliocene-Pleistocene Inf.); fase 2 (Pleistocene medio)

Tra le numerose tematiche affrontate in letteratura riguardo l'evoluzione del bacino del Valdarno, quella inerente l'entrata del fiume Arno nel bacino (Fig. 5) è "tradizionalmente" riportata in numerosi lavori (Fidolini et al. (in revisione) e relativa bibliografia) segue il modello proposto da Bartolini e Pranzini nel 1981. Tali Autori suggeriscono che durante il Pliocene Superiore-Pleistocene Inferiore il paleoArno scorresse dal bacino del Casentino (Fig. 5 B) verso quello delle val di Chiana, confluendo nel Tevere. L'entrata del paleoArno nel bacino del Valdarno era datata da tali Autori ad un generico Pleistocene, ma recentemente Mazza et al. (2006) hanno attribuito al Pleistocene Medio tale evento. Per la precisione, questi Autori hanno riferito la porzione inferiore dei depositi del Sistema di Monticello-Ciuffenna alla base del magnetochron Bruhnes (0.781 Ma; Fig. 6).

Recenti studi, in parte tuttora in fase di sviluppo (*Moscon e Roner, comunicazione personale*) evidenziano come il fiume Arno scorresse da Arezzo attraverso quella che è l'attuale Val d'Ambra (Fig. 5 B, fase1), entrasse nel Bacino di Siena e confluisse successivamente in Val di Chiana nei pressi di Rapolano Terme. Solo successivamente (Pleistocene Medio) il fiume avrebbe deviato il proprio corso verso il bacino del Valdarno (Fig. 5 B, fase2) a seguito di una cattura.

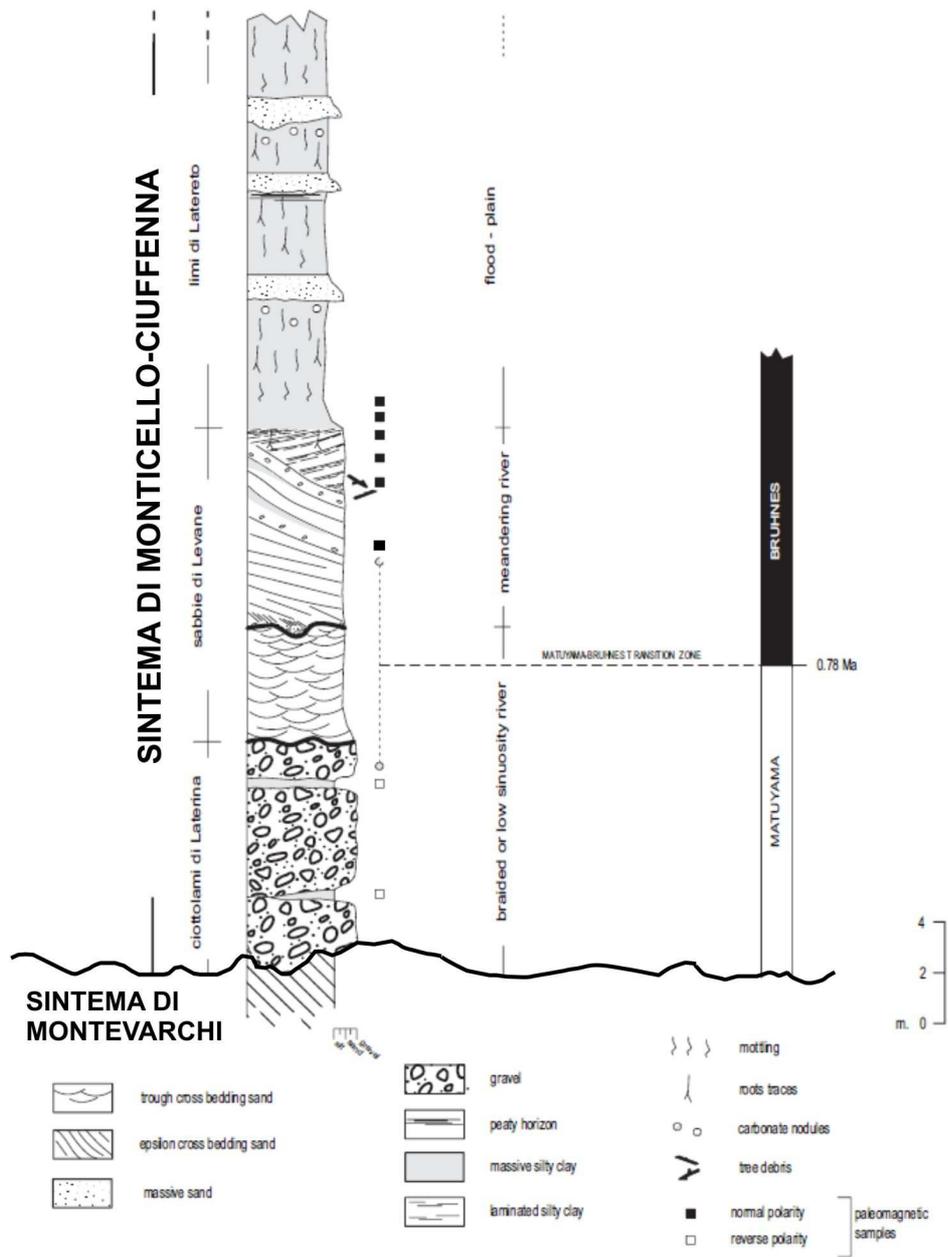


Fig. 6: Depositi del paleoArno appartenenti al Sintema di Monticello-Ciuffenna nell'area di Bucine (Bacino del Valdarno). L'accumulo di tali depositi inizia appena dopo la base del magnetochron Bruhnes (0.781 Ma).

2.2.3 I lineamenti antiappenninici

Una caratteristica peculiare dell'Appennino Settentrionale è rappresentata dalla presenza di lineamenti tettonici ad andamento antiappenninico (SO-NE) che attraversano tutta la catena (Fig. 4). Esiste una buona correlazione tra i bacini neogenici sopra descritti e questi lineamenti trasversali i quali, solitamente, delimitano i bacini in direzione NE-SO. Su tali lineamenti sono stati effettuati numerosi studi riguardanti la loro attività: possono essere considerati come fasce di faglie normali e trascorrenti sviluppatesi durante l'evoluzione della catena appenninica (Merla, 1951; Ghelardoni, 1965; Bortolotti, 1966); sono caratterizzati da movimenti orizzontali connessi al campo tensionale neogenico dell'area del Mediterraneo Occidentale (Bodechtel et al., 1974; Fazzini and Gelmini, 1982; Boccaletti and Dainelli, 1982); legano aree che hanno subito un differente spostamento verso Est del fronte dei thrust e aree che hanno subito una maggior estensione della zona interna occidentale (Martini and Sagri, 1993). Anche l'interpretazione è molto discussa: per alcuni autori i lineamenti riflettono i limiti del diverso comportamento in profondità dei maggiori blocchi crostali (Royden et al., 1987; Boccaletti et al., 1990); per altri sono i limiti laterali di faglie inverse (Hill and Hayward, 1988; Liotta, 1991); per altri sono "transfer faults" (Liotta, 1990, 1991; Liotta and Menicori, 1990) e faglie strike-slip (Boccaletti et al., 1977, 1983, 1990; Castellarin et al., 1986; Royden et al. 1987; Bernini and Lasagna, 1988).

2.2.4 Il lineamento anti-appenninico dell'Arbia-Val Marecchia

Il lineamento Arbia-Val Marecchia (Fig. 7) interessa un'area di circa un chilometro di spessore che si estende, trasversalmente all'Italia, dalla costa tirrenica a quella adriatica per circa 150 km (Liotta, 1991). Essa si trova lungo il margine meridionale della Val Marecchia (pochi chilometri a sud di San Marino)

fino al margine settentrionale della Val Tiberina (Umbria). Nei pressi della Val di Chiana e del Valdarno il lineamento si divide in due segmenti separati disposti a en échelon: il lineamento Arbia e il lineamento Val Marecchia. In Toscana, la linea di Arbia divide il bacino neogenico di Siena (*Costantini et al., 1982*) e rappresenta il limite meridionale dei Monti di Larderello (*Liotta, 1991*) e del bacino del Valdarno.

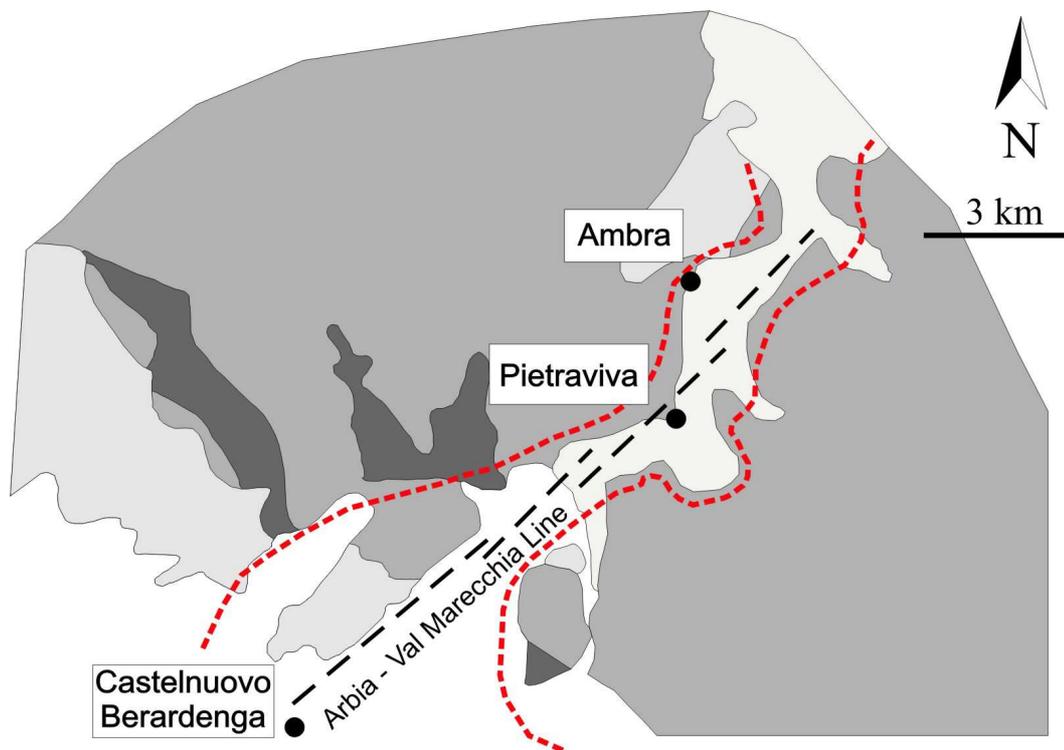


Fig. 7: Il lineamento antiappenninico dell'Arbia-Val Marecchia in Val d'Ambra (da Brogi 2004, modificato). Le linee tratteggiate indicano l'andamento dei fianchi della paleovalle in esame. Per una migliore risoluzione vedi Fig. 8.

La linea Arbia-Val Marecchia è molto importante perché ha influenzato l'evoluzione sedimentaria e tettonica degli Appennini Settentrionali sia nel lato Tirrenico che in quello Adriatico. Nell'area adriatica infatti, durante il processo compressivo, ha avuto il ruolo di rampa laterale causando movimenti differenziali nella copertura e dando luogo ad aree che hanno subito un'evoluzione

sedimentaria differente (*Liotta, 1991*). Nell'area tirrenica, durante la tettonica estensionale, il già esistente lineamento è stato riattivato come transfer fault, rendendo possibile lo svilupparsi di faglie normali con differente velocità di slittamento (*Liotta, 1991*) e influenzando entrambe il record sedimentario.

In accordo con le caratteristiche principali dei lineamenti anti-appenninici e del loro ruolo di transfer faults, anche l'Arbia-Val Marecchia si sviluppa circa perpendicolarmente alle faglie normali (spesso legate allo sviluppo di bacini) senza però dislocarle, ma piuttosto fermandole.

Come presentato dal lavoro di *Liotta (1991)*, è possibile riconoscere quattro eventi tra il Messiniano e il Pleistocene durante i quali la linea Arbia-Val Marecchia era attiva:

- 1) evento infra-Messiniano: nella zona tirrenica si assiste a un generale sollevamento e la linea Arbia-Val Marecchia delimita a sud i Monti di Larderello ma non mostra effetti sull'evoluzione sedimentaria dell'area. Nel versante adriatico la linea limita il margine settentrionale di strutture sinclinali differenziando l'evoluzione sedimentaria e strutturale della porzione settentrionale da quella meridionale anche se entrambe affette da sedimentazione marina (*Savelli & Wezel, 1978; Cremonini & Marabini, 1982*).
- 2) evento nel basso Pliocene: le strutture migrano verso Est a causa dell'apertura tirrenica. Nell'area tirrenica si assiste a un generale trend trasgressivo che produce una sedimentazione marina in depressioni tettoniche a differente ampiezza delimitate perpendicolarmente dalla linea Arbia-Val Marecchia. Nell'area adriatica il lineamento divide una parte settentrionale, caratterizzata da forte subsidenza, ed una meridionale che subisce un sollevamento tettonico.
- 3) evento infra-Pliocene: nella porzione tirrenica si verifica una regressione marina. La linea Arbia-Val Marecchia divide bacini più subsidenti a sedimentazione marina e bacini di neoformazione a sedimentazione fluvio-lacustre. Nel lato adriatico, in fase compressiva, la linea dell'Arbia-Val

Marecchia delimita una porzione settentrionale, che subisce sedimentazione marina, da quella meridionale che viene sollevata. In entrambe le zone è quindi possibile ipotizzare una componente verticale della faglia.

- 4) evento infra-Pleistocene: gli Appennini Settentrionali subiscono un generale sollevamento. Nell'area tirrenica continua la sedimentazione fluvio-lacustre, mentre nell'area adriatica la tettonica compressionale si sviluppa ulteriormente verso Est.

L'area in esame si colloca pertanto in corrispondenza della linea Arbia-Val Marecchia nel tratto a cavallo tra il Bacino di Siena e quello del Valdarno Superiore (Fig. 7), ed era drenata verso SE dal paleoArno tra il Pliocene Superiore-Pleistocene Inferiore.

CAPITOLO 3: RISULTATI

3.1 RILEVAMENTO GEOLOGICO

Lo studio dell'area ha previsto una parte iniziale di rilevamento geologico di dettaglio alla scala 1:10.000. L'area coperta dal rilevamento si estende in direzione Nord-Sud dall'abitato di Ambra fino a all'area di Podere Pian di Bari, a pochi chilometri da Rapolano Terme. Il rilevamento si è concentrato maggiormente sull'analisi litologica e morfologica ed ha permesso di riconoscere diverse principali unità litologiche (Fig. 8):

Substrato Roccioso

- *Unità Subliguri*: sono costituite principalmente da torbiditi siltose grigiate con intercalazioni micritiche da giallastre a grigie e da occasionali calcareniti torbiditiche con noduli di selce grigia (Cretaceo Superiore).
- *Formazione del Macigno*: è costituito da grovacche torbiditiche prevalentemente grigiate con subordinati depositi pelitici (Oligocene).

Successione Plio-Quaternaria

- *Depositi pliocenici marini costieri*: sono costituiti da ghiaie fluvio-deltizie e sabbie di mare sottile caratterizzati da uno spessore massimo di 50 m. I depositi fluvio-deltizi possono contenere intervalli di argille torbose con molluschi di acqua salmastra. I depositi di mare sottile sono rappresentati da sabbie da massive a stratificate contenenti resti di gusci di molluschi (Pliocene Medio-Inferiore?).
- *Depositi fluviali VF 1*: sono costituiti da depositi ciottolosi e sabbiosi a stratificazione di ambiente fluviale (spessi fino a 30 m) costituenti la porzione inferiore del riempimento di un sistema di valle incisa (Pliocene Superiore-Pleistocene Inferiore) e descritti in precedenza da Aldinucci et al. (2007).

- *Depositi fluviali VF 2*: sono costituiti da depositi sia siltoso-sabbiosi che sabbioso-ghiaiosi di ambiente fluviale. Questi depositi costituiscono la porzione superiore del riempimento di un sistema di valle incisa (Pleistocene inferiore) descritto da Aldinucci et al. (2007) e rappresentano l'oggetto del presente studio.
- *Depositi di conoidi alluvionali CA*: costituiti da depositi eterogenei con clasti da subangolosi a subarrotondati, a granulometria grossolana (Pleistocene inferiore). Tali depositi affiorano nella porzione settentrionale dell'area in esame e sono coevi con i depositi fluviali VF2.
- *Terrazzi fluviali*: depositi fluviali sabbioso ghiaiosi sviluppatosi lungo i fianchi delle moderne valli (Pleistocene Medio-Superiore).
- *Alluvioni recenti*: depositi ciottolosi e sabbiosi di sistemi fluviali attuali.

Il rilevamento effettuato ha permesso di tracciare in maniera abbastanza dettagliata l'andamento della faglia normale che attraversa l'area in direzione NO-SE (Fig. 8). Tale faglia è resa evidente dalla dislocazione delle unità che formano il substrato roccioso e produce un sollevamento del settore meridionale dell'area in esame. Le caratteristiche cinematiche e l'attività di tale struttura verranno descritte in dettaglio nel paragrafo 4.2.

Le unità componenti il substrato roccioso affiorano principalmente nel settore settentrionale dell'area in esame, mentre i depositi costieri pliocenici sono esposti nel settore meridionale. I depositi fluviali VF1 formano una fascia allungata in direzione NE-SO ampia circa 1-1.5 km e sono incassati sia nel substrato roccioso che sui depositi pliocenici costieri. I depositi fluviali VF2 appaiono più eterogenei ed affiorano più estesamente, sebbene ricalchino in parte l'andamento dei depositi VF1 disponendosi in direzione NE-SO, risultano disposti in una fascia che si allarga nella porzione meridionale. In particolare i depositi VF2 presentano una marcata variabilità a Nord e a Sud della faglia precedentemente menzionata. A Nord della faglia sono caratterizzati da depositi

fini, a trend “fining upward”, compresi tra le sabbie e le argille che si interdigitano, proprio in prossimità della faglia, con ciottolami eterogenei di conoide alluvionale. A Sud della faglia i depositi sono ciottolosi, compresi tra i pebbles e i cobbles, comunemente organizzati in stratificazioni incrociate e pianoparallele, e possono essere divisi in due sub-unità: quelli a granulometria più grossolana (Sito S1 e S2, vedi paragrafo 3.2.1) e quelli più fini (Sito S3, paragrafo 3.2.1). I depositi di conoide alluvionale sono costituiti da ciottoli eterogenei subangolosi e presentano una leggera organizzazione interna causata dall’interazione con il sistema fluviale attivo, che porta alla formazione dei depositi VF2, in cui si riversano. I terrazzi fluviali si presentano come superfici morfologiche pianeggianti probabilmente causate, nella porzione settentrionale dallo scorrere attuale dell’Ambra.

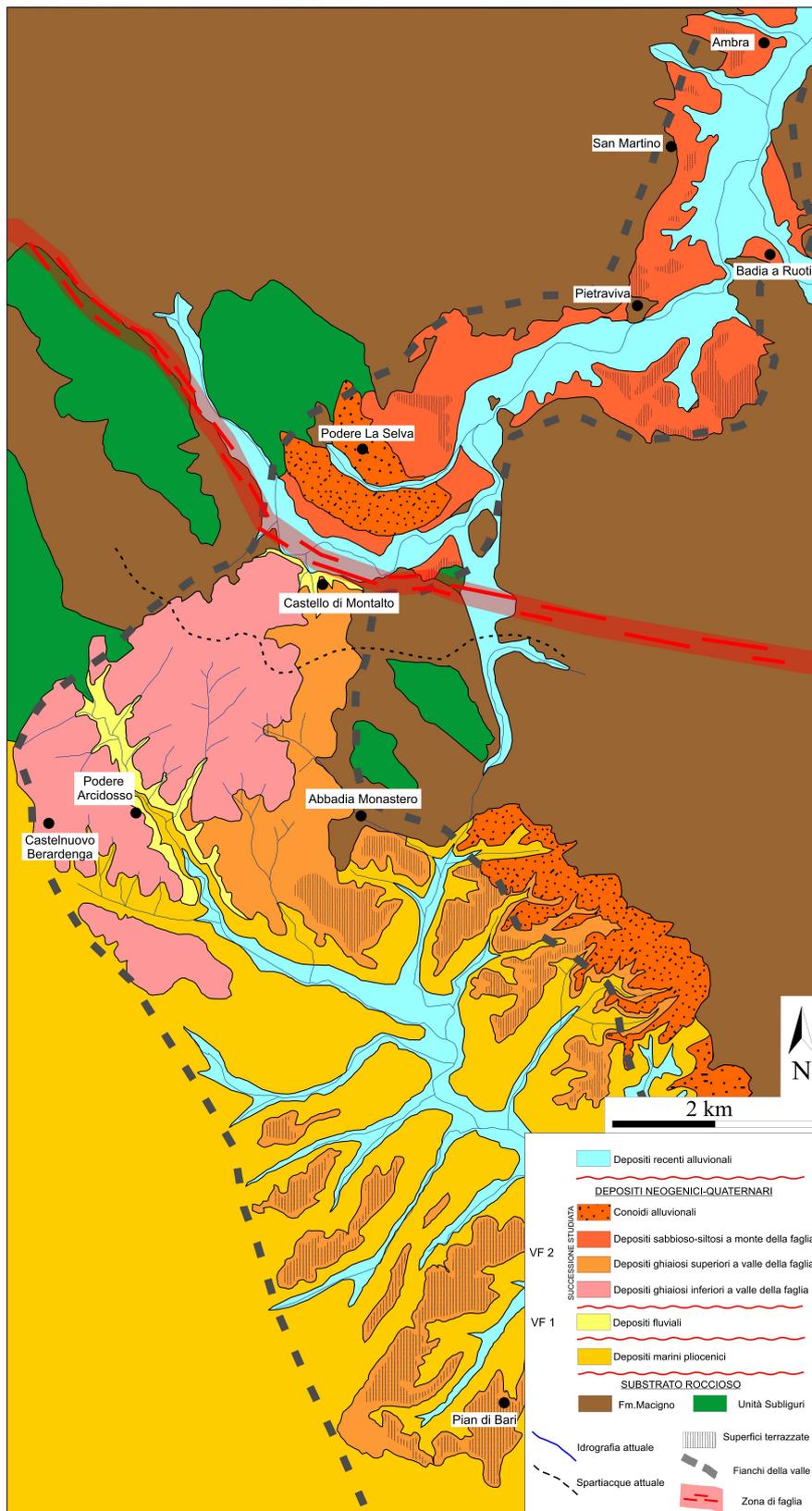


Fig. 8: carta geologica schematica dell'area rilevata.

3.2 ANALISI SEDIMENTOLOGICHE

Lo studio sedimentologico è volto a caratterizzare le principali tipologie dei depositi in esame ed alla loro attribuzione ad uno specifico ambiente deposizionale. Tale studio si basa sui moderni principi dell'analisi di facies (*Posamentier and Walker, 2006*) e prevede l'identificazione dei diversi ambienti deposizionali attraverso lo studio delle tipologie dei depositi in associazione ai processi fisici che li hanno prodotti. La descrizione sedimentologica e la relativa interpretazione dei depositi esaminati è basata su Bridge e Demicco (*2009*) Reading (*1996*).

Nell'ottica del presente lavoro, lo studio sedimentologico si è concentrato sui depositi dell'unità VF2, che ricoprono quelli dell'unità VF1 descritti da Aldinucci et al. (*2007*). Le analisi sedimentologiche si sono concentrate negli affioramenti più estesi, sebbene osservazioni siano state effettuate anche in affioramenti minori individuati durante la fase di rilevamento. Lo studio effettuato si è basato sulla misurazione di logs sedimentologici di dettaglio, misurati comunemente attraverso lo spessore dei depositi studiati. Laddove gli affioramenti siano stati caratterizzati da una significativa continuità laterale, le principali geometrie dei depositi sono state descritte attraverso la schematizzazione del bedding principale su fotografie precedentemente scattate (tecnica del linedrawing). Laddove sulla stessa sezione siano stati misurati logs ed effettuato un linedrawing, la traccia del log è stata riportata sul linedrawing, al fine di facilitare la correlazione tra caratteristiche sedimentologiche (log) e l'architettura deposizionale (linedrawing).

Per motivi pratici, le caratteristiche sedimentologiche dei depositi in esame verranno descritti in riferimento alla loro collocazione rispetto alla faglia che divide l'area in esame in due porzioni. Nelle aree a ubicate a Nord della faglia i depositi studiati risultano scarsamente esposti e le analisi sedimentologiche, che si sono focalizzate in due principali siti (N1 e N2), saranno integrate da indagini di dati di sottosuolo (paragrafo 3.3). Nel settore ubicato a Sud della faglia gli

affioramenti hanno permesso una descrizione più dettagliata dei depositi in esame, attraverso lo studio di tre principali siti (S1, S2 e S3).

3.2.1 Siti esaminati

Sito N1

Il sito N1 è ubicato nei pressi dell'abitato di San Martino (Fig. 8) e permette l'osservazione lungo un taglio artificiale di circa 10 m di depositi sabbioso-siltosi dell'unità VF2 (Fig. 9 A). Gli intervalli sabbiosi (spessi fino a 2-2,5 m), caratterizzati da basi nette ed erosive, mostrano depositi moderatamente cerniti con una tessitura di tipo bimodale, sono spesso gradati normalmente e, al loro interno, è possibile distinguere una stratificazione piano parallela spesso evidenziata dalla presenza di granules (Fig. 9 C). In rari casi sono presenti intervalli caratterizzati da una stratificazione a truogolo. In entrambi i casi i corpi sabbiosi mostrano un trend fining-upward. Gli intervalli più fini, rappresentati da litologie siltose e argillose, appaiono spesso massivi, pedogenizzati e mostrano resti di radici, frustoli vegetali e caliche (Fig. 9 B).

I depositi del sito N1 sono riferibili ad un contesto alluvionale, dove le porzioni sabbiose rappresentano il riempimento di canali fluviali (profondi almeno 2,5 m), in accordo al loro trend fining-upward e la marcata base erosiva, mentre le frazioni fini sono riferibili ad un ambiente di piana esondabile, dove la sedimentazione avveniva principalmente per decantazione di fanghi dopo i principali eventi di piena. Questi depositi sono quindi stati esposti ad intensa pedogenesi, evidenziata dalla presenza di frustoli vegetali e radici (Fig. 9 B).

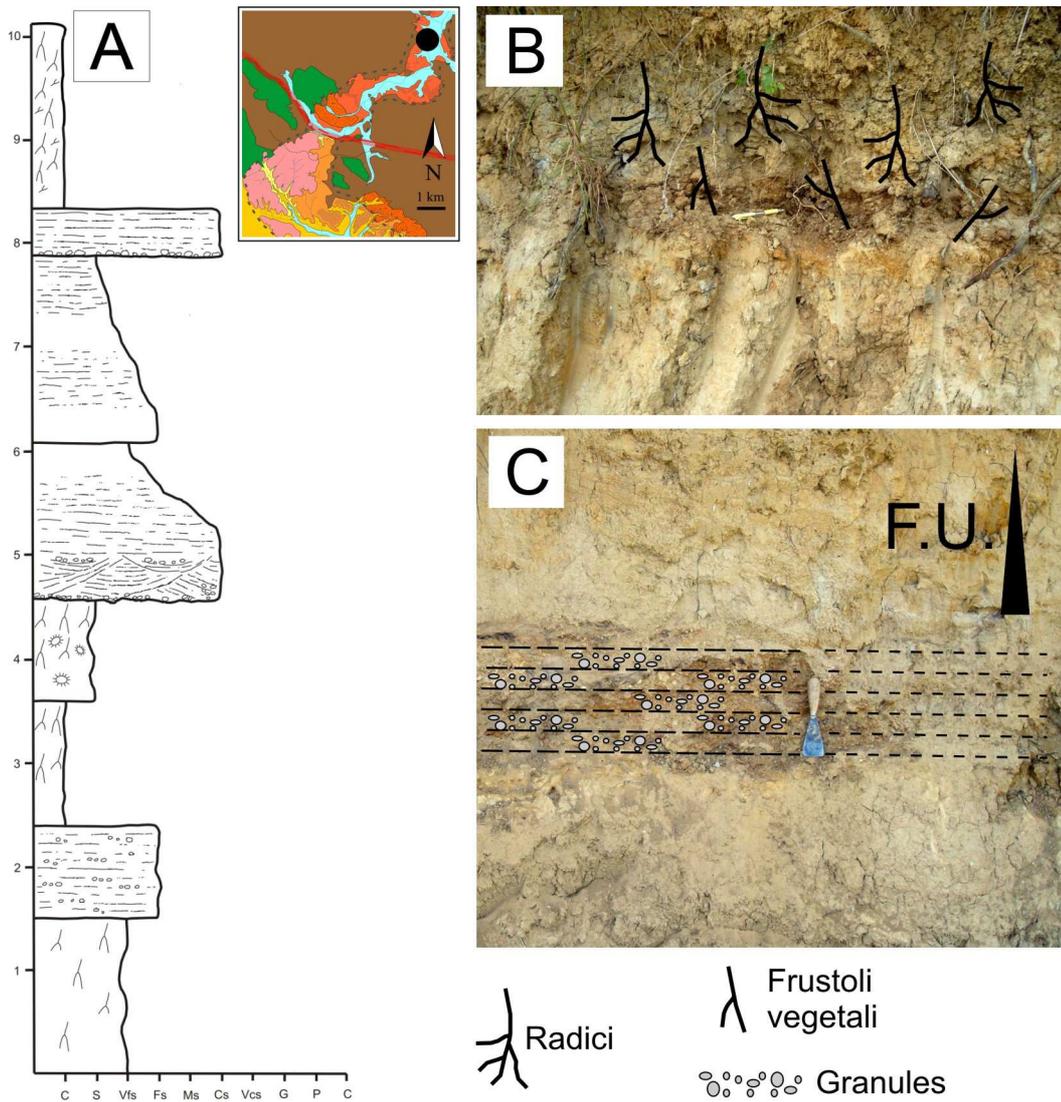


Fig. 9: Depositi in esame affioranti nei pressi di San Martino. (A) Log sedimentologico. (B) Depositi fini di piana esondabile pedogenizzati con presenza di radici e frustoli vegetali. (C) Intervalli sabbiosi si crevasse con stratificazione piano-parallela (evidenziata dall'allineamento di granules).

Sito N2

Questo sito è ubicato in prossimità del Podere La Selva (Fig. 8) ed è costituito da un taglio stradale che permette di osservare i depositi di conoide alluvionale CA. Questi depositi sono costituiti da ciottolami eterometrici

clastosostenuti con matrice sabbiosa (Fig. 10 B). I clasti sono comunemente subangolosi o arrotondati e presentano un moderato grado di alterazione. Nella maggior parte dei casi questi depositi appaiono massivi, anche se localmente sono presenti tracce di stratificazione pianoparallele o, più raramente, incrociata. Questi depositi risultano grossolani in prossimità del contatto col substrato, ma, muovendosi verso ESE sono caratterizzati da una progressiva diminuzione delle dimensioni dei clasti ed un parallelo aumento della componente sabbiosa (Fig. 10 A) prima di passare gradatamente ai depositi sabbioso-siltosi affioranti nel sito N1.

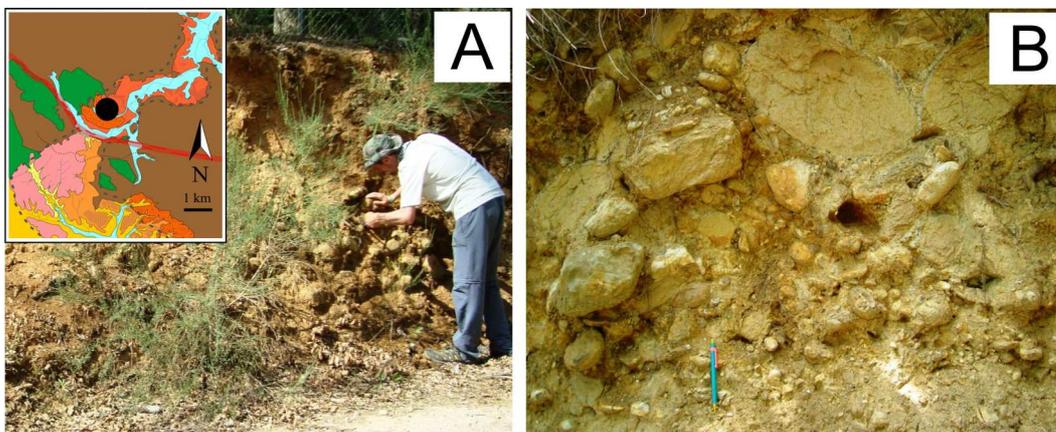


Fig. 10: Depositi affioranti nei pressi di Podere La Selva. (A) Misurazione delle paleocorrenti in depositi ciottolosi ricchi di matrice. (B) Depositi caotici con ciottoli subangolosi.

Il carattere caotico dei depositi affioranti nel sito N2, suggerisce che tali depositi si siano accumulati prevalentemente ad opera di trasporto in massa (debris-flow o flussi iperconcentrati). Tali processi suggeriscono flussi scarsamente canalizzati, in accordo alla dominanza del carattere tabulare dei depositi. I rari casi di stratificazioni suggeriscono condizioni di trasporto trattivo, possibilmente in contesti canalizzati. La progressiva diminuzione di grana in direzione ESE testimonia il passaggio alle porzioni di conoide distale, che si interdigitano con i depositi fluviali descritti in precedenza.

Sito S1

In questo sito, rappresentato da un affioramento orientato circa Est-Ovest, affiorano depositi ciottolosi poggianti su una superficie erosiva tagliata al tetto dei sedimenti di riempimento di valle incisa descritti da Aldinucci et al. (2007) e cartografati qui come unità VF1 (Fig. 11 D).

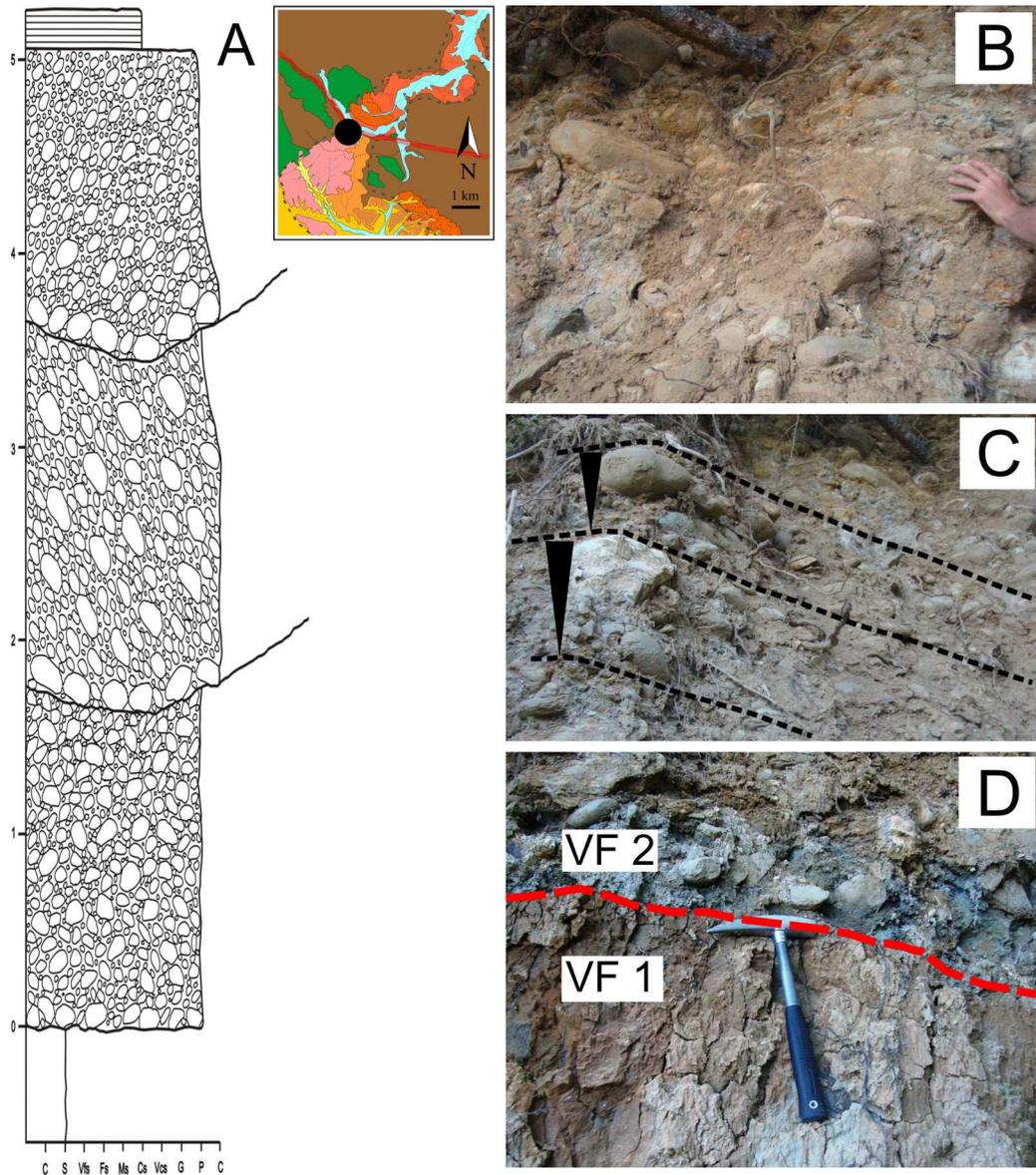


Fig. 11. Depositi in esame affioranti nei pressi del Castello di Montalto. (A) Log sedimentologico nel sito S1. (B) Ciottolami grossolani subangolosi. (C) Gradazione inversa mal definita in strati inclinati. (D) Limite erosivo tra i depositi ciottolosi VF 2 ed i sottostanti depositi pelitici VF 1.

Questi sedimenti sono rappresentati da ciottolami, ben arrotondati e clastosostenuti con matrice sabbioso-ghiaiosa (Fig. 11 A). I clasti sono riferibili comunemente a coarse pebbles, anche se casi di clasti di diametro prossimo ai 50 cm non sono rari (Fig. 11 B). Sebbene ad una prima analisi i depositi possano apparire omogenei, una più accurata osservazione evidenzia come questi siano caratterizzati da crude stratificazioni incrociate o pianoparallele che formano corpi spessi fino a 1.5 m. La porzione basale dei depositi contiene clasti di fango erosi dal tetto della sottostante unità VF1. Localmente i depositi formano pacchetti apparentemente massivi con una gradazione inversa mal definita (Fig 11 C).

I depositi del sito S1 si sono accumulati in condizioni di trasporto trattivo, come evidenziato dalla presenza di stratificazioni di vario tipo. Il carattere caotico di alcuni livelli, suggerisce comunque la possibilità che alcuni livelli di ciottoli possano essere stati messi in posto da processi di trasporto in massa (debris flow/flussi iperconcentrati). La limitata estensione laterale dell'affioramento non permette un'accurata analisi delle geometrie dei corpi, ma la presenza di stratificazioni incrociate in depositi così grossolani suggerisce la presenza di flussi molto pertinenti, e probabilmente canalizzati.

Sito S2

Questo sito, ubicato nei pressi di Podere Arcidosso (Fig. 8), è rappresentato da un affioramento naturale costituito da una parete orientata circa NO-SE ed estesa per circa 40m (Fig. 12). I depositi in esame sono costituiti da ciottolami e sabbie poggianti su una superficie erosiva tagliata a tetto di depositi pelitici formanti la porzione di tetto dell'unità VF1 descritta da Aldinucci et al. (2007) (Fig. 13 D).

L'affioramento in esame può essere distinto in due principali porzioni: una inferiore ciottolosa ed una superiore prevalentemente sabbiosa (Fig. 12).

I depositi ciottolosi sono costituiti da ciottolami clastosostenuti delle dimensioni dei pebbles con matrice sabbiosa grossolana, rudemente organizzati in bedding inclinato di circa 15°-20°. I singoli beds, spessi fino ad un massimo di 25 cm,

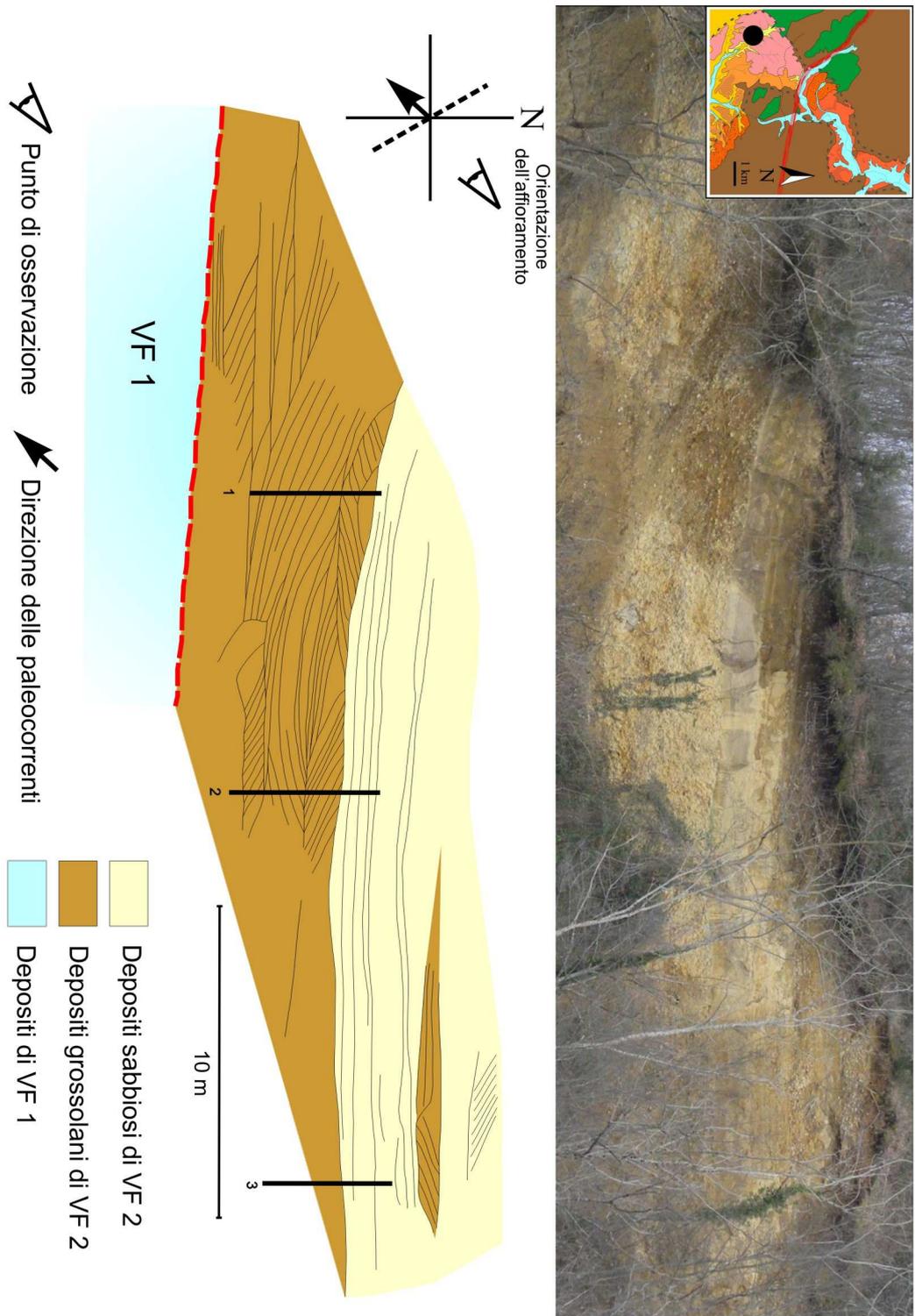


Fig. 12: Visione panoramica e relativo linedrawing dell'affioramento S2 nei pressi di Arcidosso. La generale tendenza del bedding è quella ad immergere verso NO (destra). Le paleocorrenti indicano un flusso entrante.

appaiono caratterizzati da stratificazione pianoparallela e spesso privi di matrice (Fig. 13 A, 13F). Tali depositi sono caratterizzati dalla presenza di clasti di fango che possono raggiungere i 50 cm di diametro (Fig. 13 E).

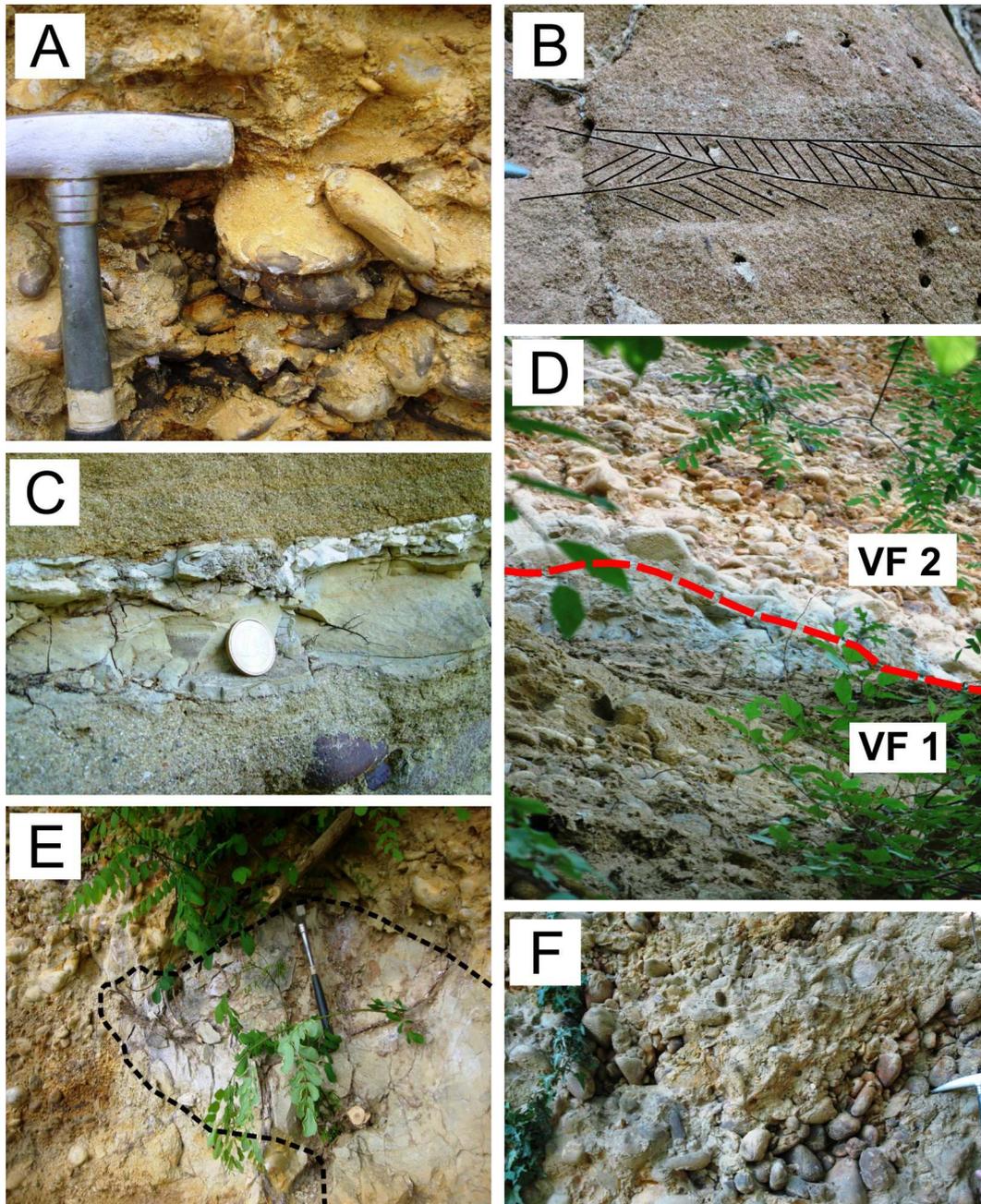


Fig. 13: Depositi osservabili nella stazione di Arcidosso (sito S2). (A) Clasti embriciati con tessitura openwork. (B) Ripple cross lamination in sabbie a tetto della porzione ciottolosa. (C) Depositi pelitici massivi al tetto di un orizzonte sabbioso. (D) Limite stratigrafico tra i depositi dell'unità VF2 e quello dell'unità VF1. (E) Mudclast derivante dal collasso di depositi di argine. (F) Lag basale (notare la tessitura openwork) di un canale secondario.

La porzione con bedding inclinato presenta uno spessore di circa 4 m ed una continuità laterale di circa 10 m. Comunemente, i clasti di maggiori dimensioni sono collocati nella porzione basale del corpo caratterizzato da bedding inclinato. La direzione del trasporto, ricavabile dall'embriciatura dei ciottoli (Fig. 13 A) di maggiori dimensioni, è comunemente ortogonale alla direzione di immersione del bedding. La porzione superiore dell'affioramento è costituita da sedimenti prevalentemente sabbiosi formanti corpi spessi fino a poco oltre 1 m con base erosiva e trend fining-upward (Fig. 14. Log 1C). In altri casi tali depositi sono formati da corpi sabbiosi con trend poco definito separati da intervalli fangosi spessi fino a pochi centimetri (Fig. 13 C). Questi depositi sabbiosi presentano stratificazione pianoparallela dominante, anche se casi di stratificazione incrociata possono essere presenti (Fig. 13 B). La porzione a dominanza sabbiosa presenta comunque delle lenti e livelli di ciottolami che possono apparire massivi o caratterizzati da stratificazione pianoparallela o incrociata.

La porzione inferiore dell'affioramento può essere interpretata come un deposito di barra fluviale, in accordo con la base erosiva, la presenza di clasti di maggiori dimensioni nella porzione basale (lag di fondo canale) e la notevole continuità laterale della clinostratificazione. Tale ipotesi è anche concordante con la presenza di clasti di fango collassati dal margine del canale. In particolare, infine, la presenza di correnti pressoché ortogonali al flusso indicano processi di accrezione laterale, associata probabilmente ad un corso d'acqua caratterizzato da moderata sinuosità. La porzione superiore dell'affioramento è associabile ad aree di deposizione in cui il sedimento non si muoveva all'interno di canali. Questi sedimenti possono essersi messi in posto principalmente durante eventi di piena in aree di esondazione. La presenza di corpi a base erosiva potrebbe indicare un leggero grado di canalizzazione dei flussi. I depositi fangosi associati a tali depositi rappresentano (Fig. 14), in tale scenario, la fase di decantazione di fini in pozzanghere durante le fasi finali degli eventi di piena.

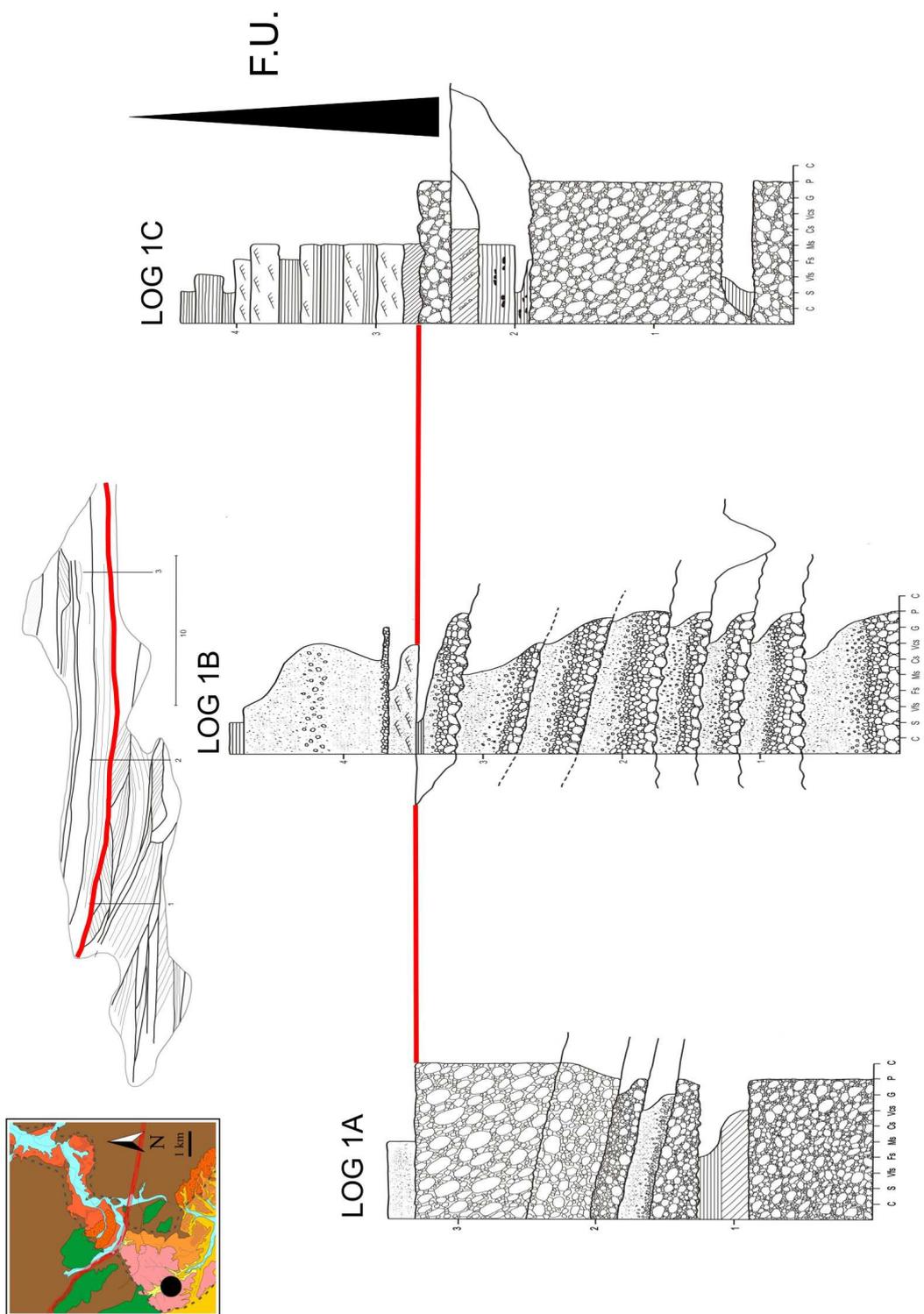


Fig. 14: Log sedimentologici misurati nel sito S2 e relativa correlazione effettuata utilizzando il limite tra la porzione inferiore ciottolosa e quella superiore sabbiosa.

Sito S3

Questo sito è ubicato nei pressi di Abbadia Monastero ed è costituito da sedimenti ciottolosi poggianti in discontinuità su sedimenti marini pliocenici (Fig. 15 D, Fig. 15 B). In questi depositi si può osservare un'alternanza tra litologie caratterizzate da granulometrie grossolane (pebbles e cobbles) e litologie più fini sabbiosi. I depositi ciottolosi presentano clasti arrotondati più o meno sferici, moderatamente o ben cerniti, nei quali la matrice è poco abbondante e rappresentata da sabbia grossolana. Essi presentano una stratificazione pianoparallela ed incrociata molto diffusa e ben sviluppata. Gli strati a granulometria più fine presentano uno spessore minore e sono composti principalmente da sabbie grossolane organizzate con una stratificazione piano parallela (Fig. 15 A).

Questi depositi sono chiaramente associabili a condizioni di trasporto di natura trattiva. La buona cernita ed il marcato sviluppo di stratificazioni suggeriscono flussi continui e duraturi nel tempo, possibilmente associati ad un sistema fluviale ben sviluppato. In particolare le stratificazioni che caratterizzano tali depositi possono essere associate a forme di fondo elementari (dune) oppure piccole barre che migravano sottocorrente formando un corpo di barra composito di cui non risulta possibile definire la natura a causa delle ridotte dimensioni degli affioramenti in esame (Fig. 15 C).

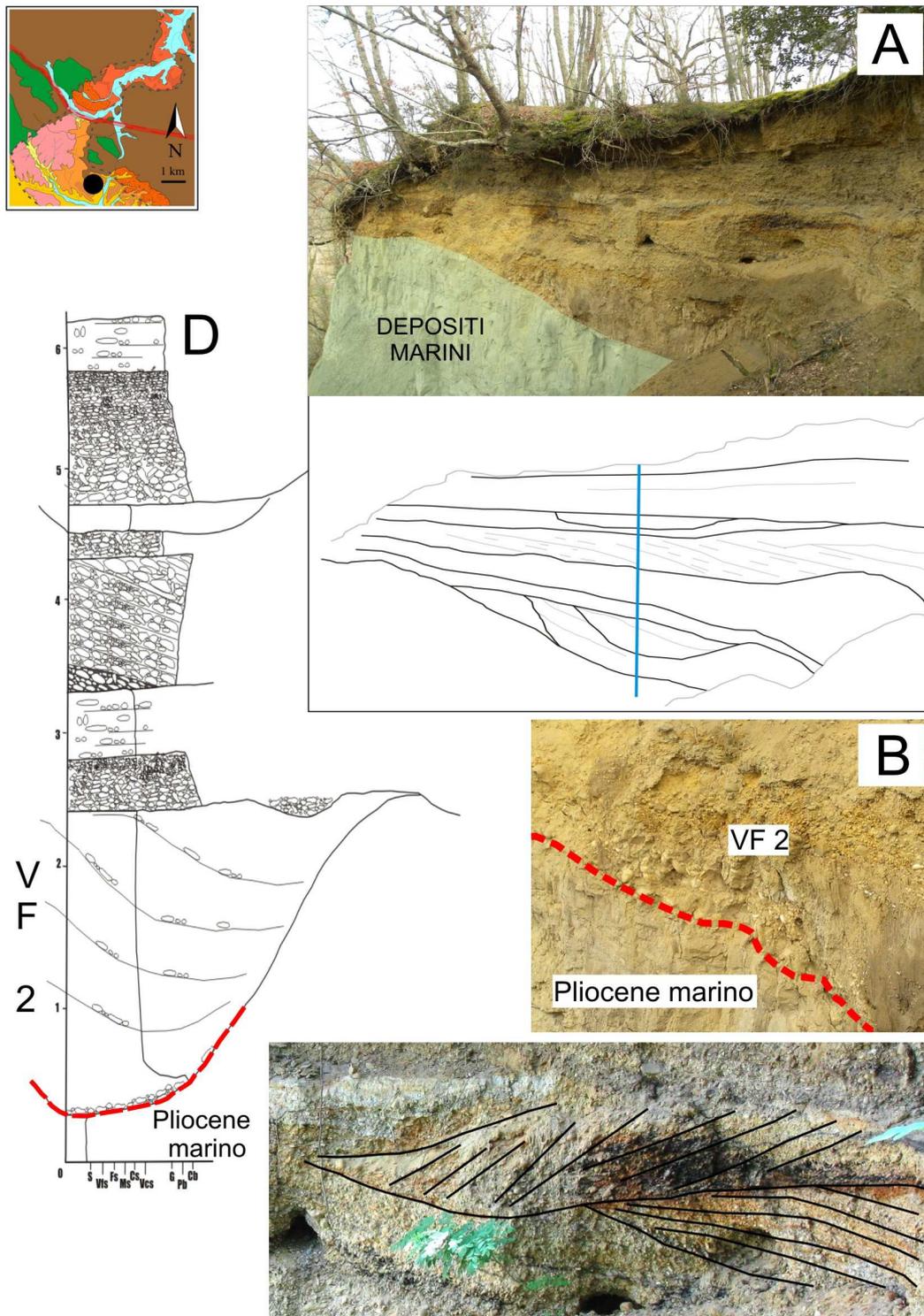


Fig. 15: Depositi ghiaiosi nell'area di Abbadia Monastero (sito S3). (A) Panoramica e linedrawing dell'affioramento. (B) Superficie erosiva tra i depositi fluviali di VF 2 e i depositi marini pliocenici. (C) Ghiaie con stratificazione incrociata attribuibili a dune o piccole barre. (D) Log sedimentologico attraverso il limite tra depositi marini e quelli dell'unità VF2.

3.2.2 Analisi delle paleocorrenti

Il lavoro di rilevamento e la raccolta di dati sedimentologici sono stati affiancati dalla misurazione di numerosi valori di paleocorrenti, ricavati principalmente da embriciature dei ciottolami, e volte a definire le principali direzioni di trasporto del sedimento. Le embriciature nei depositi ciottolosi sono state misurate considerando che in base al tipo di trasporto del sedimento (trattivo o in massa) sono riconoscibili due tipi di embriciature: i) trasporto trattivo, con asse a trasversale (a(t)) e l'asse b inclinato (b(i)); ii) trasporto in massa, con asse a parallelo al flusso (a(p)) e inclinato (a(i)). Grazie a queste informazioni si sono potute misurare paleocorrenti sia sui depositi fluviali che su quelli di conoide alluvionale. Successivamente i dati sono stati rielaborati con il software StereoWinFull 1.2 utilizzando la funzione "Rose Diagram" la quale permette una rapida ed intuitiva comprensione delle principali direzioni del flusso. Il risultato sono 15 plot corrispondenti alle varie stazioni di misura (Fig. 16). Per agevolare la comprensione i plot sono stati divisi in due gruppi: in colore rosso quelli riferiti alle conoidi, in blu quelli riferiti a depositi fluviali (Fig. 16).

Nel complesso è possibile osservare come a Nord della faglia i depositi sabbioso-siltosi siano associati ad un trasporto verso Sud, mentre i depositi delle conoidi di Podere La Selva siano principalmente associati ad un trasporto verso Est. A Sud della faglia, sia di depositi ciottolosi più grossolani (visibili nei siti S1 ed S2) che quelli più fini (visibili nel sito S3) sono associati ad un trasporto verso Sud.



Fig. 16: Ubicazione delle stazioni di misura di paleocorrente. In rosso sono indicati i depositi di conoide alluvionale (principalmente da NNE a SO), in blu i depositi fluviali (da SE a SO).

3.3 DATI DI SOTTOSUOLO

Lo studio di sottosuolo si è concentrato maggiormente nella porzione settentrionale dell'area rilevata, in quanto essa è caratterizzata da una morfologia valliva a fondo pianeggiante nella quale sono rare, o comunque di ridotte dimensioni, pareti esposte e affioramenti. In questa area sono stati eseguiti, però, diversi sondaggi gentilmente messi a disposizione dal Comune di Bucine. L'integrazione di tali sondaggi col dato derivante da rilevamento di campagna ha permesso la realizzazione di alcune sezioni geologiche (Fig. 17) in grado di illustrare le geometrie delle principali unità deposizionali riconosciute. Sulla base di tali dati è anche stato possibile tarare ed interpretare una tomografia elettrica (ERT: electrical resistivity tomography), sviluppata trasversalmente alla valle, circa tra l'abitato di Pietraviva e di Badia a Ruoti (Fig. 17).

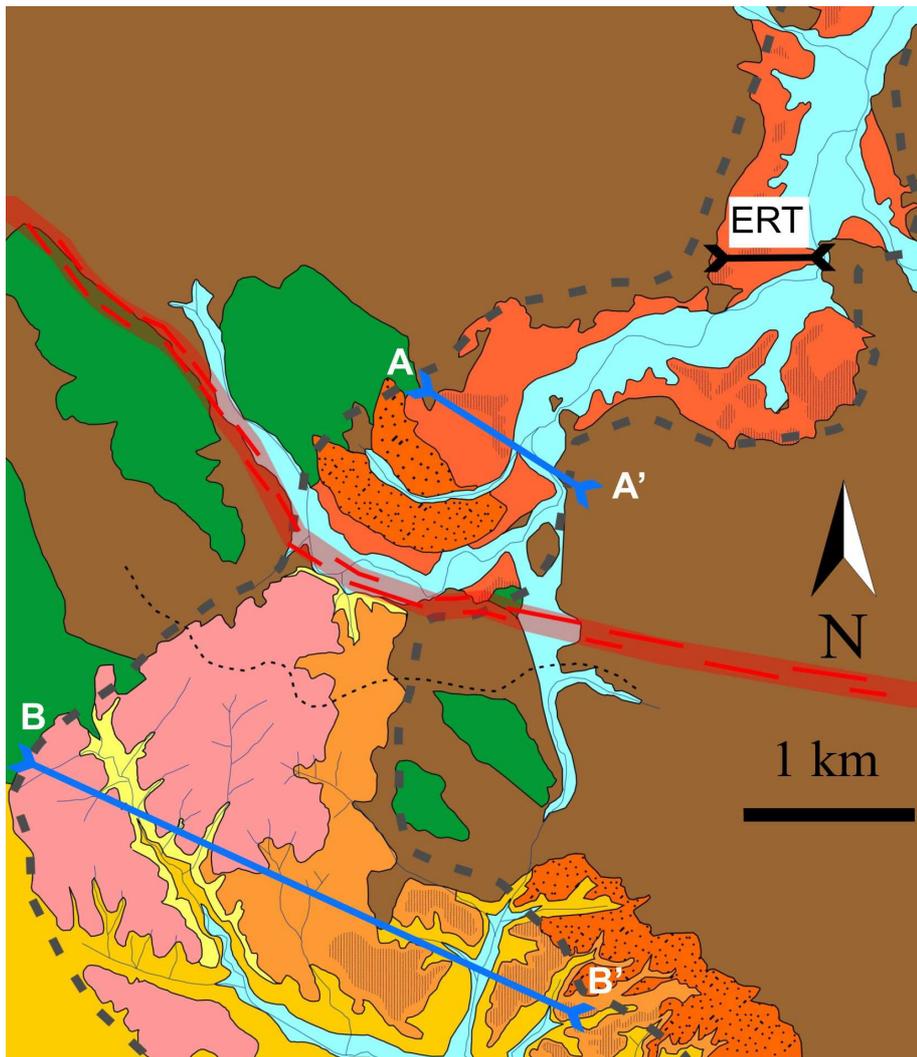


Fig. 17: Tracce di sezioni trasversali alla valle riportate nelle fig. 18, 19, 22 e 23.

3.3.1 Sezioni geologiche

I dati più utili ai fini del presente studio sono rappresentati da 2 sondaggi ubicati circa 1,5 km a Nord della faglia. Uno dei sondaggi evidenzia che lo spessore dei sedimenti di riempimento della valle è di almeno 80 m. Purtroppo tale sondaggio non permette di definire la tipologia dei depositi, a causa della scarsa risoluzione utilizzata dall'operatore. Un secondo sondaggio, effettuato a poche decine di metri dal primo rivela che a i depositi sabbioso-siltosi di natura

fluviale osservabili in affioramento nel sito N1 poggiano su ciottolami e che il contatto è netto e collocabile alla quota di 260 m s.l.m. I dati di sondaggio sono stati integrati con quelli di superficie e sono mostrati in una sezione geologica A-A' (Fig.18).

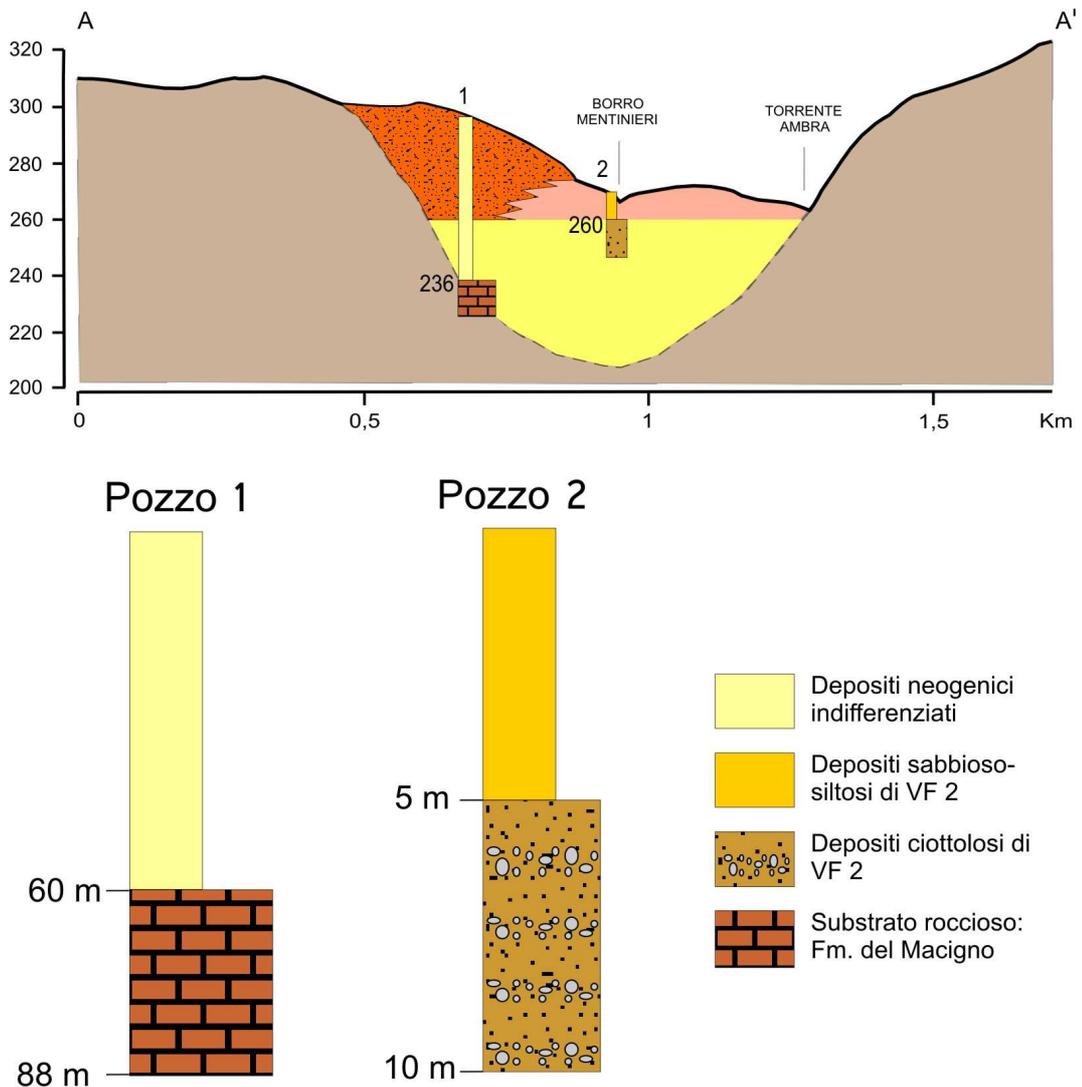


Fig. 18: Sezione geologica schematica attraverso i depositi di valle incisa a nord della faglia. I dati di affioramento sono integrati con dati di pozzo. Il pozzo 1 riporta la profondità del substrato ma mantiene indifferenziate le litologie dei depositi neogenici. Il pozzo 2 permette di identificare la base dei depositi sabbioso-siltosi dell'unità VF2 intorno a quota 260 m s.l.m.

Al fine di paragonare i dati raccolti a Nord della faglia con quelli presenti a Sud della stessa, è stata effettuata una sezione geologica nel settore meridionale dell'area in esame nominata B-B' (Fig. 19). Il profilo B-B' evidenzia un forte allargamento dei fianchi della paleovalle. Nella sezione risulta particolarmente interessante notare come i depositi ciottolosi fini descritti nel sito N3 si incassino in quelli grossolani del sito N2 fino a raggiungere i depositi marini pliocenici costituenti il substrato della valle.

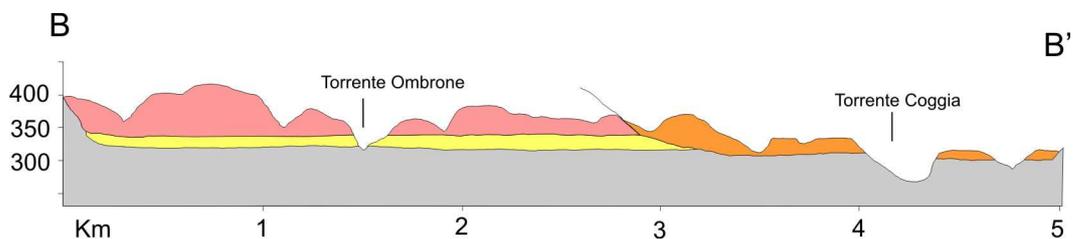


Fig. 19: Sezione geologica attraverso la porzione di valle ubicata a sud della faglia. Notare come la successione in esame sia divisibile in due sub-unità separate da una superficie di discontinuità.

3.3.2 ERT: Eletrical Resistivity Tomography

Generalità

I metodi di indagine geoelettrica in corrente continua si basano sulla legge di Ohm ($\Delta V = RI$) applicata ad un quadripolo di base: si inietta una corrente I tra due elettrodi (detti A e B o C1 e C2) e si misura la differenza di potenziale ΔV tra altri due elettrodi (detti M e N o P1 e P2). In questo modo è possibile conoscere le variazioni della resistenza (R) o della resistività ($\rho = R \cdot k$, dove k è il fattore geometrico dipendente dal dispositivo di misura utilizzato) in 1D, 2D o 3D, a seconda del numero degli elettrodi a disposizione per la misura.

Nelle misure geoelettriche la profondità di investigazione è legata alla lunghezza massima dello stendimento, ossia alla massima distanza tra gli elettrodi

di corrente, pertanto è fortemente condizionata dalla lunghezza dei cavi, nonché dalla potenza del generatore, dal tipo di materiale investigato e non ultimo da vincoli logistici (lo spazio libero disponibile). La risoluzione, ossia la capacità di discriminare corpi con proprietà differenti con un buon dettaglio è invece legata alla spaziatura tra gli elettrodi ed è molto buona in prossimità degli stessi elettrodi mentre decade rapidamente con la distanza da questi.

Le modalità per condurre una prospezione geoelettrica sono essenzialmente tre:

- i sondaggi elettrici verticali (SEV): gli elettrodi di corrente AB vengono progressivamente distanziati tra loro per poter indagare porzioni di sottosuolo sempre più profonde. Il risultato è dato da curve (1D) in grado di descrivere le variazioni verticali di resistività entro il volume investigato;
- i profili di resistività (SEO): i quattro elettrodi (corrente e potenziale) vengono traslati rigidamente lungo la superficie. Il risultato è dato da curve (1D) in grado di descrivere le variazioni laterali di resistività entro il volume investigato;
- tomografie elettriche di resistività (ERT): prevedono l'impiego di un alto numero di elettrodi che, una volta sistemati sul suolo in configurazione 2D o 3D, vengono gestiti automaticamente grazie ad uno strumento (georesistivimetro), secondo una sequenza di acquisizione prestabilita dall'operatore. In questo modo vengono prodotte immagini bidimensionali o tridimensionali (pseudosezioni) dell'area sottesa dagli elettrodi, per la massima profondità di investigazione raggiunta. I dati così acquisiti necessitano di una procedura di inversione post acquisizione per ottenere la distribuzione reale di resistività dell'area indagata.

Durante le operazioni di acquisizione, qualunque sia il sistema adottato, è necessario cercare di ridurre al minimo l'acquisizione di valori di ΔV non

direttamente legati alla corrente I iniettata e causati da altre sorgenti presenti nel sottosuolo che possono essere: potenziali spontanei (sergenti nel sottosuolo come corpi mineralizzati, flussi d'acqua, ecc), correnti telluriche (causate da flussi di ioni nella ionosfera), eterogeneità litologiche e variazioni topografiche, presenza di conduttori di origine antropica (tubazioni, reti, ecc) ed effetti della polarizzazione degli elettrodi stessi. In generale, per eliminare parte di questi disturbi, soprattutto quelli legati alla polarizzazione degli elettrodi, durante l'iniezione viene commutato il verso alla corrente (in un periodo variabile corrispondente alla cosiddetta finestra di acquisizione), producendo di fatto un'onda quadra ed evitando così che gli elettrodi si polarizzino.

La distribuzione degli elettrodi di corrente e di potenziale nei quadripoli di base è codificata secondo quattro schemi (arrays o dispositivi) classici che sono: Wenner, Schlumberger, dipolo-dipolo, polo-dipolo (Fig 20).

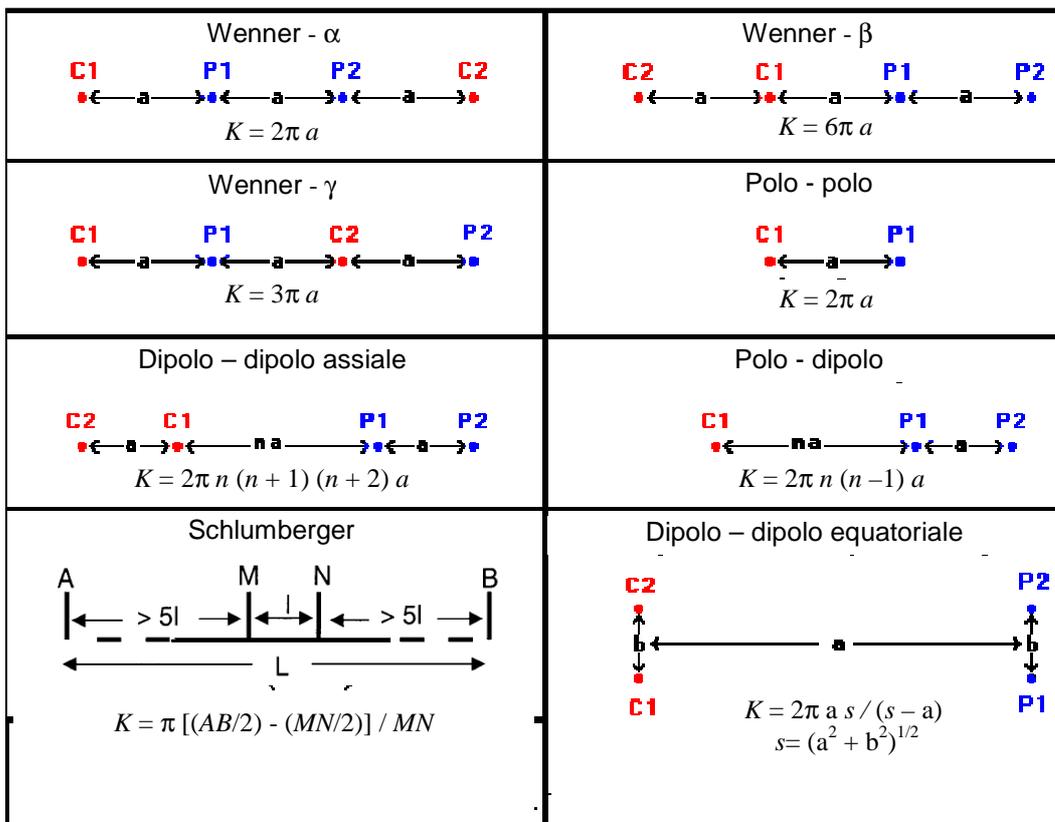


Fig. 20: Geometria dei dispositivi di base nella geoelettrica

Il dispositivo Wenner garantisce la migliore penetrazione e risoluzione verticale, ma risulta scarsa quella orizzontale. Il dispositivo dipolo-dipolo ha una modesta penetrazione, scarsa risoluzione verticale mentre è buona la risoluzione orizzontale. La configurazione Schlumberger ha caratteristiche intermedie tra i due dispositivi precedenti. Le principali configurazioni elettrode (array) determinano, come visto in precedenza, il fattore geometrico (K), differente per ciascun dispositivo, che consente di passare dalla resistenza misurata (Legge di Ohm) alla resistività (Fig 20).

Per l'acquisizione di una tomografia elettrica (ERT) la scelta del di array è determinata da esigenze di rapporto segnale/rumore e dalla risoluzione richiesta.

Qualunque sia la scelta in termini di dispositivo elettrode per l'ERT, una volta posizionata la linea di acquisizione al suolo, gli elettrodi verranno selezionati automaticamente dal georesistivimetro secondo modalità (sequenza di acquisizione) scelte dall'operatore a priori e tali da produrre un'adeguata copertura di punti di misura (sezione) sino alla massima profondità di investigazione possibile (Fig. 21).

Questo processo iterativo permette di creare una sezione verticale di resistività apparente del sottosuolo (tomografia elettrica ERT).

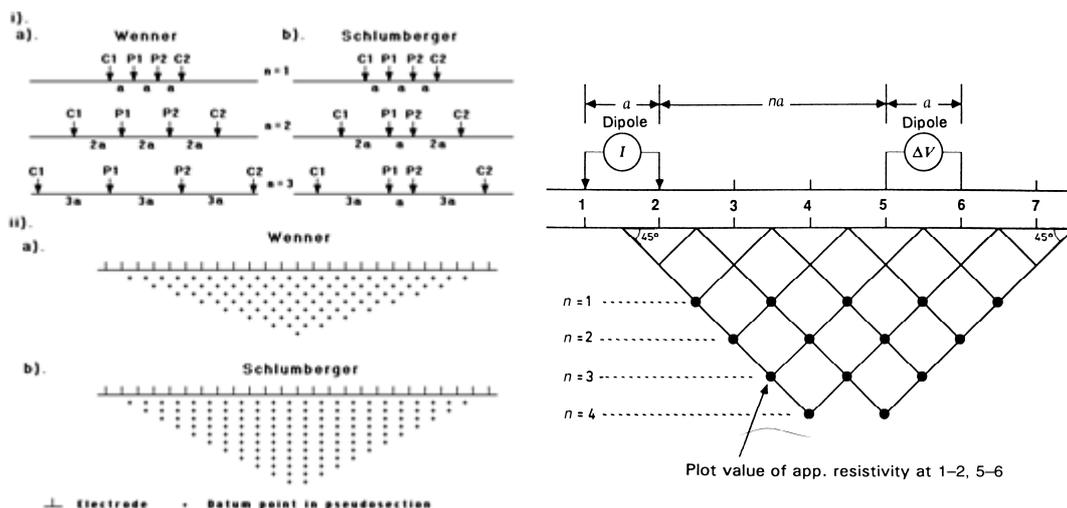


Fig. 21: Schema di acquisizione e punti di misura nelle pseudosezioni ottenute con le tre configurazioni elettrode più comuni.

Qualunque sia la procedura di acquisizione scelta è sempre molto importante poter avere una stima degli errori della misura effettuata. Questa stima diventa essenziale nel processo di inversione dei dati di pseudoresistività in quanto consente di ottenere una previsione del modello diretto che onora i dati, solo entro il loro livello di errore.

In generale una buona stima dell'errore, si ottiene tramite la misurazione del reciproco di ogni quadripolo: il reciproco è la misura che si ottiene scambiando gli elettrodi AB con quelli MN e viceversa. La misura del reciproco dovrebbe produrre la stessa resistenza della misura diretta, se questo non accade significa che è stato commesso un errore. Durante le acquisizioni, sui moderni georesistivimetri tipo Syscal Pro della IRIS Instruments, ogni misura diretta su un determinato quadripolo viene ripetuta da un minimo ad un massimo di volte che dipendono dallo scarto in percentuale (Q, tipicamente tra 5% o 10 %) tra la media delle ripetizioni sulla misura diretta. Per quanto riguarda invece il controllo dei reciproci, una volta inseriti nel file di acquisizione e caricati sulla macchina, i reciproci vengono trattati in campo come diretti. Il controllo di coerenza tra diretto e reciproco avviene invece in fase di elaborazione post acquisizione, con un criterio che riprende lo scarto percentuale tra la misura diretta e quella reciproca. Il livello di scarto (o tolleranza) scelto sarà l'errore delle misure da utilizzare nell'inversione, tra le quali non ci saranno più gli outlier, che nel frattempo saranno stati eliminati col controllo diretto-reciproco.

La determinazione dei valori di resistività reali, partendo da quelli di resistività apparente acquisiti in campagna, avviene tramite specifici programmi di inversione. Il risultato finale dell'elaborazione di questi dati è una sezione bidimensionale che rappresenta, in modo abbastanza attendibile, la distribuzione reale dei valori di resistività nel terreno.

Ovviamente i risultati della geoelettrica possono essere interpretati come un'immagine del sottosuolo: vanno però sempre ricordati i limiti di questo imaging, ed in particolare il fatto che la risoluzione cala molto rapidamente lontano dagli elettrodi; pertanto se gli elettrodi sono in superficie, ci si deve

attendere che all'aumentare della profondità la risoluzione diminuisca notevolmente. In generale per i dati ottenuti mediante tomografia (ERT), si osserva che i risultati dell'inversione sono attendibili fino ad una profondità pari a circa 1/4 - 1/5 della lunghezza massima della linea. L'informazione sui bordi dell'immagine (2D) ottenuta, inoltre, è molto debole, in quanto la massima copertura dei punti di misura corrisponde alla parte centrale della sezione (Fig. 21), (*Burger, 1992; Milsom, 2003; Reynolds, 1997; Seidel and Lange, 2008*).

Misure ERT in Val d'Ambra.

Per poter indagare i depositi di riempimento della Val d'Ambra, nella zona oggetto del presente studio in tutta la sua larghezza, è stato necessario effettuare due linee tomografiche: la prima ad Ovest e la seconda ad Est della strada provinciale della Val d'Ambra (Fig. 17).

Le tomografie elettriche realizzate per il presente lavoro di tesi sono state ottenute utilizzando un georesistivimetro *IRIS SYSCAL Pro 72*, di proprietà del Dipartimento di Geoscienze dell'Università degli Studi di Padova. Questo sistema supporta cavi multielettrodi con 24 uscite per cavo (sino a 3 cavi = 72 elettrodi). Per l'acquisizione sono stati utilizzati dei picchetti di acciaio inox, di lunghezza e spessore prestabiliti, che sono stati infissi nel suolo e connessi alle uscite del cavo con delle pinze a due capi (uno verso il cavo, l'altro verso l'elettrodo). In entrambe le tomografie eseguite si sono tenuti gli stessi parametri di acquisizione:

- una finestra di acquisizione di 250 ms
- stacks: minimo 3- massimo 6
- $Q = 5\%$
- $V_{AB} = 800 \text{ V}$
- $V_{MN} = 50 \text{ mV}$

La prima tomografia è stata realizzata ad Ovest della strada provinciale Val d'Ambra utilizzando il dispositivo dipolo-dipolo a 72 elettrodi con spaziatura 5 metri, per un'estensione totale di 355 metri. Per coprire tutta l'area di interesse, mantenendo la stessa profondità di investigazione (circa 70 m) è stato necessario realizzare una sovrapposizione (*roll-along*) di 24 elettrodi che ha consentito una copertura orizzontale di 473 m.

Per la seconda tomografia, realizzata ad Est della strada provinciale Val d'Ambra, sono state fatte diverse acquisizioni per testare la risoluzione e posizione delle anomalie di interesse su sezioni a diverse profondità di investigazione: una sezione dipolo-dipolo a 48 elettrodi con spaziatura 5 metri; una sezione dipolo-dipolo di 72 elettrodi con spaziatura 5 metri; una sezione dipolo-dipolo con 72 elettrodi con spaziatura 3 metri. Tutte le sezioni fanno riferimento alla stessa posizione dello strumento per rendere paragonabili le anomalie. In questa sede si mostreranno solo i risultati della tomografia realizzata con il dispositivo dipolo-dipolo a 72 elettrodi, in quanto direttamente paragonabili, per risoluzione e profondità di investigazione, con la tomografia realizzata ad Ovest della strada.

I dati acquisiti per entrambe le sezioni sono stati elaborati ed invertiti mediante il *software ProfileR2D* versione 2.4 (A. Binley – Lancaster University UK). Per consentire una migliore lettura dei risultati e per visualizzare le variazioni di resistività significative, le scale grafiche sono state uniformate in un range ottimale (10-150 Ohm*m).

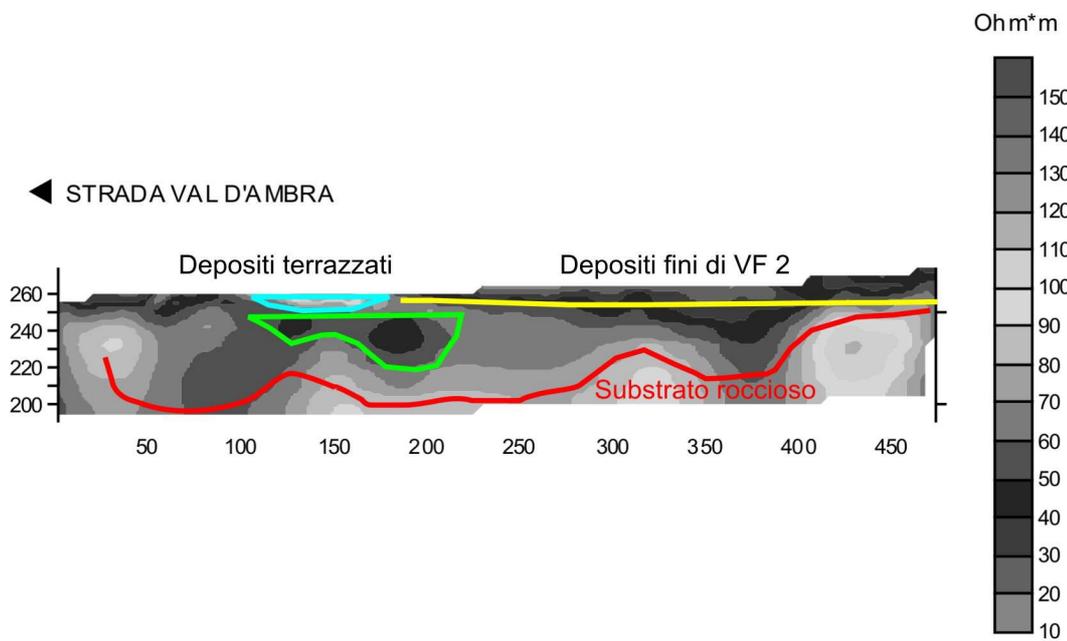
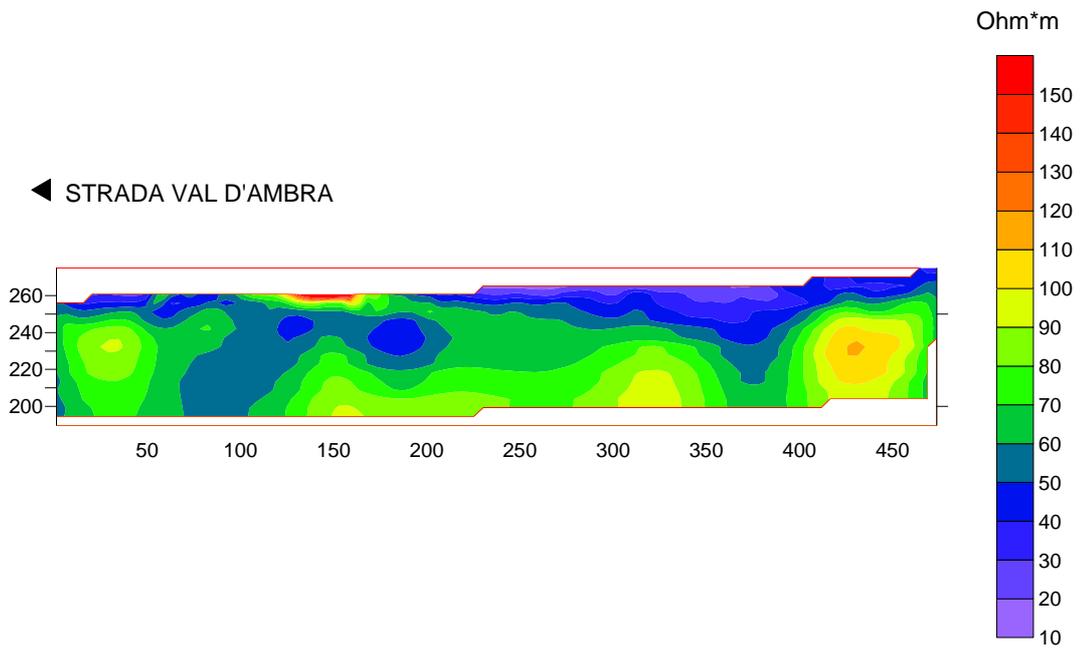


Fig. 22: ERT ad Ovest della strada provinciale Val d'Ambra e relativa interpretazione

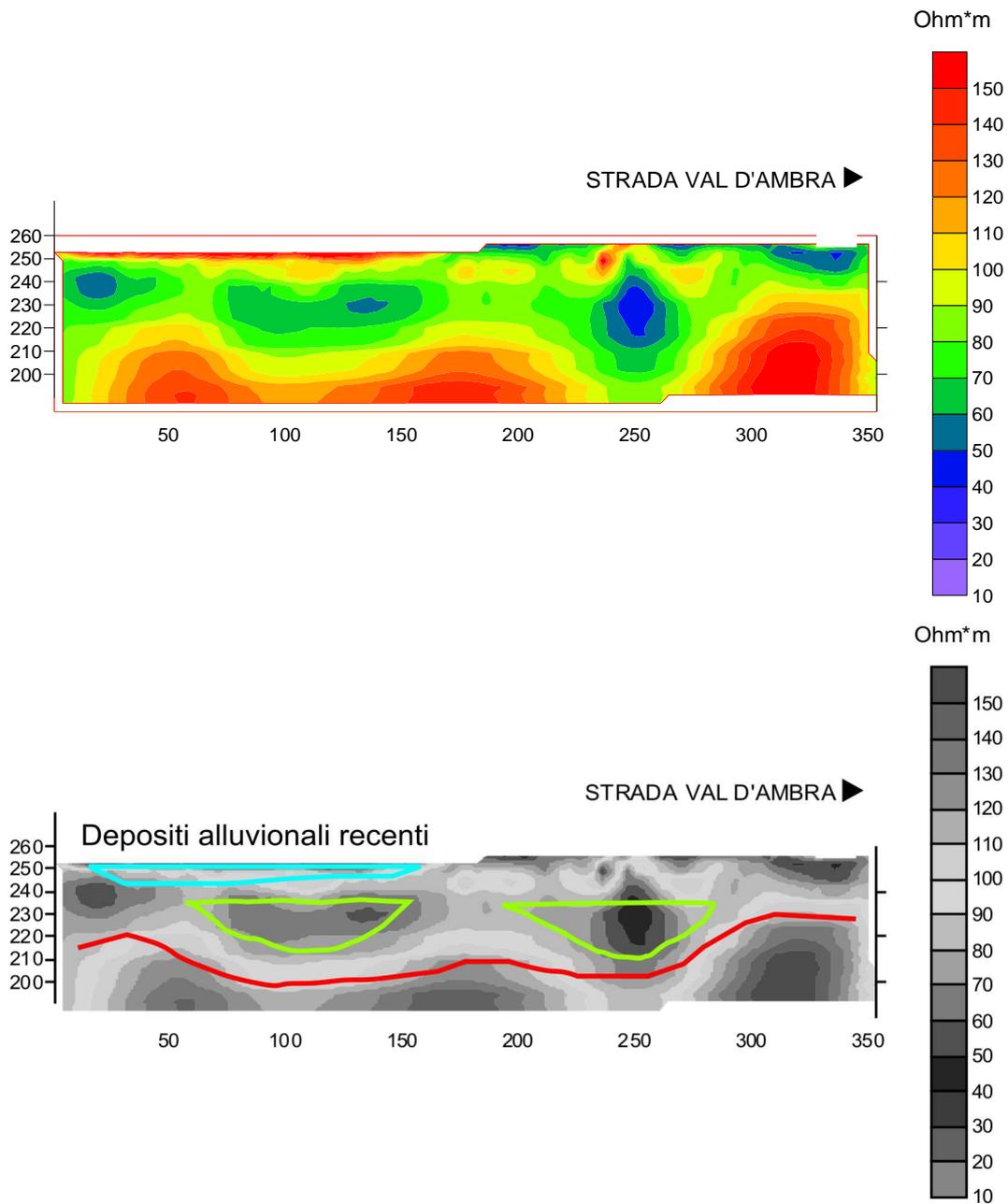


Fig. 23: ERT ad Est della strada provinciale Val d'Ambra e relativa interpretazione

Dall'analisi comparata delle due sezioni acquisite rispettivamente ad Ovest (Fig. 22) e ad Est (Fig. 23) della strada provinciale Val d'Ambra, emerge chiaramente una chiara dinamica laterale e verticale dei valori di resistività,

riconducibili probabilmente in modo abbastanza attendibile alla variazione litostratigrafica presente nel sito.

I valori più conduttivi rilevati nella sezione ad Ovest (Fig. 22) non sono certamente da intendersi come relativi a materiali geologicamente differenti rispetto a quelli presenti nella sezione ad Est (Fig. 23). Piuttosto, probabilmente questi valori più conduttivi sono riconducibili, per la zona più superficiale ad una maggiore presenza di fini e per la parte più profonda ad un materiale sostanzialmente identico su entrambe le sezioni, ma con un grado di fratturazione più marcato nella sezione Ovest, situazione che, in ambiente saturo, produce valori di resistività più bassi rispetto a quelli rilevati nella sezione Est.

In particolare, tentando di integrare i risultati ottenuti con la prova ERT con i dati di campagna e di sottosuolo, emergono i seguenti punti:

1) I corpi più resistivi (120-150 Ohm*m) rilevati nella parte più superficiale della sezione ad Est (Fig. 23) sono attribuibili ai depositi ghiaiosi del torrente Ambra attuale, come pure il terrazzo che presenta gli stessi valori di resistività a 150 metri a Ovest della strada (Fig. 22).

2) I depositi superficiali ad Ovest a bassa resistività (10-60 Ohm*m), sono attribuibili a litologie siltose appartenenti all'unità VF2 e precedentemente descritti nel sito N1 come depositi fluviali di fiumi con canali sabbiosi e piane alluvionali fangose.

3) La porzione centrale, al di sotto della tavola d'acqua, a media resistività, tra 60 e 90 Ohm*m (colore verde), può essere considerata come un insieme di depositi sabbiosi e ciottolosi interpretabili come canali amalgamati incassanti depositi più fini, siltoso-argillosi, maggiormente conduttivi, tra 40 e 60 Ohm*m (corpi blu). Tale interpretazione trova riscontro nel fatto che a parità di saturazione, i materiali più fini appaiono più conduttivi rispetto a quelli con granulometria maggiore e quelli compatti appaiono più resistivi rispetto a quelli fratturati. La tavola d'acqua, riferita alle quote delle due sezioni ERT, si assesta intorno a quota 250 m e determina una risposta differente di in termini di resistività per le diverse litologie. I depositi sabbioso-ghiaiosi individuati al di

sotto delle litologie siltose descritte al punto 2 non affiorano mai e potenzialmente possono corrispondere alla porzione basale dell'unità VF2 oppure al tetto dell'unità VF1.

4) La porzione basale, più profonda a più alta resistività rappresenta il bedrock. Esso si assesta mediamente a circa 210 metri s.l.m. ma è caratterizzato da una superficie irregolare che risale a cavallo della strada. Tuttavia il lato ad Ovest (Fig. 22) mostra una resistività minore rispetto a quello Est (Fig. 23). Per interpretare questo dato si è ipotizzato, sulla base delle risultanze geofisiche, che il bedrock ad Ovest fosse alterato e/o fratturato e che quindi potesse contenere una maggior quantità di acqua con conseguente aumento della conducibilità misurata. Tale ipotesi ha trovato riscontro nell'indagine n° 226 del piano strutturale del Comune di Bucine, eseguita a poche decine di metri dal limite ad Ovest della sezione ERT suddetta, nel quale viene segnalato il fatto che sono state penetrate prima arenarie alterate e al di sotto arenarie fratturate.

3.4 ANALISI STRUTTURALE

3.4.1 Dati bibliografici

L'area Rapolano Terme, collocata pochi chilometri a SE dell'area in esame (Fig. 2B) è stata intensamente studiata negli ultimi anni in funzione all'attività di numerose faglie normali in tempi recenti ed alla loro relazione con la formazione di significativi accumuli di travertino (*Brogi, 2004, Pavlides & Kiliass 1987; Minissale, 1991*). Questi travertini, riscontrati anche nell'area studiata nel Torrente Ambra (Fig 24 C), sono normalmente collegati alla circolazione ed alla emergenza di fluidi idrotermali e sono importanti indicatori di attività tettonica (*Brogi, 2004, Pavlides & Kiliass 1987; Minissale, 1991; Altunel & Hancock, 1993a, 1993b; Sibson, 1996*). Le sorgenti termali e i depositi di travertino infatti possono essere correlati a strutture fragili, in particolare ai sistemi di faglie dirette orientate NE-SO e NNO-SSE che caratterizzano tutta l'area, e alle zone di danneggiamento attraverso le quali possono risalire i fluidi idrotermali (*Brogi, 2004; Barazzuoli et al., 1986, 1991; Hancock et al., 1999; Cello et al., 2001; Bellani et al., 2004*). In particolare i travertini e gli sfiati gassosi (CO₂ e H₂S) possono essere considerati contemporanei o quasi-contemporanei all'attività delle faglie (*Hancock et al., 1999*) e infatti sono collocati in corrispondenza sia delle faglie dirette plioceniche (NNO-SSE) che di quelle orientate NE-SO, entrambe riattivate durante il Pleistocene con la formazione di ulteriori faglie NE-SO (*Brogi, 2004; Brogi, 2008; Brogi & Capezzuoli, 2009; Brogi et al., 2010*).

Come precedentemente evidenziato, l'area in esame è attraversata da una faglia normale ad orientazione NO-SE (Fig. 8), che risulta interessata da significative risalite di CO₂ attualmente sfruttate dalla società Messer S.p.A. (Fig 24 D-E) La presenza di tale faglia è chiaramente evidenziata dalla dislocazione che essa induce nei depositi di substrato, causando un sollevamento della porzione meridionale dell'area in esame e ponendo a contatto le Arenarie del Macigno con i

depositi Subliguri. La presenza della faglia nel sottosuolo è evidenziata inoltre anche dalle stratigrafie di sondaggi effettuati per l'estrazione della CO₂ e gentilmente messi a disposizione dalla Messer Italia S.p.A. (Fig. 24 B). L'analisi strutturale svolta è mirata a definire con precisione la cinematica della faglia e stabilire quali dei depositi neogenici siano interessati dall'attività della stessa.

3.4.2 Dati raccolti

La faglia in esame è stata analizzata in dettaglio in quattro principali stazioni di misura (Fig. 24), dove è stato possibile misurare direzione e immersione dei piani di faglia e il pitch delle lineazioni delle strie ad essi associate. Grazie alla presenza di indicatori cinematici, qui rappresentati da fibre di calcite (Fig. 24 F-G-H), è stato possibile determinare la direzione e il verso dei singoli movimenti (*Hancock, 1985; Petit, 1987*). Nel complesso sono state effettuate 29 misure sulle quattro stazioni. I dati sono stati successivamente rielaborati tramite l'utilizzo del software FaultKin 1.2.2. che ha permesso di rappresentare gli stessi attraverso stereogrammi Fault & Striae (Fig. 24 A). Tali diagrammi mostrano con una certa chiarezza faglie a direzione circa NO-SE, ed altre circa ortogonali, a cinematica essenzialmente di tipo trascensivo sinistra evidenziata dall'orientazione delle frecce (che indicano il movimento del blocco di tetto). Per rappresentare meglio le principali direzioni di stress delle faglie sono stati creati contemporaneamente diagrammi con la funzione P-T (Pressure and Tension) (Fig. 24 A). Questi plot evidenziano una cinematica di tipo distensivo in quanto gli assi P (riferibili a σ_1 , in rosso) sono circa verticali mentre gli assi T (riferibili a σ_3 , in blu) sono posti circa orizzontali in accordo al modello Andersoniano. Le stazioni sono state raggruppate in due aree principali per poter rappresentare meglio la cinematica della zona. In particolare sono state prodotte due "beach ball" che sono espressione di due fasi distinte: la zona più ad Est, che si trova verso l'estremità della faglia, è legata alla cinematica di faglie quasi

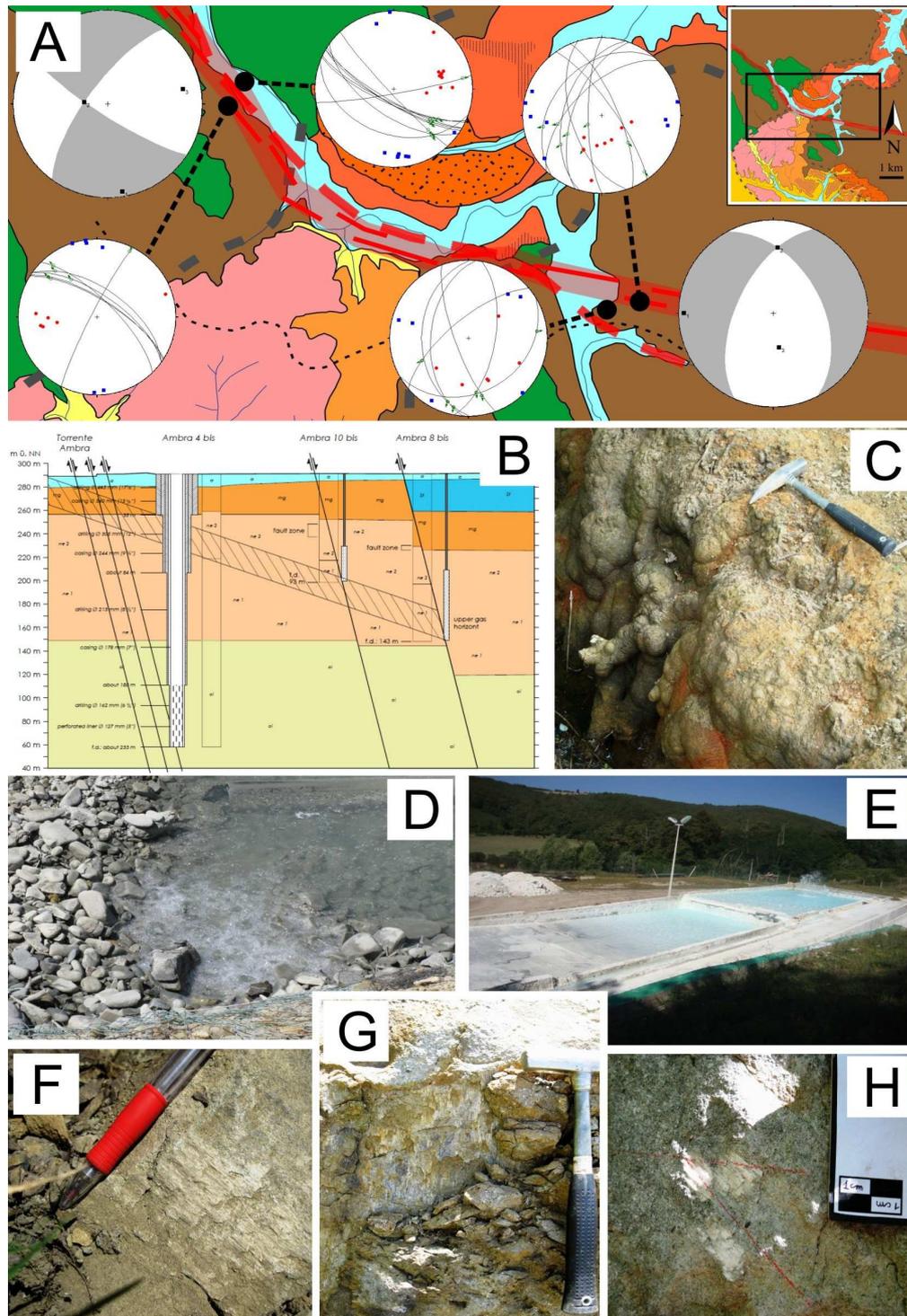


Fig. 24: Analisi strutturale. (A) Ubicazione delle stazioni di misura con relativi stereogrammi. (B) Sezione geologica attraverso la zona di faglia ricavata da dati di sondaggio (gentilmente concessi da Messer Italia S.p.A.). (C) Depositi di travertino riscontrati all'interno del torrente Ambra. (D) Sorgente spontanea di CO₂. (E) Vasca di decantazione di carbonato di calcio dovuto all'estrazione di CO₂. (F-G-H) Fibre di calcite sui piani di faglia esaminati.

normali pure, orientate NNO-SSE, formate nel Pliocene e poi riattivate; la fase registrata più ad Ovest, nella parte centrale della faglia, presenta una cinematica di tipo trascorrente, probabilmente più recente, che tuttavia è compatibile con il contesto trastensivo che interessa l'area in esame.

3.4.3 Attività della faglia

Una volta accertata la presenza e la dinamica della faglia si è cercato di capire quando questa sia stata maggiormente attiva, ed in particolar modo se questa abbia interessato i depositi di riempimento di valle incisa delle unità VF1 e VF2.

Due principali elementi possono suggerire un'attività recente della faglia. Per primo la presenza di emissioni di CO₂ associata alla risalita di acque termali lungo il piano di faglia. Sebbene la faglia non sia attualmente sismogenica, tale evidenza suggerisce che il piano di faglia non sia ancora stato "sigillato" ed indica un'attività relativamente recente della stessa. Un secondo elemento utile a indicare un'attività recente è l'orientazione della faglia stessa, che risulta appartenente alla famiglia di faglie che nell'adiacente area di Rapolano Terme sono attive fino al Pleistocene Medio (*Brogi, 2004; Brogi, 2008; Brogi & Capezzuoli, 2009; Brogi et al., 2010*).

In particolare, risultano interessanti i rapporti tra la faglia in esame ed i depositi delle unità VF1 e VF2 osservabili nell'area del Castello di Montalto (Fig. 8). In tale area i depositi ciottolosi dell'unità VF1 sono chiaramente affetti da deformazioni. Sebbene alcune di queste possono essere anche imputate alla pressione dovuta al carico litostatico, come ad esempio strutture di pressodissoluzione o fratture beanti sviluppate in direzione verticale (Fig. 25 A-D-C), altre mostrano chiaramente che i sedimenti sono stati interessati da attività tettonica. Infatti, strie (Fig. 25 B-F-G) e fenomeni di dissoluzione associati a

movimenti sulla direzione orizzontale non possono certamente essere associati a carico litostatico. In questi ciottolami, il mancato sviluppo di superfici di taglio è legato al carattere sciolto dei depositi, che appaiono completamente non cementati e che rispondono alle deformazioni adattando la loro orientazione spaziale secondo le direttrici di sforzo principali. Tale processo induce spesso la formazione di strie ben definite sulla superficie dei clasti stessi. Gli elementi elencati mostrano chiaramente un'attività della faglia successiva alla deposizione dei ciottolami dell'unità VF1. Tale ipotesi è avvalorata anche dall'intenso grado di decarbonificazione che interessa i clasti di natura carbonatica presenti in questi depositi (Fig. 25 E-H). Tale processo è associato ad una intensa circolazione di CO₂ che risulta chiaramente associata alla circolazione di fluidi lungo i piani di faglia. I depositi dell'unità in esame VF2, affioranti sulla stessa verticale dei sedimenti appena descritti, risultano invece interessati solo da deformazioni attribuibili a carichi litostatico (e.g. impronte da pressodissoluzione).

Infine, il rigetto massimo che la faglia produce è di circa 75 m (calcolato dalle quote della base della Formazione del Macigno della tomografia, circa 210 m s.l.m., e dal profilo del sondaggio effettuato dalla Messer Italia, 285 m s.l.m.; Fig. 24 B, 22 e 23) in prossimità della valle, mentre risulta di circa 30 metri in corrispondenza dello stabilimento di produzione di CO₂ (Fig. 24 B). Si ricorda che la faglia è ancora beante quindi il rigetto risultante è quello cumulativo dal Pliocene ad oggi.

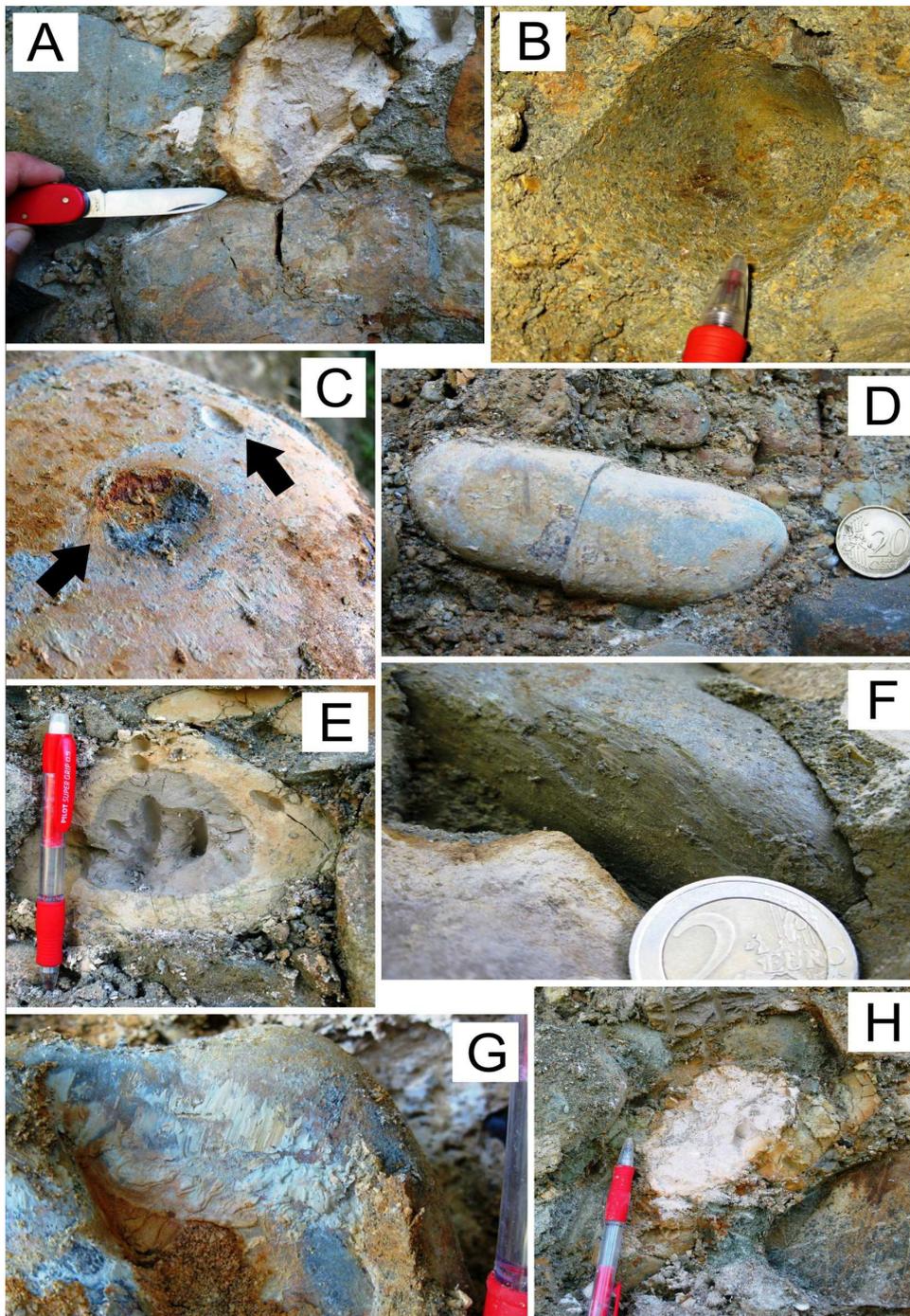


Fig. 25: Evidenze di deformazioni nei depositi pliocenici costituenti la porzione inferiore del riempimento di valle incisa (unità VF1). (A-D) Fratturazione in direzione verticale probabilmente dovuta al carico litostatico. (C) Strutture da pressodissoluzione legate a carico litostatico verticale (freccia) e strie orizzontali associate a movimenti tra clasti indotti da attività tettonica. (B-F-G) Strie suborizzontali sviluppate nei depositi secondo la direzione di sforzi principali legati all'attività della faglia. (E-H) Decarbonificazione di clasti dovuta alla circolazione di fluidi ricchi in CO_2 .

3.5 DATAZIONE

Al fine di poter definire l'età dei depositi in esame sono state condotte indagini paleontologiche e paleomagnetiche nella porzione più distale del sistema esaminato. In particolare è stata presa in esame una sezione ubicata nell'area di Pian di Bari (Fig. 8), che presenta caratteristiche di natura litologica e contenuto fossilifero che la rendono particolarmente adatta alle analisi programmate. Tale sezione è stata oggetto di studi inediti (*Moscon, 2009*) ed è costituita da depositi fluviali sabbioso-siltoso sviluppatasi sottocorrente ai ciottolami descritti nelle sezioni S1, S2 ed S3. In particolare, i depositi sabbiosi sono stati riferiti a sistemi di canali a alta sinuosità, mentre le porzioni fini sono ad un ambiente di piana esondabile (*Moscon, 2009*). Questi ultimi depositi raggiungono uno spessore di circa 2 m, contengono alcuni livelli torbosi (Fig. 26 A) ed appaiono ricchi di resti di gusci di gasteropodi d'acqua dolce (Fig. 26 B).

3.5.1 Analisi paleontologiche

L'obiettivo primario di questo studio è stata la ricerca di resti di micromammiferi, in quanto particolarmente affidabili per considerazioni di natura cronologica in contesti continentali. Per questo scopo sono stati raccolti e setacciati (Fig. 26 C) con setaccio a maglia di 1mm i sedimenti torbosi che comunemente contengono queste tipologie di fossili. Il lavoro svolto ha portato alla setacciatura di circa 100 kg di sedimento. La prima fase di setacciatura è stata effettuata in campagna, mentre la "ripulitura" finale dei residui è stata effettuata in laboratorio presso il Dipartimento di Geoscienze di Padova. Qui i residui sono stati sottoposti a vari processi di disaggregazione con acqua ossigenata, asciugatura in forno, per ottenere "lavati" esaminabili.

Il lavoro svolto ha portato al rinvenimento di numerosi resti di gasteropodi (Fig. 26 B), ma purtroppo ha consentito solo il rinvenimento di alcuni frammenti ossei non determinabili. I gusci dei gasteropodi rinvenuti sono attribuibili a *Valvata anconae*, *Prososthenia oblonga*, *Prososthenia ovata* e *Bithynia tentaculata*. Tale associazione è riferibile ad un intervallo di tempo che varia dal Pliocene Medio al Pleistocene Medio e non fornisce pertanto un significativo aiuto alle indagini svolte. Dal punto di vista paleoecologico, l'associazione è in accordo col dato sedimentologico discusso da Moscon (2009) e conferma l'attribuzione dei depositi limosi ad un contesto di piana esondabile.

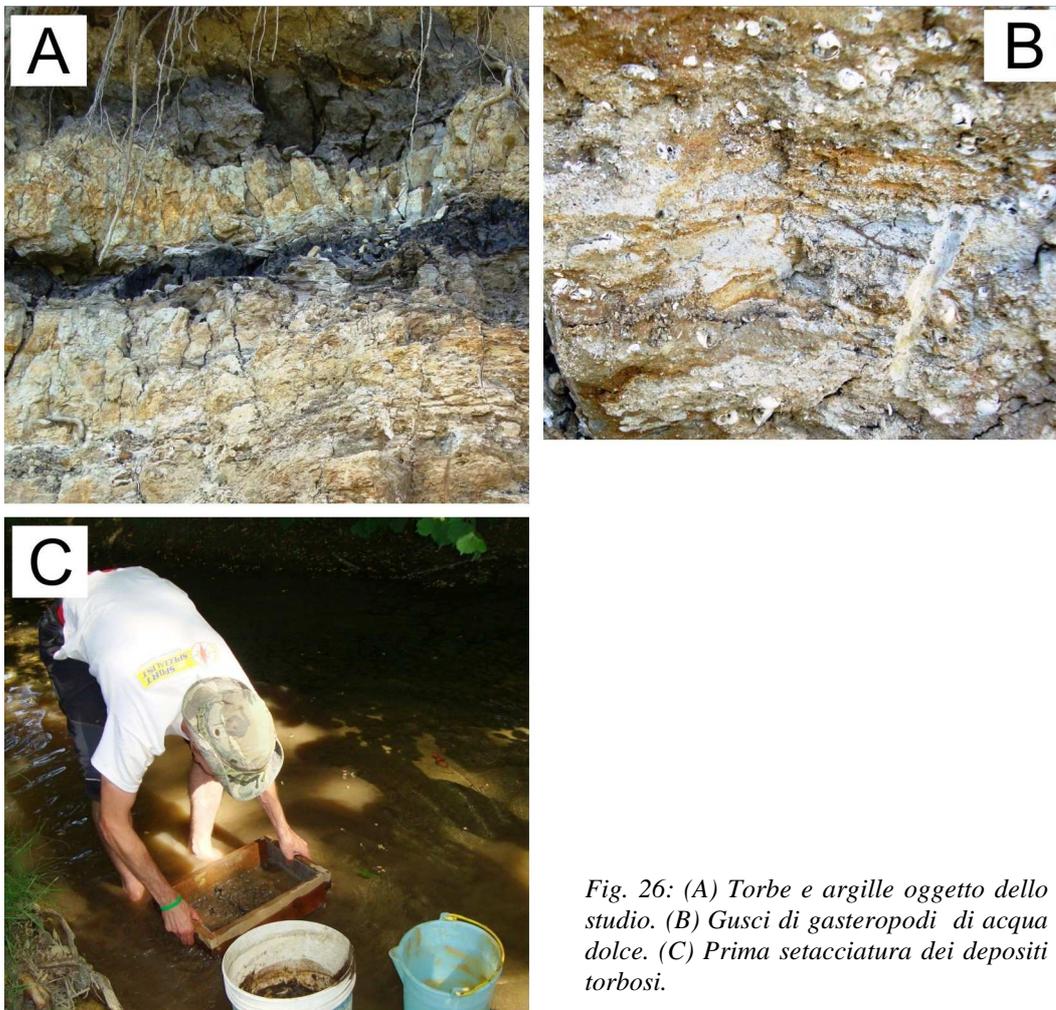


Fig. 26: (A) Torbe e argille oggetto dello studio. (B) Gusci di gasteropodi di acqua dolce. (C) Prima setacciatura dei depositi torbosi.

3.5.2 Analisi paleomagnetiche

Metodi e concetti di base

Il campo magnetico terrestre è generato dai movimenti delle masse fluide nel nucleo esterno e la sua direzione e l'intensità, sulla superficie terrestre, cambia nel tempo con un periodo che varia tra 1 e 103 anni. Tali variazioni prendono il nome di variazioni secolari geomagnetiche. Più che mostrare una vera e propria ciclicità producono, in un dato punto della superficie terrestre, l'oscillazione dei valori di declinazione e inclinazione del campo magnetico intorno ad un valore medio. Per un intervallo di tempo sufficientemente lungo (ad esempio gli ultimi 2000 anni) può essere calcolata una posizione media del polo geomagnetico praticamente indistinguibile dall'asse di rotazione terrestre: questo implica che il campo geomagnetico mediato nel tempo è descrivibile come generato da un dipolo assiale geocentrico (GAD), ipotesi fondamentale per molte applicazioni in geologia e paleomagnetismo (*Butler, 1998*) (Fig. 27 A).

Un'altra applicazione in geologia è determinata dall'inversioni geomagnetiche. Infatti, il campo magnetico terrestre si è invertito un numero considerevole di volte nel tempo geologico, probabilmente a causa delle variazioni nella circolazione convettiva nel nucleo esterno (*Kearey and Vine, 1994*). La sequenza delle inversioni geomagnetiche riveste una notevole importanza a scopi stratigrafici.

Il campo geomagnetico viene registrato nelle rocce grazie alla presenza di minerali ferromagnetici. Ogni materiale ferromagnetico, ad una data temperatura, può acquisire una magnetizzazione massima detta magnetizzazione di saturazione il cui valore decresce all'aumentare della temperatura fino a raggiungere valore nullo alla temperatura di Curie (T_c), tipica per ogni minerale ferromagnetico. Una caratteristica fondamentale di questo tipo di solidi è che sono in grado di registrare la direzione del campo magnetico inducente al quale sono sottoposti e

mantenerla quando questo viene rimosso. I minerali ferromagnetici più importanti in natura sono gli ossidi di ferro e titanio ed i più comuni sono:

- Titanomagnetite. È una soluzione solida tra la magnetite e l'ulvospinello. La magnetite pura è ferrimagnetica con una temperatura di Curie di 578°C. La titanomagnetite è un prodotto primario della cristallizzazione dei fusi magmatici ed è importante in paleomagnetismo come componente detritica di molte rocce sedimentarie (*Bulter, 1998*).
- Titanoematite. I minerali di questa serie sono costituiti da una soluzione solida tra l'ematite e l'ilmenite. Il comportamento magnetico varia molto con la composizione ed è di tipo ferromagnetico in alcune composizioni intermedie (*Bulter, 1998; Collinson, 1983*).
- Maghemite. È un prodotto dell'ossidazione a temperatura ambiente della magnetite. Non si può stabilire una vera e propria temperatura di Curie perché già a circa 300°C la struttura diventa quella dell'ematite; è un minerale ferromagnetico molto diffuso nei suoli (*Bulter, 1998; Collinson, 1983*).
- Idrossidi. Sono molto comuni in rocce ignee alterate, suoli e rocce sedimentarie. Il principale è la goethite che mostra comunemente un debole ferromagnetismo (*Bulter, 1998; Collinson, 1983*).
- Solfuri. Assumono importanza nei sedimenti marini, in quanto si formano al di sotto dell'interfaccia acqua-sedimento in condizioni euxiniche, ad esempio per la presenza di materia organica. I principali sono la pirite, la troilite e la pirrotina: solo l'ultima è ferrimagnetica, con temperatura di Curie di 320°C (*Bulter, 1998; Collinson, 1983*).

Una roccia può subire diversi tipi di magnetizzazione: la magnetizzazione naturale rimanente (NRM) è quella di una roccia prima dei trattamenti in laboratorio. Dipende dal campo geomagnetico e dai processi geologici che avvengono durante e dopo la formazione di una roccia. La NRM acquisita durante la formazione di una roccia è detta primaria ed è l'oggetto della maggior parte delle indagini paleomagnetiche.

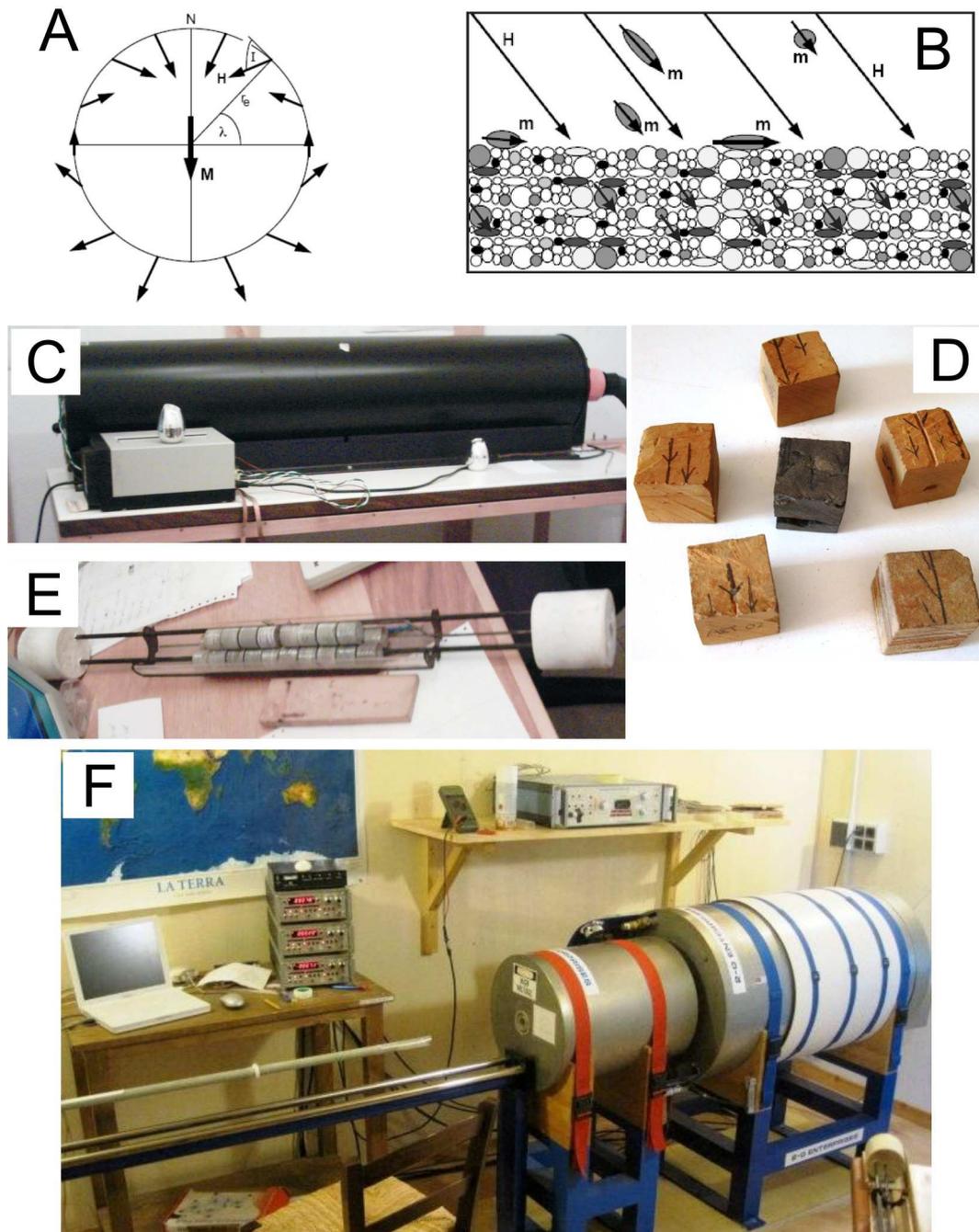


Fig. 27: Principi e strumentazione relativa alle analisi paleomagnetiche. (A) Schema del modello GAD; M : dipolo magnetico, r_e : raggio terrestre, λ : latitudine, I : inclinazione del campo geomagnetico H . (B) Acquisizione del DRM; m : momenti magnetici dei granuli detritici; H campo geomagnetico. (C) Demagnetizzatore termico. (D) Alcuni dei campioni analizzati. (E) Barca con campioni. (F) Il magnetometro criogenico, utilizzato per l'analisi dei campioni.

Le forme principali di magnetizzazione naturale rimanente primaria sono tre: termorimane, chimica rimanente, detritica. Le componenti secondarie sono quelle che vengono acquisite successivamente alla formazione della roccia e si sommano vettorialmente alla componente primaria originando l'NRM totale; sono dovute a cambiamenti nel chimismo dei minerali ferromagnetici o alla crescita di minerali tardivi. È compito del paleomagnetista riconoscere le diverse componenti ed isolare le primarie mediante opportuni processi di demagnetizzazione.

La magnetizzazione termorimane (TRM) è prodotta dal raffreddamento di un minerale attraverso la temperatura di Curie in presenza di un campo magnetico (come quello terrestre). È la forma di magnetismo rimanente più frequente nelle rocce ignee. All'interno di una roccia in via di raffreddamento l'agitazione termica decresce progressivamente ed i minerali magnetici tendono ad avere i momenti statisticamente allineati col campo magnetico inducente perché tale situazione è energeticamente favorevole.

La magnetizzazione chimica rimanente (CRM) avviene al di sotto della temperatura di Curie a seguito della formazione di un minerali ferromagnetici i quali, in presenza di un campo magnetico, tenderanno ad allinearsi ad esso. Tale fenomeno può avvenire o per alterazione di un precedente minerale (non necessariamente ferromagnetico) o per precipitazione da una soluzione.

La magnetizzazione detritica rimanente (DRM) è acquisita durante la deposizione e la litificazione delle rocce sedimentarie (Fig. 27 B). In molti ambienti sedimentari il minerale detritico ferromagnetico dominante è la magnetite. Prove di risedimentazione in presenza di un campo magnetico noto hanno dimostrato che l'orientazione dei minerali ferromagnetici molto spesso avviene in realtà al di sotto dell'interfaccia acqua-sedimento e non sulla stessa superficie deposizionale. I processi postdeposizionali in fase diagenetica precoce, come ad esempio la circolazione di fluidi o la bioturbazione, portano quindi ad una riorientazione dei minerali ferromagnetici nella direzione del campo inducente efficace almeno quanto i processi gravitativi stessi, spesso riducendone l'errore. Normalmente, per le indagini paleomagnetiche, le granulometrie

superiori all'arenaria fine sono evitate perché i granuli ferromagnetici di tali dimensioni sono soggetti più facilmente a rimagnetizzazione ed all'azione meccanica dell'agente deposizionale; hanno quindi minore possibilità di riorientazione postdeposizionale.

La magnetizzazione viscosa rimanente (VRM) è acquisita gradualmente durante l'esposizione al campo geomagnetico dopo la formazione della roccia a seguito della riorientazione di parte dei momenti magnetici. La VRM non è solitamente considerata per scopi paleomagnetici.

La magnetizzazione isoterma rimanente (IRM) è provocata dall'esposizione a campi magnetici molto intensi a temperatura costante. In natura tale fenomeno si verifica a causa dei fulmini (*Bulter, 1998*).

Lo scopo dell'indagine paleomagnetica è di ottenere un valore attendibile della direzione del campo geomagnetico nel luogo e nell'intervallo di tempo in cui le rocce studiate acquisirono la NRM primaria e confrontarlo con la Geomagnetic Polarity Time Scale e quindi correlare la sezione in esame con una scala delle inversioni di riferimento. Per fare questo bisogna già adottare alcuni accorgimenti nella raccolta dei campioni in campagna. I sedimenti pelitici selezionati per le analisi paleo magnetiche hanno una giacitura suborizzontale; sono stati individuate delle superfici di strato adatte al campionamento, la cui orizzontalità è stata verificata tramite l'utilizzo di una bolla. Le superfici sono state quindi orientate e marcate tramite linee di riferimento indicanti in Nord (magnetico), utilizzando una bussola. I campioni marcati, di dimensioni medie di 10-15 cm sono stati quindi prelevati e fatti asciugare per alcuni giorni; sono stati in seguito tagliati con una sega circolare diamantata in modo da ottenere dei campioni cubici orientati di 2 cm di lato (Fig 27 D).

Per poter analizzare i campioni si debbono usare tecniche di demagnetizzazione parziale che permettono di isolare la componente primaria della magnetizzazione naturale rimanente, eliminando le componenti secondarie.

In questo lavoro è stata adottata la demagnetizzazione termica che consiste nello scaldare il campione a temperature via via maggiori, in un ambiente a campo

magnetico nullo, prima di ogni misurazione della rimanenza magnetica. In questo modo tutti i granuli ferromagnetici che hanno temperatura di sbloccaggio minore rispetto a quella applicata assumono magnetizzazioni sparse casualmente nello spazio, annullandosi statisticamente tra loro. Una volta raggiunta la temperatura di Curie dei minerali presenti nel campione si avrà rimanenza magnetica nulla (*Butler, 1998*). L'operazione si effettua tramite un forno dotato anche di camera di raffreddamento ed isolato dal campo magnetico esterno (Fig. 27 C); possono essere trattati fino a 45 campioni contemporaneamente, utilizzando appositi supporti (barche; Fig. 27 E).

Infine le misurazioni sono state effettuate tramite il magnetometro criogenico (Fig. 27 F), uno strumento che permette la misurazione delle magnetizzazioni naturali anche molto deboli. I dati ottenuti vengono quindi rielaborati e rappresentati graficamente nei diagrammi di Zijderveld nei quali viene rappresentata la direzione, verso e intensità della NRM dopo ogni passo della progressiva demagnetizzazione. In questi grafici si effettua la proiezione del vettore NRM su due piani ortogonali. La distanza di ogni punto dall'origine del sistema cartesiano di riferimento è proporzionale all'intensità del vettore. I dati vengono plottati solitamente anche su di uno stereogramma di Schmidt, in modo da avere una visione più immediata dell'andamento delle direzioni (le intensità in questo caso non possono essere rappresentate graficamente) (*Butler, 1998*).

Risultati ottenuti

L'analisi paleomagnetica, eseguita presso il laboratorio "Alpine Laboratory of Paleomagnetism" (ALP; Peveragno, Cuneo), è stata effettuata su 33 campioni raccolti in due siti principali: 25 della sezione nell'area di Pian di Bari (Fig. 8) e 8 nel sito di Arcidosso (S2, vedi paragrafo 3.2.1). In particolare 6 campioni hanno mostrato una magnetizzazione instabile sin da i primi passi di smagnetizzazione termica e quindi non sono stati considerati per le successive analisi. Dall'elaborazione sui dati dei rimanenti 27 campioni è stata isolata una

componente (definita A) tra temperatura ambiente e i 250 °C. Tale componente è orientata verso Nord e verso il basso (Dec.= 9.4°; Inc.= 57.8°; α_{95} = 2.3°), con una dispersione molto bassa, indicata dal moderato valore α_{95} (semiangolo del cono di confidenza attorno alla direzione media all'interno del quale giace la media vera, con un livello di confidenza del 95%; *Fisher, 1953*). La componente A è molto prossima alla direzione del campo magnetico attuale nel sito di campionamento (Fig. 28 A). Il campo attuale è stato calcolato usando l'ipotesi GAD (geocentric axial dipole; *Butler, 1998*), cioè non è una misura effettiva fatta sul terreno ma una stima della direzione magnetica del campo geomagnetico negli ultimi 10^3 – 10^4 anni. Quindi la componente A è interpretata come una componente “attuale”, cioè acquisita sotto l'influenza di un campo normale geologicamente recente per crescita di minerali magnetici in situ (CRM) o per riorientazione di parte dei momenti magnetici (VRM).

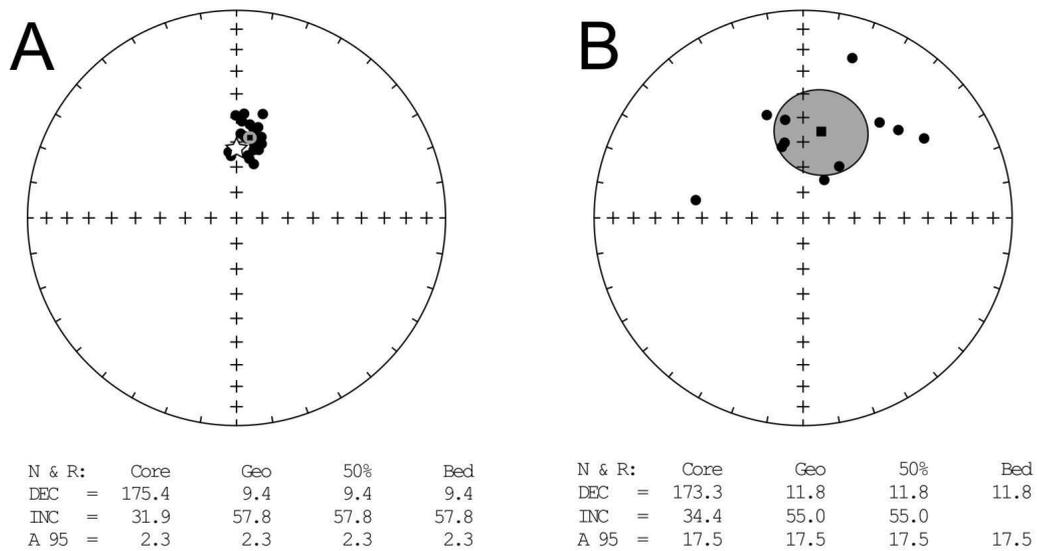


Fig. 28: Diagrammi di Schmidt delle componenti magnetiche dei campioni analizzati e relativi valori di direzione. (A) Componente magnetica A prossima al valore di campo magnetico terrestre attuale (stella bianca); il quadratino nero indica la direzione media, il cerchio grigio la dispersione (α_{95}). (B) Componente magnetica Ch indica un intervallo a polarità Normale; il quadratino nero indica la direzione media, il cerchio grigio la dispersione (α_{95}).

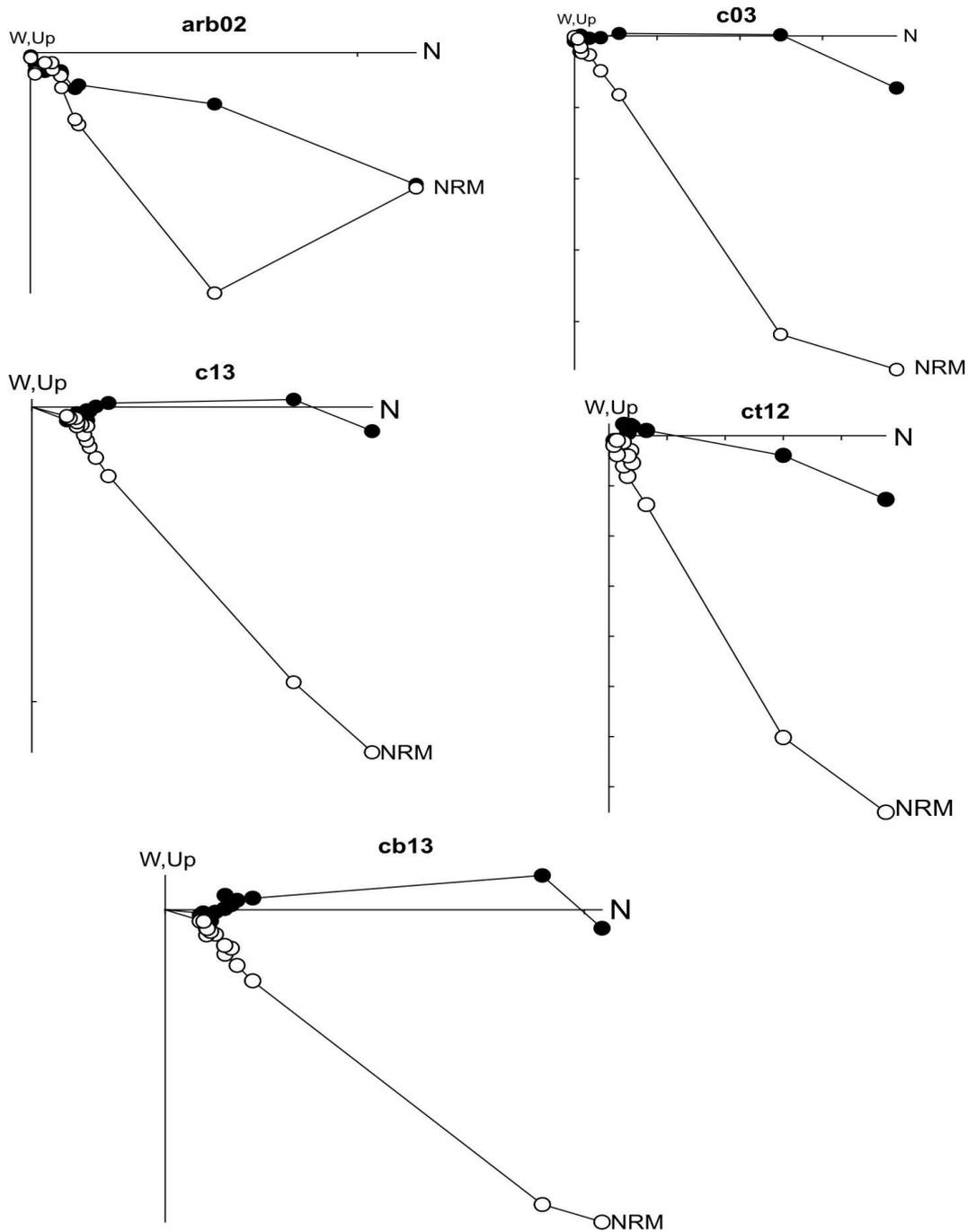


Fig. 29: Diagrammi di Zijderveld dei campioni più rappresentativi. Si può osservare la componente Ch che tende verso l'origine degli assi. Ogni punto nel grafico corrisponde a un passo in termini di temperatura della smagnetizzazione termica.

In 11 campioni è stata isolata una componente caratteristica (Ch) successiva alla A e che tende linearmente all'origine degli assi dei diagrammi di Zijderveld (Fig. 29). La componente "Ch" è stata isolata mediamente tra i 300 e i 400 °C ed è orientata verso Nord e verso il basso (Dec.= 11.8°; Inc.=55.0°; α_{95} = 17.5°), nonostante la dispersione sia relativamente elevata (Fig. 28 B). Come per la componente A, la direzione media e la dispersione sono stati calcolati utilizzando la statistica di Fisher (1953). Le temperature di smagnetizzazione suggeriscono che la magnetizzazione sia portata da ossidi del gruppo della titanomagnetite o della titanoematite. I dati quindi suggeriscono che i sedimenti si siano depositati durante un intervallo a polarità Normale.

CAPITOLO 4: DISCUSSIONE DEI DATI

4.1 SCHEMA STRATIGRAFICO RIASSUNTIVO

Il riempimento di valle incisa in esame consiste pertanto di due unità, separate da una superficie erosiva. L'unità inferiore (VF1) è stata oggetto di precedenti studi (*Aldinucci et al., 2007*) che hanno dimostrato l'assenza dell'influenza di variazioni relative del livello del mare sull'aggradazione della successione fluviale di riempimento. L'unità superiore (VF2) è stata oggetto del presente studio, e ha permesso di definire l'architettura dei depositi di valle incisa (porzione superiore della successione di valley-fill), sia nelle aree appena a monte ed che in quelle appena a valle della faglia (Fig. 30 A). Nell'area appena a monte, i depositi di valle incisa esaminati sono costituiti da sedimenti fluviali sabbioso-siltosi poggianti su ciottolami (gravel-bed river) e passanti lateralmente a sedimenti grossolani (ciottolami) accumulati da corsi d'acqua tributari in prossimità del margine destro della paleovalle. Nell'area a valle della faglia i depositi dell'unità VF2 sono costituiti da due sub-unità formate da ciottolami attribuiti a sistemi tipo gravel-bed river, che risultano separati da una superficie erosiva. In entrambi i settori la generale direzione di trasporto del sedimento è verso Sud, fatta eccezione per un accumulo di depositi ciottolosi alimentati da Ovest ed accumulati nel punto di confluenza di un tributario della valle principale appena a monte della faglia.

4.2 STORIA DEPOSIZIONALE

Dopo la fase di incisione, avvenuta a causa della regressione marina indotta da un sollevamento a scala regionale al tetto del Pliocene Medio (Aldinucci *et al.*, 2007), la valle in esame è interessata da una prima fase aggradazionale che ha portato all'accumulo dell'unità VF1, a causa di un significativo aumento degli apporti sedimentari associato ad un incremento di piovosità e sollevamento delle aree fonte (Aldinucci *et al.*, 2007).

Terminata questa prima fase aggradazionale l'intero sistema è interessato da una fase di erosione-bypass che porta alla formazione di una marcata superficie erosiva a tetto dell'unità VF1. Tale fase erosiva è attribuita da Aldinucci *et al.* (2007) ad un generico Pleistocene Inferiore. Dopo tale fase comincia un nuovo processo di riempimento della valle con l'accumulo dell'unità VF2, che mostra chiaramente la marcata diversificazione dei depositi presenti a monte ed a valle della faglia descritta. Tale differenza può essere spiegata in relazione ad una deposizione di tali sedimenti in concomitanza con l'attività della faglia stessa, che indubbiamente ha agito dopo la sedimentazione dei depositi dell'unità VF1 (vd. paragrafo 3.4.3) e che è stata interessata da attività anche molto recente, in accordo con le significative emissioni di fluido che tuttora interessano il piano di faglia. In particolare la faglia abbassa il blocco sopracorrente e alza quello sottocorrente.

Appena dopo la fase di erosione-bypass sviluppatasi a tetto dell'unità VF1, il sistema fluviale che drenava la valle (i.e. paleoArno) fluiva indisturbato sedimentando lungo tutto il suo percorso all'interno della Val d'Ambra depositi ciottolosi che si ritrovano a monte della faglia appena sotto i depositi sabbioso-limosi ed a valle della faglia appena sopra i sedimenti dell'unità VF1 (Fig. 30 A). Durante questa fase il sistema è in grado di ricevere e trasportare a valle i significativi volumi di sedimento grossolano fornito dai sistemi tributari collocati lungo il fianco destro della valle. Questi sedimenti sono distribuiti ed accumulati

proprio laddove la valle confluisce nel Bacino di Siena, tagliando i sedimenti marini pliocenici ed ampliandosi significativamente.

Questa fase, interrotta dall'attivazione della faglia, influisce in maniera consistente sulla deposizione e distribuzione dei sedimenti all'interno del sistema vallivo. In particolare, data l'orientazione e la cinematica della faglia, questa agisce come sbarramento rispetto al drenaggio principale, causando subsidenza e diminuzione di gradiente nei settori Nord e sollevamento ed aumento di gradiente in quelli a Sud. Nelle aree a Nord il sistema perde capacità di trasporto, come attestato dalla significativa diminuzione di grana del sedimento. Questa significativa perdita di capacità di carico del sistema trova espressione nella formazione degli accumuli di ciottolami lungo il fianco destro della paleovalle (Fig. 30 B). I depositi ciottolosi forniti dai tributari della valle non possono essere trasportati sottocorrente a causa della diminuzione di gradiente e vengono intrappolati in prossimità delle zone di confluenza nella valle principale (Fig. 30 B). Tali depositi potrebbero essere etichettati come "conoidi alluvionali" formatesi lungo i fianchi della valle, in accordo anche alla distribuzione a ventaglio delle paleocorrenti misurate (Fig 16). Nelle aree a Sud della zona di faglia, il sollevamento causa parziale erosione ed incremento di capacità di trasporto, come attestato dal significativo aumento di grana del sedimento rispetto alle aree ubicate sopracorrente. Tale sedimento viene fornito principalmente dal rimaneggiamento dei depositi sottostanti, accumulatisi durante la precedente fase di quiescenza tettonica, ad opera di una marcata azione erosiva che porta nel tempo al progressivo incassamento del sistema nei depositi sottostanti (Fig. 19, profilo B-B').

L'ultima fase della storia deposizionale del sistema è associata alla cattura del principale sistema di drenaggio (paleoArno) che confluisce nel Bacino del Valdarno, lasciando che il torrente Ambra inizi a drenare l'area in esame, tagliando e terrazzando i depositi dell'unità VF2.

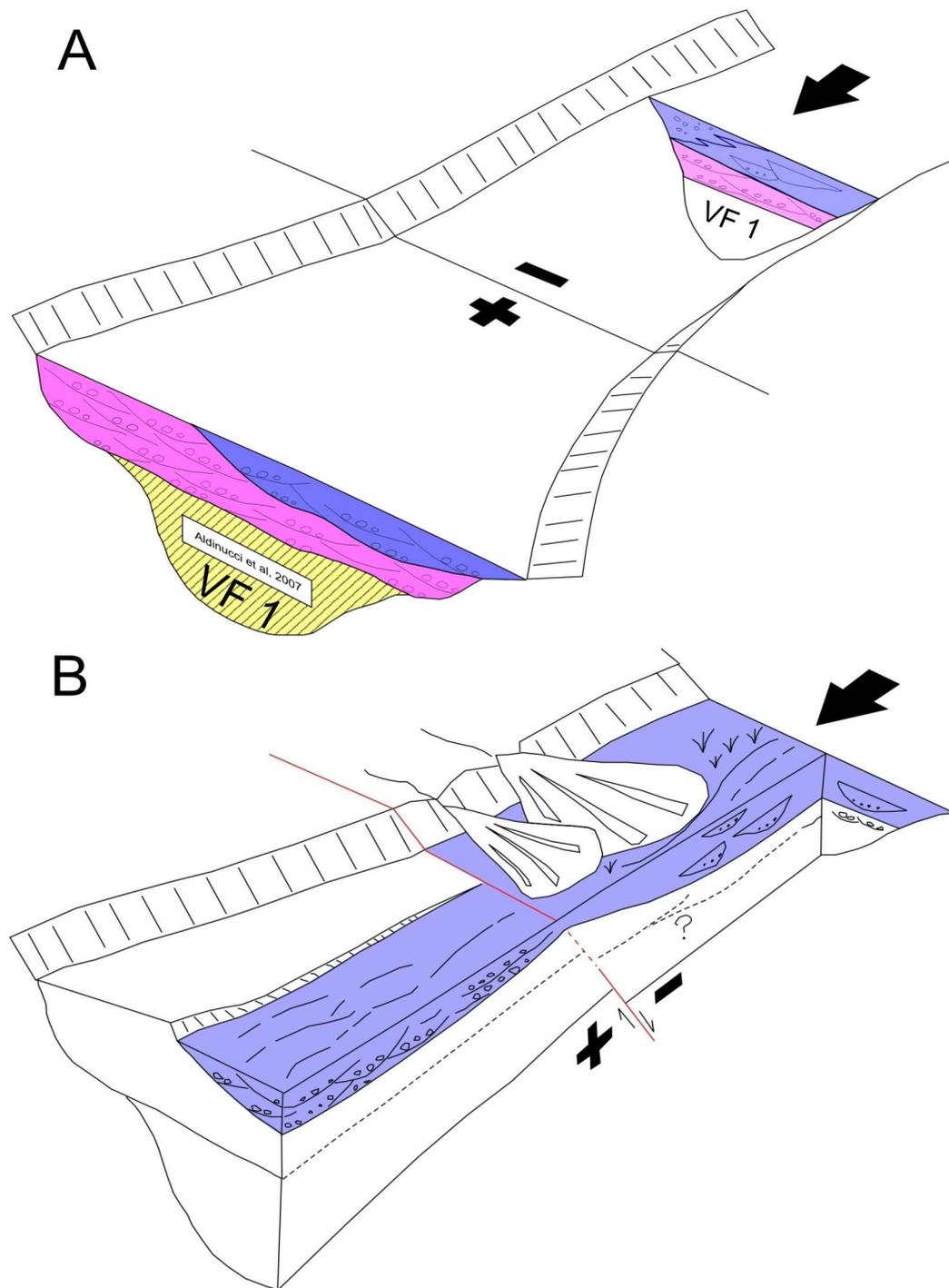


Fig. 30: Schema stratigrafico. (A) Depositi costituenti la successione di riempimento della valle a monte ed a valle della zona interessata dalla faglia rispettivamente. I depositi in rosa rappresentano i sedimenti fluviali accumulatisi prima dell'attività della faglia. I depositi in blu sono quelli accumulatisi durante l'attività della faglia e sono costituiti da sedimenti fini e grossolani distribuiti rispettivamente a monte ed a valle della faglia. (B) Modello deposizionale relativo ai depositi dell'unità VF2 durante l'attività tettonica.

4.3 IMPLICAZIONI NELL'AMBITO DELL'INTERAZIONE TRA TETTONICA E SEDIMENTAZIONE IN AMBIENTE FLUVIALE

L'interazione tra sistemi fluviali e faglie attive è stato in precedenza oggetto di studi (*Ouchi, 1985; Holbrook & Schumm, 1999*). Tale interazione gioca un ruolo determinante, ad esempio, durante le prime fasi di sviluppo di bacini sedimentari (*Gawthorpe & Leeder, 2000*) e può portare a significative variazioni tessitura dei sedimenti nello spazio e nel tempo. Gli studi di Holbrook e Schumm (*1999*), evidenziano come sia addirittura possibile identificare aree in sollevamento tettonico (movimenti epeirogenici) proprio sulla base del comportamento aggradazionale o erosivo dei sistemi fluviali interagenti con la tettonica.

Sebbene gli Autori sopracitati descrivano in dettaglio diverse situazioni e facciano riferimento non solo alla tendenza dei sistemi a sedimentare o erodere, ma anche alla tendenza a variare il proprio stile fluviale, tutti gli esempi riportati in letteratura riguardano casi attuali. Il caso in esame rappresenta una situazione estremamente singolare in quanto rappresenta la chiara evidenza che situazioni simili a quelle descritte in letteratura possono entrar a far parte del record fossile. Il caso della Val d'Ambra mostra una buona analogia con i modelli suggeriti da Holbrook e Schumm (*1999*) quelle che loro definiscono "longitudinal modifications", ovvero per quelle alterazioni del profilo longitudinale del corso d'acqua. In accordo con questi Autori, la successione della val d'Ambra evidenzia come le aree ubicate a monte del disturbo tettonico siano soggette ad aumento dei depositi di overbank e perdita di carico di sedimento, mentre quelle ubicate a valle siano caratterizzate dalla presenza di depositi grossolani comunemente erosi proprio dalla zona interessata da sollevamento.

Sebbene la ridotta qualità degli affioramenti che caratterizza l'area in esame non permetta speculazioni di dettaglio riguardo la tipologia di stile fluviale che caratterizza i depositi a monte ed a valle della faglia risulta possibile un tentativo di analogia col modello proposto da Ouchi (*1985*) sulla base di

esperimenti di laboratorio. Nel suo lavoro Ouchi afferma che la zona a monte della deformazione sia caratterizzata dalla presenza di canali isolati e sinuosi, mentre quella a valle tenda ad essere caratterizzata dalla presenza di canali intrecciati. Tale distribuzione delle tipologie di depositi fluviali trova riscontro anche in alcuni esempi di fiumi attuali, come quello mostrato in Fig. 31. Tale corso d'acqua è ubicato in California (USA), e la valle che lo ospita è tagliata da una faglia normale immergente a NO (sopracorrente rispetto alla direzione di trasporto). Tale caso è stato individuato tramite il sito www.geohazards.usgs.gov ed integrato con Google Earth.



Fig. 31: Corso d'acqua nell'area di Mesa (California, USA). La direzione del flusso è verso SE ed il piano di faglia attiva (monitorata da USGS) immerge verso NO. Notare la tendenza del sistema ad aggradare sia a monte che a valle del piano di faglia (immagine da Google Earth).

Le litologie ed alcuni tipi di geometrie osservate nella successione in esame potrebbero potenzialmente essere compatibili con gli stili fluviali descritti da Ouchi, sebbene ulteriori studi sono necessari per confermare tale ipotesi. Infine risulta particolarmente interessante evidenziare come il modello analizzato suggerisca anche come spesse successioni fluviali possano aggradare in contesti di valle incisa anche laddove il forcing sull'aggradazione non sia rappresentato da risalite del livello relativo del mare come suggerito dai classici schemi sequenziali (Wright and Marriot; 1993).

4.4 ETÀ DEI DEPOSITI IN ESAME

Nonostante le ricerche di natura paleontologica non abbiano fornito risultati significativi, le indagini paleomagnetiche possono consentire di speculare sull'età della successione in esame. Come ben scritto in dettaglio nel paragrafo 3.5.2, i risultati paleomagnetici mostrano che la successione in esame si è accumulata durante un campo magnetico terrestre parallelo a quello attuale e quindi normale.

Considerando che i depositi di tetto della successione marina affiorante nell'area studiata sono riferiti alla porzione superiore del tardo Pliocene (*Aldinucci et al., 2007*) la successione in esame deve avere un'età inferiore ai 2.58 Ma. Similmente, tenendo conto che il paleoArno entra nel Bacino del Valdarno Superiore appena prima del tetto del Chron Matuyama (*Mazza et al., 2005*), si evince che la successione in esame, essendo deposta dal paleoArno, non può avere un'età superiore a 0.78 Ma (tetto Chron Matuyama). La deposizione del valley-fill studiato deve essere pertanto avvenuta 2.58 e 0.78 Ma, solo due eventi magnetici a polarità normale sono documentati. Tali eventi sono rappresentati dalla magnetozona Olduvai (1.95-1.77 Ma) e dalla magnetozona Jaramillo (1.07-0.99). In tale contesto, dato che tutti i campioni analizzati documentano una polarità normale, appare plausibile che i depositi accumulatisi durante la fase tettonica sin-sedimentaria siano depositi tra 1.95 e 1.77 Ma oppure tra 1.07 e 0.99 Ma. Sebbene tali ipotesi siano entrambe possibili, l'esigua durata della magnetozona Jaramillo, che talvolta risulta difficilmente documentabile anche in continue e potenti successioni pelitiche marine, suggerisce che una deposizione durante la magnetozona Olduvai possa essere più realistica. Tale ipotesi dovrà comunque essere comprovata da ulteriori studi.

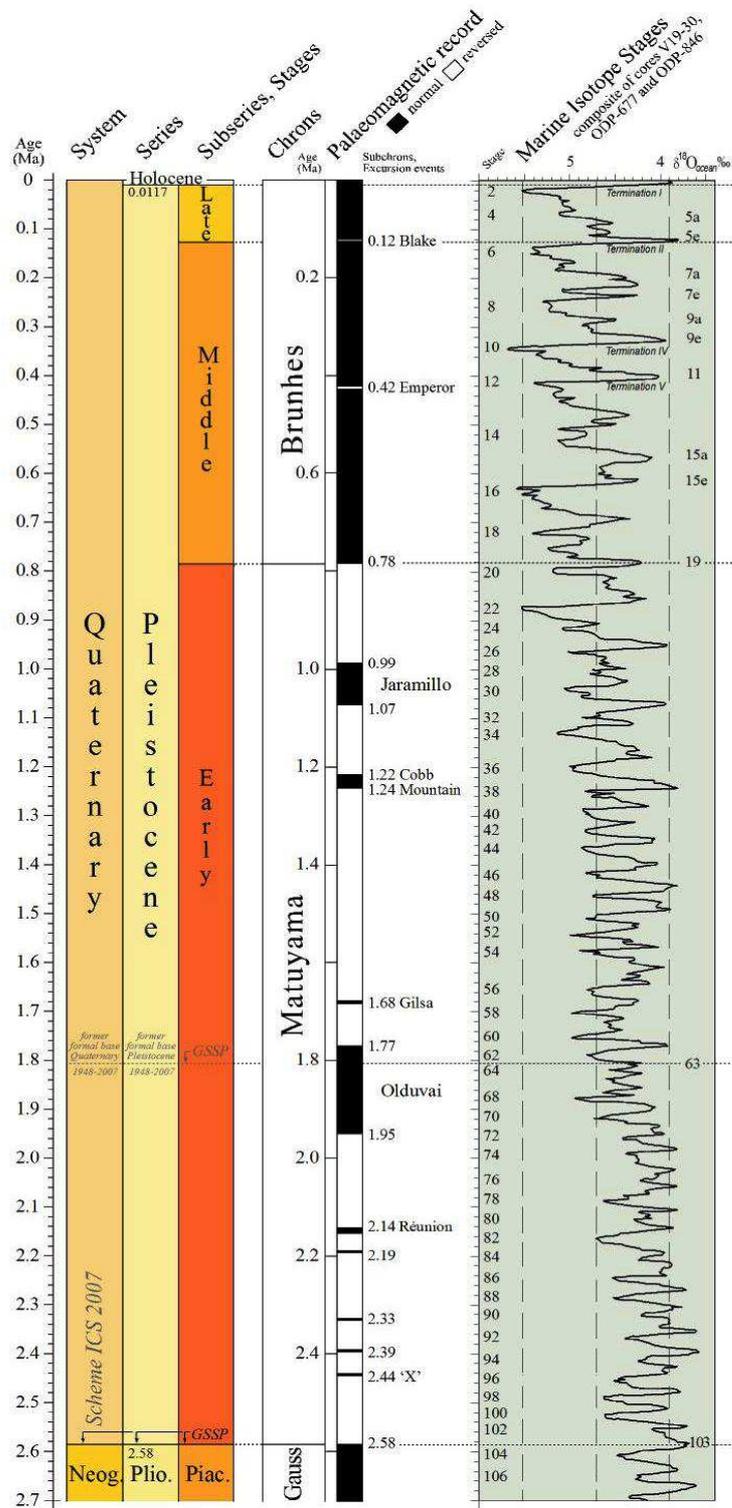


Fig. 32: Scala magnetocronostratigrafica. I depositi probabilmente appartengono alla magnetozona Normale Olduvai tra 1.95-1.77 Ma (da www.stratigraphy.org).

CAPITIOLO 5: CONCLUSIONI

Il presente lavoro ha descritto i poco noti depositi affioranti nell'area della Val d'Ambra fornendo un primo quadro stratigrafico ed una relativa interpretazione. Sebbene lo studio svolto possa essere ulteriormente approfondito, soprattutto in relazione ad eventuali indagini di sottosuolo, le principali conclusioni derivanti dal presente lavoro, possono essere riassunte nei seguenti punti.

1) La successione di riempimento di valle incisa descritta da Aldinucci et al. (2007) può essere seguita, sia sopracorrente che sottocorrente alla faglia, per un totale di circa 15 km.

2) La porzione superiore di tale riempimento si accumula in relazione ad una modificazione del profilo morfologico del fiume indotta da un disturbo di natura tettonica rappresentato da una faglia normale sviluppata trasversalmente rispetto alla valle ed immergente in direzione opposta a quella del trasporto di sedimento.

3) L'attività sin-sedimentaria della faglia causa una diversa risposta del sistema fluviale nelle aree ubicate rispettivamente sopra e sottocorrente alla faglia.

Nelle aree sopracorrente il sistema perde capacità di trasporto inducendo un accumulo di depositi sabbioso-limosi nelle aree assiali, e di ciottolami lungo i margini della valle. I depositi ciottolosi sono forniti dai tributari laterali della valle e vengono intrappolati in prossimità delle zone di confluenza proprio a causa della perdita di capacità di trasporto del sistema di drenaggio principale. Nelle aree sottocorrente rispetto alla faglia, il sollevamento causa parziale erosione ma soprattutto incremento di capacità di trasporto, come attestato dal significativo aumento di grana del sedimento, che viene fornito principalmente dal rimaneggiamento dei depositi sottostanti.

4) Aggradazione di depositi fini e grossolani in aree ubicate rispettivamente a monte ed a valle della zona tettonicamente attiva, trovano riscontro in casi studio

su sistemi attuali (*Holbrook e Schumm, 1999*) ed in esperimenti di laboratorio (*Ouchi, 1985*).

5) Il caso studio mostra come spesse successioni alluvionali possano formare riempimenti di valle incisa anche laddove il forcing sull'aggradazione non sia rappresentato da risalite del livello relativo del mare come suggerito comunemente nei classici modelli di stratigrafia sequenziale

6) Analisi paleomagnetiche suggeriscono che la successione in esame si sia accumulata tra 1.95 e 1.77 Ma (magnetozona Olduvai) oppure tra 1.07 e 0.99 Ma (magnetozona Jaramillo), sebbene una deposizione durante la magnetozona Olduvai possa sembrare la più realistica.

BIBLIOGRAFIA

ABBATE, E.; BRUNI, P.; SAGRI, M. (1991) La sezione geologica dei Monti del Chianti al Passo dei Mandrioli. *Studi Geol. Camerti, Vol. 1, pp: 211-215.*

ALDINUCCI, M.; GHINASSI, M.; SANDRELLI, F. (2007) Climatic and tectonic signature in the fluvial infill of a late Pliocene valley (Siena basin, northern Apennines, Italy). *Journal of Sedimentary Research, Vol. 77, pp: 398-414.*

ALTUNEL, E.; HANCOCK, P.L. (1993a) Active fissuring and faulting in Quaternary travertines at Pamukkale, western Turkey. *In: Neotectonics and Active Faulting (ed. Stewart, I.S., Vita-Finzi, C. & Owen, L.A.). Z. Geomorph. Suppl., Vol. 94, pp: 285-302.*

ALTUNEL, E.; HANCOCK, P.L. (1993b) Morphological features and tectonic setting of Quaternary travertines at Pamukkale, Western Turkey. *Geol. Jour. Review, Vol. 38, pp: 768-777.*

BALDI, A.M.; CIVELI, A.; LA BELLA, M.; SEITZ, H. (2006) The extraction of the layer of CO₂ "Torrente Ambra" in the province of Siena. *Fifteenth international symposium on Mine Planning & Equipment Selection . Unpublished.*

BARAZZUOLI, P.; COSTANTINI, A.; LAZZAROTTO, A.; MICHELUCCINI, M.; SALLEOLINI, M.; SALVADORI, L.; SANDRELLI, F. (1986) Ricerche strutturali ed idrogeologiche sulle aree alimentatrici del serbatoio geotermico. *In: sulle risorse geotermiche a medio-bassa temperatura nella parte settentrionale del Bacino di Siena. CNR PFE SEG SI-4, pp: 175-189.*

BARAZZUOLI, P.; IZZO, S.; MENICORI, P.; MICHELUCCINI, M.; SALLEOLINI, M. (1991) Un esempio di acquifero superficiale alimentato da acqua termale (Rapolano Terme, Siena). *Boll. Soc. Geol. It., Vol. 110, pp: 3-14.*

BARTOLINI, C.; PRANZINI, G. (1981) Plio-Quaternary evolution of the Arno basin drainage. *Z. Geomorph. N.F., Vol. 40, pp: 77-91.*

BELLANI, S.; BROGI, A.; LAZZAROTTO, A.; LIOTTA, D.; RANALLI, G. (2004) Heat flow, deep temperatures and extensional structures in the Larderello geothermal field (Italy): constraints on geothermal fluid flow. *J. Volc. Geoth. Res., Vol. 132, pp: 15-29.*

BERNINI, M.; LASAGNA, S. (1988) Rilevamento geologico e analisi strutturale del Bacino dell'alta Val Magra tra M. Orsaro e Pontremoli (Appennino Settentrionale). *Atti Soc. Toscana Sci. Nat. Mem. Serie A, Vol. 95, pp: 139-183.*

BOCCALETTI, M.; CIARANFI, N.; COSENTINO, D.; DEIANA, G.; GELATI, R.; LENTINI, F.; MASSARI, F.; MORATTI, G.; PESCATORE, T.; RICCI LUCCHI, F.; TOTORICI, L. (1990) Palinplastic restoration and paleogeographic reconstruction of the peri-Tyrrhenian area during the Neogene. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol., Vol. 77, pp: 41-50.*

BOCCALETTI, M.; COLI, M. (1983) La tettonica della Toscana: assetto ed evoluzione. *Mem. Soc. Geol. It., Vol. 25, pp: 51-62.*

BOCCALETTI, M.; COLI, M.; DECANDIA, F.A.; GIANNINI, E.; LAZZAROTTO A. (1980) Evoluzione dell'Appennino settentrionale secondo un nuovo modello strutturale. *Mem. Soc. Geol. It, Vol. 21, pp: 359-373.*

BOCCALETTI, M.; COLI, M.; NAPOLEONE, G. (1977) Nuovi allineamenti strutturali da immagini Landsat e rapporti con l'attività sismica negli Appennini. *Bull. Soc. Geol. Ital., Vol. 96, pp: 679-694.*

BOCCALETTI, M.; DAINELLI, P. (1982) Il sistema regmatico neogenico-quaternario nell'area mediterranea: esempio di deformazione plastico-rigido post-collisionale. *Mem. Soc. geol. It., Vol. 24, pp: 465-482.*

BOCCALETTI, M.; SANI, F. (1998) Cover thrust reactivations related to internal basement involvement during Neogene-Quaternary evolution of the northern Apennines. *Tectonics, Vol. 17, N. 1, pp: 112-130.*

BODECHTEL, J.; NITHACK, J.; HAYDN, R. (1974) Geologic evaluation of central Italy from ERTS-1 and skylab data. *Eur. Earth Res. Sat. Exp., Frascati Symp., pp: 209-215.*

BORTOLOTTI, V. (1966) La tettonica trasversale dell'Appennino I – La linea Livorno-Sillaro. *Boll. Soc. geol. It., Vol. 85, pp: 529-540.*

BOSSIO, A.; COSTANTINI, A.; LAZZAROTTO, A.; LIOTTA, D.; MAZZANTI, R.; MAZZEI, R.; SALVATORINI, G.; SANDRELLI, F. (1993) Rassegna delle conoscenze sulla stratigrafia del neautoctono toscano. *Società Geologica Italiana, Memorie, Vol. 49, pp: 17-98.*

BRIDGE, J.; DEMICCO, R. (2008) Earth Surface Processes, Landforms and Sediment Deposits. *Cambridge University Press, Cambridge.*

BROGI, A. (2008) The structure of the Monte Amiata volcano-geothermal area (Northern Apennines, Italy): Neogene-Quaternary compression versus extension. *Int. J. Earth Sci., Vol. 97*, pp: 677-703.

BROGI, A. (2004) Faults linkare damage rock and hydrothermal fluid circulation: Tectonic interpretation of the Rapolano Terme travertines (southern Tuscany, Italy) in the context of Northern Apennines Neogene-Quaternary extension. *Eclogae geol. Helv., Vol. 97*, pp: 307-320.

BROGI, A.; CAPEZZUOLI, E. (2009) Travertine deposition and faulting: the fault-related travertine fissure-ridge at Terme S. Giovanni, Rapolano Terme (Italy). *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch.)*, Vol. 98, pp: 931-947.

BROGI, A.; LIOTTA, D.; MECCHERI, M.; FABBRIN, L. (2010) Transtensional shear zones controlling volcanic eruptions: the Middle Pleistocene Mt Amiata volcano (inner Northern Apennines, Italy). *Terra Nova*, Vol. 22, pp:137-146.

BURGER, H. R. (1992) Electrical resistivity. In: *Exploration Geophysics of the Shallow Subsurface*, Prentice Hall P T R, Upper Saddle River, New Jersey, USA., pp: 241-316.

BUTLER, R. F. (1998) PALEOMAGNETISM: Magnetic Domains to Geologic Terranes Electronic Edition. *Department of Geosciences University of Arizona Tucson, Arizona*.

CASTELLARIN, A.; EVA, C.; GIGLIA, G.; VAI, G.B. (1986) Analisi strutturale del fronte Appenninico padano. *G. Geol.*, Vol. 47, pp: 47-76.

CELLO, G.; INVERNIZZI, C.; MAZZOLI, S.; TONDI, E. (2001) Fault properties and fluid flow patterns from Quaternary faults in the Apennines, Italy. *Tectonophysics*, Vol. 336, pp: 63-78.

COLLINSON, D.W. (1983) Methods in rock magnetism and palaeomagnetism: Techniques and instrumentation. *Chapman and Hall (London and New York) xiv*, 503 p.

COSTANTINI, A.; LAZZAROTTO, A.; SANDRELLI, S. (1982) Il graben di Siena: conoscenze geologico-strutturali. *C.N.R. Prog. Fin. Geol. Publ.*, Vol. 356, pp: 1075-1186.

CREMONINI, M.; MARABINI, S. (1982) La formazione a Colombacci nell'Appennino romagnolo. In: "Guida alla Geol. del margine appenninico-padano". (Ed. by Cremonini, G.; Ricci Lucchi, F.), *Soc. Geol. It., Guide Geol. Regionali*, pp: 167-169.

- DEBELMAS, J. (1986) The western alpine arc: new data and hypothesis. *In: F.C. Wezel (Editor), The Origin of Arcs. Elsevier, Amsterdam, pp: 233-251.*
- FAZZINI, P.; GELMINI, R. (1982) Tettonica trasversale nell'Appennino settentrionale. *Mem. Soc. geol. It., Vol. 10, pp: 247-256.*
- FIDOLINI et al. (in revisione) e relativa bibliografia.
- FISHER, R.A. (1953) Dispersion on a sphere. *Proceedings of the Royal Society of London A217, pp: 295-305.*
- GANDIN, A.; SANDRELLI, F. (1992) Caratteristiche sedimentologiche dei corpi sabbiosi intercalati nelle argille plioceniche del bacino di Siena. *G. Geol., Vol. 54, pp: 55-66.*
- GAWTHORPE, R. L.; LEEDER, M. R. (2000) Tectono-sedimentary evolution of active extensional basins. *Basin Research, Vol. 12, pp: 195-218.*
- GHELARDONI, R. (1965) Osservazioni sulla tettonica trasversale dell'Appennino settentrionale. *Boll. Soc. geol. It., Vol. 84, pp: 277-290.*
- GHINASSI, M.; MAGI, M.; SAGRI, M.; SINGER, B.S. (2004) Arid climate 2.5 Ma in the Plio-Pleistocene Valdarno Basin (Northern Apennines, Italy). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, Vol. 207, pp: 37-57.*
- HANCOCK, P.L. (1985) Brittle microtectonics: principles and practice. *J. Struct. Geol. Vol. 7, pp: 437-457.*
- HANCOCK, P.L.; CHALMERS, R.M.L.; ALTUNEL, E.; CAKIR, Z. (1999) Travertines: using travertines in active fault studies. *J. Struct. Geol., Vol. 21, pp: 903-916.*
- HILL, K.V.; HAYWARD, A.B. (1988) Structural constraints of the Tertiary plate tectonic evolution of Italy. *Mar. Petrol. Geol., Vol. 5, pp: 2-15.*
- HOLBROOK, J., SCHUMM S.A. (1999) Geomorphic and sedimentary response of the river to tectonic deformation: a brief review and critique of a tool for recognizing subtle epeirogenic deformation in modern and ancient settings. *Tectonophysics, Vol. 305, pp: 287-306*
- KEAREY, P.; VINE, F.J. (1994) Tettonica globale. *Zanichelli (Bologna), pp: 296.*

LAZZAROTTO, A.; COSTANTINI, A.; SANDRELLI, F.; BROGI, A.; FORESI, L.M. Carta Geologica d'Italia alla Scala 1:50.000, Foglio 297-Asciano. ISPRA, Servizio Geologico d'Italia. *In press*.

LIOTTA, D. (1991) The Arbia-Val Marecchia Line, Northern Apennines. *Eclogae geol. Helv.*, Vol. 84/2, pp: 413-430.

LIOTTA, D. (1990) La linea Arbia-Val Marecchia nel quadro della geologia dell'Appennino settentrionale. *PhD-Thesis, Università di Siena*.

LIOTTA, D.; MENICORI, P. (1990) L'analisi statistica di dati angolari in geologia: il programma di calcolo LINEA e lo studio fotogeologico della linea Arbia-Val Marecchia. *Boll. Soc. Geol. It. (in print)*

MAGI, M. (1992) Depositi fluviali e di conoidi alluvionali del Pleistocene nell'alta Valle dell'Ombrone (Siena). *Società Geologica Italiana, 76° Riunione Estiva, Riassunti, 183 p.*

MARTINI, I.P.; SAGRI, M. (1993) Tectono-sedimentary characteristics of Late Miocene-Quaternary extensional basins of the Northern Apennines, Italy. *Earth-Science Reviews, Vol. 34, pp: 197-233.*

MAZZA, P.P.A.; MARTINI, F.; SALA, B.; MAGI, M.; COLOMBINI, M.P.; GIACHI, G.; LANDUCCI, F.; LEMORINI, C.; MODUGNO, F.; RIBECHINI, E. (2006) A new Palaeolithic discovery: tar-hafted stone tools in a European Mid-Pleistocene bone-bearing bed. *Journal of Archaeological Science, Vol. 33, pp: 1310-1318.*

MERLA, G. (1951) Geologia dell'Appennino Settentrionale. *Società Geologica Italiana, Bollettino, Vol. 70, pp: 95-382.*

MILSOM, J. (2003) Resistivity methods. *In: Field Geophysics, Third Edition, John Wiley & Sons, Ltd, Chichester, UK., pp: 97-116.*

MINISSALE, A. (1991) Thermal springs in Italy: their relation to recent tectonic. *Applied Geochemistry, Vol. 6, pp: 201-212.*

MOSCON, G. (2009) Caratteristiche sedimentologiche di depositi fluviali pleistocenici del Bacino di Siena (Toscana). *Unpublished.*

OUCHI, S. (1985) Response of alluvial rivers to slow active tectonic movement. *Geological Society of American Bulletin, Vol 96, pp: 504-515.*

PAVLIDES, S.B.; KILIAS, A.A. (1987) Neotectonic and active faults along the Serbomacedonian zone (SE Chalkidiki, Northern Greece). *Annales Tectonicae*, Vol. 1, pp: 94-104.

PETIT, J.P. (1987) Criteria for the sense of movement on fault surfaces in brittle rocks. *J. Struct. Geol.*, Vol. 9, pp: 597-608.

POSAMENTIER, H.W.; WALKER, R.G. (2006) Deep-water turbidites and submarine fans. *Special Publication Society For Sedimentary Geology*, Vol. 84, pp: 399-520.

READING, H.G. (1996) Sedimentary Environments: Processes, facies and Stratigraphy. *Third edition. Blackwell publishing.*

REYNOLDS, J. M. (1997) Electrical resistivity methods. *In: An Introduction to Applied and Environmental Geophysics, John Wiley & Sons, Ltd, Chichester, UK.*, pp: 418-488.

RICCI LUCCHI, F. (1990) Turbidites in foreland and onthrust basins of the northern Apennines. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, Vol. 77, pp: 51-66.

RICCI LUCCHI, F. (1986) The Oligocene to recent foreland basins of the northern Apennines. *In: P.A. Allen and P. Homewood (Editors), Foreland Basins. Spec. Publ. Int. Assoc. Sedimentol.*, Vol. 8, pp: 105-139.

ROYDEN, L.H.; PATACCA, E.; SCANDONE, P. (1987) Segmentation and configuration of subducted lithosphere in Italy: an important control on thrust belt and foredeep-basin evolution. *Geology*, Vol. 15, pp: 714-717.

SAGRI, M.; MARTINI, I.P.; BENVENUTI, M.; MAGI, M. (1994) Basin fill architecture of the Neogene-Quaternary extensional basin in the Northern Apennines. *In: 15th IAS Regional Meeting, Ischia.*

SAVELLI, D.; WEZEL, F.C. (1978) Schema geologico del Messiniano del Pesarese. *Boll. Soc. geol. It.* 97, pp: 165-188.

SEIDEL, K.; LANGE, G. (2008) Direct Current Resistivity Methods. *In: Environmental Geology Handbook of Field Methods and Case Studies, Knodel, K., G. Lange and H. Voigt (Eds.). Springer, USA.*, pp: 205-237.

SIBSON, R.H. (1996) Structural permeability of fluid-driven fault-fracture meshes. *J. Struct. Geol.* Vol. 18, pp: 1031-1042.

WRIGHT, V.P.; MARRIOTT, S.B. (1993) The sequence stratigraphy of fluvial depositional system: the role of floodplain sediment storage. *Sediment. Geol.*, Vol. 86, pp: 203-210.

RINGRAZIAMENTI

Un grazie speciale alla mia famiglia che mi ha sopportato e mi ha permesso di poter arrivare a questo traguardo. Un grazie particolare a Sara per la fiducia, l'aiuto e la serenità che mi ha trasmesso in questi anni. Un grazie sentito al mio relatore Massimiliano Ghinassi per il supporto e la disponibilità che non tutti sono in grado di dare. Un grazie a Valeria per l'enorme pazienza che forse nemmeno sapeva di avere. Grazie a Giorgia e Marcella per l'avventura in Toscana.

Un ringraziamento a tutti quelli che hanno collaborato alla realizzazione di questo lavoro: alla dott.ssa Rita Deiana e Jacopo Boaga per la grande disponibilità e l'aiuto con la geoelettrica; dott. Andrea Brogi e il dott. Matteo Massironi per la parte strutturale; Lorenzo e Carlotta per l'aiuto in laboratorio di paleontologia; Edoardo Dalla Nave per averci rimesso la marmitta oltre che i giorni di Ferragosto in quel di Peveragno.

Un grazie agli amici geologi e agli amici di Verona per essere veri amici!

Un grazie ai miei coinquilini, per l'aiuto, i consigli, lo "svacco" e la dipendenza da PES!!!

Un grazie a tutti quelli che festeggeranno con me, a chi c'è, a chi non c'è, a chi avrebbe voluto esserci ma soprattutto a chi avrei voluto che oggi ci fosse!